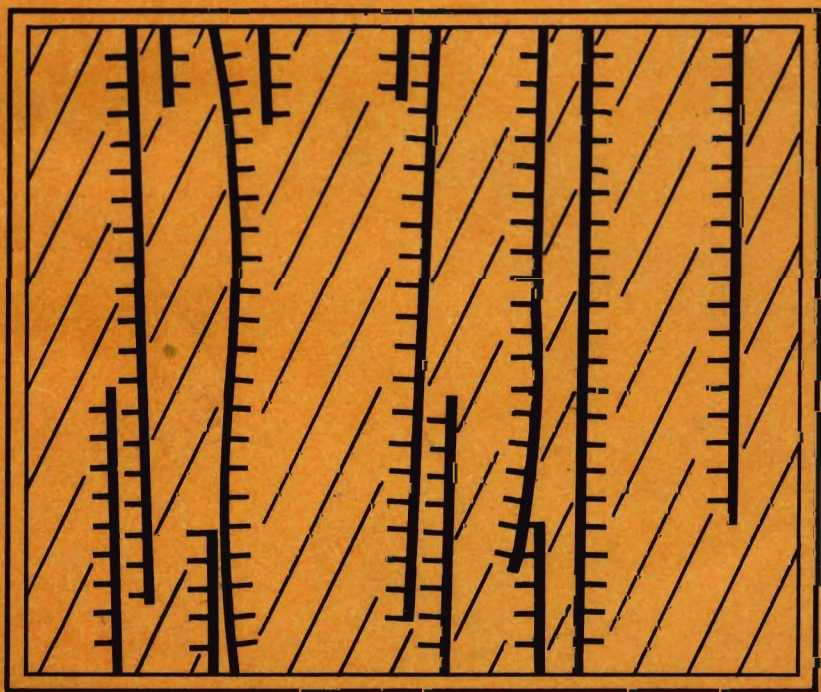


В. А. НЕВСКИЙ

ТРЕЩИННАЯ ТЕКТОНИКА рудных полей и месторождений



В. А. НЕВСКИЙ

ТРЕЩИННАЯ
ТЕКТОНИКА
рудных полей
и месторождений



МОСКВА НЕДРА 1979

Невский В. А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М., Недра, 1979. 224 с.

В книге рассмотрены особенности морфологии и закономерности размещения в горных породах трещин скалывания и отрыва. Подчеркнуто, что морфология трещин отрыва существенно меняется в зависимости от структуры и текстуры пород, в которых они развиваются. Приведена генетическая классификация трещин и их группировка по степени распространенности, показаны геологические, физико-географические и другие условия формирования трещин различных генетических типов. Рассмотрены особенности трещинной тектоники платформенного чехла и чехла срединных массивов, складчатых областей и пород фундамента, а также полей, сложенных в различной степени деформированными магматическими породами. Описана региональная и локальная зональность в размещении трещин в верхней части земной коры, а также зональность кольцевых магматических горных пород в рудных полях и месторождениях различных генетических и структурных типов. Показана роль трещин в определении морфологии рудных тел и закономерностей их распределения. Даны различные методы изучения трещин на площади рудных полей и месторождений.

Книга рассчитана на широкий круг рудничных геологов, геологов полевых партий и экспедиций и научных учреждений, а также студентов геологических вузов.

Табл. 11, ил. 61, список лит.— 169 назв.

Трещинная тектоника является важным элементом структуры рудных полей и месторождений. Изучение ее представляет не только теоретический интерес, но и имеет большое практическое значение. Трещиноватость вмещающих оруденение горных пород часто определяет морфологию и условия залегания рудных тел и закономерности их размещения, влияет на особенности их внутреннего строения, особенно в телах штокверкового типа, на морфологию и пространственную ориентировку рудных столбов. Знание особенностей трещинной тектоники горных пород необходимо также для решения ряда горнотехнических задач при разведке и особенно при отработке месторождений. Трещинная тектоника имеет существенное значение при определении гидрогеологического режима месторождений. Успешное решение перечисленных задач возможно на основе углубленного изучения трещинной тектоники с учетом не только интенсивности проявления трещиноватости, но и генетической природы трещин и их количественных соотношений.

Вопросы трещинной тектоники получили освещение в ряде специальных работ [Пэк А. В., 1939; Королев А. В., 1951; Белоусов В. В., 1952; Вольфсон Ф. И., 1954; Беликов Б. П., 1953; Рац М. В., Чернышев С. Н., 1970; и др.]. Особенно выделяется книга А. В. Пэка, которая длительное время являлась настольным пособием для многих геологов и не потеряла своего значения и до сих пор. Трещинная тектоника рассматривается в пособиях по структурной геологии [Биллингс М. П., 1949; де Ситтер Л. У., 1960; Белоусов В. В., 1961; Ажгирей Г. Д., 1966; Хиллс Е. Ш., 1967 и др.], по структурам рудных полей и месторождений [Королев А. В., 1939, 1962; Крейтер В. М., 1956; Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д., 1975], в монографии М. В. Гзовского (1975) по тектонофизике и в многочисленных статьях различных исследователей.

За последнее десятилетие по трещинной тектонике накоплен значительный фактический материал, разбросанный по многочисленным статьям и не получивший освещения в сводных работах. Анализ его показывает, что в горных породах развиты различные по генетической природе трещины, среди которых тектонические далеко не всегда являются ведущими, как это представлялось прежде.

В данной книге автор сделал попытку обобщения большого фактического материала, накопленного геологами по трещинной тектонике к настоящему времени. Вопросы деформации горных

пород и механизма формирования трещин скалывания и отрыва здесь не рассматриваются, так как они достаточно полно освещены во многих работах [Пэк А. В., 1939; Белоусов В. В., 1952; Крейтер В. М., 1956; Белоусов В. В., 1962; Белоусов В. В., Гзовский М. В., 1964; Ажгирей Г. Д., 1966; Хиллс Е. Ш., 1967; Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д., 1975; и др.] и особенно в последней монографии М. В. Гзовского (1975).

При изложении материала автор отказался от термина «кливаж». К кливажу относят тонкую слоистость и сланцеватость горных пород, флюиальность, плоскостную ориентировку минералов в магматических горных породах и системы сближенных параллельных мелких трещин различной генетической природы. Поэтому, когда говорят «кливаж», то остается неясным, о чем собственно идет речь [Лукин Л. Н., Кушнарев И. П., 1952].

Рукопись в процессе подготовки книги к изданию была просмотрена В. И. Смирновым, Ф. И. Вольфсоном, В. И. Казанским, сделавшими ряд весьма ценных замечаний. Всем названным лицам автор выражает свою благодарность.

ГЛАВА I

ТРЕЩИНЫ ОТРЫВА И СКАЛЫВАНИЯ

Среди разрывных нарушений земной коры выделяются разломы и трещины. Многие исследователи различия между ними видят в том, что по разломам наблюдаются видимые смещения, а по трещинам их нет. Такое утверждение неверно, так как по трещинам скалывания всегда происходят те или иные продольные, в том числе нередко видимые перемещения. Правда, масштабы их обычно незначительны.

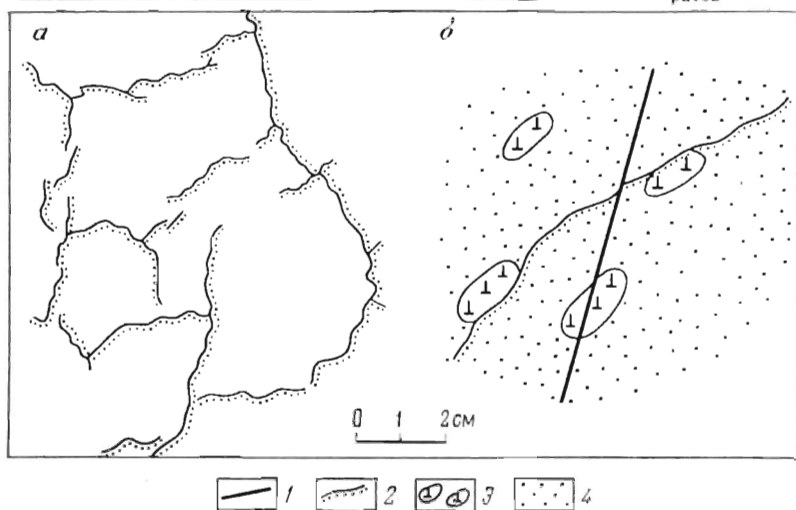
Чтобы отчетливее выявить различия между разломами и трещинами, следует сравнивать следующие три признака — масштаб, особенности внутреннего строения и геологическую историю развития. С этих позиций разломы — это крупные разрывные нарушения сложного внутреннего строения, с длительной многоэтапной геологической историей развития (в частности, для крупных разломов щитов до 1—1,5 млрд. лет, а иногда и более). Трещины — это преимущественно мелкие разрывные нарушения от микроскопически малых размеров до многих десятков и первых сотен метров по простиранию, реже более. Они имеют простое или достаточно простое внутреннее строение и короткую геологическую историю развития. Несмотря на отмеченные различия, отчетливую грань между крупными трещинами и мелкими разломами провести все же затруднительно, она в известной мере условна.

Трещины исключительно широко распространены буквально во всех горных породах земной коры, кроме легко сыпучих и размываемых, а также некоторых высокопористых пластичных пород (например, пелитовых туфов).

Я. Б. Фридман [1943, 1952], а вслед за ним Г. В. Ужик [1950] показали, что все твердые тела разрушаются либо путем скалывания, либо путем отрыва. Трещины скалывания образуются под действием максимальных касательных напряжений, а отрыва — под действием максимальных растягивающих напряжений. Скалывание и отрыв могут проявляться как одновременно, так и раздельно. Это положение справедливо и для горных пород. Поэтому все трещины в горных породах, независимо от их генезиса, относятся либо к скалыванию, либо к отрыву. Возникают они не только при деформации сжатия, но также при растяжении, сдвиге, изгибе и кручении. На рис. 1 показано положение трещин отрыва и скалывания при различных видах деформаций горных пород.

Внешние нагрузки		Напряжения		Вид излома при разрушении	
		$\sigma_{\max}$	$\tau_{\max}$	от $\sigma_{\max}$	от $\tau_{\max}$
Растяжение					
Сжатие					
Сдвиг					
Кручение					
Изгиб					

Рис. 1. Схема расположения трещин отрыва и скалывания при различных видах нагрузок.
По Я. Б. Фридману



Почему в одном случае возникают трещины отрыва, а в другом — скалывания? При прочих равных условиях это зависит прежде всего от физико-механических свойств деформируемых пород и от скорости деформации. В породах хрупких предпочтительно возникают трещины отрыва, в пластичных — скалывания. С другой стороны, с возрастанием скорости деформации возрастает вероятность возникновения трещин отрыва. Известно, что при условно мгновенной деформации даже самые пластичные твердые тела разрушаются путем образования трещин отрыва.

Чтобы разобраться в многообразии генетических типов трещин в горных породах, геологу необходимо прежде всего научиться отличать трещины скалывания от трещин отрыва непосредственно в обнажениях и в горных выработках. К сожалению, тех отличий между ними, которые изложены в отмеченных выше обобщающих работах по трещинной тектонике, в пособиях по структурной геологии и по структурам рудных полей и месторождений, явно недостаточно, чтобы справиться с этой задачей. Поэтому рассмотрим эти вопросы более подробно [Невский В. А., 1963].

Крупные трещины скалывания, вдоль которых всегда прослеживаются оторочки тектонической глины и милонитов, а нередко и штрихи и зеркала скольжения, легко отличить от трещин отрыва. Для наиболее широко распространенных мелких трещин, имеющих протяженность по простиранию от первых сантиметров до многих десятков сантиметров и первых метров, эта задача значительно сложнее. Мелкие трещины, особенно вязкого скалывания, всегда представлены правильными геометрическими плоскостями; они прямолинейны, с ровными сглаженными стенками, но оторочек тектонической глины вдоль них не наблюдается. Исключение представляют трещины скалывания с первичной кривизной, описанные М. В. Гзовским [1956]. Они характеризуются сглаженными дуговидными тектоническими поверхностями раздела горных пород и развиваются обычно в местах переслаивания пород с резко различной вязкостью (в прослоях сланцев среди известняков или песчаников, в дайках порфиристов среди гранитов и в других аналогичных случаях). По мелким трещинам скалывания всегда происходят те или иные продольные смещения, но при отсутствии маркирующих горизонтов их обнаружить не удастся.

Поверхность мелких трещин отрыва в подавляющем большинстве случаев шероховатая, неровная, с множеством мелких и крупных угловатых выступов и углублений. Нередко они бывают изогнуты под прямым или почти прямым углом или дугообразно. Замер элементов залегания такой поверхности отрыва часто встречает значительные затруднения. Подобная морфология трещин отрыва связана с процессом их возникновения. Рассматривая сложный узор трещин отрыва в илах пересохших водоемов или усохшего почвенного слоя, часто можно

видеть все стадии их развития. Наряду с едиными более или менее протяженными трещинами отрыва, здесь можно увидеть и серию мелких кулисообразно размещенных трещин (рис. 2, а), характеризующих начальный этап развития более протяженного отрыва. По-видимому, в дальнейшем, по мере развития деформации мелкие кулисы, объединяясь в единую трещину, создают сложно изогнутую поверхность более крупного отрыва. Такой процесс формирования трещин отрыва подтвержден экспериментально работами В. В. Белоусова [1952] и В. В. Белоусова и М. В. Гзовского [1964].

Приведенное описание морфологических особенностей мелких трещин отрыва можно найти во всех учебниках по структурной геологии и пособиях по трещинной тектонике. Но такая морфология трещин отрыва характерна только для достаточно грубозернистых кластических осадочных и крупнокристаллических с неравномерной текстурой магматических пород. В таких породах, как конгломераты, трещины скалывания пересекают и цемент, и гальку, а трещины отрыва, изгибаясь, обтекают гальку (см. рис. 2, б). Поэтому в этих случаях даже сравнительно мелкие трещины отрыва и скалывания легко различаются.

Как отмечал еще А. В. Пек [1939], в плотных тонкозернистых породах с равномерной структурой морфологические отличия между трещинами отрыва и скалывания в значительной мере сглаживаются. Наши многолетние полевые наблюдения [Невский В. А., 1963₁] показали, что в таких породах, как вулканические покровы фельзитов, тончайшие илы современных отложений, вулканические стекла и некоторых других, поверхность трещин отрыва — ровная, сглаженная, а иногда (вулканические стекла) напоминает полированную. Только некоторые элементы дуговидной изогнутости трещин отрыва помогают отличать их в этих случаях от трещин скалывания. В вулканических стеклах дуговидность трещин отрыва обычно выражена более резко. Таким образом, по морфологическим признакам различать мелкие трещины отрыва и скалывания в плотных тонкозернистых породах затруднительно, а во многих случаях и просто невозможно.

При решении выдвинутой задачи существенную помощь оказывает рассмотрение особенностей распределения трещин отрыва и скалывания в горных породах. Трещины отрыва всегда размещаются в них более или менее равномерно, расчленяя их на сравнительно равновеликие блоки. Примером могут служить вулканические покровы со столбчатой отдельностью, пласты осадочных горных пород, смятые в антиклинальную складку, и другие.

Трещины скалывания в горных породах размещаются весьма неравномерно, располагаясь в удаленных одна от другой зонах скалывания. Ширина таких зон в зависимости от масштаба трещин колеблется от долей сантиметра для мельчайших трещин,

до 5—6 см (иногда более) для более крупных. В каждой такой зоне размещается целая серия параллельных сближенных и кулисообразно расположенных трещин. Расстояние между ними в зависимости от физико-механических свойств вмещающих пород, геологических условий формирования разрывов и их масштабов колеблется в достаточно широких пределах — от долей миллиметра до 5—6 см (рис. 3, а). В общем случае, чем интенсивнее проявлена пластическая деформация при возникновении разрывов, тем гуще насыщенность зоны скалывания мелкими трещинами. Отдельные трещины обычно заходят одна за другую, и поэтому во многих поперечных сечениях зон скалывания можно видеть параллельно расположенные две — три, нередко четыре трещины.

Нам представляется, что кулисообразное размещение мелких трещин скалывания является не случайным. Вероятнее всего, это связано с генетической природой данных трещин. Согласно современным представлениям о механизме возникновения трещин скалывания в деформируемом твердом теле, в направлении максимальных касательных напряжений возникает пластическое течение масс твердого тела. В начальный период деформации оно захватывает весь объем деформируемого тела. По мере развития деформации происходит концентрация ламинарного скольжения на все более ограниченном числе плоскостей. В конце концов такая концентрация приводит к возникновению трещин скалывания. Таким образом, рассматриваемое кулисообразное размещение мелких трещин скалывания, по-видимому, свидетельствует о том, что конечная концентрация ламинарного скольжения, приводящая к образованию трещин, развивается не на одной, а на серии сближенных параллельных плоскостей, образующих зону скалывания.

При разрушении блока горных пород вдоль зоны скалывания возникает не единая сглаженная плоскость, а ступенчатая поверхность. На рис. 3, б приведен пример такой поверхности по системе сближенных параллельных, крутопадающих, меридиональных трещин скалывания в рифейских гнейсированных гранитах гор Кара-Джилга в Киргизском хребте. При хрупком скалывании возникают зоны, состоящие из единичных кулисообразно расположенных трещин, не заходящих одна за другую. Зоны сгущения мелких трещин скалывания размещаются в горных породах неравномерно и расстояния между ними колеблются в значительных пределах: от 5—10 см до десятков сантиметров и иногда нескольких метров. Таким образом, опираясь на особенности морфологии трещин отрыва и скалывания и закономерности их размещения в горных породах, можно достаточно уверенно различать их между собой непосредственно в обнажениях.

В отличие от мелких, крупные трещины скалывания представлены не геометрической плоскостью, а закономерно изог-

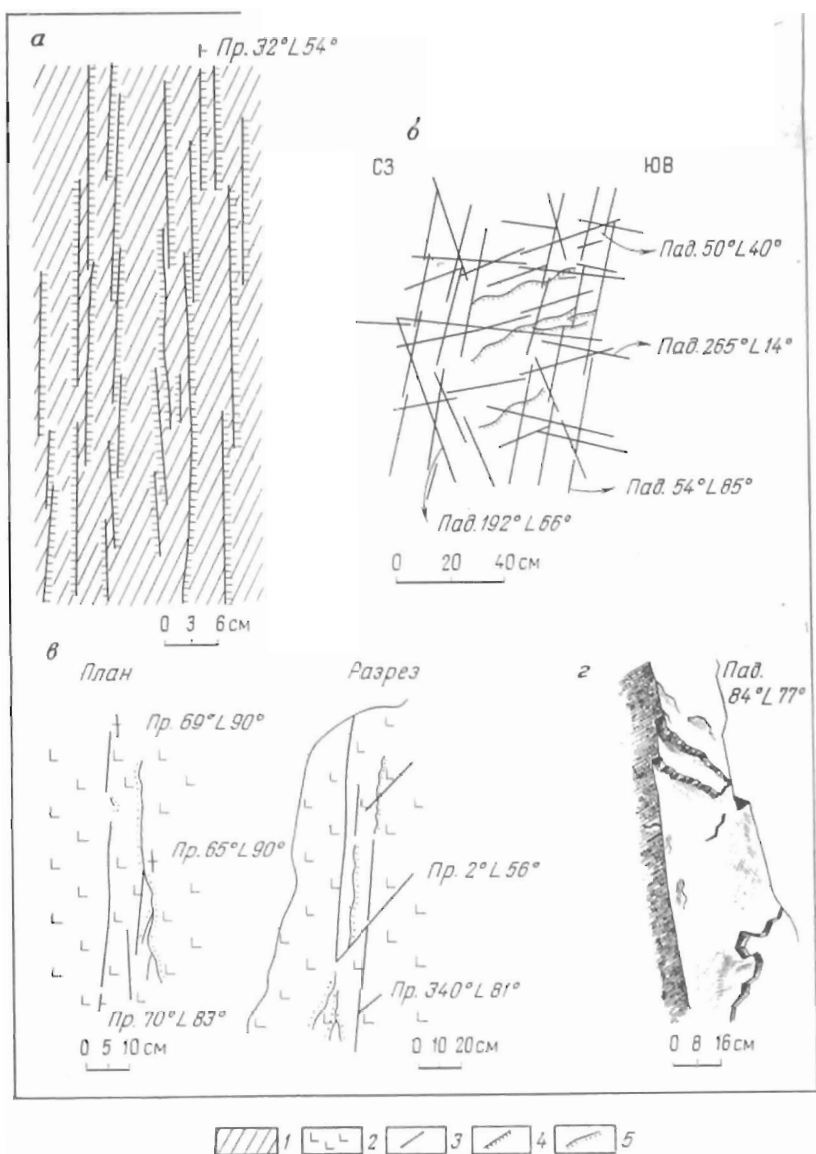


Рис. 3. Расположение трещин скалывания и отрыва: а — эшелонированные сколы, б — параллельное расположение трещин скалывания и отрыва в дорифейских зеленых амфиболовых сланцах бассейна Малого Кемина (Зайлийский Алатау); в — кураминских гранодиоритах; в — параллельное расположение трещин скалывания и отрыва; в байкальских гнейсированных гранитах бассейна р. Кенком (Киргизский хр.); г — ступенчатая поверхность скалывания

1 — дорифейские зеленые амфиболовые сланцы; 2 — кураминские гранодиориты; 3 — трещины скалывания; 4 — трещины скалывания с приуроченными к ним кварцевыми прожилками; 5 — трещины отрыва

нутой, волнистой тектонической поверхностью с сопровождающей ее оторочкой тектонической глинки и милонитов (рис. 4, в). Такая ее морфология определяется механизмом формирования разрывов сколового типа.

М. В. Гзовский [1975] показал, что поверхность разрыва сколового типа возникает не мгновенно, а формируется путем объединения многочисленных более мелких нарушений сплошности. Возникновение каждого нового мелкого нарушения уменьшает площадь сечения блока деформируемых пород, воспринимающих нагрузку от внешних сил. При постоянстве внешних деформирующих сил истинное напряжение в неразрушенной части блока увеличивается при образовании каждого нового мелкого разрыва, что приводит к возрастанию скорости пластической деформации перед разрушением блока. Этот процесс носит лавинообразный характер. К аналогичным выводам о направленности процесса разрывной деформации горных пород пришли на основе экспериментальных исследований Л. Н. Звягинцев и Н. С. Томашевская [1976].

М. В. Гзовский выделяет три стадии формирования крупных тектонических разрывов сколового типа.

Первая стадия — длительная подготовка будущего разрыва, проходящая путем возникновения на его месте многочисленных самостоятельных мелких разрывов. Последние, как показывают полевые наблюдения, размещаются в зонах скалывания кулисообразно. Постепенно разрастаясь, они объединя-

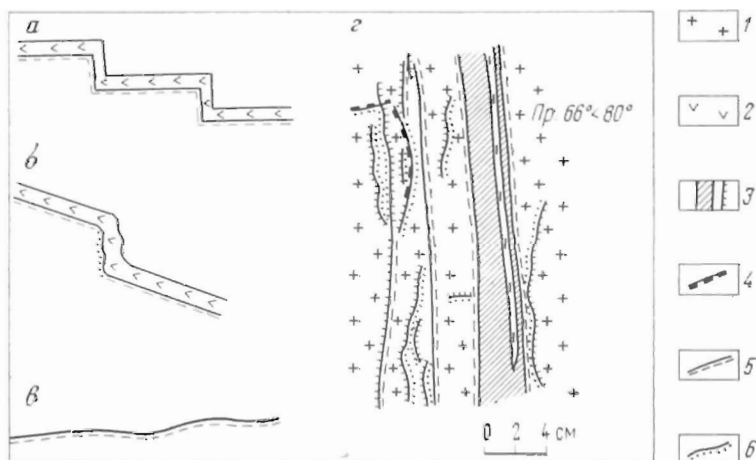


Рис. 4. Морфологические особенности трещин: а, б — ступенчатые дайки порфиров, в — сложная трещина скалывания, г — минерализованные трещины в зоне Танглитауского разлома (бассейн Кызыл-Алмалысай, южный склон Кураминского хребта).

1 — кызылнуринские кварцевые порфиры; 2 — порфиры; 3 — кварцевые жилы и прожилки; 4 — кварц-полевошпатовые прожилки; 5 — трещины скалывания; 6 — трещины отрыва

ются в относительно более крупные нарушения. Появление каждого мелкого разрыва сопровождается слабым землетрясением. Указывается, что по предварительным данным, «... возникновение внутри земной коры разрывов сколового типа протяженностью около 50 м может вызвать на поверхности земли землетрясение силой до 1—2 баллов».

Вторая стадия является основной в формировании крупных разрывов, хотя она и кратковременна. Она выражается в лавинообразно нарастающем процессе разрушения недеформированных перемишек между ранее возникшими многочисленными мелкими разрывами. Стадия заканчивается появлением крупного, сложно построенного тектонического разрыва, появление которого сопровождается наиболее сильным землетрясением.

Третья стадия — постепенного замедления прерывистого разрастания крупного разрыва на его флангах, сопровождающегося сейсмическими толчками, сила и количество которых быстро уменьшаются во времени.

Основываясь на этих данных есть основание относить появление мелких сближенных сколов, кулисообразно располагающихся в зонах скалывания, к самому началу первой стадии, а их последующее разрастание на флангах и объединение, с образованием более крупных волнисто изогнутых разрывов, к завершению этой стадии. Мы склонны мелкие прямолинейные сколы относить к простым трещинам скалывания, а более крупные, представленные волнисто изогнутой тектонической поверхностью, — к сложным.

В складчатых областях, срединных массивах, в зонах активизации и других крупных структурных элементах континентов довольно широко распространены чаще вертикальные и крутопадающие дайки жильных пород (порфириров, диабазов, диоритовых порфириров, аплитов, фельзитов, кварцевых порфириров и других), в некоторых районах — жильобразные тела пегматитов. Они имеют усложненную плитообразную форму с такими характерными деталями, как тупые окончания, коленообразные уступы, резкие раздувы и пережимы. Протяженность их по простиранию колеблется от многих десятков до многих сотен метров, иногда первых километров.

Как показывает изучение контактов таких даек, на одних интервалах они ограничены прямолинейными сглаженными поверхностями, нередко с глиной трения и штрихами, которые не оставляют сомнения в принадлежности их к трещинам скалывания; в других участках ограничивающие их поверхности неправильные, криволинейные, шероховатые, показывающие, что они относятся к трещинам отрыва (см. рис. 4, а, б). Встречаются дайки, приуроченные к приоткрытым трещинам скалывания различных простираний (см. рис. 4, а), и очень редки выполняющие крупные трещины отрыва. В момент заполнения маг-

магматическим расплавом такой разрыв представлял единое сложной морфологии приоткрытое разрывное нарушение.

Во многих районах установлены специфические особенности пространственной ориентировки каждого типа даек. Например, на площади Актюзского рудного поля в Запильском Алатау крутопадающие дайки герцинских порфиритов имеют преобладающее северо-восточное простирание, при весьма ограниченных случаях их меридиональной, широтной и северо-западной ориентировки. В горах Кара-Джилга, на южном склоне Киргизского хребта, дайки рифейских метаморфизованных порфиритов имеют преобладающее широтное простирание и лишь иногда северо-западное и северо-восточное; для более молодых (каледонских) секущих их даек диабазов и лампрофиров наиболее типично меридиональное простирание, а широтное, северо-западное и северо-восточное встречаются значительно реже. Аналогичные закономерности в пространственной ориентировке некоторых даек жильных пород Западного Карамазара отмечал и Ф. И. Вольфсон [1947] и многие другие исследователи для целого ряда районов.

Эти данные показывают, что приоткрывание рассматриваемых разрывов и заполнение их магматическим расплавом происходило в условиях радиальных дислокаций. Разрывные нарушения такого типа, как нам представляется, целесообразно относить к сложным трещинам отрыва. Их формирование несомненно связано с более сложной и длительной историей развития, чем простых трещин отрыва, и проходило на фоне меняющегося плана деформаций. В период тапгенциального сжатия возникали сложные трещины скалывания, которые в условиях радиальных дислокаций приоткрывались и объединялись в единое разрывное нарушение с вновь возникшими трещинами отрыва.

Можно привести немало примеров, показывающих положение крупных сложных трещин отрыва и скалывания в дислоцированных породах рудных полей и месторождений. Так, на Хайдарканском рудном поле субширотные складки (рис. 5, а) рассечены серией диагональных разломов и крупных трещин скалывания северо-восточного простирания (левые сдвиги); достаточно крупные крутопадающие трещины отрыва, с приуроченными к ним дайками порфиритов, ориентированы в меридиональном направлении.

При статистическом методе изучения мелких трещин, когда они замерялись без выделения трещин отрыва и скалывания, выявленные их системы, представленные на сетке Вальтера — Шмидта соответствующими максимумами, геологи относили к трещинам отрыва или к трещинам скалывания, опираясь только на общие представления об ориентировке эллипсоида деформации в данном участке.

В то же время изучение трещиноватости горных пород в естественных обнажениях с выделением на месте трещин отрыва и скалывания, проведенное автором [Невский В. А., 1960₂] в ряде районов Тянь-Шаня и других, показало более сложные взаимоотношения между ними. Нередко встречается параллельное их расположение или наращивание на окончаниях трещин скалывания единичных трещин отрыва или веерообразных их пучков (см. рис. 3, б, в). Наращивание на окончаниях трещин скалывания, трещин отрыва подтверждено экспериментально Л. Н. Звягинцевым и Н. С. Томашевской [1976].

В более крупном плане параллельное расположение крупных трещин отрыва и скалывания можно видеть в зонах разломов, где часто встречаются параллельные плоскости основного сместителя продольные дайки порфириров, кварцевых порфириров, аплитов и других пород, выполняющие крупные сложные трещины отрыва. Очень показательны в этом отношении минерализованные штокерки зон разломов (см. рис. 4, г), где также можно встретить много примеров параллельного расположения трещин скалывания и отрыва. В результате в таких участках нередко возникают комплексные системы, представленные трещинами отрыва и скалывания.

На рис. 7, в приведена диаграмма, отражающая такие системы трещин в тонкослоистых известняках верхнего девона в бассейне р. Урусу, на северном склоне Алайского хребта.

Думается, что наращивание трещин скалывания единичными трещинами отрыва или их пучками и параллельное их рас-

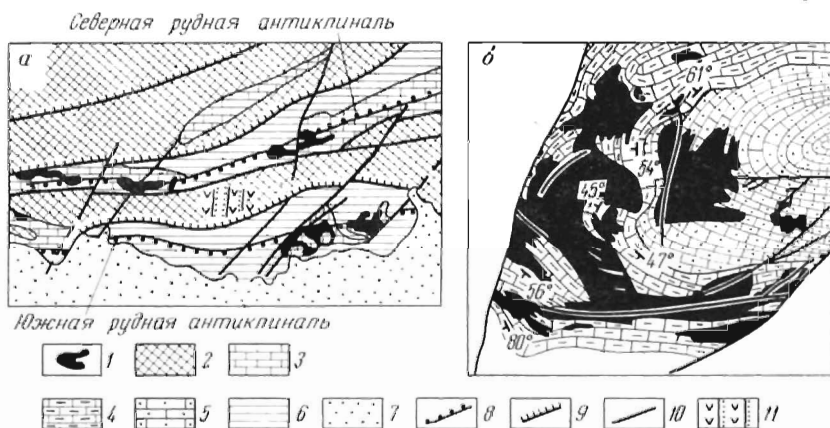


Рис. 5. Хайдарканское рудное поле: а — схема структуры. По В. И. Смирнову, с дополнениями автора; б — периклинальное замыкание Северной рудной антиклинали на площади месторождения Кара-Арча.

1 — джаспериты; 2 — подстилающие породы силура — девона; 3 — рудомещающий комплекс известняков нижнего — среднего карбона; 4 — известняки среднего карбона; 5 — известняки нижнего карбона; 6 — рудоперекрывающий (экранирующий) комплекс сланцев верхнего палеозоя; 7 — пострудный комплекс четвертичных пород; 8 — оси рудных антиклиналей; 9 — надвиги; 10 — разломы и крупные трещины; 11 — трещины отрыва с приуроченными к ним дайками порфириров

положение, вероятнее всего, возникают при повторных деформациях горных пород в условиях иного плана деформации. В истории геологического развития многих регионов то или иное иногда многократное изменение плана деформации слагающих их горных пород наблюдается довольно часто. Оно связано или с изменением ориентировки тангенциальных сжимающих усилий или с заменой их региональными или локальными радиальными дислокациями. Последние возникают, например, в процессе становления сводовых поднятий в активизированных областях или связаны с внедрением магматических расплавов в верхние горизонты земной коры, при возникновении интрузивов центрального типа и других магматических тел.

На площадях развития постмагматической минерализации иногда удается доказать, что некоторые трещины отрыва — продолжение трещин скалывания, параллельно которым или на продолжении которых они располагаются. Так, на рис. 4, г в левой половине зарисовки видна выполненная ранним высокотемпературным кварцем трещина скалывания, которая вверх по восстановлению заканчивается веером из четырех трещин отрыва. К трем из них приурочены прожилки того же высокотемпературного кварца, а к четвертой — более поздняя кварц-полевошпатовая жилка, секущая ранний кварц.

ГЛАВА II

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ТРЕЩИН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

До сравнительно недавнего времени (сороковые -- пятидесятые годы) вопросы генетической природы трещин, развитых в доступной наблюдению верхней части земной коры, практически не привлекали внимание геологов. Условно принималось, что подавляющее большинство их относится к тектоническим разрывным нарушениям. Исключение представляли только трещины термической контракции магматических пород, которым уделялось некоторое внимание; иногда упоминались трещины выветривания. Однако детальные структурно-геологические исследования более позднего времени показали, что довольно часто в горных породах наблюдается широкое развитие разрывов, не связанных с тектоническими деформациями. Это вызвало необходимость их некоторой систематизации.

А. В. Пэк [1960] разделил трещины, рассекающие горные породы, на три большие группы: 1) эндогенные, включающие трещины термической контракции и возникающие при обезвоживании, 2) тектонические, 3) экзогенные. Эта классификация была принята рядом других исследователей [Лукин Л. И., Кушнарев И. П., 1960; Рац М. В., Чернышев С. Н., 1970; Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д., 1975]. Только Л. И. Лукин и И. П. Кушнарев эндогенные трещины называли контракционными, а М. В. Рац и С. Н. Чернышев -- петрогенетическими. К сожалению, эта классификация не охватывает всего многообразия генетических типов трещин, развитых в горных породах, к тому же она не сопровождалась подробным описанием каждого типа трещин, за исключением тектонических.

В 1964 г. автором была предложена, а позже дополнена [1973_з] более полная классификация трещин в горных породах, с развернутым описанием каждого их генетического типа. С появившимися позже некоторыми дополнениями она представлена в табл. I.

Таблица показывает многообразие генетических типов трещин, развитых в горных породах. Это создает ложное впечатление о чрезмерной сложности задачи по расшифровке их генетической природы. На самом деле большинство из отмеченных генетических типов трещин имеют сугубо локальное распространение и встречаются только в специфической геологической обстановке. В верхней части земной коры наиболее широко развиты тектонические трещины, достаточно часто встречаются

Классификация трещин, развитых в горных породах

Группа	Подгруппа	Тип
I. Возникающие под влиянием внешнего силового воздействия	1. Регионального силового воздействия	Тектонические
	2. Локального силового воздействия	а. Обусловленные механической активностью внедряющейся магмы б. Дяпировых куполов в. Гравитационные г. Удара д. Связанные со взрывными работами
II. Образовавшиеся под воздействием внутренних напряжений, возникших в процессе формирования и дальнейшего изменения горных пород		а. Литогенетические в осадочных породах б. Термической контракции в магматических горных породах в. Связанные с локальными изменениями объема горных пород г. Выветривания д. Разгрузки
III. Трещины сложной генетической природы		Дуговидные трещины скалывания в вулканических покровах со столбчатой отдельностью, трещины пластовых срывов

трещины термической контракции и трещины, связанные с механической активностью внедряющейся магмы, а также литогенетические (контракции за счет обезвоживания). Группировка трещин по степени их распространенности приведена в табл. 2. Рассмотрим каждый из выделенных типов более подробно.

Группировка трещин горных пород по степени их распространенности

Трещины широко распространенные		Трещины локально распространенные	
Тип трещин	Где встречаются	Тип трещин	Где встречаются
1. Тектонические	В любой геологической обстановке	1. Диапировых куполов	В нефтеносных и газоносных районах с проявлением соляной тектоники. В другой обстановке встречаются редко
2. Обусловленные механической активностью внедряющихся магматических расплавов	В интрузивах, вулканоплутонах, вулканах центрального типа, кальдерах проседания, куполах, штоках, крутопадающих трещинных интрузивах, трубках взрыва, над питающими каналами лакколитов и дололитов	2. Гравитационные	В горных районах со сложным рельефом
		3. Удара	Только с поверхности на крутых склонах гор
		4. Связанные со взрывными работами	В горных выработках
3. Термической контракции	В магматических породах	5. Локального изменения объема горных пород	В осадочных породах, в участках с проявлением гидратации ангидрида, дегидратации гипса, в интрузивах

4. Литогенетические (контракции за счет обезвоживания)

В недислоцированных осадочных толщах платформенного чехла и чехла срединных массивов

ных породах при серпентинизации ультраосновных пород и в других случаях (доломитизация и дедоломитизация известняков, анкеритизация кальцитовых карбонатитов)

6. Выветривания

Только в поверхностном слое горных пород, главным образом в районах с резкими суточными колебаниями температур

7. Разгрузки

В приповерхностных горизонтах горных пород, в бортах долин и под их руслами, под дном котлованов, в подземных горных выработках

8. Сложного сочетания контракции и тектонических деформаций

В вулканических покровах со столбчатой отдельностью

9. Пластовых срывов

По контактам осадочных и вулканогенно-осадочных пород с резко различными физико-механическими свойствами

1. Тектонические трещины

Тектонические трещины по сравнению с другими генетическими типами пользуются наиболее широким распространением и встречаются в любой геологической обстановке, в том числе среди осадочных, метаморфических и магматических пород. Часто их наблюдают в тесном сочетании с разрывами других генетических типов, при этом количественные их соотношения в различной геологической обстановке изменяются в широких пределах, вплоть до резкого преобладания нетектонических трещин.

Представлены они простыми и сложными трещинами отрыва и скалывания, количественные соотношения которых также непостоянны. Как отмечалось, трещины отрыва отличаются от трещин скалывания не только по механизму образования, но и по морфологии, геологической истории развития, закономерностям размещения и по масштабу. Рудные тела, приуроченные к трещинам отрыва, обычно мелкие, имеют неправильную форму и быстро выклиниваются по простиранию и падению. С трещинами скалывания чаще связаны более крупные правильные жильные тела, хорошо выдерживающиеся и на глубину и по простиранию.

Особенности пространственной ориентировки. Одной из важнейших особенностей тектонических трещин является их закономерная ориентировка по отношению к пласту, к складке и в зоне разломов. В пласте трещины отрыва занимают положение нормальное к слоистости, в том числе когда он смят в складку (рис. 6, а). В линейных складках общего смятия обычны продольные крупные трещины скалывания, располагающиеся в крыльях. По простиранию они параллельны оси складки, а по падению круто наклонены к осевой плоскости (см. рис. 6, б). По ним развиваются взбросовые смещения.

При объединении вертикальных пластовых трещин отрыва, лежащих в пределах осевой плоскости, нередко возникают крупные трещины отрыва, по которым позже под влиянием сил гравитации формируются сбросы. Широко распространены также образующиеся в завершающий период формирования линейных складок крупные вертикальные, диагонально ориентированные трещины скалывания и поперечные трещины отрыва (см. рис. 6, в). По сколам развиваются левые сдвиги. Для куполовидных близких к изометричным складок очень характерны системы радиальных и концентрических трещин отрыва. В брахиантиклиналях овальной формы продольные и поперечные трещины отрыва создают особый рисунок, иногда напоминающий структуру панциря черепахи.

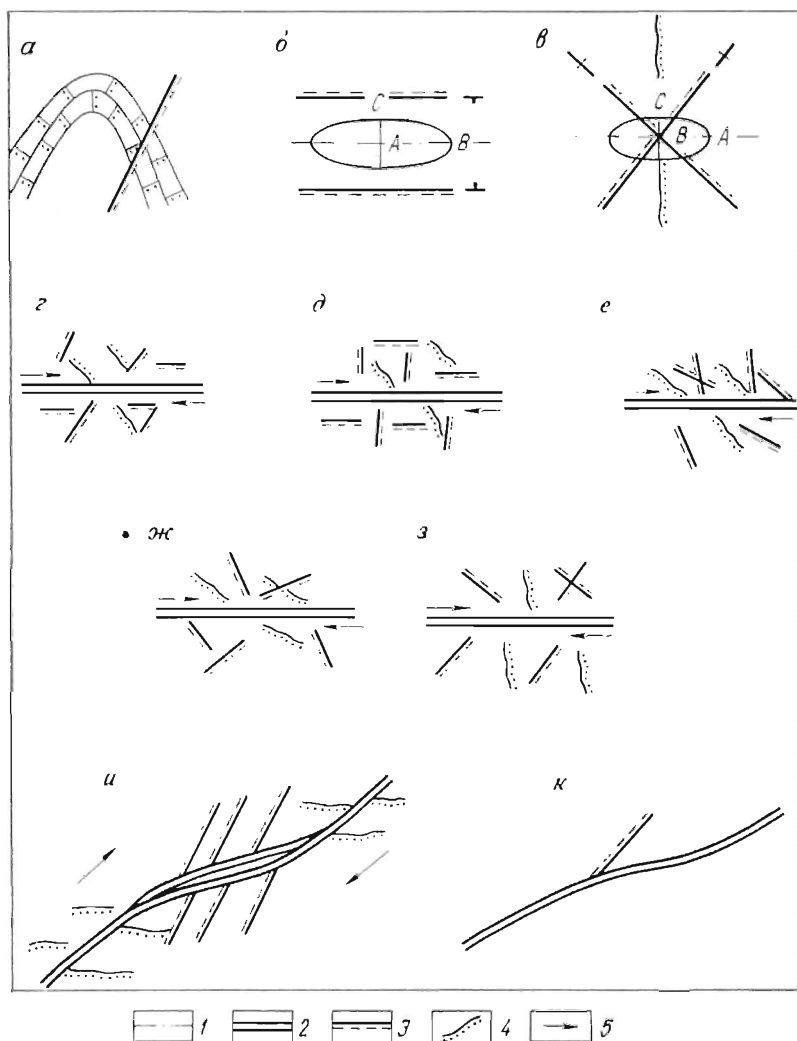


Рис. 6. Ориентировка трещин скалывания и отрыва: *а, б, в* — в складке; *г, д, е, ж, з* — в зоне разлома; *и* — на приоткрытых и притертых интервалах разлома; *к* — в месте искривления разлома по простиранию.
 1 — оси антиклиналей; 2 — разломы; 3 — трещины скалывания; 4 — трещины отрыва; 5 — направление смещения вдоль разлома

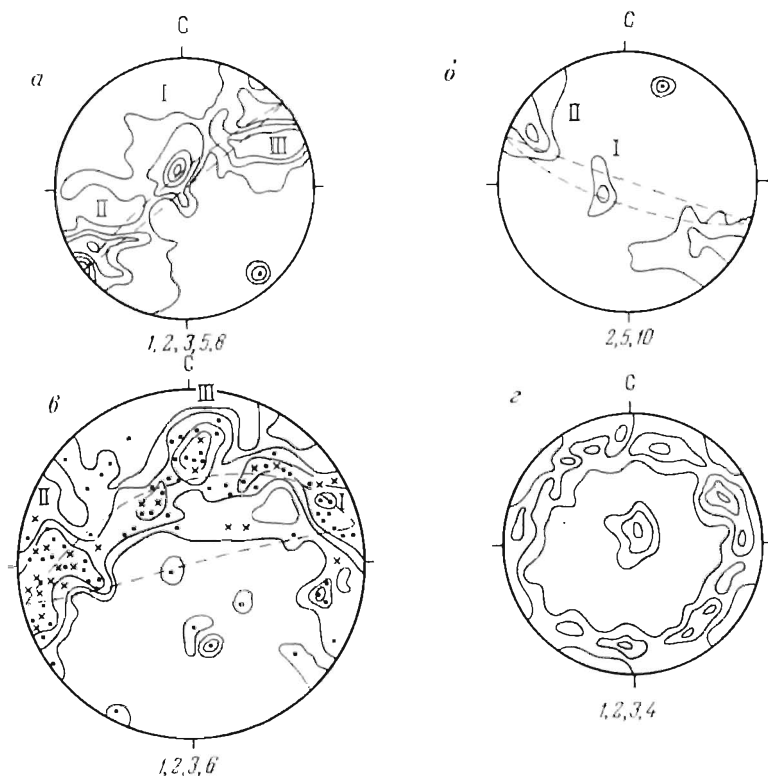
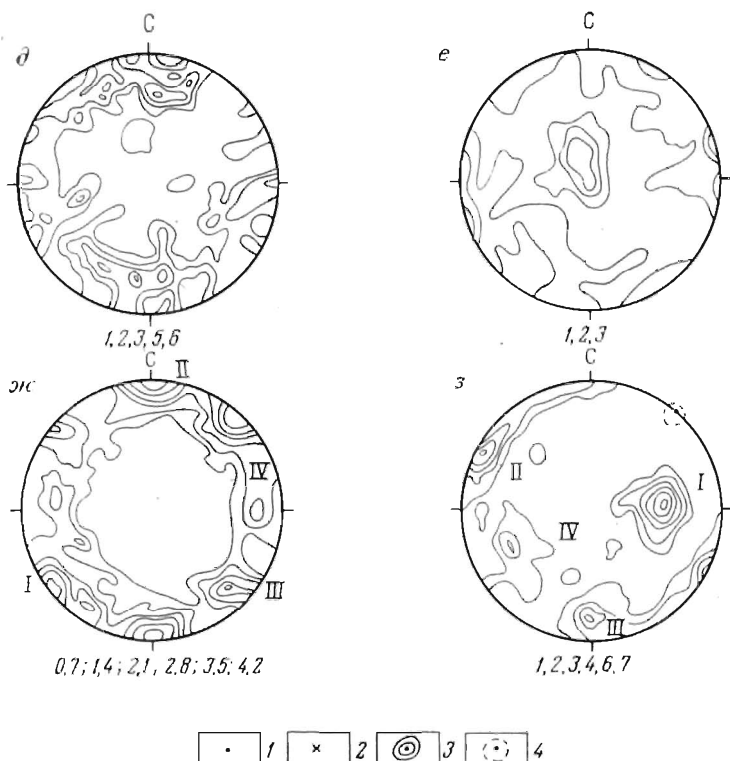


Рис. 7. Круговые диаграммы ориентировки трещин, характеризующие особенности ориентировки трещин в зонах центрального типа

а — дорифейские зеленые амфиболовые сланцы Актюжского рудного поля; *б* — протерозойские известняки верхнего девона в бассейне складки; *в* — особенности трещиноватости пород в трубке взрыва Актюжского месторождения [1958 г.]; *г* — в интрузиве центрального типа ультраосновных-щелочных пород с карьером Курганского

Полюса трещин: 1 — скалывания; 2 — отрыва; 3 — полюс сланцеватости или сланцеватости. Отчетливая закономерность в пространственной ориентировке тектонических трещин по отношению к элементам залегания пласта или пачки пород, смятых в складки, находит отражение и в особенностях общего рисунка диаграмм ориентировки мелких трещин, составленных на основе обработки данных их массового замера. На рис. 7, *а* показана диаграмма ориентировки трещин в дорифейских зеленых амфиболовых сланцах бассейна Малого Кеминна в Заилийском Алатау, смятых в теснопережатую антиклинальную складку северо-восточного простирания. Замер трещин производился на северо-западном опрокинутом крыле складки.

Диаграмма имеет поясовое строение; при этом пояс полюсов трещин, изогнутый в сторону противоположную полюсу сланцеватости, располагается в зоне проекции плоскости сланцева-



бенности трещиноватости пород смятых в складки, в трубках взрыва, интрузии в дайках

зойские кварцево-слюдистые сланцы Нижнесаянского карбонатитового месторождения. р. Урусу, северный склон Алайского хребта; *г* — породы, смятые в куполовидную рождения; *е* — в кимберлитовой трубке «Ленинград» в Якутии. По М. А. Крутойрскому бонатитовым оруденением. По А. А. Фролову [1975]; *з* — в дайке кварцевых порфиоров месторождения.

4 — полюс плоскости контакта дайки

тости. В пределах пояса выделяются три концентрированных, но удлиненных максимума. Максимум I отражает систему пологих трещин широтного, субширотного и северо-западного простирания со значительным веером разброса их по углам падения и по простиранию; максимумы II и III характеризуют систему трещин северо-западного простирания с вертикальным и достаточно крутым падением к северо-востоку и юго-западу.

Рис. 7, б характеризует диаграмму ориентировки мелких трещин в кварцево-слюдистых сланцах верхнего протерозоя, вмещающих Нижнесаянский массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. Сланцы смяты в теснопережатую складку северо-западного простирания. На диаграмме выделяются два четких обособленных максимума: I — характеризует поло-

половинных складок, объединяемые по другому принципу. Каждая система, представляющая трещины или отрыва или скалывания, характеризуется частотой расположения трещин, степенью их рассеяния по простиранию и углам падения, их масштабом и особенностями размещения в породах. Например, трещины скалывания, сосредоточенные в зонах скалывания, отличаются максимальной частотой расположения и чаще кулисообразным размещением. В то же время расстояния между зонами скалывания более значительны.

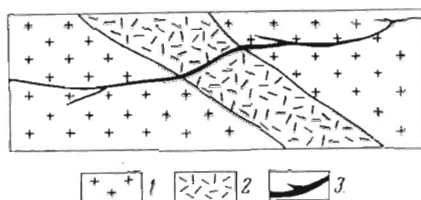
По своим особенностям выделяются «концентрированные» системы трещин, которые на круговых диаграммах ориентировки трещин характеризуются максимумом с достаточно высокой плотностью, с весьма небольшим ($15-20^\circ$) разбросом полюсов трещин по простиранию и падению (см. рис. 7, б, I). Наряду с этим встречаются «рассеянные» системы трещин, образующие на сетке Вальтера Шмидта большие по площади, расплывчатые максимумы, с большим (до $40-50^\circ$ и более) разбросом полюсов трещин по простиранию и падению (см. рис. 7, б, II). Иногда приходится наблюдать как бы постепенные переходы между системами трещин, которые характерны для диаграмм поясного строения (см. рис. 7, а). В условиях сложных многоэтапных деформаций с изменением ориентировки внешних деформирующих сил возникают комплексные системы трещин с параллельным расположением трещин отрыва и скалывания (см. рис. 7, в). В каждом локальном участке земной коры наблюдается 3—4 иногда 8 (см. рис. 7, в — шесть систем) и более систем трещин.

Весьма важной особенностью тектонических трещин и особенно трещин скалывания является выдержанность их систем по простиранию и падению на значительные расстояния. Так, например, в участках развития тесно переслаивающихся пластов различного литологического состава преобладающая система трещин скалывания, как правило, будет отчетливо прослеживаться без сколько-нибудь существенных изменений во всех пластах. То же самое наблюдается и в участках, сложенных магматическими породами **различного состава**.

В то же время многие исследователи [Spurr, 1916; Кнорф А., 1929; Крейтер В. М., 1956; Смирнов В. И., 1965] отмечали вылаживание угла наклона трещин скалывания и надвигов при переходе из пластичных пород в более хрупкие (рис. 8). Оно напоминает явление преломления света при переходе из менее плотной среды в более плотную. В горных породах такой излом разрывов несомненно обусловлен различиями в углах скалывания хрупких и пластичных пород [Bucher W., 1920, 1921]; в хрупких породах он существенно меньше 45° , а в пластичных значительно больше. С возрастанием всестороннего давления деформируемых пород угол скалывания увеличивается.

Рис. 8. Преломление трещины в месторождении Север-Терти. По Д. Спурю [1926 г.].

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



Учет этого явления может иметь важное практическое значение при разведке рудных месторождений, поскольку это дает возможность заранее предсказать изменения в особенностях залегания жильных и других рудных тел на глубину при переходе их из одной вмещающей породы в другую, определять положение рудных столбов и решать ряд других практических задач.

Количественные соотношения между тектоническими трещинами отрыва и скалывания.

Эти соотношения существенно меняются в зависимости от физико-механических свойств деформированных пород и геологических условий формирования разрывов (температура, давление, скорость деформации). В результате наблюдений в бассейне р. Курган, в Таласском Алатау [Невский В. А., 1963_{2,3}], где толщи известняков рифея — нижнего кембрия и кембро-ордовика вскрыты эрозией на вертикальном интервале до 1300 м, установлено значительное возрастание трещин отрыва вверх по разрезу.

В нижней толще известняков (рис. 9) трещины скалывания встречаются в 2—3 раза чаще, чем трещины отрыва, в основании верхней части примерно в 1,5 раза, а в верхах разреза их количественные соотношения выражены цифрами 1:1 или даже 1:2 в пользу трещин отрыва (табл. 3).

Исследования в дорифейских кристаллических сланцах бассейна Малого Кеминна в Занлийском Алатау и в гнейсирован-

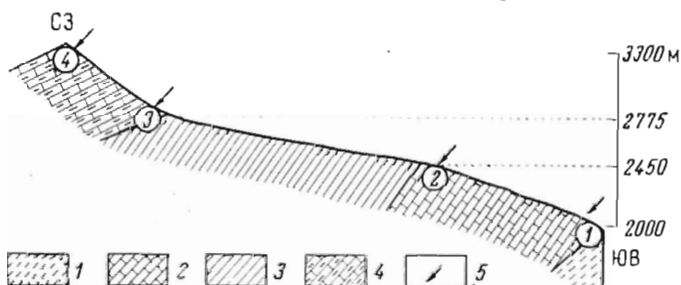


Рис. 9. Схематизированный разрез в верхней части бассейна р. Курган, южный склон хр. Таласский Алатау.

1 — аргиллиты, алевролиты, песчаники чаткарагайской свиты рифея; 2 — известняки и доломиты кызылбельской свиты рифея — нижнего кембрия; 3 — аргиллиты, алевролиты, различные сланцы и туфы курганской свиты кембрия; 4 — известняки кембро-ордовика; 5 — участки подсчета количественных соотношений между трещинами отрыва и скалывания (цифры в кругах)

**Количественные соотношения
тектонических трещин отрыва и скалывания**

Участки подсчета (цифры на рис. 9)	Количество трещин отрыва, %		Количество трещин скалывания, %	
	от — до	среднее	от — до	среднее
1	23,3—33,3	25	66,6—77,7	75
2		25		75
3		40		60
4	40,0—66,6	50	33,3—60,0	50
		60		40

ных байкальских гранитах гор Кара-Джилга и Кызыл-Таш на южном склоне Киргизского хребта [Невский В. А., 1963₃], показали, что в этих породах трещины скалывания резко преобладают над трещинами отрыва. Обычно на одну трещину отрыва приходится в среднем 5—6 трещин скалывания. Если же учесть, что трещины скалывания в 3—5 раз крупнее трещин отрыва, то на долю последних приходится не более 1—3% от общего суммарного количества трещин в этих породах.

Приведенные данные, по-видимому, отражают не отдельные частные случаи, а скорее всего общую картину возрастания роли трещин скалывания с глубиной, за счет уменьшения количества трещин отрыва, по мере увеличения в этом направлении всестороннего давления и температуры и в соответствии с этим увеличения роли пластической деформации горных пород. С другой стороны, в древних толщах, испытавших многократные деформации, при меняющейся ориентировке внешних деформирующих усилий неизбежно происходили перемещения по ранее возникшим трещинам отрыва. В процессе этих перемещений последние приобретали облик, характерный для простых и сложных трещин скалывания. Такие преобразования более ранних трещин отрыва в трещины скалывания весьма широко распространены в горных породах.

В то же время на уровне единого эрозийного среза сравнительно пластичные и более хрупкие разновозрастные породы отличаются по количественным соотношениям между трещинами отрыва и скалывания (табл. 4).

Частота расположения трещин. Для рудных полей и месторождений особый интерес представляет частота расположения трещин в горных породах, так как зоны сгущения мелких и крупных трещин часто определяют положение рудных тел штокрывкового типа и залежей прожилково-вкрапленных руд. А. В. Королев [1951] предложил метод количественной оценки частоты расположения трещин в горных породах путем под-

Таблица 4

**Количественные соотношения между
трещинами отрыва и скалывания
в некоторых породах гор Кара-Джилга,
южный склон Киргизского хребта**

Породы	Возраст пород	Количественные соотношения трещин скалывания и отрыва
Известковистые сланцы	Рифейский	3 : 1
Кремнистые сланцы	"	2,5 : 1
Дайки порфиринов	Каледонский	2 : 1
Кварцевые жилы	"	1 : 1; 1 : 1,2

счета количества трещин на протяжении 1 метра по соответствующим трем координатам. Средняя цифра из подсчета получила название удельной трещиноватости. Этот метод получил достаточно широкое распространение у геологов, изучающих структуры рудных полей и месторождений.

Автором предложен метод определения насыщенности горных пород мелкими трещинами, основанный на оценке размера минимального блока пород ограниченного трещинами [Невский В. А., 1959]. Рекомендованная шкала оценки интенсивности проявления трещин в горных породах приведена в табл. 5.

Достоинство предложенной методики заключается в том, что для выявления частоты расположения трещин не требуется специальных подсчетов и по существу она оценивается на глаз или путем использования рукоятки геологического молотка с нанесенной на ней шкалой в сантиметрах. Выделенные зоны горных пород по частоте расположения в них трещин реально

Таблица 5

**Шкала интенсивности проявления трещин
в горных породах**

Зоны горных пород по насыщенности их трещинами	Размеры блоков, ограниченных трещинами, см	Удельная трещиноватость, по А. В. Королеву
Тончайшей блоковости	До 3—5	33—20
Тонкой блоковости	От 3—5 до 10—15	20—7
Мелкой блоковости	От 10—15 до 25—30	7—3
Средней блоковости	От 25—30 до 80—90	3—1
Крупной блоковости	Более 80—90	Менее 1

наблюдаются в зонах разломов. Обычно вдоль главного тектонического шва разлома прослеживается полоса тектонической глинки или милонита, к ней примыкает зона катаклаза и далее брекчирования, сменяющаяся с удалением от шва зоной тончайшей, а затем тонкой блоковости и т. д. [Невский В. А., 1959]. Предложенный метод по существу дополняет метод удельной трещиноватости, выделяя в горных породах естественные зоны, определяемые и размером блоков пород, ограниченных трещинами, и определенными пределами удельной трещиноватости. Применение этого метода наиболее целесообразно при составлении крупномасштабных поперечных профилей разломов, с выделением зон в различной степени деформированных пород, при подземном геологическом картировании горных выработок на месторождениях, при составлении зарисовок и других случаях.

Помимо мелких трещин, важное значение имеет частота расположения и крупных трещин, протяженностью по простиранию от первых десятков до нескольких сот метров. Для оценки частоты их расположения можно пользоваться понятием удельной крупной трещиноватости, определяемой числом этих трещин на протяжении 100 м.

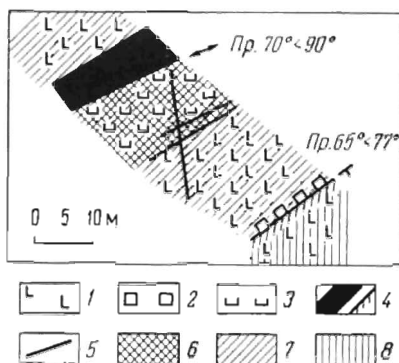
Степень насыщенности горных пород трещинами определяется прежде всего их физико-механическими свойствами. В общем случае породы с повышенной хрупкостью всегда более трещиноваты, чем пластичные. Например, кварцевые песчаники при прочих равных условиях всегда более трещиноваты, чем известняки. То же самое можно сказать, сравнивая достаточно хрупкие кремнистые и значительно более пластичные глинистые сланцы. Встречающиеся в складчатых поясах дайки фельзитов и фельзит-порфиров всегда или почти всегда даже в удалении от разломов характеризуются высокой удельной трещиноватостью порядка 20—30. В гранитах, слагающих крупные интрузивные тела (батолитоподобные, гарполиты и др.), удельная трещиноватость в большинстве случаев около 1—2 (или даже меньше единицы). Нет или почти нет трещин в горизонтах пепловых туфов, залегающих среди вулканических покровов.

В то же время нарушенность пород одного и того же состава и структуры тектоническими трещинами, например в горизонтально залегающей толще осадочных пород и в толще того же состава, смятой в складки, несомненно различна, так же как различна трещиноватость одних и тех же пород непосредственно в зоне разлома и в удалении от него.

Значительно различаются по степени нарушенности трещинами горные породы в сводах складок, особенно антиклинальных, и на их крыльях. Существенное значение имеют и особенности строения самого свода антиклиналей. В этом отношении показателен пример Хайдарканского рудного поля с его блоктированными складками, в сводах которых возникли мощные,

Рис. 10. Поперечная зональность в размещении трещин в зоне Железного разлома, южный склон хр. Кураминского (план).

1 — гранодиориты; 2 — белый кварц; 3 — интенсивно гематитизированный темно-коричневый кварц; 4 — милонит, тектоническая глина; 5 — крупные трещины. Породы, раздробленные; 6 — до тончайшей блоковости (уд. трещиноватость 50—20); 7 — до тонкой блоковости (уд. трещиноватость 6—20); 8 — до мелкой блоковости (уд. трещиноватость 6—4).



сложной седловидной формы пластовые тела известняковой брекчин, позже в результате окварцевания превращенные в тела роговиков и джасперондов (см. рис. 5, б). В сводах обычных антиклинальных складок продольного изгиба со скольжением столь мощные тела брекчий не встречаются.

В любых породах, за исключением некоторых туфов, наибольшее сгущение мелких трещин наблюдается в зонах разломов, где расположение продольных зон различной блоковости подчиняется поперечной структурной зональности. С удалением от главного тектонического шва разлома частота трещин закономерно уменьшается (рис. 10). Мощность полос различного сгущения трещин зависит от физико-механических свойств вмещающих пород, глубины от бывшей дневной поверхности, на которой формировался разлом, и его масштаба. В зонах достаточно крупных разломов, протяженностью по простиранию во многие десятки километров, ширина полосы тончайшей блоковости (удельная трещиноватость 33—20 и более) пород нередко достигает нескольких десятков метров.

Особый интерес в зонах разломов представляют их фланги по простиранию, восстанию, а иногда и по падению, на которых порою возникают структуры типа «конского хвоста». Такими структурами заканчивается ряд достаточно крупных разломов в Кураминском хребте — Кенкольский и Кумбельский на юго-восточных флангах, Баштавакский на его западном фланге [Невский В. А., 1959] и др.

Структурами типа «конского хвоста» нередко заканчиваются крупные трещины. Примером может служить оловянное месторождение Потоси в Боливии, на котором особенно ярко выражено расщепление крупных трещин скалывания на их флангах по восстанию и иногда по падению (рис. 11, б). В таких участках обычно наблюдается значительное сгущение и крупных и мелких трещин, к которым бываю приурочены рудные поля и месторождения, а на месторождениях — рудные тела и рудные столбы.

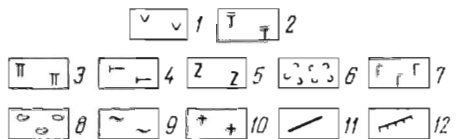
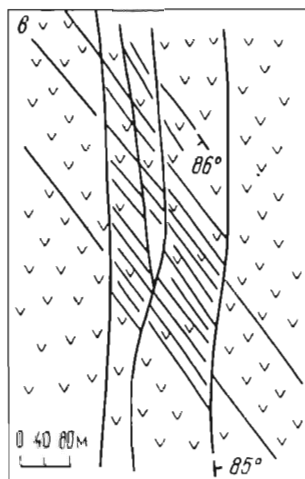
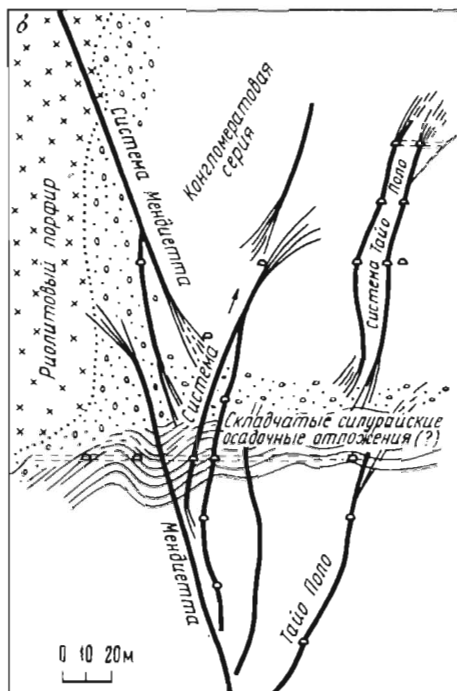
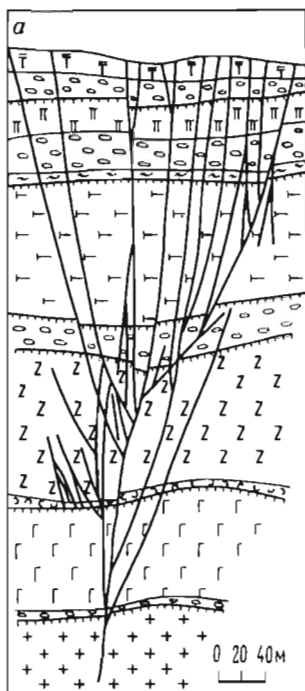


Рис. 11. Расщепление разломов и крупных трещин вверх по восставию и по падению: а — в вулканогенно-осадочной толще, б — на месторождении Потоси. По Эвансу; в — резкое сгущение крупных трещин в пластиновидном блоке пород, ограниченном сближенными параллельными разломами.

1 — фельзиты; 2 — андезитовые порфиры; 3 — верхние андезито-базальты; 4 — средние андезито-базальты; 5 — трахиданиты; 6 — туфы; 7 — нижние андезито-базальты; 8 — конгломераты; 9 — эрихидиты; 10 — граниты; 11 — разломы и крупные трещины; 12 — пологие пластовые слои.

Заслуживает внимания особенно широкое развитие структур типа «конского хвоста» в кальдерных и бескальдерных вулканотектонических депрессиях, в областях континентального вулканизма, что безусловно связано с гетерогенностью их разреза. Здесь обычно наблюдается многократное чередование горизонтально или полого залегающих покровов вулканических пород и разделяющих их подчиненных терригенных прослоев. Уже одно переслаивание покровов основных, средних и кислых лав и их пирокластов характеризует весьма гетерогенный разрез. Физико-механические свойства вязких лав базальтов и андезитов-базальтов, с одной стороны, и трахидацитов, кварцевых порфиров и фельзитов — с другой, существенно отличаются. Особенно выделяются пластичные высокопористые пепловые туфы. Гетерогенность разреза еще более усиливается подчиненными прослоями терригенных пород, переслаивающихся с вулканогенными отложениями. Они представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

Многократное чередование в разрезе относительно пластичных и хрупких пород создало благоприятные условия для веерообразного расщепления разломов вверх по восстанию, реже по простиранию и иногда по падению с образованием структур типа «конского хвоста». Такое расщепление, видимо, связано с преломлением разрывов при переходе из пластичных пород в хрупкие и обратно, которое определяется изменением угла скалывания при таких переходах. Многократность чередования хрупких и пластичных пород привела к расщеплению разломов не на одном, а на нескольких стратиграфических уровнях, что придавало вееру расщепления разломов многоярусное строение (см. рис. 11, а).

Если в гранитоидах основания, чаще всего подстилающих вулканогенно-осадочные толщи рассматриваемых вулканотектонических депрессий, разлом представлен единым крупным тектоническим швом, то вверх по восстанию в вулканогенно-осадочной толще он, постепенно расщепляясь, переходит в серию субпараллельных крупных трещин, захватывающих полосу мощностью от 100—150 м до 300—350 м, в пределах которой насчитывается от 8—10 до 15 крупных трещин. Вверх по восстанию многие из них затухают, не достигая дневной поверхности. В таких веерах создается высокая (от 2—3 до 5—6) удельная трещиноватость крупных трещин. В местах сочленения крупных трещин возникают клиновидной формы зоны высокой удельной мелкой трещиноватости (от 20 до 40—50, а иногда и более). Высокая удельная мелкая трещиноватость возникает также в узлах пересечения и сопряжения разломов и крупных трещин, в местах сочленения оперяющих трещин, особенно скалывания, с основными тектоническими поверхностями смещения разломов и крупных трещин.

Особого рассмотрения заслуживают встречающиеся в кальдерах проседания своеобразные пересечения разломов с образованием зоны резкого сгущения крупных трещин между двумя — тремя сближенными параллельными разломами, ограничивающими узкие пластиновидной формы блоки горных пород (см. рис. 11, в). Мощность таких блоков колеблется от 15—20 до 60 м (иногда до 110—140 м). Протяженность обычно диагонально пересекающих эти блоки крупных трещин также варьирует в достаточно широких пределах: обычно от 36—40 до 80—90 м, иногда достигая 200—260 м, с расстоянием между ними от 3—4 до 10—14 м, реже больше. В местах таких пересечений возникали зоны наиболее высокой (от 7 до 30) удельной трещиноватости крупных трещин.

Столь своеобразные структуры, по-видимому, возникали в процессе проседания кольцевого блока кальдеры. При этом создавалась обстановка всеобщего растяжения, которая, вероятно, наиболее интенсивно проявлялась в узких пластиновидных блоках горных пород, ограниченных разломами. В такой обстановке возможно наиболее отчетливо проявились и приоткрылись все ранее возникшие зародышевые трещины в зонах скалывания вдоль разломов.

С кальдерными и бескальдерными вулканотектоническими депрессиями связаны многочисленные разнообразные гидротермальные месторождения — свинцово-цинковые, свинцово-цинковые с золотом и серебром, медно-висмутовые, флюоритовые, разнообразные редкометалльные и др. Они часто приурочены к зонам высокой удельной трещиноватости крупных трещин, особенно в структурах типа «конского хвоста». Весьма многочисленны случаи приуроченности рудных тел этих месторождений, и в том числе макроштокверков и оруденелых зон с повышенным коэффициентом рудоносности, к таким структурам и к зонам сгущения крупных трещин между параллельными сближенными разломами (рис. 12).

К крупному пластиновидному блоку, ограниченному субпараллельными разломами, приурочено медное месторождение Чукикамата в Чили. Блок,

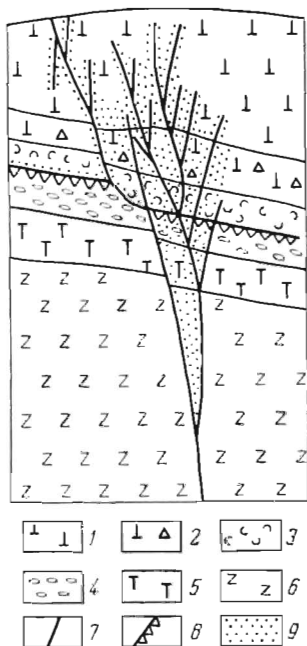


Рис. 12. Размещение оруденения в веере расщепления разлома вверх по восстанию.

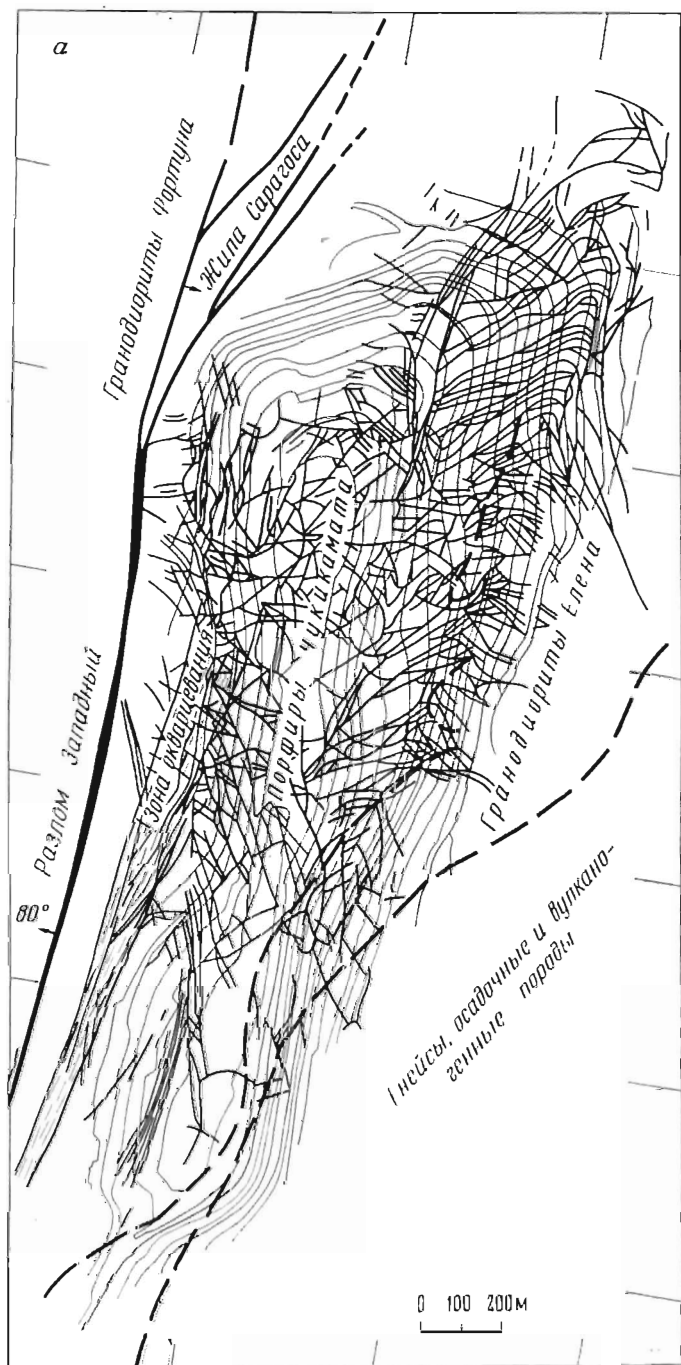
1 — кварцевые порфиры; 2 — лавобрекчия кварцевых порфиров; 3 — туфы; 4 — конгломераты; 5 — андезито-базальты; 6 — трахидациты; 7 — разломы и крупные трещины; 8 — пластовые срывы; 9 — оруденение

представленный мощной дайкой кварцевых монцонит-порфиров, характеризуется высокой (6—9) удельной трещиноватостью крупных трещин (рис. 13, а).

Вторым примером может служить крупнейшее рудное поле Бьютт (штат Монтана, США) с серией медных месторождений [Sales R. H., 1949]. Оно приурочено к сложному узлу пересечения разломов северо-восточного и северо-западного простирания, рассекающих кварцевые монцониты с сопровождающей их серией жильных пород и вмещающие их мезозойские отложения. Главным структурным элементом рудного поля являются два параллельных крутопадающих разлома северо-восточного простирания (аз. 50—55°), ограничивающих удлинённый блок пород шириной в 100—110 м и длиной более 300 м. Ближе к северо-восточному флангу этот блок пересекается вертикальным разломом северо-западного простирания. Основная масса рудоносных жил рудного поля сосредоточена в удлинённом блоке к юго-западу от секущего его северо-западного разлома (см. рис. 13, б). Здесь в пределах удлинённого блока развит ряд наиболее ранних жил широтного направления (система Анаконда), которые на восточном фланге, плавно изгибаясь, приобретают северо-западное простирание, параллельное и субпараллельное северо-западному разлому.

К югу от широтных жил системы Анаконда развита густая сеть примыкающих к ним жил северо-западного простирания (система синих жил), образующих вместе с широтными сложную структуру типа «конского хвоста». Подчиненное значение в пределах удлинённого блока имеют крутопадающие диагональные жилы северо-восточного (аз. 70—75°) и субмеридионального направления. Вся юго-западная часть удлинённого блока (к юго-западу от северо-западного разлома) благодаря массовому развитию здесь крупных трещин, образующих структуру «конского хвоста», характеризуется исключительно высокой (от 14 до 30) удельной трещиноватостью крупных трещин.

По сравнению с другими генетическими типами тектонические трещины играют наиболее важную роль в структуре эндогенных рудных месторождений. К крупным трещинам скалывания одной, двух, трех и четырех систем приурочены многочисленные жильные и жилообразные тела и жильные зоны многих месторождений цветных, благородных, редких и радиоактивных элементов. Они рассекают магматические породы, а также осадочные и метаморфические толщи, смятые в складки. Рудные жилы приурочены также к сопряженным и оперяющим трещинам скалывания зон разломов. Непосредственно к узлам пересечения крупных трещин приурочены столбообразные рудные тела, штоки, гнезда, неправильной формы залежи. Значительно реже рудные тела приурочены к достаточно крупным трещинам отрыва. Примерами их могут служить так называемые



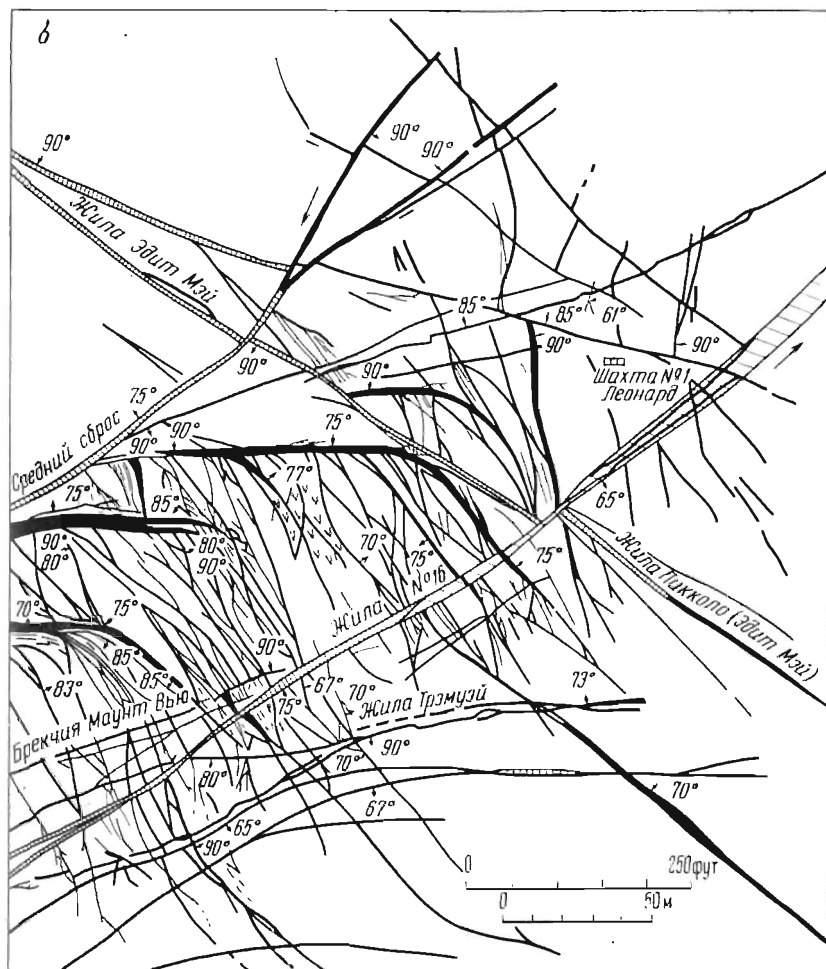


Рис. 13. Резкое сгущение крупных трещин в пластиновидных блоках *а* — в порфирах чукикамата медного месторождения Чукикамата, Чили. По В. Д. Перри [1952 г.]; *б* — в пластиновидном блоке пород, ограниченном параллельными разломами, медный рудник Леонард, Бьютт, Монтана. По Р. Сейлсу

мые лестничные жилы золоторудных месторождений (Березовское на Урале и др.), оловянное месторождение Онон в Забайкалье и др.

2. Трещины, обусловленные механической активностью внедряющихся магматических расплавов

Пространственно и генетически такие трещины часто тесно связаны с кольцевыми разломами. Совокупность таких разрывных нарушений мы называем кольцевыми разрывами. Они обра-

зуются под воздействием не региональных тектонических, а локальных радиальных дислокаций, проявляющихся в процессе формирования кольцевых магматических комплексов, принимающих участие в строении интрузивов, вулканоплутонов и вулканов центрального типа, различных куполов, штоков, некков, трубок взрыва, кальдер, лакколитов. В то же время некоторые из рассматриваемых разрывов широко проявлены в крутопадающих трещинных интрузивах, в батолитоподобных телах и других. Внедряющиеся магматические расплавы, обычно продвигаящиеся в верхние горизонты земной коры по ослабленным тектоническим зонам (участкам приоткрывания, пересечения и сопряжения глубинных разломов), прорывают, проплавливают толщу вмещающих пород и верхнюю оболочку формирующегося интрузива.

А. А. Полканов [1946] один из первых подметил, что механическая активность внедряющейся магмы может быть обусловлена следующими причинами: 1) явлениями гравитационной дифференциации; 2) внутренним давлением в магматическом расплаве; 3) нарушением фазового равновесия между жидкой и газовой фазами в расплаве. При внедрении кислого магматического расплава в толщу относительно более тяжелых основных пород расплав будет всплывать вверх, подобно тому как всплывает каменная соль в толще осадочных пород, и тем самым создавать в кровле поднимающейся магматической колонны и в узком ореоле вокруг нее обстановку локальных радиальных дислокаций. Аналогичная обстановка может создаваться и за счет внутреннего давления во внедряющемся расплаве, если оно существенно превышает давление вышележащих толщ.

При относительно быстром продвижении расплава по ослабленной зоне в верхние горизонты земной коры температура его не успевает снизиться значительно, в то время как давление резко падает. При скачкообразном снижении давления растворенные в расплаве газы начинают мгновенно выделяться по всему объему расплава — происходит взрыв. Такой механизм формирования характерен для трубок взрыва; очень часто он проявляется в процессе вулканической деятельности. Энергия таких взрывов весьма значительна. Во всяком случае, в вулканах центрального типа при этом нередко разрушается верхняя часть конической вулканической постройки, и в воздух поднимается несколько кубических километров вулканогенных пород.

До сравнительно недавнего времени кольцевые разрывы и связанные с ними магматические породы, а также постмагматическая минерализация считались редкими образованиями и поэтому не привлекали должного внимания геологов. В настоящее время стало общеизвестным широкое развитие в земной коре кольцевых разрывов и связанных с ними кольцевых магматических комплексов и самых разнообразных эндогенных месторождений. Возраст их различен — от древнейших до кайно-

зойских. Намечается довольно отчетливая тенденция возрастания в земной коре роли кольцевых разрывов, кольцевых магматических комплексов и ассоциированных с ними месторождений по мере омоложения их возраста. По-видимому, эта тенденция отражает нарастающую консолидацию земной коры.

В то же время, как показал Е. В. Павловский [1975], в древнейшую — лунную и нуклеарную стадию развития Земли, когда в земной коре еще не было полей тангенциальных напряжений, основной формой тектогенеза являлись радиальные дислокации, возникавшие в процессе массового формирования гранитных куполов. При этом несомненно возникали и соответствующие кольцевые разрывы.

Кольцевым магматическим комплексам, особенностям их состава, структуры, истории развития и связанным с ними месторождениям посвящена обширная литература (Е. В. Бейли, Д. Ричи, Б. Г. Эшер, В. М. Крейтер, С. Е. Уильямс, М. Р. Биллингс, В. И. Влодавец, Г. Эккерман, Е. М. Андерсен, О. Гейтес, Э. Уиссер, В. Д. Фервуд, В. Н. Котляр, В. А. Невский, Е. М. Малиновский, В. П. Игнатович, П. Д. Яковлев, Г. Н. Туговик, А. Н. Гинзбург, А. А. Кухаренко, Е. К. Мархинин, Д. В. Перри, А. В. Авдеев, Ф. М. Онохин, Л. С. Бородин, Д. Гиттингс, С. М. Гарсон, В. В. Булдаков, Е. В. Свешникова, А. А. Фролов, Н. П. Лаверов, А. Е. Толкунов, Ф. И. Вольфсон, Л. П. Ищукова, В. В. Косяков и др.). К сожалению, крупные и мелкие трещины, связанные с локальными радиальными дислокациями, не получили в этих работах достаточно полного освещения.

Типы кольцевых разрывов

К кольцевым разрывам относятся собственно кольцевые, полукольцевые и дуговидные цилиндрические и конические центрально- и периклиналильные разломы и крупные трещины той же генетической природы и тесно связанные с ними прямолинейные крупные и мелкие трещины, в совокупности очертывающие столбообразные блоки пород круглого или близкого к нему горизонтального сечения.

Крупные кольцевые, полукольцевые и дуговидные трещины отрыва и скалывания. Пространственно в подавляющем большинстве случаев такие трещины тесно связаны с цилиндрическими и коническими разломами и имеют аналогичные им элементы залегания. В кольцевых магматических комплексах они в основном располагаются в центральных их частях. Обычно имеют ограниченные размеры в горизонтальном срезе (с диаметром от первых десятков до первых сотен метров) и значительно большую протяженность на глубину (чаще многие сотни метров), ограничивая вертикальные и крутопадающие столбообразные блоки горных пород круглого или дуговидного горизонтального сечения.

В относительно мелких трубках взрыва крупные кольцевые трещины отрыва выступают как самостоятельные образования, определяющие контуры трубок. Примерами их могут служить трубчатые тела Актюзского рудного поля в Заилийском Алатау [Невский В. А., 1960₁], Чаткарагайско-Курганского рудного узла в Таласском Алатау [Невский В. А., 1966₁], многие кимберлитовые трубки Якутии, Южной Африки и других районов, трубки резерваций Хопи-Навайо в штатах Аризона, Нью-Мексико и Юта, США (Шумейкер, 1958), трубки ряда массивов ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами — Нижнесаянского в Восточных Саянах [Фролов А. А., 1975], Ока в Канаде [Gold e. a., 1967], трубки вулcano-плутонов — Сохандинского в Забайкалье, Мурунского на Алдане и др.

С крупными кольцевыми, полукольцевыми и дуговидными трещинами нередко связаны рудные тела различных месторождений. Наиболее многочисленными примерами могут служить массивы ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами, такие, как Большетагинский в Восточных Саянах (рис. 14) [Фролов А. А., 1975], Арбарастах на Алдане [Глаголев А. А. и др., 1974], Палабора [Herbert J. C., 1967] и Гленове в ЮАР [Verwoerd W. J., 1966] (рис. 15), Тундулу и Сонгве в Малави [Garson M. S., 1966], Ондуракоруме в Юго-Западной Африке и др. Встречаются дуговидные рудные тела в трубках взрыва (Актюзское рудное поле, Чаткарагайско-Курганский рудный узел и др.), кольцевые и дуговидные в вулканических жерловниках.

К линейным разрывам относятся: 1) крупные радиальные трещины отрыва; 2) прямолинейные или слегка дуговидно изогнутые крупные трещины отрыва и скалывания в кольцевых, полукольцевых и дуговидных зонах; 3) крупные прямолинейные крутопадающие трещины скалывания по периферии кольцевых магматических комплексов, ориентированные в направлении касательной к ним; 4) горизонтальные и близкие к ним крупные трещины отрыва; 5) продольные единичные, иногда сдвоенные крутопадающие крупные трещины отрыва в сводах экстрезивных куполов овального горизонтального сечения; 6) поперечные крупные крутопадающие трещины отрыва в сводах тех же экстрезивных куполов; 7) пологие сбросы; 8) краевые надвиги в гранитных массивах; 9) сопряженные и оперяющие трещины отрыва и скалывания в зонах кольцевых главным образом цилиндрических разломов; 10) мелкие трещины отрыва и скалывания радиальной и концентрической ориентировки.

Крупные радиальные трещины отрыва. Такие трещины довольно широко распространены в вулканических сооружениях центрального типа, в вулcano-плутонах и интрузивах центрального типа, в кальдерах, в различных куполах, лакколитах и штоках и в их экзоконтактах, которые встречаются во многих районах мира. Особенно многочисленны

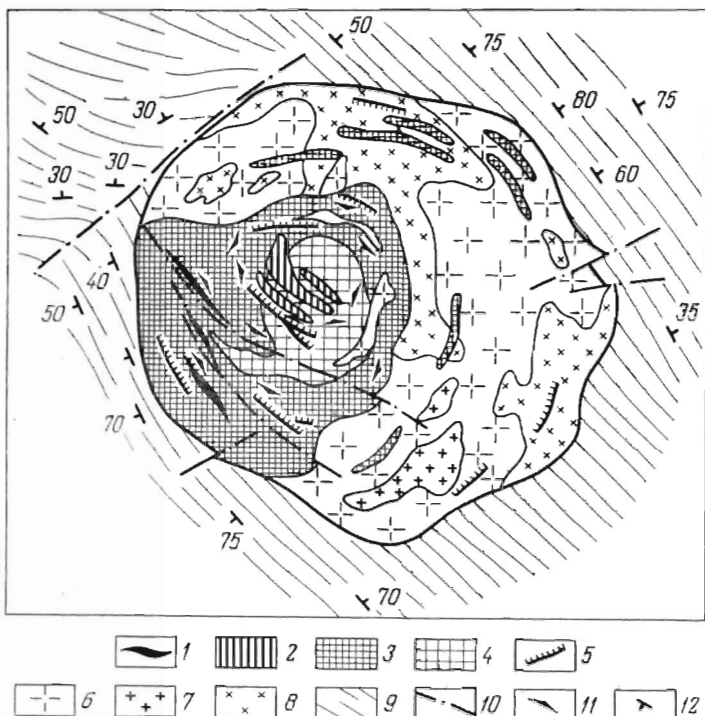


Рис. 14. Схема геологического строения Большетагинского массива ультраосновных-щелочных пород и карбонатов. По А. А. Фролову [1975].

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

они вокруг вулканических жерловин, где вдоль них часто возникают паразитарные вулканы. По морфологии они различны — в одних случаях довольно правильные прямолинейные, в других резко изогнутые и совершенно неправильные (рис. 16, а). Последние, по-видимому, возникают в тех случаях, когда они пересекают породы с резко различной структурой, текстурой и физико-механическими свойствами.

По масштабу крупные радиальные трещины весьма разнообразны. Протяженность их по простиранию колеблется от нескольких десятков до многих сотен метров, нередко даже до первых десятков километров. К последним, например, относятся радиальные трещины Хибинского массива на Кольском полуострове (рис. 16, а). На фоне общего вздымания, под влиянием гравитации, по крупным радиальным трещинам иногда возникают перемещения, в результате которых они превраща-

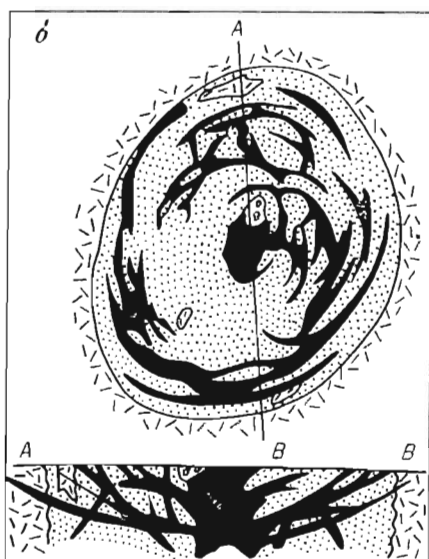
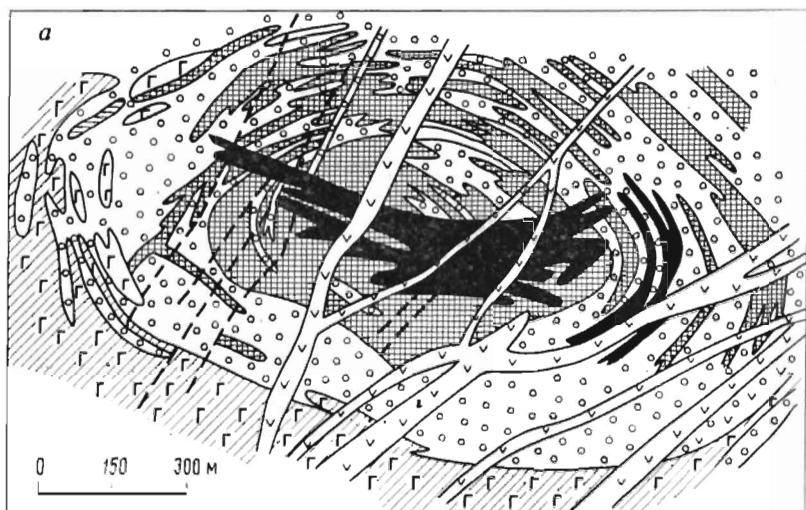


Рис. 15. Схема геологического строения: а — карбонатитового месторождения Палабора. По И. Герберту [Herbert J., 1967]; б — комплекса Гленове в ЮАР. По В. Фервурду [Verwoerd V., 1966].

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

ются в сбросы, нередко со сложной многоэтапной историей развития. Такие смещения с амплитудой до 2—2,5 км, как показал Ф. М. Онохин [1970], возникли по крутым радиальным трещинам в Хибинском массиве.

К радиальным трещинам часто приурочены дайки магматических пород различного состава. Примером может служить Маймеча-Котуйская провинция раннетриасовых ультраосновных-щелочных пород на северо-западе Сибирской платформы

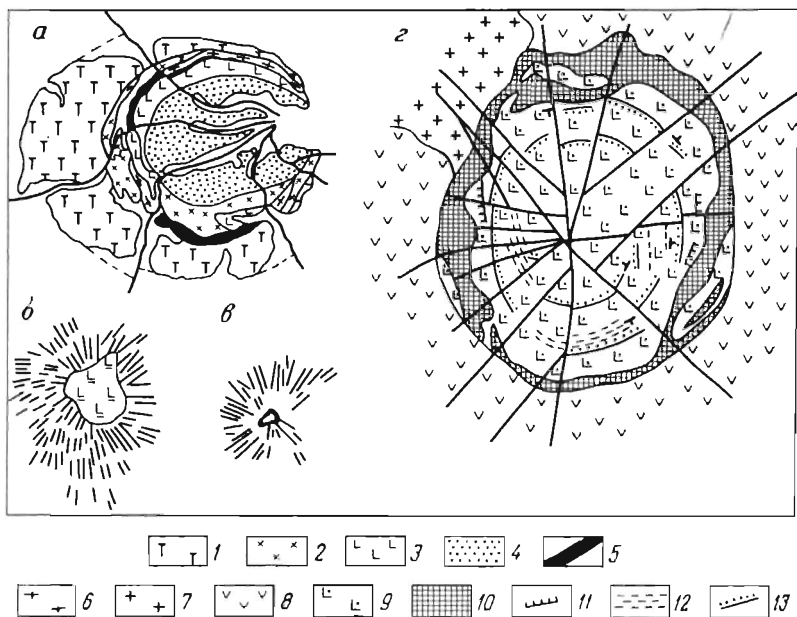


Рис. 16. Схема геологического строения: а — Хибинского массива. По Ф. М. Онохину [1967]; б — третичного интрузива среди формации Ливингстон в горах Крейзи-Маунтинс, штат Монтана. По Ф. Кингу [1961 г.]; в — интрузива Немакит в осадочном чехле Маймеча-Котуйского района Сибирской платформы. По Н. П. Суриной [1968 г.]; г — Инаглинского массива. По А. Н. Корчагину [1969].

1 — хибиниты; 2 — рисчорриты; 3 — лавочорриты; 4 — фойяиты; 5 — уртиты; 6 — мафиты; 7 — кристаллические породы фундамента; 8 — порфировидные сиениты, сиенит-диорит-порфиры; 9 — дуниты; 10 — шонкиниты; 11 — периклиналильные конические пегматитовые тела; 12 — периклиналильные конические зоны ослобления; 13 — центриклиналильные конические разломы и крупные трещины, секущие и смещающие периклиналильные конические тела

(см. рис. 16, в), где к радиальным трещинам нередко приурочены дайки долеритов и других пород. Радиальные трещины с приуроченными к ним дайками известны в экзоконтакте кальдеры Сильвертон (штат Колорадо, США) и около лакколита Кау-Крик, к северу от нее, на молибденовом месторождении Клаймакс (штат Колорадо, США), где к ним приурочены дайки внутрирудных порфиров.

В то же время в ряде случаев к ним приурочены рудные жилы. Примером может служить эксплозивная кальдера золоторудного поля Крипл-Крик (США) и кальдера Сильвертон с многочисленными радиально ориентированными рудными жилами в ее экзоконтакте, несущими свинцово-цинковое оруденение с золотом и серебром. В некоторых случаях, например в массиве Майтас (см. рис. 18) в Центральном Казахстане, густая сеть крупных радиальных трещин создает достаточно высокую

(до 3—4) удельную трещиноватость крупных разрывов [Булдаков В. В., 1958].

Прямолинейные или слегка дуговидно изогнутые крупные трещины в кольцевых, полукольцевых и дуговидных зонах. Достаточно широко распространены в интрузивах и вулканоплутонах центрального типа и в узкой зоне их экзоконтакта. Пространственно они в подавляющем большинстве случаев тесно связаны с цилиндрическими и коническими — центриклинальными и периклинальными разломами и имеют характерные для них элементы залегания. Протяженность по простиранию изменяется от многих десятков до многих сотен метров.

Чаще всего встречаются они в виде единичных разрывов рассеянных по всему контуру интрузива или вулканоплутона, но всегда располагаются параллельно их внешнему контуру и внутренним кольцевым разломам и по простиранию и по падению (рис. 14). Нередко они как бы рассеянными пунктиром намечают контуры полукольцевых или дуговидных зон (см. рис. 16, 2); несколько реже образуются достаточно концентрированные дуговидные и полукольцевые пояса этих разрывов.

К рассматриваемым разрывам часто приурочены дайки магматических пород различного состава, рудные тела, иногда жиловатые тела пегматитов (Инаглинский массив), во многих случаях они проявляются без какого-либо выполнения.

В качестве примера укажем на Ишимский щелочной вулканоплутон в Северном Казахстане, в экзоконтакте которого прослеживается мощный (в горизонтальном положении 750—900 м) полукольцевой пояс прямолинейных полого падающих (угол 40—50°) к центру вулканоплутона крупных трещин (длина по простиранию до 400—500 м), приуроченных к конической центриклинальной зоне, параллельной внешнему его контуру. К этим трещинам приурочены дайки различного состава (пироксенортоклазовые порфиры, лейцититы, авгититы, эпидейцитовые порфиры, трахитовые порфиры, сиенит-порфиры, шонкиниты, минетты, вогезиты и др.), характеризующие как ранний, так и завершающий магматические этапы становления вулканоплутона. В поперечном сечении пояса насчитываются десятки даек.

На рис. 17, а показан другой пример полукольцевого, но в данном случае уже конического периклинального пояса прямолинейных крупных трещин, в экзоконтакте массива субщелочных гранитов, прорывающих гнейсы нижнего протерозоя древнего щита. Все они имеют падение от центра гранитного массива под углами от 45—50 до 60° (иногда до 65—75°).

Известны примеры аналогичного типа полукольцевых и кольцевых поясов и в экзоконтакте массивов и во внутренней

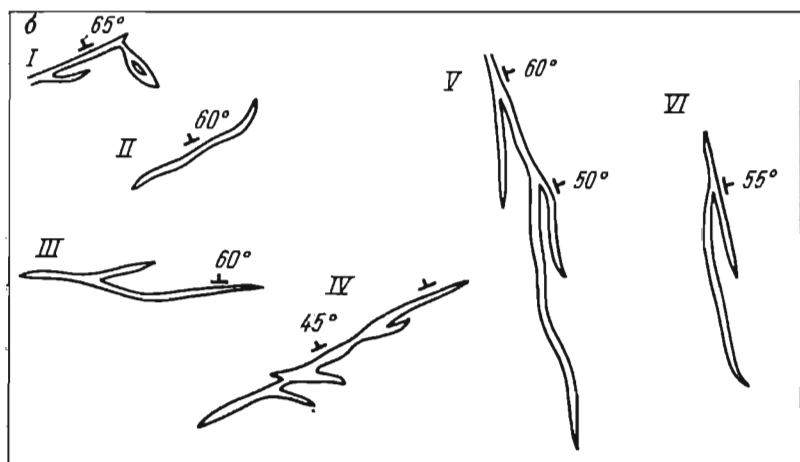
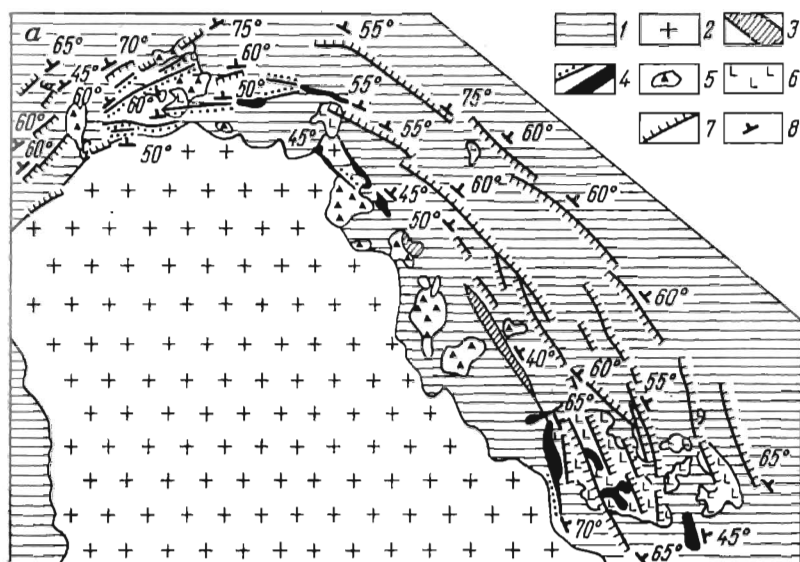


Рис. 17. Схема размещения рудных тел в полукольцевой конической периклинальной зоне экзоконтакта массива субщелочных гранитов (а). По И. И. Куприяновой и др. [1964] с разрядкой автора и особенностями морфологии жил (б).

1 — вмещающие гнейсы нижнего протерозоя; 2 — субщелочные граниты; 3 — кварц-микроклиновые тела, 4 — кварц-альбитовые тела; 5 — трубки взрыва с аплитовым цементом; 6 — аплиты; 7 — кварц-мусковитовые жилы с редкометальной минерализацией; 8 — элементы залегания

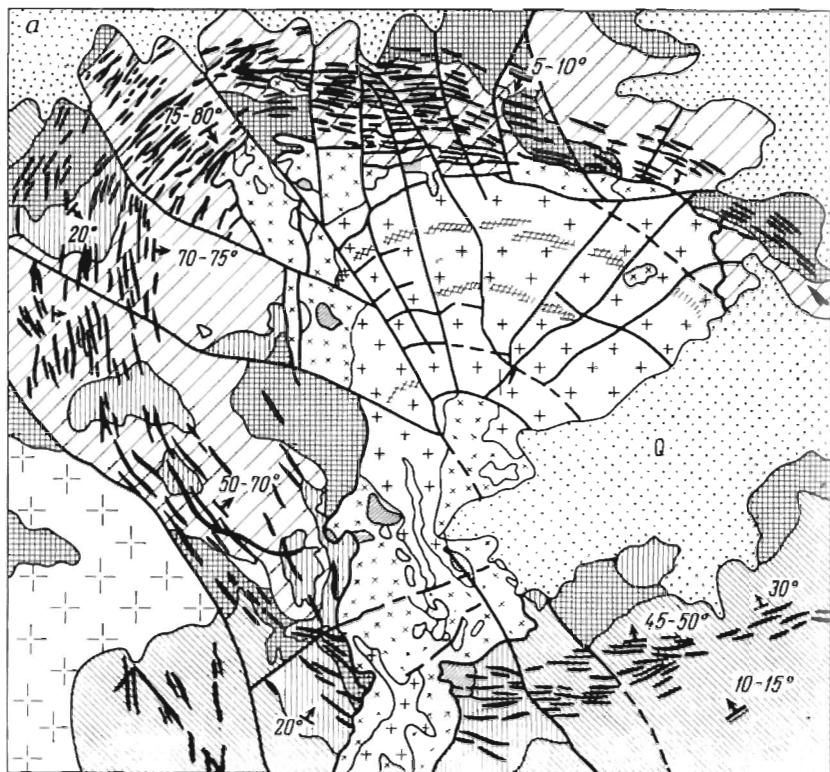


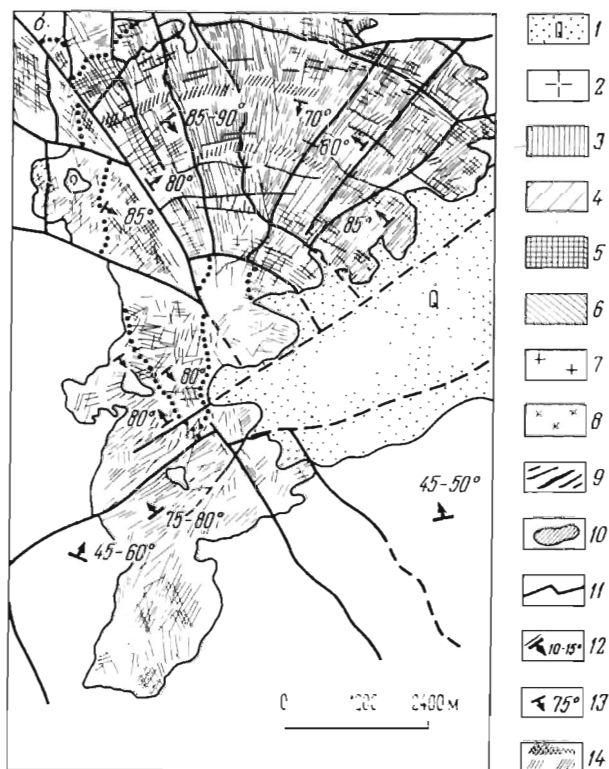
Рис. 18. Схема геологического строения (а) и трещинная тектоника (б) гранитного массива Майтас в Центральном Казахстане. По В. В. Булдакову [1958] с разрядкой автора.

1 — современные отложения; 2 — трахипаритовые порфиры; 3 — кислые эффузивы и их туфы; 4 — диабазы и диабазовые порфиры; 5 — андезитовые плагиоклазовые пор-

их части. Наиболее характерным примером служит вулканоплутон Майтас в Северном Прибалхашье, Казахстан [Булдаков В. В., 1958]. Здесь внутренняя часть вулканоплутона сложена позднегерцинскими гранитами двух фаз, а в краевой части массива прослеживается мощный (ширина от 900 до 3000 м) кольцевой пояс, как правило, прямолинейных, более ранних, чем граниты даек гранит-порфиров (рис. 18, а).

В поперечном сечении пояса насчитывается от 8 даек на его выклинивании до 15—18 на большем его протяжении. Все дайки падают к центру вулканоплутона — в южной части под углом 45—50°, в юго-западной 50—70°, в западной 70—75°, в северо-западной 75—80°.

В центральной части вулканоплутона в гранитах развита густая сеть крупных крутопадающих радиальных трещин (см. рис. 18, б), разрозненные единичные прямолинейные или слег-



фириты и их туфы; 6 — туфы липаритовых порфиров и туфогенные песчаники; 7 — крупно- и среднезернистые граниты; 8 — мелкозернистые порфировидные граниты; 9 — дайки гранит-порфиров; 10 — ксенолиты вмещающих пород в гранитах; 11 — тектонические нарушения; 12 — элементы залегания вмещающих пород; 13 — элементы залегания даек гранит-порфиров; 14 — зоны распространения даек аплитов и небольших пегматитовых тел

ка дуговидно изогнутые концентрические. К последним часто приурочены дайки аплитов и пегматитовые тела, образующие в совокупности два дуговидных пояса.

Особый интерес представляют наиболее детально изученные полукольцевые пояса конических разрывов Кызыл-Омпульского плутона, в Западном Прииссыккулье, Северный Тянь-Шань [Невский В. А., Галяпин Л. А., 1975; Невский В. А., Розанов Ю. А., Козлова П. С., 1975]. Плутон приурочен к сложному узлу пересечения глубинных разломов. В строении его принимают участие четыре многофазных позднегерцинских интрузивных комплексов: наиболее ранний — сиенитовый, более поздний — граносиенитовый, затем комплекс субщелочных гранитов и, наконец, меланократовых и лейкократовых даек. Он имеет овальное горизонтальное сечение (25—26 км) и вертикальное и близкое к нему падение; длинная ось его вытянута в северо-

западном направлении. По периферии плутон окаймляется кольцевым цилиндрическим разломом.

Строение его усложнено двумя крупными полукольцевыми поясами конических разрывов — Внутренним, располагающимся в пределах плутона, ближе к его эндоконтакту, и Внешним, прослеживающимся в его экзоконтакте. Первый пояс образован коническими центриклинальными разломами и крупными трещинами в большинстве случаев с приуроченными к ним дайками четвертого интрузивного комплекса, второй — коническими периклинальными разломами и трещинами; к ним также иногда тяготеют дайки меланократовых и кислых пород.

Спрямленная длина Внутреннего пояса достигает 24 км, при мощности от 2—2,5 до 4,4 км. Слагающие его разрывы всюду падают под углами от 25—30 до 50—55° к центру плутона. Строение Внутреннего пояса сложное, обусловленное сочетанием в его пределах полукольцевых, дуговидных и прямолинейных разломов различных масштабов и в основном прямолинейных пологопадающих трещин.

К числу крупнейших полукольцевых центриклинальных конических разломов Внутреннего пояса относятся Подножный, Центральный и Ачикташский надвиги. Первый из них расположен в лежащем боку пояса, Ачикташский — в основном в висячем, а Центральный — между ними (рис. 19, а). Простираение надвигов в общем всюду согласное с ориентировкой всего пояса, а падение пологое к центру плутона.

Между надвигами и частично в висячем боку Ачикташского разлома прослеживаются многочисленные прямолинейные, реже дуговидно изогнутые более мелкие пологопадающие разломы (протяженность по простиранию от 700—800 м до 2—3 км) и крупные трещины (длина по простиранию от 30—40 до 500—600 м). Изогнутость более крупных разломов выражена резко, крупные трещины с небольшим дуговидным изгибом встречаются значительно реже. Разломы и трещины всюду параллельны и субпараллельны надвигам и по простиранию, и по падению.

Размещение мелких разломов и крупных трещин в пределах пояса крайне неравномерное и по мощности и по простиранию. Так, в поперечном сечении пояса, где мощность его достигает 4,4 км, встречены четыре полосы сгущения пологопадающих разрывов шириной от 400 до 1200 м и разделяющие их три пустых интервала шириной от 200 до 1500 м. Расстояние между пологопадающими разрывами в полосах их сгущения колеблется от 10—15 до 125 м. Всего же в данном сечении выявлено 66 пологопадающих разрывов, в основном представленных крупными трещинами.

В различных породах плутона насыщенность Внутреннего пояса пологопадающими разрывами неодинакова. Наибольшая их частота наблюдается в граносиенитах; в сиенитах она не-

сколько уменьшается, а в ороговикованных песчаниках и алевролитах уже примерно в полтора раза меньше по сравнению с сиенитами и граносиенитами (см. рис. 19, а). В гранитах насыщенность примерно в три раза меньше, чем в граносиенитах и сиенитах.

Такие различия в частоте расположения пологопадающих разрывов в пределах пояса объясняются прежде всего физико-механическими свойствами вмещающих пород. В этом отношении очень показателен интервал Внутреннего пояса, на котором субщелочные граниты прорваны штокообразными и неправильными трещинными телами значительно более хрупких мелкозернистых аплитовидных и порфировидных гранитов. В этом участке насыщенность пояса пологопадающими разрывами возросла в 4—6 раз по сравнению с интервалами, сложенными сплошными среднезернистыми гранитами (см. рис. 19, б).

Внешний пояс конических периклинальных разломов, расположенный в экзоконтакте плутона, рассекает осадочные, метаморфические и вулканические породы различного возраста и состава. Мощность пояса колеблется от 2—2,5 до 3,5 км. На этом интервале выделяется от 4—5 до 12 дуговидных конических периклинальных разломов (длина по простиранию от 700—800 м до 5—6 км) и крупных в основном прямолинейных трещин (длина от 100—150 до 500—600 м). Расстояние между ними по мощности пояса колеблется от 150—200 до 500 м, а иногда и до 700 м. Простирание их параллельное и субпараллельное контакту плутона; падение всюду от его центра под углами от 20—25 до 50°, реже круче.

Внутреннее строение мелких конических разломов и крупных трещин, принимающих участие в строении Внутреннего и Внешнего полукольцевых поясов, в одних участках довольно простое, в других весьма сложное. Отчетливо наблюдается усложнение их внутреннего строения с приближением к секущим их крупным крутопадающим тектоническим разломам.

Столь существенные изменения особенностей внутреннего строения описанных конических разломов и крупных трещин связаны с их локальной активизацией в зоне пересечения тектоническими разломами, которая распространялась до 250—300 м в каждую сторону от разлома. Первая такая активизация проявилась в самом конце верхнего палеозоя, вторая в неоген-четвертичное время.

Крупные прямолинейные крутопадающие трещины скалывания по периферии кольцевых магматических комплексов, ориентированные в направлении касательной к ним. Встречаются сравнительно редко. Такого типа разрывы установлены в зоне экзоконтакта кимберлитовой трубки «Удачная» в Якутии. Аналогичные разрывы в кровле скрытого на глубине сложного суб-

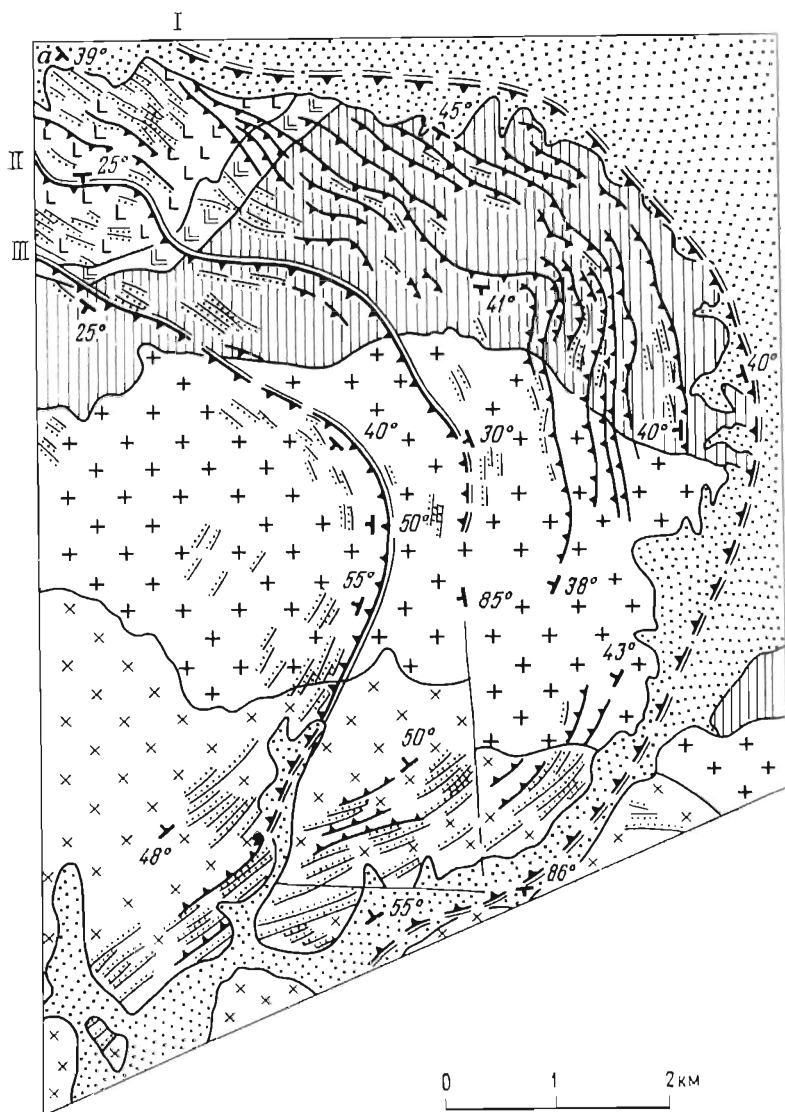
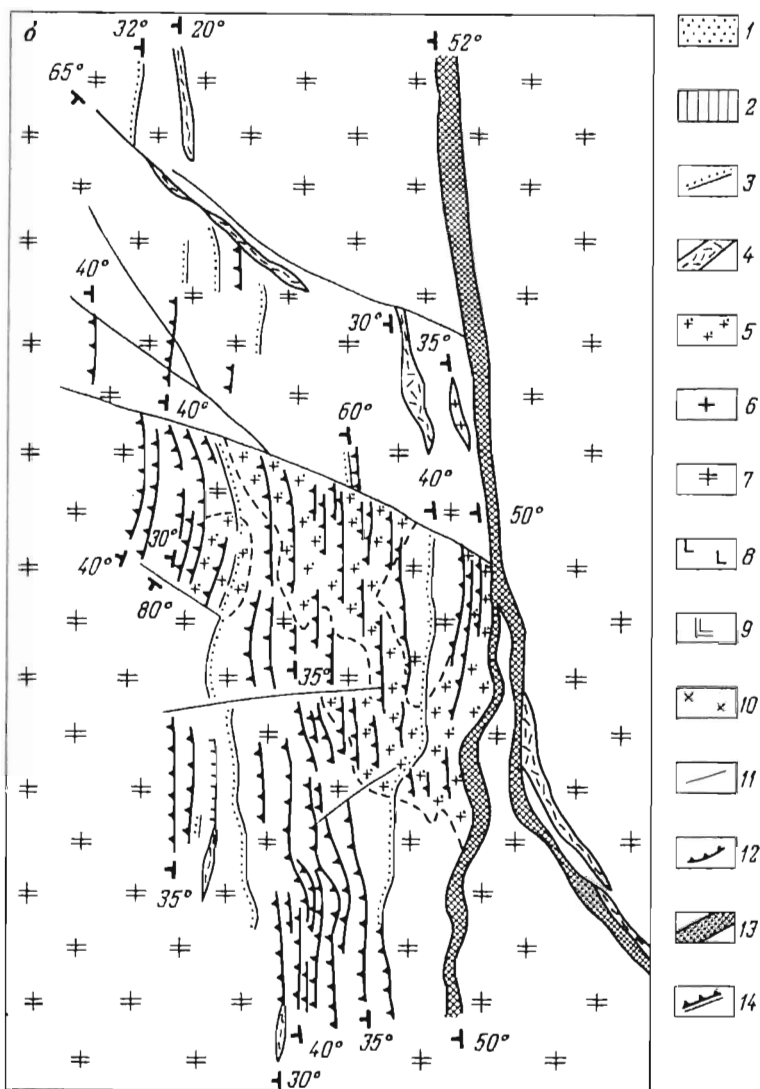


Рис. 19. Схема строения Внутреннего полукольцевого пояса конических центриклинальных разломов и пологопадающих трещин Кызыл-Омпульского плутона, Северный Тянь-Шань (а) и резкое сгущение центриклинальных пологопадающих разрывов в мелкозернистых порфировидных и аплитовидных гранитах и в зоне их экзоконтакта (б).



1 — кайнозойские отложения; 2 — ороговикованные песчаники и алевролиты нижнего карбона; 3 — дайки порфиритов и лампрофиров, иногда кварцевых порфиров, приуроченные к пологопадающим разрывам; 4 — дайки кварцевых порфиров и фельзит-порфиров; 5 — мелкозернистые порфировидные и аплитовидные граниты; 6 — субшелочные граниты; 7 — среднезернистые субшелочные граниты; 8 — граносиениты; 9 — монзониты и сиенито-диориты; 10 — сиениты гигантозернистые и гигантопорфировые; 11 — тектонические разрывы; 12 — конические центрклинальные разломы и крупные пологопадающие трещины; 13 — Аикташский надвиг; 14 — надвиги — I—III

вулканического кольцевого тела Уэллс Крик (штат Теннесси, США) описаны В. Х. Бучером [Bucher W. H., 1936].

Горизонтальные и близкие к ним крупные трещины отрыва. Встречаются в трубках взрыва, кальдерах проседания, в интрузивах центрального типа. В процессе взрывов породы трубок взрыва испытывали сжатие; при снятии этой нагрузки, под воздействием сил упругого последствия, в них возникали горизонтальные трещины отрыва. Аналогичные трещины образовывались при проседании кольцевых блоков в интрузивах центрального типа, кальдерах проседания и трубках взрыва. При этом, например в кальдерах, они часто закладывались вдоль ослабленных зон по контакту пород с различными физико-механическими свойствами.

При образовании крупных горизонтальных трещин иногда происходил полный разрыв кольцевого блока — возникали скрытые проседания с заполнением образовавшейся полости магматическим расплавом. Примеры такого типа описаны Е. В. Свешниковой [1973]. При сдвиговых перемещениях по тектоническим разломам, пересекающим кальдеры и интрузивы центрального типа, происходили подвижки и по ранее заложенным горизонтальным трещинам отрыва; в результате вдоль них появлялись оторочки тектонической глины и милонитов, мощностью иногда в несколько десятков и более сантиметров. Такие трещины в процессе формирования рудных месторождений служили экранами, оказывавшими весьма существенное влияние на закономерности размещения оруденения. Примеры таких месторождений описаны рядом исследователей [Некоторые особенности геологии..., 1965; Невский В. А., Филоненко Ю. Д., 1976]. В некоторых месторождениях штокверкового типа (Клаймакс, штат Колорадо, США) встречаются рудоносные мелкие горизонтальные и пологопадающие трещины отрыва, которые вместе с трещинами радиальной ориентировки относятся к числу важнейших рудовмещающих структурных элементов месторождений.

Продольные и поперечные крупные крутопадающие трещины отрыва в сводах экстрезивных куполов овального горизонтального сечения. Достаточно часто встречаются в сложных вулканических сооружениях, в строении которых принимают участие вулканы среднего и особенно кислого состава. Возникают в процессе роста экстрезивных куполов, при нагнетании в них вязкого расплава. При этом внешняя, уже в значительной степени остывшая оболочка такого купола под воздействием внедряющихся свежих порций расплава растрескивается с образованием рисунка трещин, характерного для тектонических куполов овальной формы. Здесь обычно одна — две продольные трещины и серия более коротких — поперечных. Иногда их рисунок напоминает «черепашью структуру» [Мархинин Е. К.,

1957]. Размеры трещин в зависимости от масштаба купола изменяются в широких пределах — от многих десятков до многих сотен метров, а иногда и более. На глубину протяженности их, как правило, ограничена. В крупных экструзивных куполах некоторые из описанных трещин в процессе блоковых перемещений по рассекающим их тектоническим разломам подновляются и вдоль них возникают оторочки тектонической глины.

Пологие сбросы и краевые надвиги в гранитных массивах. Поскольку они описаны Г. Клоосом [Closs, 1922, 1923], здесь их характеристика не приводится.

Сопряженные и оперяющие трещины отрыва и скалывания в зонах кольцевых разломов. В процессе формирования и дальнейшего развития интрузивов центрального типа, кальдер проседания и трубок взрыва, кольцевые блоки, ограниченные по периферии кольцевыми цилиндрическими разломами, испытывают положительные и отрицательные, иногда неоднократные вертикальные перемещения различного масштаба. При этом нередко смещения, особенно вниз, составляют многие сотни метров и иногда больше. В процессе таких перемещений в зоне цилиндрического разлома, как и при смещениях по крупным тектоническим разрывам, возникают сопряженные и оперяющие крупные и мелкие трещины скалывания и отрыва.

Более ограничены перемещения по коническим разломам. Исключение составляют периоды их активизации в процессе глыбовых перемещений по секущим их крупным тектоническим разломам. В этот период они нередко рассечены крупными тектоническими разрывами на отдельные, часто прямолинейные отрезки, смещения по которым в виде надвигов и сдвигов достигают в ряде случаев значительных амплитуд. В качестве примера можно указать на крупный (спрямленная длина 24 км) полукольцевой конический, центриклинальный разлом (Подножный надвиг) в пределах Кызыл-Омпульского плутона, по отдельным отрезкам которого в период неоген-четвертичной активизации горизонтальная составляющая смещения (надвиговая) достигла 1 км [Невский В. А., Галяпин Л. А., 1975]. В таких случаях и в зонах конических разломов несомненно возникали сопряженные и оперяющие их крупные и мелкие трещины отрыва и скалывания.

Изложенные данные дают основание предполагать, что какая-то часть крупных прямолинейных и слегка дуговидных трещин (описанных выше), сосредоточенных в кольцевых, полукольцевых и дуговидных поясах, также, возможно, возникла при смещениях по кольцевым разломам. С другой стороны, во многих случаях такие трещины не обнаруживают пространственной связи с крупными кольцевыми разломами. Это показывает, что они возникли в процессе радиальных дислокаций, обуслов-

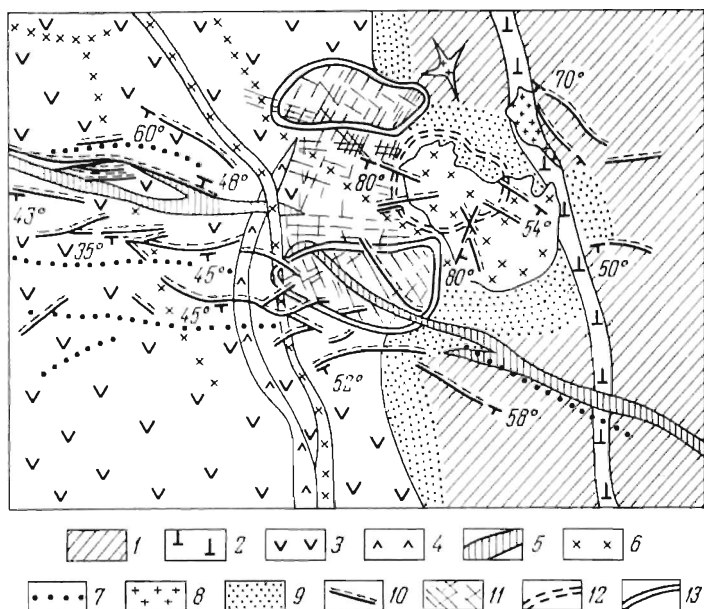


Рис. 20. Схематическая геологическая карта Джидинского рудного поля.
По И. П. Кушнареву, М. Н. Хулугурову, В. И. Игнатовичу.

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

ленных механической активностью внедряющихся магматических расплавов.

Мелкие трещины отрыва и скалывания радиальной и концентрической ориентировки. Такие трещины всегда прямолинейны. Они исключительно широко распространены не только во всех кольцевых магматических комплексах, но и в верхней периферической части лакколитов и в крутопадающих и достаточно протяженных на глубину трещинных интрузивах и крупных дайках. В куполах, штоках, лакколитах, вулканах, вулканоплутонах и интрузивах центрального типа и трубках взрыва эти трещины всегда имеют радиальную и концентрическую ориентировку, в трещинных интрузивах и дайках представлены вертикальными и крутопадающими трещинами любых простираций. Диаграммы ориентировки таких трещин на диаграмме В. Шмидта имеют поясовое строение, с поясом полюсов трещин единого вертикального и крутого падения, но самых различных простираций, по периферии диаграммы (см. рис. 7, д, е, ж, з).

Мелкие трещины отрыва радиальной и концентрической ориентировки на некоторых месторождениях штокверкового типа, связанных с куполами и штоками, являются важнейшими рудовмещающими структурными элементами. К таковым относятся Первомайское молибденовое и Инкурское вольфрамовое месторождения Джидинского рудного поля в Бурятской АССР (рис. 20) [Кушнарев И. П., 1947; Малиновский Е. П., 1965], молибденовое месторождение Клаймакс, штат Колорадо, США [Уоллес С. Р., Мункастер Н. К. и др.—Множественная интрузия..., 1973]. Важными рудовмещающими структурными элементами эти трещины являются на многих месторождениях, приуроченных к трубкам взрыва (Актюзское рудное поле; Трепча, Югославия и др.) и к вулканическим жерловинам (Браден, Чили и др.).

*Особенности геологической истории
развития кольцевых разломов
и связанных с ними крупных трещин*

Кольцевые разрывы по особенностям геологической истории развития резко отличаются от тектонических разрывов. Крупные тектонические разрывы, например глубинные разломы, имеют весьма длительную и сложную историю развития, которая для глубинных разломов древних платформ и щитов нередко исчисляется от многих сотен миллионов лет до 1—1,5 млрд. лет (и более). На протяжении многих десятков и сотен миллионов лет прослеживается геологическая история развития глубинных разломов складчатых областей.

По сравнению с ними крупные кольцевые разрывы как разрывные нарушения, связанные с локальными радиальными дислокациями, имеют относительно короткую историю развития, всегда тесно связанную с историей формирования кольцевых магматических комплексов. Даже для сложных многофазных кольцевых магматических комплексов она, по-видимому, не превышает нескольких десятков миллионов лет. Так, на основе определения абсолютного возраста длительность геологической истории формирования сложного Мурунского щелочно-вулканоплутон на Алдане исчисляется в 40 млн. лет, мезозойских кольцевых магматических комплексов ультраосновных щелочных пород с карбонатитами в Восточной Африке — не более 50 млн. лет [Фролов А. А., 1975].

Видимо, для относительно простых магматических комплексов она будет значительно короче. Нередко встречаются достаточно крупные полукольцевые и дуговидные разломы с приуроченными к ним одной или несколькими дайками жильных пород с приваренными интрузивными контактами. Безусловно, история развития таких разрывов весьма ограничена и составляет тысячи, может быть, десятки тысяч лет. В общем геологи-

ческая история сложных, хорошо раздифференцированных кольцевых магматических комплексов всегда более длительна, чем простых, слабо дифференцированных. Соответственно и кольцевые разрывы в таких комплексах отличаются по длительности и сложности их геологической истории развития.

В то же время даже, казалось бы, сравнительно простые кольцевые магматические комплексы при детальном структурно-геологическом изучении обнаруживают достаточно сложную геологическую историю развития. Примером могут служить трубки взрыва Актюзского рудного поля в Заилийском Алатау, с которыми связана редкометальная-свинцово-цинковая минерализация [Невский В. А., 1960₁].

Трубки располагаются в узлах пересечения разломов, в кровле скрытых на глубине куполов трещинного тела позднепермских субщелочных лейкократовых гранитов. Они прорывают дорифейские зеленые амфиболовые сланцы и гнейсы; некоторые из них не достигают современной поверхности. Поперечное их сечение колеблется в пределах от 70—80 до 300 м в длину и от 40—50 до 190 м по мощности; глубина достигает 350—400 м. Они выполнены обломками вмещающих пород, штокообразной и сложной неправильной формы телами мелкозернистых порфировидных субщелочных гранитов, ранних и поздних гранофиоров, неправильными телами и дайками аплитов, сиенит-аплитов и альбититов и рудной минерализацией.

Проведенные нами исследования показали, что формирование их происходило в шесть последовательных стадий, большинство из которых сопровождалось газовыми взрывами. При повторных взрывах происходило внедрение новых порций магматических расплавов, повторное брекчирование и возникновение новых брекчий, подновление ранее возникших кольцевых разломов и крупных трещин, а также возникновение новых, в том числе мелких трещин радиальной и концентрической ориентировкой. Трубчатые тела при этом наращивались вверх по восстановлению и происходило увеличение их диаметра. Масштабы этих деформаций от ранних взрывов к поздним постепенно уменьшались.

Интересна также геологическая история формирования сложного олигоценового интрузивного штока Клаймакс, штат Колорадо, США, к которому приурочено крупнейшее в мире молибденовое месторождение [Уоллес С. Р., Мункастер Н. К. и др.—Многokратная интрузия..., 1973]. Формирование его происходило в четыре сближенных в пространстве и во времени главных интрузивных фазы, каждая из которых заканчивалась своей гидротермальной минерализацией (рис. 21, а).

Заслуживает внимания история развития крупных радиальных трещин отрыва, наиболее детально изученных в Хибинском апатитовом массиве на Кольском полуострове Ф. М. Онохин [1970]. Трещины здесь возникли в период внедрения ще-

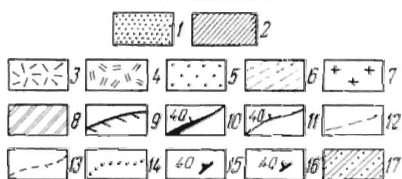
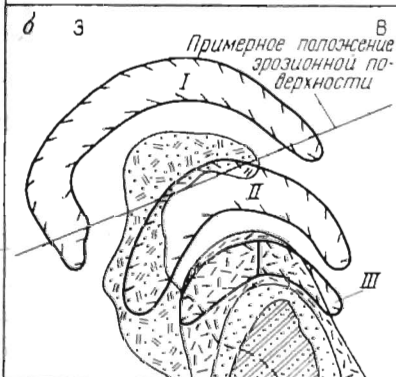
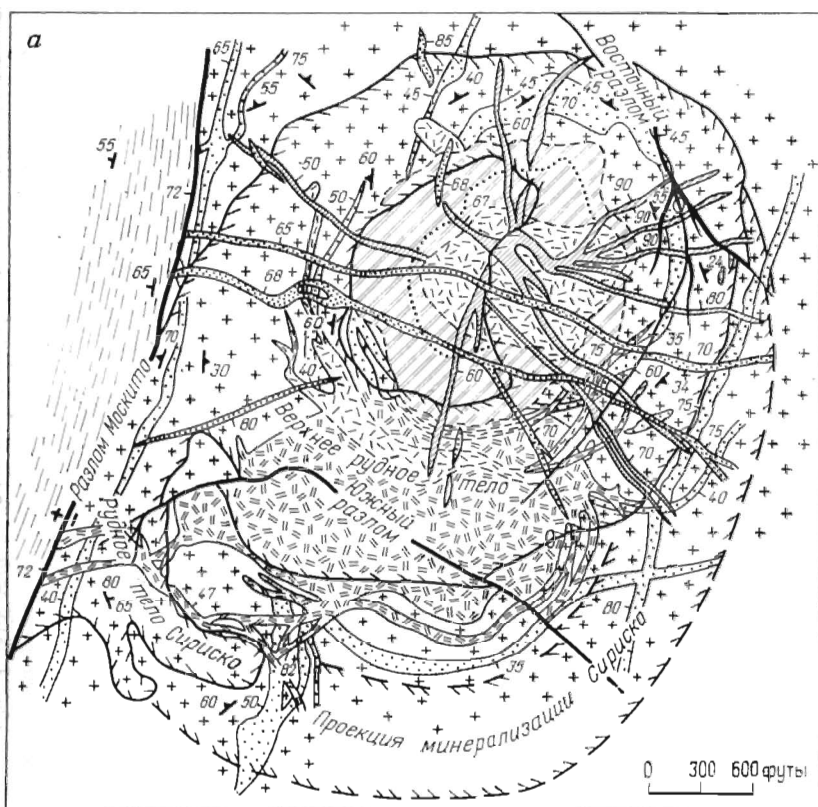


Рис. 21. Схематизированный геологический план (а) горизонта штольни Филлипсон месторождения Клаймакс По С. Р. Уоллесу, Н. К. Мункастеру и др., [Многократная интрузия... 1973]; б — схематизированный разрез месторождения.

1—5 — кайнозойские породы (1—4 — лорфиры группы Клаймакс): 1 — поздние дайки риолит-порфиров, 2 — внутрирудные лорфировые дайки, 3 — Центральный массив штока Клаймакс, 4 — юго-западный массив штока Клаймакс, 5 — кварц-монцитонитовые порфиры; 6 — палеозойские породы формации Минтерн пенсильванского возраста; 7 — докембрийские граниты и кристаллические сланцы, нерасчлененные; 8 — сильно окварцованные породы; 9 — контур распространения MoS_2 с содержанием 0,2%; 10 — разломы; 11 — контакты; 12 — предполагаемые контакты; 13 — постепенные переходы; 14 — предположительное положение контактов в зоне окварцевания; 15 — простирание и падение полосчатости; 16 — простирание и падение слонистости; 17 — гранит-порфиры штока Клаймакс

лочных магматических расплавов. Позже, в период общих восходящих движений данного участка земной коры, под влиянием гравитации по ним возникли вертикальные смещения и они, таким образом, трансформировались в сбросы с достаточно крупной амплитудой смещения (до 2—2,5 км).

Наиболее детально был изучен Кукисвумчоррский радиальный разлом, представленный мощной (до 150—200 м) зоной дробления, возрастающей с глубиной. Падение его крутое (от 60 до 80°). Зона разлома выполнена довольно густой сетью жилообразных тел и прожилков различных интрузивных пород, приуроченных к кулисообразно расположенным трещинам отрыва мощностью от нескольких сантиметров до 20—30 м; все они ориентированы вдоль разлома. В истории развития разлома Ф. М. Онохин выделяет следующие шесть стадий (от ранних к поздним): ийолитовую, лепидомеланитовую, мельтейгитовую, эгиринитовую, ювитовую и пегматитовую. В процессе развития этих стадий зона разлома постепенно расширялась путем образования новых трещин отрыва, а также расширения и удлинения более ранних.

Кольцевые магматические комплексы обычно располагаются в узлах пересечения глубинных разломов или сопряженных и опирающихся их крупных тектонических разрывов. В процессе становления этих комплексов, а также в послейнтрузивный этап их развития тектонические разломы неоднократно подновлялись, закладывались новые разрывы, которые пересекали кольцевые разломы и крупные трещины и в общем часто значительно усложняли структуру кольцевых комплексов.

При глыбовых смещениях различных блоков по тектоническим разломам неизбежно возникали перемещения и по кольцевым разломам и крупным трещинам (в местах их пересечения). При этом происходило усложнение их внутреннего строения и усложнение и удлинение геологической истории их развития, которая в этом случае была связана уже не с локальными радиальными дислокациями, а с воздействием региональных тектонических усилий.

Такое подновление кольцевых разрывов в процессе тектонических дислокаций мы называли их активизацией [Невский В. А., 1973₁]. В качестве примера были показаны кольцевые разрывы Кызыл-Омпульского плутона в Северном Тянь-Шане, испытавшие активизацию в самом конце верхнего палеозоя и особенно в неоген-четвертичный период. В процессе активизации кольцевые разломы и крупные трещины могут подновляться на всем их протяжении (полная активизация) или только в зоне их пересечения крупными тектоническими разрывами (локальная активизация).

В кольцевых комплексах, рассекаемых тектоническими разломами, активизация кольцевых разрывов, особенно локальная, получила весьма широкое распространение. Иногда к активизи-

рованными участкам кольцевых разломов приурочены крупные рудные тела. Примером может служить месторождение Серро де Паско в Перу, основное рудное тело которого располагается в зоне локальной активизации краевого кольцевого разлома крупным сбросом субмеридионального простирания.

Некоторые данные о механизме формирования кольцевых разрывов

Вопросы механизма образования кольцевых разрывов привлекали внимание многих геологов. Уже первые исследователи в начале нашего столетия Е. В. и Х. В. Мофи (1916 г.) и другие выдвигали свои представления. Позже эти вопросы рассматривались в работах Б. Г. Эшера [Escher B. G., 1929], Е. М. Андерсона [Anderson E. M., 1936, 1937], А. Уильямса [Williams A., 1941], М. П. Биллингса [Billings M. P., 1943], О. Гейтса [Gates O., 1959], В. А. Невского [1960₂], Д. В. Перри [1962], П. Ф. Иванкина [1965], В. Н. Котляра [1965], Е. С. Свешниковой [1973], Л. П. Петрова [1968] и др.

До последнего времени наиболее популярны среди геологов были представления Е. М. Андерсона. По его мнению, конические разрывы возникают при активном механическом воздействии магматических расплавов, направленном снизу вверх, а цилиндрические — при котлообразных оседаниях, связанных со снижением давления в магматическом очаге. С такими представлениями о формировании цилиндрических разрывов, безусловно, нельзя согласиться. Можно указать на широко распространенные трубки взрыва цилиндрической формы, без конических разрывов, но с кольцевыми цилиндрическими образованиями внутри них и без каких-либо признаков явлений проседания. Их возникновение связано с газовыми взрывами и, следовательно, с активным силовым воздействием, направленным снизу вверх.

Вопрос о механизме формирования кольцевых разрывов и связанных с ними кольцевых магматических комплексов и постмагматических образований представляет весьма сложную проблему. Она будет разрабатываться геологами, геофизиками и специалистами в области физической химии и физики твердого тела еще в течение достаточно длительного времени. Опираясь на имеющиеся материалы геологического и структурно-геологического изучения кольцевых комплексов, а также на современные экспериментальные данные, мы хотели бы наметить хотя бы самую общую и грубую схему возможных механизмов формирования кольцевых разрывов.

Кольцевые разрывы и связанные с ними магматические комплексы и постмагматические образования широко распространены в жестких консолидированных участках земной коры — щитах, древних платформах, срединных массивах, зонах ран-

ней консолидации складчатых поясов, зонах активизации. Вулканы, вулcano-плутоны центрального типа, трубки взрыва и кальдеры проседания широко распространены в вулканических поясах субплатформенной стадии развития геосинклинальных областей.

По-видимому, кольцевые комплексы такого же типа широко развиты и в вулканических полях основных пород ранней стадии развития геосинклиналей на океанической коре. К сожалению, вследствие интенсивного проявления регионального метаморфизма кольцевые разрывы и соответствующие им магматические комплексы в этих поясах пока еще очень слабо изучены. Только в зонах относительно слабого проявления метаморфизма на некоторых месторождениях (Блявинское, Южный Урал) кольцевые магматические и постмагматические образования достаточно отчетливы [Эксплозивные брекчии..., 1965].

Таким образом, для всех областей широкого распространения кольцевых разрывов характерна глыбовая тектоника с интенсивным развитием глубинных разломов. Зоны их приоткрывания, узлы пересечения и сопряжения были магмовыводящими каналами. Следовательно, одним из важнейших элементов в механизме формирования кольцевых разрывов является относительно кратковременная, а при взрывных явлениях мгновенная деформация горных пород, возникающая при сравнительно быстром подъеме магматических расплавов из глубин в верхние горизонты земной коры.

Трубки взрыва обычно встречаются в вулканах, вулcano-плутонах и интрузивах центрального типа, а также в кровле куполов магматических пород или просто в узлах пересечения глубинных разломов вне видимой связи с куполами. Образуются они при внедрении в верхние горизонты земной коры поздних, малых порций магматических расплавов, интенсивно насыщенных летучими. Формирование их происходит на глубинах до первых километров от поверхности. Вертикальный интервал формирования кольцевых разрывов, связанных с вулcano-плутонами и интрузивами центрального типа, достигает, видимо, 8—10 км, а может быть и более.

Для решения вопроса о механизме формирования кольцевых разрывов важное значение имеют современные экспериментальные данные по деформации горных пород. Известно, что при одноосном сжатии кубика горных пород разрушение его происходит путем образования двух систем сопряженных трещин скалывания, образующих четырехгранную пирамиду (рис. 22, а). Если ту же деформацию кубика осуществлять с пластичными свинцовыми прокладками на торцевых поверхностях образца (см. рис. 22, б), то возникают продольные трещины отрыва, параллельные граням куба, которые расчленяют весь образец на серию четырехгранных призм. В земной коре роль пластичных прокладок нередко играют мощные оторочки тектонической

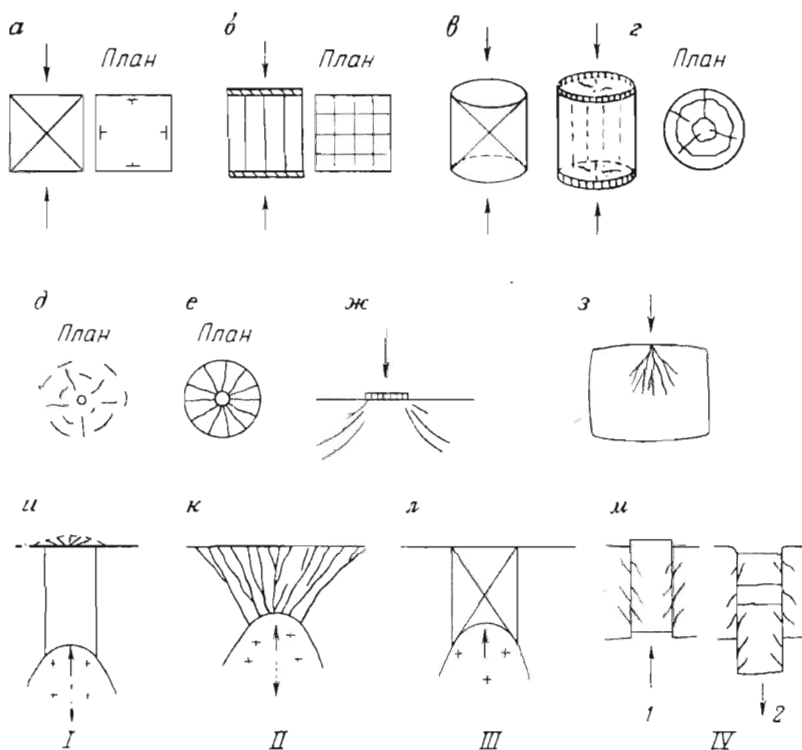


Рис. 22. Возможные механизмы формирования кольцевых разрывов: а — одностороннее сжатие образца породы кубической формы; б — та же деформация со свинцовыми прокладками на торцевых поверхностях образца; в — одноосное сжатие образца породы цилиндрической формы; г — та же деформация цилиндрического образца со свинцовыми прокладками на торцевых поверхностях; д — пулевая пробойна в стекле; е — радиальные трещины отрыва, возникающие в цилиндрическом образце мрамора при вдавливании цилиндрического штампа с диаметром 5 мм. По Ю. А. Розанову, Ю. Я. Эстрину [1968]; ж — конические трещины отрыва, возникающие в керне различных пород при вдавливании цилиндрического плоскостного пуансона [Экспериментальные исследования..., 1968]; з — веерные трещины отрыва, возникающие при ударе в торцевую часть оконных стекол трамваев, автобусов и троллейбусов. Предполагаемые механизмы формирования кольцевых разрывов: и — образование цилиндрических трещин отрыва; к — образование центриклинальных конических трещин отрыва; л — образование центриклинальных и периклиналильных конических трещин скалывания; м — образование оперяющих центриклинальных конических трещин отрыва при возникновении кольцевого горста (1) и оперяющих периклиналильных конических трещин отрыва при возникновении кольцевого грабена (2). I—IV — возможные механизмы формирования кольцевых разрывов

глинки и милонитов, прослой пластичных пород по контактам с более хрупкими, магматическими расплавами.

Известно, что на ориентировку трещин при экспериментах существенное влияние оказывает форма деформируемых образ-

цов горных пород. Поэтому при одноосном сжатии образца цилиндрической формы разрушение его произойдет вследствие образования конических трещин скалывания (см. рис. 22, в). Совершенно по иному при той же деформации будет разрушаться цилиндрический образец горных пород с пластичными (свинцовыми) прокладками на торцевых поверхностях (см. рис. 22, г). В этом случае возникают цилиндрические и радиальные трещины отрыва, ориентированные в направлении действующих усилий. Тот же тип разрывной деформации возникает в результате пулевой пробойки в стекле или пробойки торцевой поверхностью палки в тонком слое льда в водоемах (см. рис. 22, д).

Рис. 22, е иллюстрирует возникновение радиальных трещин отрыва при вдавливании цилиндрического штампа диаметром 5 мм в цилиндрический образец мрамора диаметром 38 мм. Вдавливание производилось при всестороннем давлении в 1500 кг/см^2 и максимальном давлении штампа в 22500 кгс/см^2 [Розанов Ю. А., Эстрин Ю. Я., 1968]. Интересные экспериментальные результаты получены А. С. Гришиным, Л. П. Константиновым, Е. М. Королько, Р. М. Эйгелесом, Ю. Я. Эстриным и др. [Экспериментальные исследования..., 1968]. При вдавливании цилиндрического плоскодонного пуансона в керны кварцитов, доломитов, песчаников, глинистых и других пород возникали конические трещины отрыва (см. рис. 22, ж). При этом характерно отмечаемое во многих случаях выполаживание конических трещин при удалении от пуансона. Тип хрупкой деформации (см. рис. 22, ж) находит подтверждение в рисунках веерных трещин отрыва от удара в торцевую часть оконных стекол трамваев, автобусов и троллейбусов (см. рис. 22, з).

Опираясь на итоги геологического изучения и отмеченные экспериментальные данные, можно предположительно наметить следующие четыре возможных механизма формирования кольцевых разрывов в кровле внедряющегося магматического расплава: 1) образование цилиндрических трещин отрыва (см. рис. 22, и); 2) образование многочисленной серии конических центриклинальных трещин отрыва (см. рис. 22, к); 3) образование конических центриклинальных и периклинальных трещин скалывания в цилиндрическом блоке пород (см. рис. 22, л) и 4) образование оперяющих конических центриклинальных и периклинальных трещин отрыва при вертикальных перемещениях цилиндрических блоков горных пород (см. рис. 22, м).

Вероятно, ведущая роль принадлежит, как это и предполагает большинство исследователей, первому и второму механизмам. Четвертый и третий имеют, как нам кажется, подчиненное значение. Сам процесс формирования конкретных кольцевых разрывов и связанных с ними магматических комплексов и постмагматических образований в большинстве случаев является достаточно сложным, многоэтапным, и в нем нередко наблюдается сочетание отмеченных механизмов.

Силовое воздействие внедряющегося магматического расплава на вмещающие породы может быть направленным снизу вверх, и обратным, направленным сверху вниз. В первом случае оно осуществляется в форме газового взрыва, формирования трубок взрыва либо просто под влиянием вертикального давления расплава на породы кровли. Обратное действие магмы осуществляется при ее оттоке и соответственно при резком снижении давления в расплаве. По существу мы очень мало знаем о причинах того, почему магма в одних случаях с огромной силой устремляется вверх, а в других происходит ее отток. В вулканических областях, как известно, кальдеры проседания образуются после мощных извержений с выбросом на поверхность огромных масс лавы и пирокластов. Подчеркивается также, что отток магмы может произойти вследствие ее пропикновения во вновь образованные межслоевые и особенно межформационные отслоения.

Можно привести конкретные примеры, показывающие, что при оттоке магмы возникает мощное силовое воздействие, под влиянием которого цилиндрический блок горных пород в трубках взрыва с большой силой как бы всасывается вниз. Шумейкер [1958] описал в общем столбообразные трубки взрыва резервуарий Хопи-Навайо, штатов Аризона, Нью-Мексико и Юта, США, сечение которых с глубиной несколько уменьшается. В трубках установлено смещение вышележащих горизонтов пород вниз, примерно на 700 м. При этом выявлено, что туфы, переслаивающиеся с кайнозойскими осадочными породами, в верхней части трубок залегают с пологим наклоном к их центру; глубже они уже смяты сначала в пологие, а затем в крутые складки, разбитые трещинами.

При оттоке магмы ее всасывающее воздействие усиливается гравитационными силами. Нельзя не отметить также и влияния упругих сил. В частности, при взрывах происходит резкое сжатие пород, которое при снятии соответствующих напряжений под влиянием упругих сил последствием является расширением. В результате цилиндрические столбы нередко оказываются расчлененными на блоки серий горизонтально ориентированных трещин.

Рассмотрим первый из перечисленных механизмов формирования кольцевых разрывов. Под влиянием давления внедряющегося магматического расплава в кровле его возникают крупная цилиндрическая трещина отрыва или их серия. В верхней части разреза вмещающих пород образуется куполовидное вздутие, с развитием в его пределах центриклинальных конических и радиальных мелких и крупных трещин. Следовательно, здесь мы видим, как ведущий первый механизм формирования в какой-то мере дополняется в верхней части разреза деформируемых пород вторым механизмом. Таким образом, в приведенном примере цилиндрические трещины отрыва вверх

по восстанию заканчиваются коническими центриклинальными и радиальными трещинами. Аналогичная картина наблюдается во многих хорошо вскрытых по вертикали вулканах центрального типа, где уходящее на глубину цилиндрическое жерло ближе к поверхности заканчивается в форме воронки, возникающей вследствие образования центриклинальных конических трещин отрыва. На основании этих данных, видимо, можно говорить о некоторых элементах вертикальной структурной зональности в развитии кольцевых разрывов.

С момента, когда под активным давлением магмы цилиндрические трещины отрыва и завершающие их конические полностью ограничат столбообразный блок пород, начинается второй этап деформации. При этом цилиндрические и конические трещины отрыва уже превращаются в кольцевые разломы, с перемещением вдоль них столбообразного блока пород вверх и с образованием кольцевого горста. Этот процесс может развиваться до поверхности и закончиться излиянием лав либо ограничиться куполовидным вздутием.

При дальнейшем развитии процесса на фоне оттока магмы (третий этап деформации) возникают вертикальные перемещения цилиндрического блока обратного знака (вниз) с образованием кольцевого грабена — кальдеры проседания. Последняя может возникать как с поверхности, так и на глубине. Механизм образования подземных кальдер проседания связан с разрывом опускающегося столбообразного блока горных пород по плоскостям межформационных несогласий или по контакту пород с резко различными физико-механическими свойствами. В результате таких разрывов, заполняемых магмой, возникают так называемые штоки, пробки, очень характерные для многих интрузивов центрального типа.

При перемещениях цилиндрических блоков в процессе развития кольцевых разрывов, по-видимому, во многих случаях начинает проявляться и четвертый механизм формирования (см. рис. 22, м), с образованием конических центриклинальных и периклиналиных оперяющих трещин отрыва. По масштабу эти трещины в подавляющем большинстве случаев сравнительно мелкие и главное пространственно тесно связаны с основными кольцевыми разломами, по которым происходили вертикальные перемещения.

В конкретных случаях рассмотренный выше первый механизм формирования кольцевых разрывов может проявиться различно: с полным развитием отмеченных трех этапов, с неоднократным их повторением или с проявлением лишь некоторых из них. Например, при возникновении куполов и штоков весь процесс нередко ограничивается образованием куполовидного вздутия с развитием в его пределах мелких, реже крупных радиальных и концентрических трещин отрыва. При непо-

средственном образовании крупных кальдер проседания по существу проявляется главным образом третий этап деформации.

Широкое распространение в кольцевых магматических комплексах центриклинальных конических разломов и крупных трещин, приуроченность к ним даек и постмагматических тел дают основание думать, что при их формировании первостепенное значение имел второй из отмеченных механизмов (см. рис. 22, к). Реальность такого механизма подтверждается экспериментальными работами по деформации горных пород. В частности, хорошо подтверждается часто наблюдаемая смена сравнительно пологих углов падения конических разломов ($10-15^\circ$) более крутыми (70° и круче) в направлении от периферии к центру (интрузив центрального типа Шпицкоп в Южной Африке).

В развитии этого механизма также, по-видимому, следует выделять соответственно три этапа деформации, из которых два первые происходят на фоне давления магмы снизу вверх, а третий при ее оттоке. Конкретные проявления второго механизма при формировании кольцевых разрывов, вероятно, разнообразны — с полным проявлением трех этапов, с неоднократным их повторением или с развитием лишь некоторых из них. Основной второй механизм здесь, видимо, часто сочетается с первым и остальными.

Как отмечалось, среди кольцевых разрывов сравнительно редко, но все же встречаются периклиналильные конические разломы и крупные трещины, которые невозможно объяснить рассмотренным вторым механизмом. Довольно крупные их масштабы и пространственная оторванность от цилиндрических разрывов не позволяют объяснить образование таких разломов и трещин четвертым механизмом (см. рис. 22, м). Поэтому мы, основываясь на экспериментальных данных, склонны думать, что их возникновение возможно при двустороннем осевом сжатии цилиндрического столба пород (см. рис. 22, л). При этом давление сверху определяется гравитационными силами, а снизу — внедряющимся магматическим расплавом.

Весьма интересным представляется вопрос: почему из отмеченных двух главных механизмов формирования кольцевых разрывов в одних случаях ведущим является первый, а в других — второй? Возможно, здесь важное значение имеют мощности деформируемой кровли вмещающих горных пород. При относительно небольшой ее мощности создаются условия для возникновения куполовидного вздутия относительно малого радиуса кривизны, благоприятного для образования конических центриклинальных трещин и разломов. Ведь по существу и в экспериментах по деформации горных пород конические трещины отрыва развиваются вследствие образования под вдавливаемым штампом полусферы упругого сжатия, в радиальных на-

правлениях к которой и возникают конические трещины отрыва.

При достаточно большой мощности деформируемой кровли возникает незначительное куполовидное вздутие с большим радиусом кривизны, при котором образуются крутопадающие центриклинальные конические трещины. А если мощность кровли так велика, что вздутие не возникает или почти не возникает, образуются цилиндрические трещины отрыва. В определении масштаба куполовидного вздутия и радиуса его кривизны, помимо мощности деформируемой кровли, вероятно, важное значение имеют и физико-механические свойства вмещающих пород, а также условия деформации — всестороннее давление и температура вмещающих пород.

Нарисованная схема возможных механизмов формирования кольцевых разрывов безусловно не решает многих отмеченных выше сложных вопросов, возникающих при рассмотрении кольцевых и связанных с ними магматических комплексов и постмагматических образований.

Заканчивая описание трещин, возникших в процессе локальных радиальных дислокаций, обусловленных механической активностью внедряющейся магмы, нельзя не отметить их важную роль в формировании структур месторождений, приуроченных к кольцевым магматическим комплексам. К числу их относятся многочисленные и разнообразные месторождения, приуроченные к куполам, штокам и интрузивам центрального типа (карбонатитовые, апатитовые, молибденовые, вольфрамовые, редкометалльные и др.), располагающиеся в вулканических жерловинах (медные, золото-медные, свинцово-цинковые с серебром, оловянные и др.), в кальдерах (золоторудные, редкометалльные, флюоритовые, свинцово-цинковые и др.) и в трубках взрыва (редкометалльные, редкометалльно-полиметаллические, свинцово-цинковые, железорудные, алмазоносных кимберлитов и др.).

3. Контракционные трещины отрыва

Контракционные трещины отрыва широко распространены в горных породах земной коры. Среди них выделяются две большие группы: 1) трещины термической контракции, возникающие в процессе кристаллизации магматического расплава и остывания возникших пород и 2) литогенетические трещины, образующиеся при уменьшении объема за счет обезвоживания рыхлых обводненных осадков и превращения их в твердую каменную породу.

Трещины термической контракции. Эти трещины давно известны геологам и широко освещены в геологической литературе. В то же время детальные исследования последнего десятилетия [Осипов М. А., 1974], проведенные на массивах гранитоидов, с использованием опыта литейщиков,

данных точных наук и экспериментальных, показали, что при раскристаллизации гранитного расплава и остывании возникшего массива происходит сложный и длительный процесс контракции путем образования пустот и трещин отрыва, с одновременным общим уменьшением их объема. На разных стадиях этого процесса проявляются специфические особенности.

В начальный период кристаллизации внедрившегося магматического расплава возникает твердая, но еще горячая внешняя его оболочка. При дальнейшем охлаждении на контакте твердой и жидкой фаз образуются усадочные пустоты, аналогичные усадочным раковинам в твердых отливках у литейщиков. Их возникновение обусловлено различиями в коэффициентах термического сжатия жидкого расплава и возникшего из него твердого тела. Такие пустоты в гранитных массивах обычно заполнялись пегматитовыми расплавами с образованием шпировых и камерных пегматитов, примеры которых широко известны в Центральном Казахстане, на Калбе, в Восточном Забайкалье и в других районах.

При дальнейшем охлаждении и возрастании кристаллической фазы остывающая магма постепенно приобретает свойства неньютоновской жидкости — твердообразной среды, которая при механическом воздействии может и течь, и растрескиваться. В этот период в кислых магмах могут возникать так называемые горячие трещины отрыва (по терминологии литейщиков). Они разнообразны по масштабам, морфологии и пространственной ориентировке, контакты их с вмещающей породой неправильные, извилистые. Максимальное развитие они получают в верхних частях интрузивов.

К горячим трещинам отрыва приурочены трещинные тела жильных гранитов, гранит-порфиров, аплитов, жиллообразные тела пегматитов и нередко высокотемпературные пневмато-гидротермальные кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы. Характерно, что жильные граниты, гранит-порфиры и другие породы, приуроченные к этим трещинам, в призальбандовых частях не имеют зон закалки. Есть основание предполагать, что в хромитовых массивах к горячим трещинам отрыва приурочены многие рудные тела хромитов. Возможно, на медно-никелевых месторождениях к трещинам этого генетического типа приурочены своеобразные так называемые камерные жилы.

Массовое развитие контракционных трещин отрыва («холодных» трещин по терминологии литейщиков) происходит в послекристаллизационную стадию охлаждения возникающих гранитных массивов. Эти трещины создают различные типы отдельности. В частности очень широко распространена параллелепipedальная отдельность. Для апикальных частей гранитных массивов особенно характерна пологая матрацевидная отдельность, сочетающаяся с крутопадающими контракционными трещинами. С глубиной они обычно относительно быстро зату-

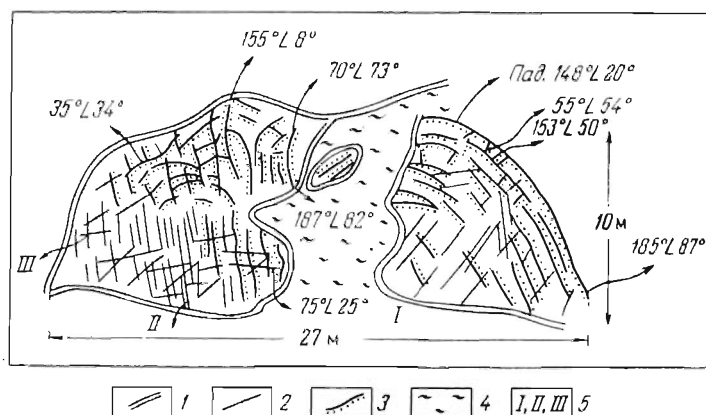


Рис. 23. Особенности трещиноватости аляскинских гранитов в пределах Кызыл-Омпульского плутона, Северный Тянь-Шань.
1 — контуры обнажения; 2 — трещины скалывания; 3 — трещины отрыва; 4 — напоры; 5 — системы трещин скалывания

хают. С ними нередко связаны высокотемпературные месторождения грейзенового типа олова, вольфрама и др.

Очень часто контракционные трещины развиваются в направлении линейной и плоскостной ориентировки интрузивных пород и поверхностей их псевдостратификации, особенно ярко проявленной в основных и щелочных породах. Иногда поверхности плоскостной ориентировки в этих породах оказываются сложно смятыми и напоминают мелкие складки в пластичных осадочных породах [Болк Р., 1946; Онохин Ф. М., 1967]. По таким поверхностям в ряде случаев развиваются контракционные трещины отрыва. В массивах гранитоидов плоскостная и линейная ориентировка не всегда макроскопически обнаруживается, в то же время развитые в них контракционные трещины отрыва иногда создают сложный рисунок, порой напоминающий складки. По-видимому, и в этом случае контракционные трещины развиваются в направлении скрытой и сложно переменной плоскостной ориентировки пород. Такой пример иллюстрирует рис. 23, характеризующий особенности трещиноватости аляскинской части массива субщелочных лейкократовых гранитов в пределах Кызыл-Омпульского плутона, Северный Тянь-Шань [Невский В. А., 1973₁].

При внедрении интрузивных пород во вмещающие их осадочные породы последние в приконтактной зоне интенсивно прогревались, а затем параллельно с охлаждением интрузивного тела также охлаждались. При этом иногда в них возникала характерная столбчатая отдельность. Пример такой отдельности в песчаниках у контакта с базальтовым силлом приведен Е. Ш. Хиллсом [1967]. О. С. Щеглова [1959] описала шестигранную призматическую отдельность в углях, возникшую при

их естественном ококовании на контакте с секущими их силлами и дайками диабазов.

Нередко встречается характерная столбчатая отдельность в дайках порфиров, лампрофиров и других пород, образующаяся в процессе их остывания. Столбы имеют форму призм полигонального (пяти-шестигранного, иногда трапециoidalного) поперечного сечения. При вертикальном залегании даек длинные оси столбов располагаются горизонтально, перпендикулярно к поверхности их контакта (рис. 24). Диаграммы ориентировки трещин для таких даек (см. рис. 32, а) имеют поясовое строение, с поясом полюсов трещин примерно единого простирания, но с самыми разнообразными углами падения. Параллельно и субпараллельно зальбандам дайки располагаются крутопадающие тектонические трещины скалывания, имеющие подчиненное значение.

Явления контракции, при охлаждении кристаллизующихся магматических расплавов и остывании интрузивов, выражались не только в разуплотнении возникших интрузивных пород, за счет образования усадочных пустот и многочисленных трещин отрыва, но и приводили к общему уменьшению их объема. Это вызывало разуплотнение и просадку осадочных, метаморфических и других вмещающих пород в кровле интрузивов.

В процессе просадки возникали радиальные, дуговидные и кольцевые разломы, крупные и мелкие трещины. При разуплотнении горизонтальных или пологозалегающих вмещающих осадочных или метаморфических пород в кровле остывающих интрузивов прежде всего происходило расслоение толщ с образованием пластовых пустот и зон дробления. В более сложно дислоцированных толщах, рассеченных разломами и крупными трещинами, могли возникнуть блоковые перемещения по ним, с образованием полостей приоткрывания на искривлениях крупных разрывов и зон брекчирования и сгущения мелких трещин.

Наиболее крупные зоны сгущения мелких трещин, естественно, в первую очередь возникали на контактах пород с различными физико-механическими свойствами. Зоны повышенной деформированности вмещающих пород, повторяя морфологию апи-



Рис. 24. Столбчатая отдельность в дайке герцинских порфиров, прорывающих дорифейские зеленые амфиболовые сланцы в бассейне Мэлоу Кемин (Запальный Алатау)

кальной части остывающих массивов, чаще имеют дуговидную форму. В размещении их нередко отмечается концентрически-зональное расположение. Мощность зон разуплотнения в кровле остывающих массивов, в значительной мере определяемая масштабами, морфологией и условиями залегания апикальной части интрузивов, нередко достигает нескольких километров.

Структурные особенности и закономерности размещения многих постмагматических месторождений в экзоконтакте интрузивов определяются явлениями разуплотнения и проседания над остывающими интрузивными массивами. Большое значение этому явлению придают Т. М. Лаумулин, Н. И. Сенчило и Г. Н. Щерба. К месторождениям, сформированным в такой обстановке, Г. Н. Щерба [1960] относит ряд вольфрам-молибденовых месторождений Центрального Казахстана (Южное, Вольфрамовая сопка, Караоба, Верхнее Кайракты, Богутинское и др.).

В качестве конкретного примера на рис. 25, а показана схема концентрически-зонального расположения гидротермальной и пневмато-гидротермальной минерализации Курганского свинцово-цинково-редкометального месторождения (Таласский Алатау), расположенного в кровле штока щелочных сиенитов. Общее положение дуговидных минерализованных полос здесь, по видимому, определяется зонами разуплотнения вмещающих карбонатных пород, которые возникли в период остывания штока сиенитов. В пределах полос рудные тела и гнезда располагаются в местах их пересечения разломами и крупными трещинами. Дуговидная полоса грейзеновой минерализации, возникшей по дайкообразным телам щелочных сиенитов, располагается непосредственно около сиенитового штока.

Такое распределение гидротермальной минерализации на месторождениях и месторождений в рудных полях, около интрузивных массивов, имеет весьма широкое распространение. В. И. Смирнов [1965] показал концентрически-зональное распределение месторождений Кумыштагского рудного поля вокруг гранитного массива в Таласском Алатау. Аналогичное зональное размещение месторождений известно (по С. Соловьеву) вокруг Тырныаузского массива на Кавказе, около Запокровского штока гранодиоритов в Забайкалье (по В. Н. Козеренко), вокруг гранитных массивов Корнуолла в Англии, а также в южной части Аппалачских гор в США, около штока монцонитов в округе Тинтик, США и др.

Трещины отрыва, обусловленные термической контракцией, широко распространены в вулканических и субвулканических породах. Обычно они приурочены к определенному лавовому потоку и не выходят за его пределы. Известны довольно разнообразные типы отдельности, создаваемые этими трещинами. К ним относятся столбчатая, пологая горизонтальная плит-

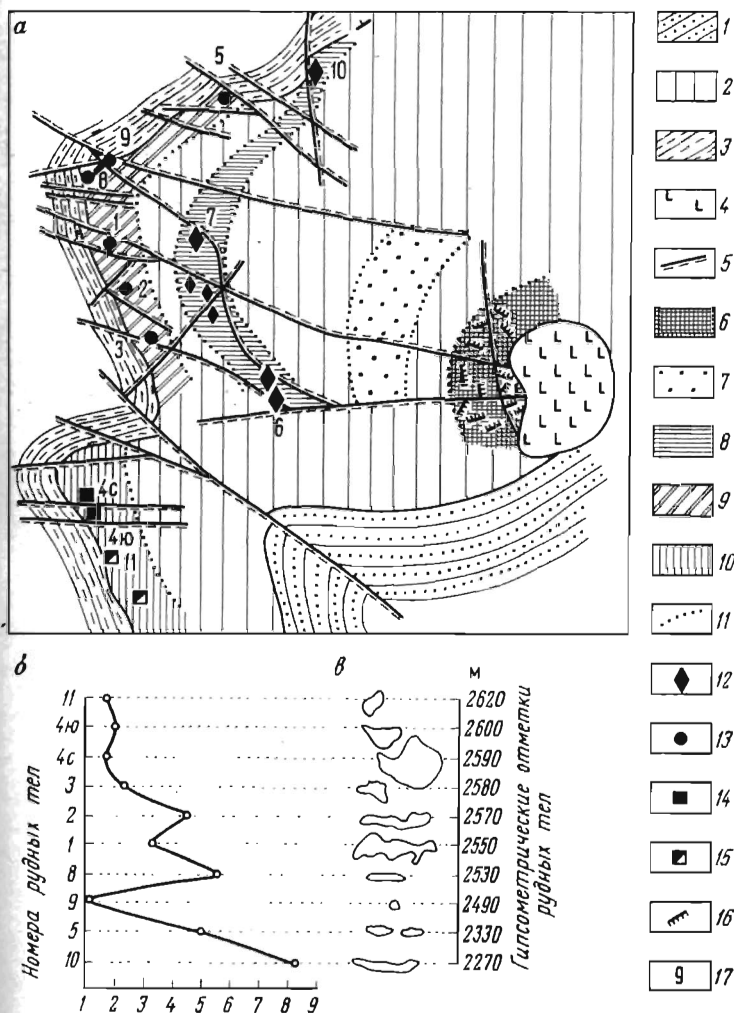


Рис. 25. Курганское редкометалльно-полиметаллическое месторождение. а — зональное размещение оруденения около штока щелочных сиенитов в плане; б — отношение длин рудных тел месторождения к максимальной их мощности, в — форма горизонтальных сечений рудных тел

1 — аргиллиты, алевролиты, песчаники чаткарагайской свиты рифея; 2 — известняки и доломиты кызылбелской свиты рифея — нижнего кембрия; 3 — различные сланцы, аргиллиты и алевролиты курганской свиты нижнего кембрия; 4 — щелочные сиениты; 5 — разломы и крупные трещины. Зоны: 6 — грейзеновой минерализации; 7 — молибденитовых вкрапленников; 8 — пирротиновых рудных тел; 9 — пирротин-свинцово-цинковых рудных тел; 10 — карбонатно-свинцово-цинковых и карбонатных тел; 11 — границы минерализованных зон; 12 — пирротинные рудные тела и гнезда; 13 — пирротин-свинцово-цинковые рудные тела; 14 — карбонатно-свинцово-цинковые рудные тела; 15 — карбонатные тела; 16 — грейзенизированные дайки щелочных сиенитов; 17 — номера рудных тел

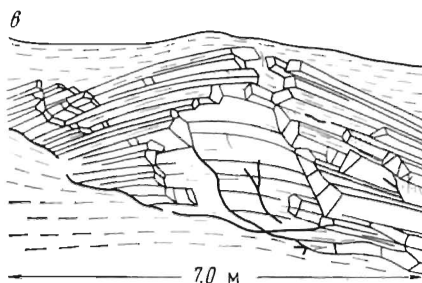
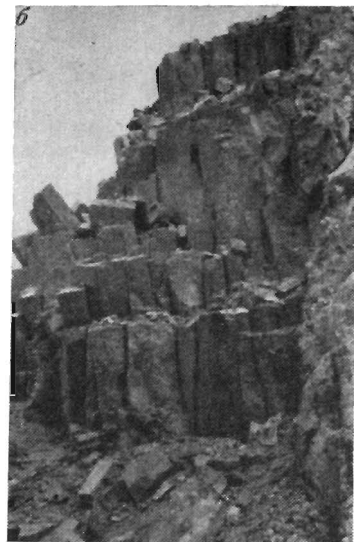
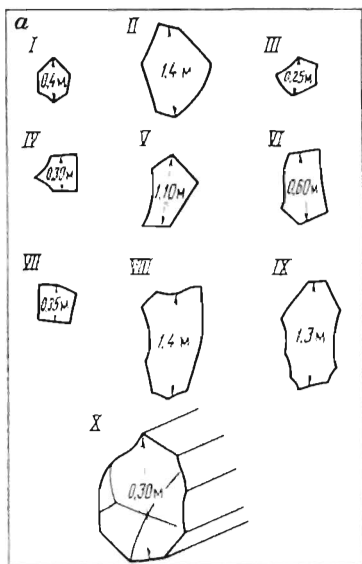


Рис. 26. Столбчатая отдельность в вулканических покровах: а — форма и размеры (в метрах) горизонтального сечения столбов; б — столбчатая отдельность в покрове нижнемеловых фельзитов. (Забайкалье). в — изгиб длинных осей столбов в покрове фельзитов. Круговые диаграммы ориентировки трещин отрыва в фельзитах со столбчатой отдельностью (100 замеров): г — длинные оси столбов почти вертикальны; д — длинные оси столбов горизонтальны.

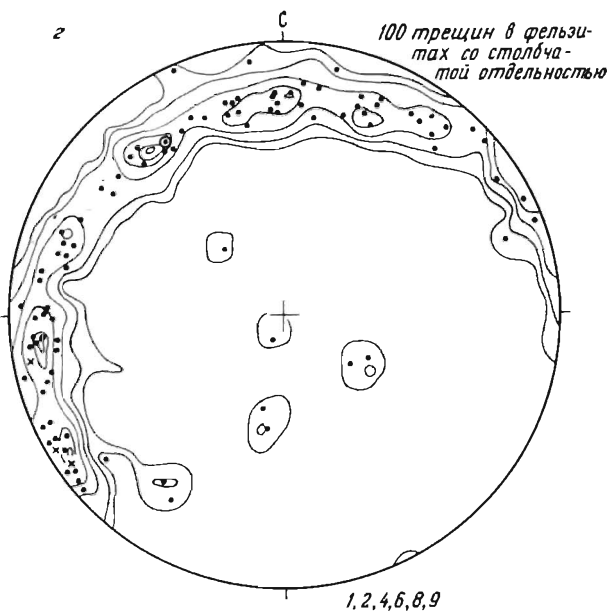
Полюса трещин: 1 — отрыва; 2 — скалывания; 3 — полюс плоскости, в которой лежат продольные оси столбов

чатость, вертикальная тонкоплитчатая отдельность, шаровая, овальная, подушечно-мешковидная отдельности.

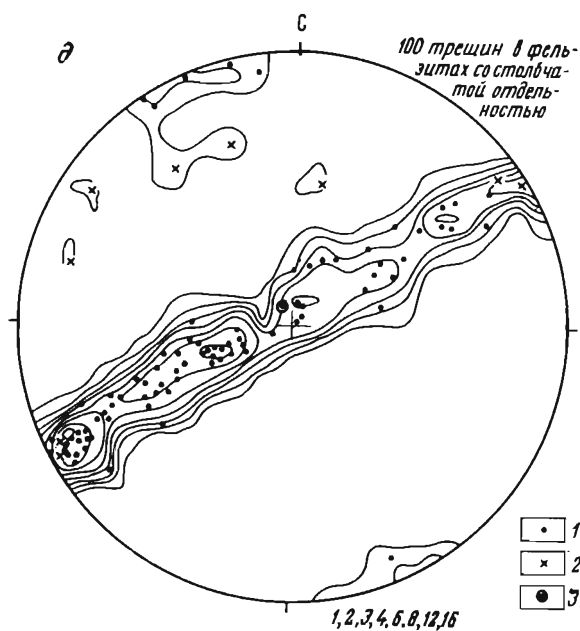
Столбчатая отдельность. Наблюдается значительно чаще, чем другие. Развивается в базальтах, кварцевых порфирах, фельзитах и др. породах. Наиболее отчетливо проявляется в нижней части потока. В быстрее остывающей верхней его части образуются незакономерно ориентированные трещины отрыва.

Формы поперечного сечения столбов, как правило, полигональные, близкие к изометричным, но в большинстве случаев с неравномерным развитием граней. Значительно реже наблюдаются удлинённые формы (рис. 26, а). Наиболее часты пяти-шестигранные призмы, иногда их сечение трапециевидное. В некоторых случаях обнаруживается сочетание линейных и

2



а



полукольцевых граней. Грани столбов ровные, гладкие, иногда напоминающие полированные поверхности. Очень часто они чуть дуговидно изогнуты с выпуклостью как к центру столба, так и в обратном направлении. Попадают столбы с винтообразно вращающимися гранями, с углом их поворота 20–30° и более.

Размеры поперечного сечения столбов варьируют от 5–6 см до 10 м. Микростолбы встречаются крайне редко. В качестве примера можно охарактеризовать столбчатую отдельность в экструзивных верхнепермских кварцевых порфирах бассейна Кызыл-Алмалыся на южном склоне Кураминского хребта. Здесь мы наблюдали полигональные вертикальные столбы до 10 м в поперечнике и до 10–15 м по вертикали. В их пределах расположены полигональные призматические тела 1,5–2 м в поперечнике. В отдельных участках тех же пород мелкие столбчатые тела имеют 35–40 см в поперечнике и 60–70 см в длину. В то же время в акчинских (верхний карбон) дацитовых порфирах бассейна Уткесу (южный склон Кураминского хребта) поперечные размеры полигональных столбов колеблются в пределах 20–35 см, при длине до 3–4 м. Наиболее часто встречаются столбы с поперечным размером от 20–30 до 40–50 см.

Призматические тела, создающие столбчатую отдельность в вулканических покровах и субвулканических телах, всегда расчленяются поперечными трещинами отрыва на обособленные блоки. В вертикальных столбах они горизонтальны или имеют небольшой угол наклона. Поверхность этих трещин в большинстве случаев неровная, шероховатая, извилистая. Тем самым они резко отличаются от ровных, сглаженных продольных трещин отрыва, создающих полигональное ограничение призматических тел.

Частота поперечных трещин различна. Встречаются призматические столбчатые тела, как бы состоящие из многочисленной серии плоских тел с полигональным ограничением. В других случаях они достаточно редки, например, в столбе длиной в 1,5–2 м встречаются 3–4 таких трещины.

Почему столь резко отличаются по морфологии вертикальные продольные трещины отрыва, ограничивающие столбы, от рассекающих их горизонтальных — остается неясным. Возможно, здесь сказывается различный их возраст и достаточно резко различная температура пород при их образовании. Не исключено, что вертикальные продольные трещины закладывались раньше — в еще достаточно горячей породе, а горизонтальные значительно позже — когда она уже остыла. Между прочим, при раскалывании столбов ударом молотка вновь возникающие трещины отрыва имеют неровную, шероховатую поверхность.

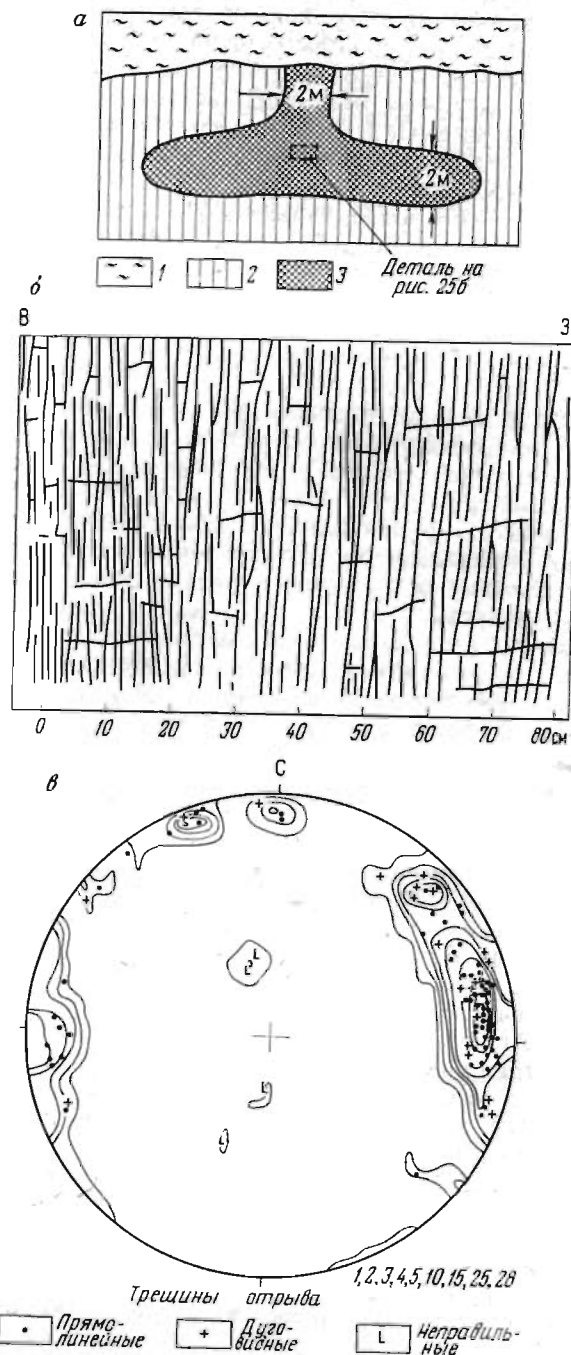
Как известно, длинные оси столбов перпендикулярны к поверхности вулканических покровов, поэтому при горизонтальном их залегании они вертикальны, а на крутых перепадах потока приобретают горизонтальное или почти горизонтальное залегание. В то же время нам приходилось наблюдать [Невский В. А., Филоненко Ю. Д., 1976] в покровах фельзитов изгибы длинных осей полигональных столбов, напоминающие своды антиклинальных складок (см. рис. 26, в). При этом в своде перегиба оси столбов горизонтальны, а в стороны от него приобретают сначала более крутое, а затем вертикальное падение. Характерно, что флюиальность в вулканиках всюду, в том числе и в месте отмеченных перегибов, горизонтальная. Таким образом, в данном случае горизонтальная ориентировка столбов не связана с перепадом покрова на крутых уступах его основания.

Как показали замеры ориентировки длинных осей столбов в участках их горизонтального залегания, они всюду размещаются параллельно рассекающим вулканогенные породы разломам. Эти данные дают основание предполагать, что в рассматриваемых случаях горизонтальная ориентировка осей столбов возникла при остывании вулкаников в условиях тектонических напряжений, связанных с незначительными подвижками по разломам в ложе покрова.

Обработка данных статистических замеров трещин в лавовых потоках с полигональной столбчатой отдельностью показывает, что для таких пород весьма характерны диаграммы ориентировки трещин поясного строения. При вертикальной и близкой к ней ориентировке столбов — это обычно диаграммы с поясом полюсов трещин единого — крутого падения, но самых разнообразных простираний (см. рис. 26, г), при горизонтальном и пологонаклонном их залегании — с поясом полюсов трещин единого простирания, но самых разнообразных углов падения.

Плитчатая отдельность. Для лавовых потоков, создающих покровы и другие тела, весьма характерна плоскостная ориентировка, выраженная в виде флюиальности. Обычно она ориентирована согласно с элементами их залегания. В процессе остывания лавы по этим плоскостям часто закладывались конформационные трещины отрыва, создающие пологопадающую или горизонтальную плитчатость. Мощность плиток в зависимости от частоты полос, характеризующих флюиальность, колеблется от 0,5 до 2–5 см (иногда более).

Автором отмечалась [Невский В. А., Филоненко Ю. Д., Роднов А. А., 1977] также тонкая вертикальная плитчатость в субвулканических телах фельзитов, прорывающих покров вулкаников близкого состава, в одной из мезозойских вулкано-тектонических депрессий Забайкалья. С первого взгляда эта плитчатость очень схожа с плитчатостью зон скалывания основных



швов крутопадающих разломов, которая встречается как в осадочных, так и в метаморфических и магматических породах. Более детальное ее изучение показало, что она не имеет какой-либо непосредственной связи с разломами, развивается в поздних неправильных субвулканических телах фельзитов, прорывающих основной их покров.

Одно из таких тел показано на рис. 27, а. Оно располагается среди субгоризонтально залегающего покрова грубофлюидальных (расстояние между полосами, характеризующими флюидальность 3—5 см) светло-серых фельзитов, разбитых столбчатой отдельностью. Столбы имеют полигональное (пяти-шестигранное) поперечное сечение размером в 45—50 см. Длинные их оси ориентированы вертикально, перпендикулярно к горизонтально располагающейся флюидальности.

Породы, слагающие субвулканическое тело, прорывающее покров светло-серых грубофлюидальных фельзитов, отличаются от последних более темной (серой) окраской и тонкой (расстояние между полосами, подчеркивающими флюидальность, от 2 до 5 мм) почти горизонтально ориентированной (угол падения 8—10°) флюидальностью. Под микроскопом в ней обнаруживается значительно большее, чем в фельзитах покрова, количество порфировых выделений кварца и более крупных размеров (до 0,8 мм). По форме оно напоминает неправильное опрокинутое Т-образное тело. Вертикальными и близкими к ним трещинами с исключительно ровной прямолинейной, иногда чуть дуговидно изогнутой поверхностью эти фельзиты расчленены на тонкие плитки мощностью от 0,5 до 2—3 см (см. рис. 27, б).

Как показало детальное изучение трещин, создающих тонкую плитчатость в субвулканических фельзитах, они сравнительно равномерно распределены в породе и не сопровождаются сближенными параллельными мелкими разрывами, что так характерно для трещин скалывания. Эти данные, в совокупности с геологической позицией и общей морфологией субвулканических фельзитов, дают основание считать, что тонкая вертикальная плитчатость в них образована трещинами отрыва и является, таким образом, отдельностью, возникшей в процессе остывания данных пород.

На рис. 27, в приведена диаграмма ориентировки трещин в тонкоплитчатых фельзитах. Как видно из ее данных, трещины отрыва, создающие плитчатость, имеют вертикальное и близ-

Рис. 27. Вертикальная тонкоплитчатая отдельность в субвулканических телах фельзитов. а — зарисовка обнажения (вертикальный разрез). По В. А. Невскому, Ю. Д. Филоненко, А. А. Роднову: 1 — наносы; 2 — светло-серые фельзиты со столбчатой отдельностью; 3 — темно-серые тонкоплитчатые фельзиты; б — крупномасштабная зарисовка вертикальной стенки; в — круговая диаграмма ориентировки трещин в тонкоплитчатых фельзитах

кое к нему падение и меридиональное простирание. Подчиненная роль принадлежит крутопадающим трещинам северо-западного и широтного простираний, которые диагонально или вкрест простирания срезают плитки. Местами в тонкоплитчатых фельзитах отмечаются фрагменты столбчатой отдельности, иногда с полигональным поперечным сечением столбов в 5—6 см. В их ограничении принимают участие не только меридиональные, но и северо-восточные, северо-западные и широтные трещины. Из приведенной диаграммы видно также, что подавляющая часть трещин отрыва, создающих плитчатость, прямолинейны; примерно 18% из них слегка дуговидно изогнуты. Редкие горизонтальные и близкие к ним трещины, расчленяющие плитки по падению, существенно отличаются от вертикальных трещин и имеют общую неправильную форму и неровную шероховатую поверхность.

Развитие в основном покрове светло-серых фельзитов грубой столбчатой отдельности (уд. трещиноватость 2), а в прорывающих их серых фельзитах тонкой вертикальной плитчатости (уд. трещиноватость в пределах 30—100) показывает, что последние несомненно являются значительно более хрупкими породами по сравнению с фельзитами основного покрова.

В ограниченных по площади обнажениях, где не всегда можно отчетливо видеть геологическую позицию интенсивно трещиноватых вулканогенных пород, описанная тонкая вертикальная плитчатость с первого взгляда может ошибочно приниматься за плитчатость зон скалывания. На этой основе геологи могут намечать на геологических картах и планах разломы там, где их нет. Во избежание ошибок в таких случаях всегда следует тщательным образом разбираться в генетической природе трещин, создающих плитчатость.

С другой стороны, обнаружение при картировании вулканогенных пород в казалось бы однородной толще локальных участков с резким сгущением трещин без какой-либо пространственной связи с разломами или крупными трещинами, обязательно указывает на присутствие здесь разновозрастных пород с существенно различными физико-механическими свойствами.

Помимо описанных (столбчатой и плитчатой) иногда встречаются шаровая, овальная и подушечно-мешковидная отдельности [Чернов Г. А., 1960]. Большинство исследователей связывает их образование с подводными излияниями или с континентальными, но во время дождя, а также с внедрением расплава в мягкие, насыщенные влагой породы.

Трещины отрыва термической контракции довольно часто встречаются в пределах рудных полей и месторождений и оказывают существенное влияние на особенности внутреннего строения рудных тел штокверкового типа и закономерности их размещения. В частности, на оловянных и других месторождениях грейзенового типа, как уже отмечалось, оруденение часто при-

урочено к трещинам отрыва, создающим матрацевидную отдельность в апикальных частях гранитных массивов. В ряде случаев с такими трещинами связано редкометальное оруденение. На многих редкометальных месторождениях в строении рудных тел штокверкового типа важную роль играют рудные прожилки, приуроченные к трещинам отрыва, создающим в вулканических покровах столбчатую и плитчатую отдельности.

4. Литогенетические трещины

Широко распространены такие трещины в недеформированных осадочных отложениях платформенного чехла и срединных массивов, в породах верхнего структурного этажа и в верхнем ярусе геосинклинального (среднего) этажа складчатых областей. В частности, в складчатых поясах Северного Тянь-Шаня они ярко проявлены в палеогеновых и неогеновых отложениях. В нижнем ярусе геосинклинального этажа они встречаются как редкие реликты. В то же время эти трещины (усыхания) часто можно встретить в илах усохших водоемов, в поймах рек, в усохшем почвенном слое.

Морфология литогенетических трещин в значительной степени определяется крупностью зерен и особенностями структуры пород. Наиболее извилистые, неровные и шероховатые их поверхности наблюдаются в конгломератах и грубозернистых песчаниках. Наоборот, в глинах и тончайших илах они обычно сглажены, иногда как бы с полированными стенками. Только полагая их вогнутость или выпуклость и общая незакономерная волнистость позволяя отличать их от типичных трещин скалывания. Очень часто они приоткрыты — от долей миллиметра до 1—2 см (иногда более), особенно трещины усыхания в илах.

Литогенетические трещины, как правило, ориентированы перпендикулярно к слою и являются внутрислойными, не выходя за его пределы; они создают различные формы отдельности в пластах. Наиболее часто встречается столбчатая отдельность, значительно реже пирамидальная, шаровая, эллипсоидальная и другие совершенно неправильные формы [Новикова А. С., 1951]. При столбчатой отдельности длинные оси столбов перпендикулярны к поверхности пласта. Горизонтальные их сечения различны: квадратные, прямоугольные, трапециевидные, полигональные пяти-шестигранные, неправильные полукруглые и близкие к треугольным. Особенно неправильные формы наблюдаются в усохшем почвенном слое.

Частота расположения трещин в пласте колеблется в широких пределах и определяется составом слоев и их мощностью. В более прочных породах и при большей мощности пласта расстояние между трещинами больше и создаваемые ими отдельности крупнее. В табл. 6 приведены примеры зависимости частоты литогенетических трещин от мощности слоев и состава.

Таблица 6
Зависимость частоты литогенетических трещин
от мощности и состава слоя

Исследователи	Горные породы	Мощность слоя, м	Расстояние между трещи- нами, м
А. А. Богданов (1947)	Слои песчаников из камен- ноугольных флишевых отложе- ний, р. Касмарка. Южный Урал	0,3—0,5 0,6—0,8	0,15—0,30 0,35—0,50
В. И. Кириллова (1947)	В пластах палеогеновых пес- чаников, район г. Сочи	0,3 0,05 0,10 0,25 0,30 0,40	0,04—0,10 0,05—0,20 0,10—0,30 0,20—0,40 0,40—0,80 0,4—0,60
А. С. Новикова [1951]	В слоях карбоновых извест- няков Русской платформы	0,15 0,40 0,50 0,60 0,80 1,00 1,20 2,00	0,20 0,45 0,60 0,95 1,30 1,40 1,50 2,3
В. А. Невский, Л. И. Симонова [1962]	В прослоях известняков ри- фея—кембрия, бассейн р. Кур- ган Таласский Алатау	0,01—0,02 0,02—0,03 0,03—0,035	0,02—0,03 0,025—0,05 0,05—0,08
В. А. Невский	Пласты палеогеновых извест- няков бассейн р. Нельды, юж- ные предгорья Киргизского хребта	0,3—0,4 7—8	0,5—0,6 2—6

Обработка результатов статистического замера литогенетических трещин в пластах с полигональной столбчатой отдельностью показала, что диаграммы ориентировки трещин в таких пластах имеют поясное строение с поясом полюсов трещин единого крутого падения, но самых разнообразных простираций. Они очень сходны с диаграммами ориентировки трещин в вулканических покровах со столбчатой отдельностью.

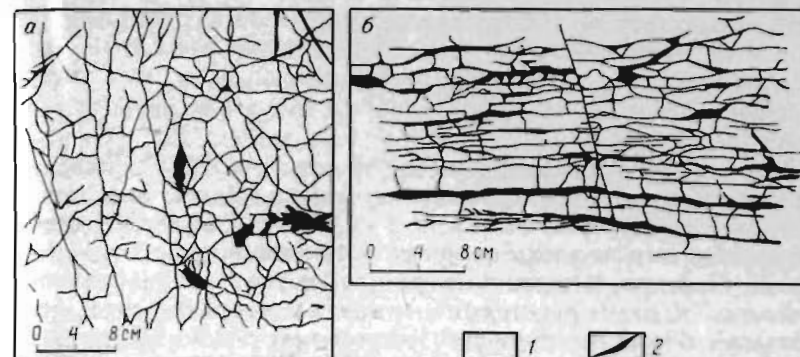


Рис. 28. Трещины усыхания в тонкослоистых известняках рифея—нижнего кембрия, залеченные аргиллитами (верхняя часть бассейна р. Курган, южный склон Таласского Алатау): а—план (в плоскости пласта известняков, б—разрез.

1 — известняки; 2 — аргиллиты

Многие исследователи, в том числе и автор, считают, что образование литогенетических трещин связано с преобразованием обводненных рыхлых осадков в плотную окаменевшую породу. При этом за счет обезвоживания и уплотнения происходило значительное уменьшение их объема, сопровождающееся образованием многочисленных трещин отрыва. По Н. М. Стрехову [1957], наиболее интенсивно уплотнение происходит в стадию эпигенеза, по М. С. Швецову [1948] и другим исследователям — при диагенетических преобразованиях осадка.

Эпизодическое уменьшение объема накапливающихся осадков иногда происходит и при седиментации, в том числе если эти осадки оказываются выше водной поверхности бассейна. В таких условиях в них за счет обезвоживания осадков возникают характерные трещины усыхания. Последние отличаются от более поздних диагенетических и эпигенетических трещин тем, что они обычно заполнены материалом вышележащих пород [Хворова Н. В., 1957].

В бассейне р. Курган (Таласский Алатау) мы встретили весьма редкий случай хорошей сохранности древних трещин усыхания в белых и красновато-белых известняках рифей-кембрийского возраста [Невский В. А., Симонова Л. И., 1962]. Известняки в месте развития этих трещин тесно переслаиваются с тонкими прослоями красновато-фиолетовых аргиллитов. Мощность прослоев известняка колеблется от 1—1,5 до 4—5 см, а прослоев аргиллитов от 1—2 мм до 2—3 см. Прослои известняков разбиты густой сетью мелких вертикальных и близких к ним трещин отрыва, выполненных аргиллитами.

В плоскости пласта эти трещины создают сложный узор, отраженный на рис. 28, а. Вся поверхность пласта разбита гу-

стой сетью трещин на неправильные, трапециевидные, треугольные, иногда полигональные и полуокруглые блоки. Размеры таких блоков колеблются от 0,8—1,5 до 8 см. Все трещины залечены аргиллитами, образующими прожилки мощностью от долей до 4 мм.

На рис. 28, б показаны те же трещины отрыва в плоскости, перпендикулярной линии падения пласта. Здесь прослои известняков мощностью от 1,5 до 2 см переслаиваются с тонкими неправильными полосками аргиллитов мощностью от 1 до 6—8 мм. Прослои известняков расчленяются вертикальными и близкими к ним трещинами отрыва на неправильные, прямоугольные блоки («кирпичи») размером от 2,0—2,5 до 10 см. Наряду с вертикальными видны и неправильные трещины отрыва, ориентированные примерно параллельно поверхности пласта. Все трещины отрыва заполнены тонкими прожилками аргиллитов мощностью от долей до 2 мм (иногда и более).

В. В. Белоусов [1962] относит описанные литогенетические трещины, за исключением трещин усыхания, к общей трещиноватости, генетическая природа которой остается невыясненной. С такими выводами нельзя согласиться. Основанием для этого являются следующие положения.

1. Осадочные породы платформенного чехла и срединных массивов возникли из рыхлых обводненных осадков морских бассейнов, которые в процессе последующего диагенеза и эпигенеза подверглись обезвоживанию и уплотнению и при этом значительно уменьшили свой объем. Уменьшение их объема сопровождалось образованием литогенетических трещин отрыва. Эти породы не испытали существенных тектонических деформаций и метаморфизма и поэтому литогенетические трещины в них сохранились полностью.

2. Литогенетические трещины образуют главным образом столбчатую отдельность с преобладающей полигональной формой горизонтального сечения; прямоугольные и квадратные сечения имеют подчиненное значение.

3. Отмечаемая некоторыми исследователями выдержанность отдельных систем литогенетических трещин в платформенном чехле еще не дает основания для отнесения их к тектоническим разрывам.

Выше мы указывали на некоторые элементы унаследованности в ориентировке трещин термической контракции в вулканических покровах, связанные с остыванием их в условиях незначительных тектонических напряжений, создаваемых подвижками по тектоническим разломам в основании покрова. Не исключено, что и диагенетическое, и эпигенетическое преобразования в осадках также происходили в обстановке тектонических напряжений, связанных с незначительными перемещениями по глубинным разломам в фундаменте.

Трещины локального распространения довольно разнообразны по генетической природе. Среди них встречаются трещины, связанные с диапировыми куполами, гравитационные, удара, связанные со взрывными работами, локального изменения объема горных пород, трещины выветривания, разгрузки и сложного генезиса.

Трещины, связанные с формированием диапировых куполов. Диапировые купола привлекали и привлекают к себе внимание многих исследователей. Их описанию посвящена обширная литература, удачно обобщенная В. В. Белоусовым [1962] и Ю. А. Косыгиным [1969]. Они образуются в результате медленного, постепенного гравитационного всплывания или выжимания таких пластичных и более легких материалов, как соль (плотность соли 2,13), гипс, глина, иногда уголь и другие, сквозь окружающие более тяжелые (средняя плотность обломочных пород 2,30) отложения. В результате «протыкания» вмещающих пород возникают сложные пластичным материалом обычно вертикально ориентированные линзы, «пни», столбы, «капли».

Диапировые купола нередко приурочены к тектоническим разломам. Вблизи последних, как известно, образуются зоны пониженного давления, к которым пластичный материал как бы «подсасывается». Роль тектонических разрывов, с сопровождающей их циркуляцией воды и газов особенно значительна при формировании диапиров с глиняным ядром. В ряде случаев образование диапировых куполов связано не с гравитационным всплыванием, а с отжиманием пластичной толщи в сторону растущего куполовидного поднятия.

Всплывающая колонна пластичных пород создает в кровле и в узкой зоне экзоконтакта локальную зону радиальных дислокаций, которая в общем очень сходна с аналогичными зонами, возникающими при формировании интрузивов центрального типа и трубок взрыва. В то же время по особенностям деформации эти зоны существенно различаются. При возникновении трубок взрыва деформация вмещающих пород развивается практически мгновенно с массовым образованием брекчий, при образовании интрузивов центрального типа достаточно быстро, а при формировании диапировых куполов медленно, постепенно, что несомненно создает благоприятные условия для развития пластических деформаций.

Под воздействием всплывающего пластичного ядра горизонтально залегающие слои осадочных пород изгибаются вверх с образованием куполовидного вздутия, которое на завершающем этапе его развития пересекается крупными радиальными и концентрическими трещинами отрыва. Последние, по-видимому, в ряде случаев имеют в плане дуговидную форму. При дальней-

шем развитии деформации по этим трещинам возникали взбросо-сдвиговые перемещения. Само протыкание пластичным ядром вмещающих осадочных пород, видимо, осуществлялось прежде всего путем их раздавливания и послойного выжимания в стороны. При конечном прорыве утоненных слоев они загнбаются вверх.

Диapiroвые купола широко развиты в районах проявления соляной тектоники, где с ними часто связаны нефтяные и иногда редкометалльные месторождения. Имеются указания на связь с ними ртутных рудопроявлений [Кушнарeв И. П., Дружинин А. В., 1975]. За пределами районов соляной тектоники они встречаются сравнительно редко. Примерами могут служить флюоритовые месторождения Аурахмат и мышьяковое месторождение Чукурак [Вольфсон Ф. И., Кушнарeв И. П., 1974] в Средней Азии, Зырянское полиметаллическое месторождение на Алтае [Крейтер В. М., 1956 и др.].

Гравитационные трещины. В краевых частях скалистых выходов горных пород, в сложно расчлененном рельефе нередко можно видеть единичные вертикальные и близкие к ним довольно крупные (1 — 10 м и более) трещины отрыва. Образование их, вероятнее всего, связано с воздействием гравитационных сил. К гравитационным относятся также трещины отрыва и частично скалывания в рыхлых отложениях на достаточно крутых склонах гор, оврагов, на берегах рек и морей, образующиеся при возникновении оползней.

Трещины удара. В горных районах с резко расчлененным рельефом на выходах горных пород на крутых склонах часто можно видеть довольно многочисленные мелкие, различно ориентированные поверхностные трещины отрыва. Обычно они пологопадающие или со средними углами падения. Представлены неправильными шероховатыми, часто угловатыми поверхностями, характерными для трещин отрыва, по которым произошло раскалывание пород с удалением верхнего блока.

Таким образом, рассматриваемые трещины наблюдаются только на поверхности выходов и совершенно отсутствуют ниже ее. Участки распространения этих трещин характеризуются интенсивным развитием эрозионных процессов.

Отмеченные особенности размещения описываемых трещин дают основание предполагать, что возникновение их связано с мгновенным ударным воздействием на выступы пород глыб, скатывающихся с верхней части склона во время сползания лавин и камнепада после горных ливней.

Трещины, возникающие в процессе проведения взрывных работ. При проходке горных выработок с применением взрывных работ в их стенках возникают многочисленные мелкие трещины отрыва. Последние описаны автором [Невский В. А., 1961] на примере трещинной тектоники древних докембрийских гнейсированных гранитов гор Кара-

Джилга, южный склон Киргизского хребта, в его западном окончании.

Массовые подсчеты количественных соотношений между трещинами скалывания и отрыва в гнейсированных гранитах показали, что последние имеют незначительное распространение, и обычно на одну трещину отрыва в этих породах приходится от 4 до 8 (а иногда и более) трещин скалывания. Это нашло подтверждение и в диаграмме ориентировки трещин (рис. 29, а), составленной по замерам в естественном обнажении гранитов. Из 150 замеренных трещин только 10 (6,6%) оказались трещинами отрыва.

В то же время при осмотре стенок штольни, пройденной в гнейсированных гранитах, выявилось массовое развитие здесь трещин отрыва. Специально составленная круговая диаграмма ориентировки трещин по замерам в устье штольни показала, что из 100 замеренных трещин здесь уже 43 (43%) относятся к трещинам отрыва. Таким образом, при проведении взрывных работ в процессе проходки штольни количество трещин отрыва в гнейсированных гранитах возросло почти в 7 раз.

Рассмотрение круговой диаграммы ориентировки трещин, составленной на основе статистических замеров в устье штольни (см. рис. 29, б), показывает, что распределение трещин отрыва по их системам различно. В максимуме II, отражающем систему крутопадающих поперечных трещин, падающих к забoю штольни, их наименьшее количество — всего 6 из 24 (или 25%). В максимуме I, характеризующем систему пологопадающих трещин, их уже около 38%. Максимальное распространение трещины отрыва получили в системе крутопадающих трещин, падающих к устью штольни (максимум III), где на их долю приходится 58%.

Такое распределение трещин отрыва по системам не случайно. Общеизвестно, что трещины отрыва образуются под воздействием нормальных напряжений, ориентированных перпендикулярно к плоскости возникающей трещины. Поэтому в момент возникновения они всегда приоткрываются и образование их сопровождается некоторым увеличением объема горной породы. По-видимому, максимальное развитие они получают в условиях наиболее благоприятствующих деформации с увеличением объема.

При возникновении крутопадающих поперечных трещин отрыва, падающих к забoю штольни, приоткрывание их встречало максимальное сопротивление вмещающих пород (см. рис. 29, в). Наиболее благоприятные условия для деформации с увеличением объема существовали при образовании поперечных трещин отрыва, падающих к устью штольни.

Трещины выветривания. Такие трещины встречаются в зоне выветривания самых разнообразных пород — осадочных, магматических, метаморфических. Наиболее широко

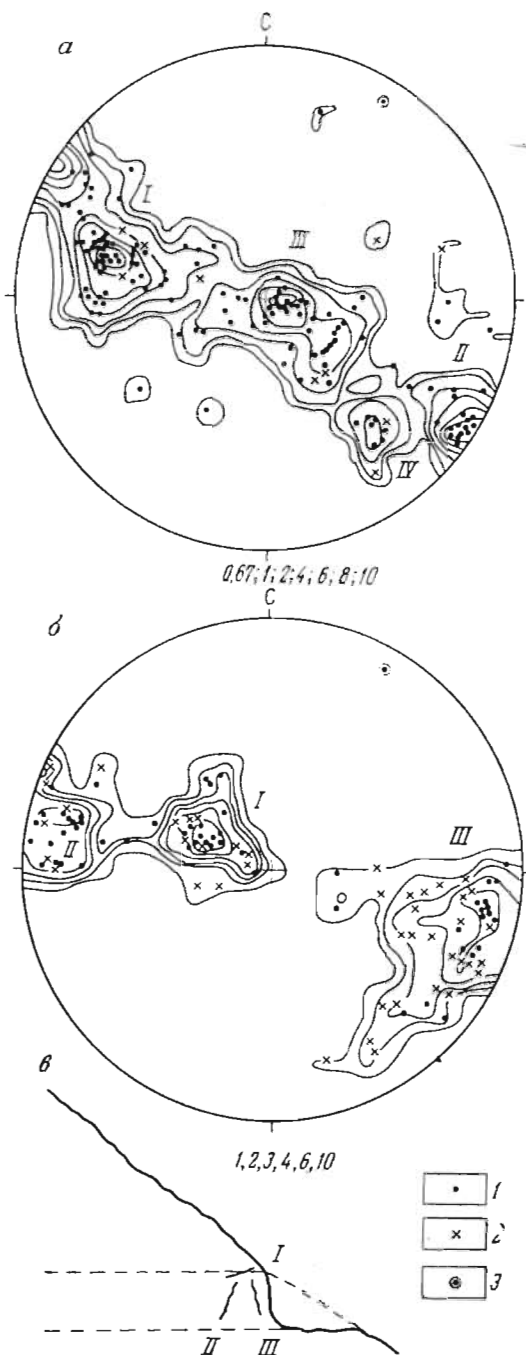


Рис. 29. Трещины отрыва, возникающие в процессе проведения взрывных работ, при проходке горных выработок.

а — круговая диаграмма ориентировки трещин в интенсивно гнейсированных гранитах (150 замеров в естественном обнажении); б — аналогичная диаграмма для тех же пород (100 замеров в устье штольни); в — схема ориентировки систем трещин в интенсивно гнейсированных гранитах в устье штольни. Полюса трещин: 1 — скалывания, 2 — отрыва; 3 — полюс гнейсированности

распространены в приповерхностных выходах, постепенно затухая с глубиной. Мощность приповерхностного слоя, в котором они развиты, колеблется в широких пределах — от 5—10 см до нескольких метров. По данным Е. Н. Пермякова [1949], на Русской платформе глубина распространения трещин выветривания колеблется от 2—3 до 10—15 м, а местами они встречаются и глубже. Как установлено, в некоторых южных районах в обнажениях, обращенных к югу, сеть трещин выветривания значительно гуще, чем в обнажениях, экспонированных на север [Михайлов А. Е., 1956]. Свежие выходы горных пород, распространенные в участках интенсивного проявления эрозии, обычно вовсе лишены трещин выветривания.

Представлены рассматриваемые разрывные нарушения трещинами отрыва, возникающими главным образом вследствие многократного термического воздействия на породу — интенсивного прогрева поверхности выходов днем и резкого ее охлаждения ночью. Помимо термического воздействия солнца важную роль в их образовании играет морозное выветривание, а в отдельных случаях, по-видимому, и химическое выветривание. Известно, например, что каолинизация полевых шпатов происходит с увеличением объема. Развитие этого процесса вдоль мельчайших более древних трещин в породе будет способствовать образованию трещин выветривания.

Наиболее широко подобные трещины распространены в пустынях и других районах с резко континентальным климатом. В таких областях породы на выходах днемгреваются до температуры 60—70° (и более), а ночью охлаждаются до 10—15° (а иногда до 0°). По ориентировке относительно поверхности обнажения горных пород среди трещин выветривания различаются следующие четыре типа: 1) трещины, параллельные поверхности выхода; 2) трещины, ориентированные примерно под прямым углом к горизонтальной или пологопадающей поверхности выхода; 3) трещины, ориентированные примерно под прямым углом к вертикальной или близкой к ней поверхности выхода; 4) трещины вдоль крутопадающих тектонических или другого генезиса более древних трещин.

Трещины первого типа наиболее широко распространены. Они отражают все детали рельефа выходов горных пород. На пологих склонах они пологопадающие, на крутых — крутые, в скалистых выходах с вертикальными стенками — вертикальные.

Масштабы трещин зависят от мощности приповерхностного слоя, в котором они развиваются. В маломощном слое (например, 5—10 см) наблюдается серия мелких волнистых трещин отрыва длиной от 5 до 15—20 см, разбивающих породу на неправильные плитки мощностью от 3—5 мм до 1—2 см. При этом поверхность выхода приобретает как бы скорлуповатое строение. От поверхности на глубину частота трещин постепенно

уменьшается. В местах массового развития описываемого типа трещин возникают специфические сглаженные формы рельефа и так называемые ячеистые выходы с широким развитием скорлуповатых, округлых выступов и чашеобразных углублений.

В некоторых районах Северного Тянь-Шаня наблюдались [Невский В. А., Симонова Л. И., 1962] параллельные поверхности выхода трещин отрыва, распространяющиеся на глубину до 1,5—2 м. Наиболее крупные из них в таких участках разбивают породы на неправильные плитки шириной до 25—30 см и длиной 1,5—2 м.

На пологих выходах горных пород нередко можно видеть густую сеть параллельных и субпараллельных вертикальных и близких к ним типичных трещин отрыва, разбивающих горную породу на неправильные плитки мощностью от 2—4 мм до 2 см. За счет выкрашивания отдельных плиток поверхность выходов таких пород часто приобретает своеобразную ребристость. На глубину рассматриваемые трещины обычно уходят не более чем на 5—20 см. Характерно, что наблюдаются они в тех участках, где в горных породах развиты крутопадающие тектонические или другого генезиса трещины.

На вертикальных и близких к ним поверхностях сравнительно крупных трещин скалывания, реже отрыва, нередко развиваются иного типа трещины выветривания. Ориентированы они также примерно под прямым углом к поверхности обнажения, но, имея примерно единое простирание, различаются весьма разнообразными углами падения — от горизонтальных до вертикальных. Такие трещины расчленяют поверхность обнажения на неправильные мелкие блоки размером от 5—6 мм до 2—3 см. Форма блоков в плоскости обнажения весьма разнообразна — неправильная, полукруглая, полигональная, трапециевидная, иногда треугольная. Общий рисунок, создаваемый такими трещинами, очень напоминает узор трещин усыхания в илах и глинах. На глубину от поверхности обнажения описываемые трещины распространяются не более чем на 5—10 см.

Поверхностные трещины отрыва иногда развиваются вдоль приоткрытых крутопадающих трещин скалывания или отрыва. Ориентированы они параллельно стенкам таких трещин и разбивают породу на тонкие неправильные плитки мощностью от 1—2 до 3—4 мм. На глубину от поверхности выхода они распространяются до 25—30 см.

Характерно, что в каждой конкретной точке выходов горных пород обычно развит какой-либо один тип описанных трещин. Исключение составляют лишь трещины четвертого типа, которые часто сочетаются с трещинами первого и второго типов.

Трещины локального изменения объема горных пород. Иногда встречаются относительно ограниченные участки горных пород, в которых возникают трещины за счет локального изменения их объема. В частности, при де-

гидратации пластов гипса происходит уменьшение их объема, сопровождающееся образованием трещин отрыва. Наоборот, при гидратации пластов ангидрита, развивающейся обычно в приповерхностной обстановке, а также при серпентинизации тел основных и ультраосновных пород объем их увеличивается и этот процесс также сопровождается образованием соответствующих трещин.

Трещины разгрузки. Возникают под действием односторонней разгрузки напряжений, обусловленных давлением вышележащих толщ горных пород. Представлены трещинами отрыва. Наиболее ярко они проявляются в подземных горных выработках, пройденных в крепких породах, в глубоких и глубочайших рудниках мира. В этой обстановке внутренние напряжения в породах достигают значительных величин. Поэтому образование трещин разгрузки в этих условиях происходит с огромной энергией. Куски породы, отрывающиеся от стенок выработок, как бы «стреляют». Для глубоких рудников очень характерны так называемые внезапные обрушения, связанные с возникновением крупных трещин разгрузки. Образование их сопровождается катастрофическими взрывами, во время которых ломается крепь, гнутся рельсовые пути, гибнут люди.

Трещины разгрузки широко распространены в приповерхностных участках горных пород, которые в прошлом находились на значительной глубине, а позже, в связи с восходящими тектоническими движениями и последующей эрозией, оказались в приповерхностной обстановке. Ориентированы они примерно параллельно дневной поверхности и обычно приоткрыты.

Трещины разгрузки достаточно широко распространены в подземных горных выработках и на относительно небольшой глубине от дневной поверхности. В процессе их возникновения от стенок горных выработок и особенно от «куполящей» кровли, отслаиваются мелкие и достаточно крупные плитообразные блоки горных пород. Морфология рассматриваемых трещин в большинстве случаев достаточно сложная (сложные трещины отрыва), она обусловлена сочетанием вновь возникших трещин отрыва с более ранними разрывами различной генетической природы.

Трещинам разгрузки уделяется значительное внимание в инженерной геологии: им присвоены специфические названия: «трещины бортового отпора» [Лыкошин А. Г., 1953 г.], «трещины донного отпора» [Бондарик Г. К., 1959 г.]. Трещины бортового отпора развиваются в бортах речных долин и карьеров, а донного отпора — в донной части долин. Очень часто горизонтальные и близкие к ним трещины разгрузки возникают в скальных породах под котлованами при возведении инженерных сооружений. В мягких грунтах нередко наблюдается вспучивание дна котлованов.

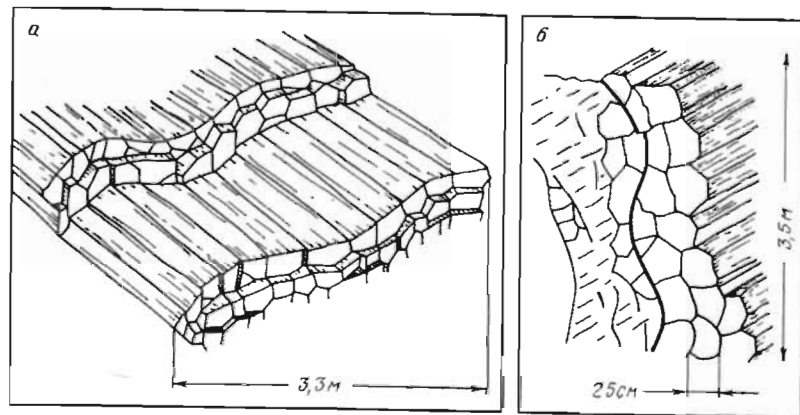


Рис. 30. Дуговидные трещины сложной морфологии по границам столбчатой отдельности: а — близкие к горизонтальным, б — крутопадающие

Трещины сложной генетической природы. В вулcano-тектонических депрессиях областей континентального вулканизма в отдельных покровах кислых вулканитов с характерной полигональной столбчатой отдельностью встречены специфические дуговидные трещины скалывания по границам столбчатой отдельности [Невский В. А., Филоненко Ю. Д., 1976]. Размеры их по простиранию и падению колеблются в пределах от многих десятков сантиметров и первых метров до нескольких десятков метров (рис. 30). Волнистая их поверхность сглаженная, нередко с зеркалами скольжения и штрихами, параллельными длинным осям столбов. Длинные оси волнистых перегибов поверхности трещин параллельны осям столбов. Поперечный размер таких перегибов для более крупных трещин колеблется в пределах от 0,7—0,9 до 1,5—2,0 м. Встречаются также более правильные дуговидные трещины, без волнистых изгибов поверхности. Столбы, непосредственно примыкающие к поверхности дуговидных трещин, нередко обнаруживают следы их деформированности, без разрыва сплошности.

Описываемые трещины отмечаются в различных участках покровов — в местах с вертикальной, наклонной и горизонтальной ориентировкой столбов. Характерно, что простирание их всегда параллельно разломам, рассекающим покровы. Угол падения трещин колеблется в широких пределах — от пологих, почти горизонтальных, до вертикальных.

Сглаженная поверхность описываемых трещин, наличие на них штрихов и иногда зеркал скольжения говорят о том, что по ним развивались незначительные по масштабам перемещения, направление которых тесно связано с ориентировкой длинных осей столбов. Горизонтальные подвижки по описываемым трещинам развивались на участках с горизонтальным их располо-

жением, вертикальные — там, где столбы вертикальны. Есть основание предполагать, что такие трещины возникают за счет разрядки относительно слабых касательных напряжений в еще не до конца остывших вулканических покровах.

По генетической природе описываемые трещины, видимо, следует рассматривать как разрывные нарушения, возникающие в результате сложного сочетания явлений термической контракции с наложенными позже тектоническими деформациями. Контракционные трещины в покровах, создающие в них столбчатую отдельность, обусловили специфическую анизотропию физико-механических свойств данных пород. В направлении простирания длинных осей столбов покровы несомненно обладают минимальной прочностью. Именно возникновение этой анизотропии и привело к появлению в рассматриваемых покровах описанных дуговидных трещин скалывания. На многих гидротермальных месторождениях в вулканических покровах к описанным трещинам приурочены рудные прожилки, они играют существенную роль в формировании рудных тел штокверкового типа.

К разрывам сложной генетической природы относятся также трещины пластового срыва в осадочных и вулcanoгенно-осадочных толщах. Обычно они приурочены к контактам пород с достаточно контрастно различающимися физико-механическими свойствами. В разрезе осадочных толщ таковыми, как правило, являются контакты известняков и глинистых сланцев, песчаников и известняков, тонкослоистых и массивных известняков и др.; в разрезе вулcanoгенно-осадочных толщ — контакты вулканических покровов с терригенными прослоями среди них, контакты лавовых покровов с прослоями туфов, лав основного и кислого состава и др. Как ослабленные поверхности с пониженными прочностными характеристиками они были заложены еще в водном бассейне в процессе седиментации или при накоплении вулcanoгенных отложений. Позже при смятии этих толщ в складки или при глыбовых перемещениях по крупным разломам по ним развивались пластовые срывы, к которым нередко приурочены рудные жилы различной ориентировки.

В разрезе вулcanoгенно-осадочных толщ кальдерных и бескальдерных вулcano-тектонических депрессий отмечается наибольшая контрастность в физико-механических свойствах переслаивающихся пород. При многократных глыбовых перемещениях по секущим их крупным тектоническим разломам, вдоль таких контактов возникли пластовые срывы, с образованием мощной оторочки (многие десятки и более сантиметров) милолитов и тектонической глины. При рудоотложении такие срывы с окаймляющими водонепроницаемыми оторочками являлись своеобразными экранами (барьерами), которые играли особую важную роль в процессе формирования месторождений и оказывали существенное влияние на закономерности размещения оруденения [Невский В. А., Филоненко Ю. Д., 1976].

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ДРУГИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ТРЕЩИН РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ

Как показано в главе II, среди большого многообразия генетических типов трещин только четыре пользуются широким распространением (см. табл. 2), а остальные в большинстве случаев встречаются спорадически и возникают в специфической обстановке. Рассмотрим геологические условия их образования.

А. ТРЕЩИНЫ ШИРОКО РАСПРОСТРАНЕННЫЕ

Среди этой группы разрывов только тектонические трещины наблюдаются в любой геологической обстановке, а трещины, обусловленные механической активностью внедряющихся магматических расплавов и термической контракции, практически приурочены исключительно к магматическим породам и к узкой зоне их экзоконтакта. Литогенетические трещины отрыва максимальное развитие получили в недислоцированных и слабо дислоцированных осадочных породах чехла платформ и срединных массивов.

Трещины осадочных толщ чехла платформ и срединных массивов. В горизонтально залегающих недислоцированных или слабо дислоцированных осадочных толщах платформенного чехла и срединных массивов, слагающих верхний структурный этаж разреза земной коры, основным типом разрывов являются внутрипластовые литогенетические трещины отрыва, создающие тот или иной тип отдельности.

Подчиненную роль в отложениях платформенного чехла и срединных массивов играют тектонические трещины отрыва и скалывания, сопряженные или оперяющие тектонических разломов. Максимальная насыщенность ими наблюдается непосредственно в зонах разломов фундамента, проникающих в перекрывающие его отложения. Во многих случаях в процессе незначительных глыбовых перемещений разломы фундамента не проникают в породы чехла, а проявляются в них в виде линейных зон рассеянной мелкой тектонической трещиноватости, которая нередко находит отражение на аэрофотоснимках.

Трещины дислоцированных осадочных и метаморфических пород. В перемятых и метаморфизованных толщах среднего структурного этажа, сложенного ге-

осинклинальными отложениями, господствуют тектонические трещины отрыва и скалывания. При этом в слабодислоцированных породах верхнего яруса обычно широко развиты трещины как отрыва, так и скалывания, примерно при одинаковом их развитии; в хрупких породах первые нередко несколько преобладают. На этом уровне часто отмечаются и литогенетические трещины отрыва, сложно сочетающиеся с тектоническими. С глубиной они обычно быстро исчезают, залечиваясь при формировании трещин вязкого скалывания и при общем метаморфизме пород.

С другой стороны, с глубиной наблюдается отчетливая тенденция к возрастанию количества трещин скалывания за счет уменьшения трещин отрыва. В гнейсах и кристаллических сланцах фундамента платформ и основания складчатых областей (нижний структурный этаж) на долю трещин отрыва обычно приходится не более 1—3% от общего количества трещин, развитых в данных породах.

Трещины магматических пород. В недислоцированных лавовых потоках молодых вулканических областей широко распространены трещины отрыва термической контракции, наиболее часто создающие столбчатую отдельность в лавовых покровах. При подводных излияниях возникает шаровая или подушечная отдельность. В слабо дислоцированных вулканогенных толщах, смятых в относительно пологие складки, устанавливается сложное сочетание контрактонных и наложенных тектонических трещин, главным образом скалывания; при этом первые преобладают. С возрастанием степени дислоцированности вулканогенных отложений трещины термической контракции залечиваются и количество их заметно уменьшается за счет возрастания тектонических разрывов. В интенсивно смятых и метаморфизованных вулканогенных толщах, испытавших неоднократные тектонические деформации, практически развиты только тектонические трещины, преимущественно скалывания.

Многообразны проявления трещиновой тектоники в сложных вулканических сооружениях типа кальдерных и бескальдерных вулканотектонических депрессий, особенно если в них вулканические покровы переслаиваются с подчиненными терригенными прослоями. В такой геологической обстановке обычно наблюдается сложное сочетание следующих генетических типов трещин: 1) тектонических; 2) термической контракции; 3) связанных с локальными радиальными дислокациями; 4) литогенетических; 5) трещин пластовых срывов; 6) сложного сочетания термической контракции и тектонических деформаций.

По распространенности они далеко неравнозначны. Наиболее широко развиты тектонические трещины скалывания и отрыва; достаточно широко — трещины термической контракции; далее по степени распространенности следуют трещины, связанные с локальными радиальными дислокациями, пластовые срывы, тре-

щины, обусловленные сложным сочетанием термической контракции и тектонических деформаций, и, наконец, литогенетические трещины.

Тектонические трещины встречаются буквально во всех породах, принимающих участие в строении вулкано-тектонических депрессий, и распространяются и в латеральном направлении, и по вертикали. Обычно они являются сопряженными или оперяющими разрывами тектонических разломов. Крупные тектонические трещины получили массовое развитие в веерах расщепления разломов по простиранию, по падению и особенно вверх по восстанию и в относительно узких плитовидных блоках ограниченных параллельными разломами.

Трещины термической контракции широко распространены в покровах лав и лавобрекчий, а также в прорывающих их субвулканических телах. С ними связаны разнообразные типы отдельности и прежде всего полигональная столбчатая, встречается пластовая плитчатая, в субвулканических телах — тонкоплитчатая вертикальная, при подводных излияниях шаровая и др. Контракционные трещины распространяются в латеральном направлении вдоль покровов; в вулканических жерловинах уходят на глубину.

Трещины, связанные с радиальными дислокациями, развиты в вулканических жерловинах и в экструзивных куполах, где они захватывают весь их объем; известны они также в зонах кольцевых, полукольцевых и дуговидных разломов, где многие из них возникают в процессе глыбовых перемещений по цилиндрическим разломам.

Крупные трещины пластовых срывов имеют обычно горизонтальное или близкое к нему залегание. Встречаются по контакту пород с резко различными физико-механическими свойствами, такими, как терригенные прослои и лавовые покровы, покровы лав и лавобрекчий и горизонты туфов среди них, контакты лав основного и кислого состава и др. Подвижки по ним возникают в процессе глыбовых перемещений (типа сдвига) по секущим вулканогенно-осадочную толщу крутопадающим тектоническим разломам. При этом вдоль таких срывов возникают мощные оторочки тектонической глины, милонитов и зон развалцевания.

Дуговидные трещины скалывания образуются в покровах с полигональной столбчатой отдельностью. По простиранию они обычно параллельны тектоническим разломам, рассекающим покров.

Литогенетические трещины отрыва встречаются в тонких, обычно горизонтально залегающих прослоях аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых песчаников среди горизонтов терригенных пород, переслаивающихся с вулканиками. Они всегда вертикальны. Частота их тем больше, чем меньше мощность прослоя, в котором они развиты.

Все перечисленные трещины играют важную роль в определении морфологии и условий залегания рудных тел и закономерностей размещения в них оруденения. Особенно ярко проявляется роль тектонических трещин.

Наибольшие трудности представляет расшифровка трещинной тектоники интрузивных и субвулканических пород. В познание структуры интрузивных массивов существенный вклад внес Г. Клоос [Cloos, 1922, 1923]. Им была изучена линейная и плоскостная ориентировка минералов в этих массивах и установлены следующие системы трещин в них: 1) продольные крутопадающие (S); 2) поперечные крутопадающие (Q); 3) пологие сбросы; 4) краевые надвижки; 5) пологие и горизонтальные трещины; 6) диагональные крутопадающие.

К сожалению, попытка Г. Клооса сформулировать на основе полученных данных представление о механизме внедрения гранитных массивов не имела успеха. В его представлениях много противоречивого и непоследовательного. Поэтому в его адрес многими исследователями (В. Н. Лодочников, Ф. Зюсс, Б. Зандер, А. В. Пэк, Л. Н. Лукин и Н. П. Кушнарев) были высказаны серьезные критические замечания.

Проведенное нами детальное изучение особенностей трещиноватости многих интрузивов, вулканоплутонов и субвулканических тел в ряде рудных районов Средней Азии, Казахстана, Забайкалья и др. показало, что в интрузивных и субвулканических породах развиты прежде всего первичные трещины и наложенные на них более поздние тектонические. К первичным относятся трещины отрыва термической контракции, возникшие в процессе остывания интрузивных и субвулканических тел, и трещины, обусловленные механической активностью внедряющихся магматических расплавов. В различной геологической обстановке и в телах, различающихся по морфологии и условиям залегания, наблюдается или сложное сочетание отмеченных генетических типов трещин, или проявление лишь некоторых из них.

Нам представляется что среди выделенных Г. Клоосом разрывов трещины S, Q, а также пологие сбросы и краевые надвижки образовались в процессе радиальных дислокаций, обусловленных интрузивным давлением. При этом в разные этапы формирования интрузивного массива и в различных его участках возникали свои обособленные поля напряжений. Трещины отрыва S и Q возникли в ранний этап, в раскристаллизовавшейся верхней оболочке, под воздействием интрузивного давления направленного строго снизу вверх, с некоторым радиальным разбросом; краевые надвижки (односистемные сколы) — в тот же этап, в условиях тангенциального сжатия, обусловленного давлением магмы.

Позже, когда раскристаллизовалась значительная часть магматического расплава, под влиянием вертикально ориентиро-

ванного давления образовалась система сопряженных пологих трещин скалывания (пологие сбросы), по которым были смещены трещины S и Q. Краевые надвиги в этот этап оказались расположенными в направлении интрузивного давления, поэтому они приоткрылись и в них внедрились дайки аплитов, пегматитов и ранние кварцевые жилы.

Пологопадающие и горизонтальные разрывы, вероятнее всего, относятся к «горячим» и «холодным» контракционным трещинам отрыва. Крутопадающие диагональные разрывы, характеризующие типичные сколы, по-видимому, возникли позже описанных первичных трещин. Их формирование связано с наложенными тектоническими деформациями.

Трещины термической контракции проявляются в интрузивных и субвулканических телах любых морфологических типов и при самых разнообразных условиях их залегания. Наоборот, трещины, обусловленные механической активностью внедряющихся магматических расплавов, встречаются только в крутопадающих телах, уходящих на достаточно большие глубины без сколько-нибудь существенного уменьшения их поперечного сечения в этом направлении. При формировании таких тел интрузивное давление, под которым происходило внедрение магматических расплавов, свободно передавалось на раскристаллизовавшуюся, но еще не остывшую верхнюю часть возникающего магматического тела. К таким телам относятся вулканы, вулканоплутоны и интрузивы центрального типа, купола, штоки, трубки взрыва, апикальные части лакколитов и лополитов, надвигающимися их магматическими каналами, крутопадающие трещинные тела и другие.

Трещины связанные с локальными радиальными дислокациями, обусловленными механической активностью внедряющейся магмы, по возрасту близки к трещинам отрыва термической контракции, но несколько опережают их — особенно так называемые «холодные» трещины.

Нельзя не отметить, что в интрузивных телах с широким развитием трещин, связанных с механической активностью внедряющейся магмы, трещины термической контракции проявляются относительно слабо. По-видимому, это объясняется тем, что в таких случаях разрядка нормальных напряжений, вызванных контракцией, происходит путем подвижек по более ранним трещинам, связанным с локальными радиальными дислокациями. Происходит так называемая «направленная контракция».

Количественные соотношения между первичными трещинами интрузивных пород и наложенными и, следовательно, более поздними тектоническими изменяются в широких пределах — вплоть до полного исчезновения первых из них. Максимальное развитие тектонические трещины имеют в древних интрузивных породах складчатых поясов, значительно слабее они проявлены в достаточно молодых интрузивах, прорывающих метаморфи-

ческие толщи щитов, древних платформ и срединных массивов.

В достаточно древних подвергшихся региональному метаморфизму интрузивах, расположенных в пределах полициклических складчатых поясов, первичные трещины часто полностью залечены и вместо них возникают тектонические трещины. В качестве примера можно указать на массив лейкократовых гранитов Кара-Джилга [Невский В. А., 1963].

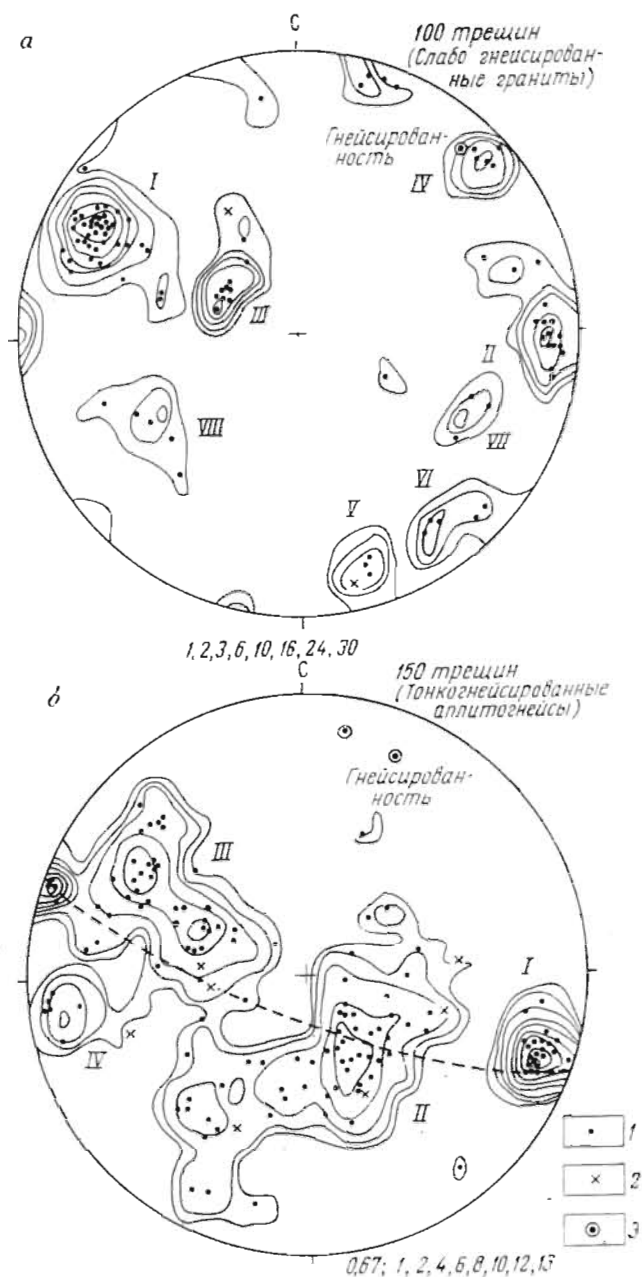
Массив имеет форму удлиненного в субширотном направлении факолита, приуроченного к сводовой части синклинальной складки, сложенной метаморфическими толщами верхнего протерозоя и рифея. Метаморфическая толща и граниты прорваны многочисленными жильными породами, среди которых отмечаются древние расщелоченные порфиристы и лампрофиры, нерасщелоченные аплиты, спениты и граноспениты, порфиристы, лампрофиры и вогезиты.

Строение гранитного массива неоднородное. Среди слагающих его пород преобладают среднезернистые микроклип-биотитовые граниты. Реже встречаются крупнозернистые, порфировидные и мелкозернистые аплитовидные разновидности; имеются типичные аплиты. Между указанными породами наблюдаются как постепенные расплывчатые переходы, так и отчетливые резкие контакты.

Все перечисленные разновидности гранитов и аплитов в результате воздействия на них тектонических усилий и регионального метаморфизма приобрели гнейсовидный облик. Степень гнейсированности гранитов различна. Наиболее широко распространены слабо гнейсированные граниты с отчетливой линейной ориентировкой. В них отмечаются многочисленные полосы интенсивно гнейсированных разновидностей. Плоскости гнейсирования гранитов всюду ориентированы согласно с плоскостями сланцеватости вмещающих метаморфических толщ.

При изучении трещинной тектоники описываемых гранитов была выявлена ее существенная зависимость от степени метаморфизма пород. В частности, трещинная тектоника слабо гнейсированных гранитов резко отличается от тектоники интенсивно гнейсированных их разновидностей. В то же время трещиноватость в одинаковой степени метаморфизованных крупнозернистых, среднезернистых и аплитовидных гранитов тождественна.

Диаграммы ориентировки трещин слабогнейсированных гранитов всегда имеют поясное строение (рис. 31, а), характеризующееся поясом полюсов трещин единого крутого падения, но разнообразных простираний. Такие диаграммы, как отмечалось ранее, характерны для первичных трещин интрузивных пород, обусловленных механической активностью внедряющихся магматических расплавов. В большинстве случаев такие пояса ра-



зорваны в одном или двух местах. Размещение пояса на диаграммах не обнаруживает какой-либо связи с положением полюса гнейсированности.

Диаграммы ориентировки трещин для интенсивно гнейсированных гранитов по своему облику по существу не отличимы от диаграмм складчатых тектонических трещин, смятых в складки осадочных и метаморфических пород. На них всегда отчетливо выделяется чаще разорванный пояс полюсов трещин, расположенный в плоскости проекции полюса гнейсированности гранитов. Характерным примером служит диаграмма, отражающая трещиноватость тонкогнейсированных аплитогнейсов гранитного массива Кара-Джилга (см. рис. 31, б).

Достаточно детально изучены количественные соотношения между первичными и тектоническими трещинами в интрузивах и вулканоплутонах центрального типа и в трубках взрыва. Они определяются следующими факторами: 1) структурно-геологической позицией рассматриваемых магматических тел; 2) активностью доннотрузивных тектонических разломов в период их формирования; 3) общей направленностью деформаций во времени в процессе их формирования; 4) уровнем их эрозийного среза.

Отмеченные факторы по существу определяют общую тектоническую обстановку в период формирования рассматриваемых массивов. Она может определяться или региональными тектоническими, или локальными радиальными дислокациями. В первом случае общая морфология и особенности их внутреннего строения, в том числе трещиноватость, в них в большинстве случаев будут определяться тектоническими деформациями, а во втором — локальными радиальными.

Как показал А. А. Фролов [1975], массивы ультраосновных щелочных пород с карбонатитовыми и другими месторождениями, заложенные на некотором удалении от глубинных разломов, в местах пересечения относительно небольших и слабоактивных разломов, формировались в обстановке господства локальных радиальных дислокаций, связанных с механической активностью внедряющихся магматических расплавов. Они имеют округлое, близкое к изометричному горизонтальное сечение, концентрически-зональное внутреннее строение и в них господствуют трещины, возникшие при радиальных дислокациях, а тектонические имеют сугубо подчиненное значение. Морфология и условия залегания интрузивных тел, а также как ранних, так и поздних постмагматических образований в таких массивах

Рис. 31. Круговые диаграммы ориентировки трещин: а — в слабо гнейсированных гранитах (100 замеров); б — в тонкогнейсированных аплитогнейсах (150 замеров).

Полюса трещин: 1 — скалывания, 2 — отрыва, 3 — полюс гнейсированности

определяются кольцевыми разрывами. Характерным примером может служить Большетагнинский массив ультраосновных-щелочных пород в Восточном Саяне (см. рис. 14).

Интрузивы того же состава, непосредственно приуроченные к достаточно крупным активным глубинным разломам и зонам их приоткрывания, имеют удлиненную линзовидную форму (Верхнесаянский массив в Восточном Саяне). Внутреннее их строение, морфология рудных тел и их залегание и закономерности размещения определяются тектоническими разрывами. Среди мелких разрывов господствуют трещины термической контракции и тектонические; трещины, связанные с радиальными дислокациями, практически отсутствуют. Мурунский щелочной вулканоплутон на Алдане, приуроченный непосредственно к узлу пересечения глубинных разломов, хотя и имеет общую округлую форму горизонтального сечения, но его основное внутреннее строение полностью определяется тектоническими разрывами. Мелкие разрывные нарушения представлены господствующими трещинами термической контракции и тектоническими. Последние относятся к сопряженным и оперяющим разрывам линейных разломов.

Наряду с отмеченным, при формировании многих интрузивов центрального типа и трубок взрыва ярко выражена определенная направленность в развитии деформации слагающих их горных пород во времени. В этом отношении особенно показателен пример Нижнесаянского массива ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами. Он приурочен к крупному глубинному разлому, сопряженному с краевым швом юга Сибирской платформы [Фролов А. А., 1975], имеет округло-овальную форму горизонтального сечения, с длинной осью, вытянутой вдоль контролирующего его разлома.

В его пределах все тела интрузивных пород, а также безрудные ранние кальцитовые карбонатиты контролируются кольцевыми разрывами, более поздние рудные карбонатиты — в основном тектоническими разрывными нарушениями. В соответствии с этим в телах, контролируемых кольцевыми разрывами, преобладают трещины, связанные с локальными радиальными дислокациями, а в поздних постмагматических образованиях — тектонические трещины. Такая направленность в развитии деформаций во времени наиболее часто наблюдается в кольцевых магматических комплексах.

В то же время детальные структурно-геологические исследования в отдельных провинциях с широким развитием интрузивов центрального типа показали, что нередко соотношения между тектоническими и кольцевыми разрывами в кольцевых магматических комплексах более сложны и определяются историей развития контролирующих их глубинных разломов и различной их активностью в разные периоды формирования кольцевых комплексов. Так, А. А. Кухаренко и другие [1965 г.] от-

мечают, что в Карело-Кольской карбонатитовой провинции ультрабазиты, характеризующие ранний магматический этап формирования массивов ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами, образуют трещинные тела с господствующими в них трещинами термической контракции и тектоническими. Только позже, в период проявления уже щелочного магматизма, возникают трубообразные тела округлого и овального горизонтального сечения, в которых максимально развиты трещины, связанные с локальными радиальными дислокациями.

Показателен пример истории развития Кызыл-Омпульского плутона центрального типа в Северном Тянь-Шане [Невский В. А., Галяпин Л. А., 1975], приуроченного к сложному узлу пересечения глубинных разломов. В строении его принимают участие следующие интрузивные комплексы (от ранних к поздним): 1) сиенитовый; 2) граносиенитовый; 3) комплекс субщелочных лейкократовых гранитов; 4) комплекс преимущественно меланократовых жильных пород.

Породы сиенитового и граносиенитового комплексов, образующие столбообразные тела овального горизонтального сечения, контролируются кольцевыми цилиндрическими разломами. Сиениты и граносиениты рассекаются неправильным крутопадающим трещинным телом субширотного простирания субщелочных лейкократовых гранитов. Меланократовые жильные породы четвертого интрузивного комплекса образуют протяженные дайковые пояса, контролируемые кольцевыми и полукольцевыми коническими центриклинальными и периклинальными разломами и крупными трещинами. Подчиненное значение имеют дайковые пояса и единичные дайки тех же пород, контролируемые тектоническими разрывами. В массивах, морфология и внутреннее строение которых определяются кольцевыми разрывами, ведущее значение имеют трещины, связанные с локальными радиальными дислокациями, а в трещинных телах, позиция которых определяется тектоническими разломами, трещины термической контракции и тектонические.

Таким образом, в Карело-Кольской карбонатитовой провинции в ранний магматический этап формирования массивов ультраосновных-щелочных пород господствовали региональные тектонические деформации, а в более поздние — локальные радиальные. При формировании Кызыл-Омпульского плутона в ранний магматический этап ведущее значение имели локальные радиальные деформации, в более поздний — региональные тектонические, а в заключительный этап опять локальные радиальные и частично тектонические. Рассмотренные примеры показывают, что при внедрении магматических расплавов в обстановке достаточно высокой тектонической активности, выражающейся прежде всего в глыбовых перемещениях по разломам, возникают трещинные магматические тела, а в условиях ее затухания — тела, контролируемые кольцевыми разрывами.

Соотношения между различными типами деформаций в кольцевых магматических комплексах существенно изменяются на различных уровнях их эрозионного среза. В кровле скрытых на глубине интрузивов центрального типа чаще всего наблюдаются линейные трещинные магматические тела позднего магматического этапа, нередко аналогичной формы рудные тела. Встречаются также магматические и постмагматические линейные тела радиальной ориентировки, реже полукольцевые и дуговидные.

На малых, средних и достаточно глубоких уровнях эрозионного среза формы магматических и постмагматических тел в преобладающем большинстве случаев определяются кольцевыми разрывами. С глубиной столбообразные тела округлого горизонтального сечения трубок взрыва и интрузивов центрального типа переходят в дайкообразные тела. Следовательно, на глубоких и сверхглубоких уровнях эрозионного среза кольцевых магматических комплексов господствуют региональные тектонические деформации.

Соотношения между первичными трещинами интрузивных пород и наложенными тектоническими отчетливо выявляются при рассмотрении трещиноватости жильных пород. По особенностям трещинной тектоники выделяются следующие четыре типа даек: 1) с резко выраженным преобладанием контракционных трещин отрыва; 2) с преобладанием тектонических трещин; 3) с широким развитием трещин, связанных с механической активностью магмы; 4) со сложным сочетанием контракционных и тектонических трещин. Наиболее часто встречаются дайки первого и четвертого типов [Невский В. А., 1967].

На рис. 32, а показана диаграмма ориентировки трещин в дайке камптитов бассейна р. Курган, на южном склоне хр. Таласский Алатау. Она залегает в известняках рифея — нижнего кембрия; простирается ее северо-западное, падение близкое к вертикальному. На диаграмме выделяется разорванный пояс из пяти (I—V) максимумов полюсов трещин отрыва, имеющих единое восток-северо-восточное простирающее, но разнообразные углы падения — от почти горизонтальных до крутых в северные и южные румбы и вертикальных. Пояс примерно совпадает с проекцией плоскости контакта дайки.

Помимо резко преобладающих трещин отрыва термической контракции на диаграмме выделяются полюса тектонических трещин скалывания, представленные максимумами VI и VII. Первый характеризует систему продольных трещин северо-северо-западного простирающего, параллельных и субпараллельных контактам дайки, а второй — крутопадающие диагональные трещины северо-западного простирающего.

Трещины отрыва расчленяют дайку на неправильные столбообразные блоки полигонального поперечного сечения, длинные оси которых ориентированы горизонтально вкрест ее про-

стиранию. Приведенные данные позволяют уверенно относить трещины отрыва, развитые в дайке, к трещинам термической контракции.

Интересно, что максимум V диаграммы довольно точно совпадает с полюсом плоскостей слоистости вмещающих дайку карбонатных пород. Такое совпадение отражает явную унаследованность слоистости при формировании определенной части контракционных трещин. С другой стороны, максимумы полюсов контракционных трещин I и II, тектонических VI и VII располагаются в зоне проекции плоскости слоистости вмещающих карбонатных пород. Это дает основание утверждать, что они унаследуют складчатые тектонические трещины вмещающих известняков.

Наряду с отмеченными нередко наблюдаются дайки, в которых встречаются только тектонические трещины или они резко преобладают над другими (см. рис. 32, б). Рисунок характеризует диаграмму ориентировки трещин в дайке интенсивно рассланцованных порфиринов, залегающих среди гнейсированных гранитов байкальского возраста. Простирается дайки северо-западное, падение крутое к северо-востоку.

На диаграмме выделяется изогнутый пояс полюсов трещин скалывания, лежащий в зоне проекции плоскости контакта дайки. По-видимому, в процессе регионального метаморфизма, когда произошло рассланцевание дайки, первичные ее трещины (контракционные, а возможно и связанные с механической активностью магмы) были полностью залечены и вместо них возникли тектонические трещины скалывания.

Второй пример развития в дайке тектонических трещин (см. рис. 32, в) иллюстрирует диаграмму ориентировки трещин в пермской дайке диоритовых порфиринов, согласно залегающей среди дорифейских зеленых амфиболовых сланцев бассейна Малого Кемна в Запальном Алатау. Простирается дайки северо-восточное, падение близко к вертикальному. Строение этой диаграммы сложное. Главная масса полюсов трещин характеризует две сопряженные системы трещин скалывания, диагональные по отношению к дайке и сланцеватости вмещающих пород. Одна из них представлена крутопадающими и достаточно крутопадающими трещинами северо-западного простирающего с падением в южные (максимум II) и северные (максимумы IV, VI, VII) румбы, другая — аналогичного типа разрывами северо-восточного простирающего: максимум I отражает трещины с падением в северные, а III в южные румбы. Максимумы V, VIII и IX, располагающиеся в зоне проекции плоскости сланцеватости вмещающих сланцев, отражают обычные для метаморфических пород системы складчатых трещин.

Характерным примером даек с ведущей ролью тектонических трещин отрыва является Березовское золоторудное месторождение на Урале, с его субширотными крутопадающими

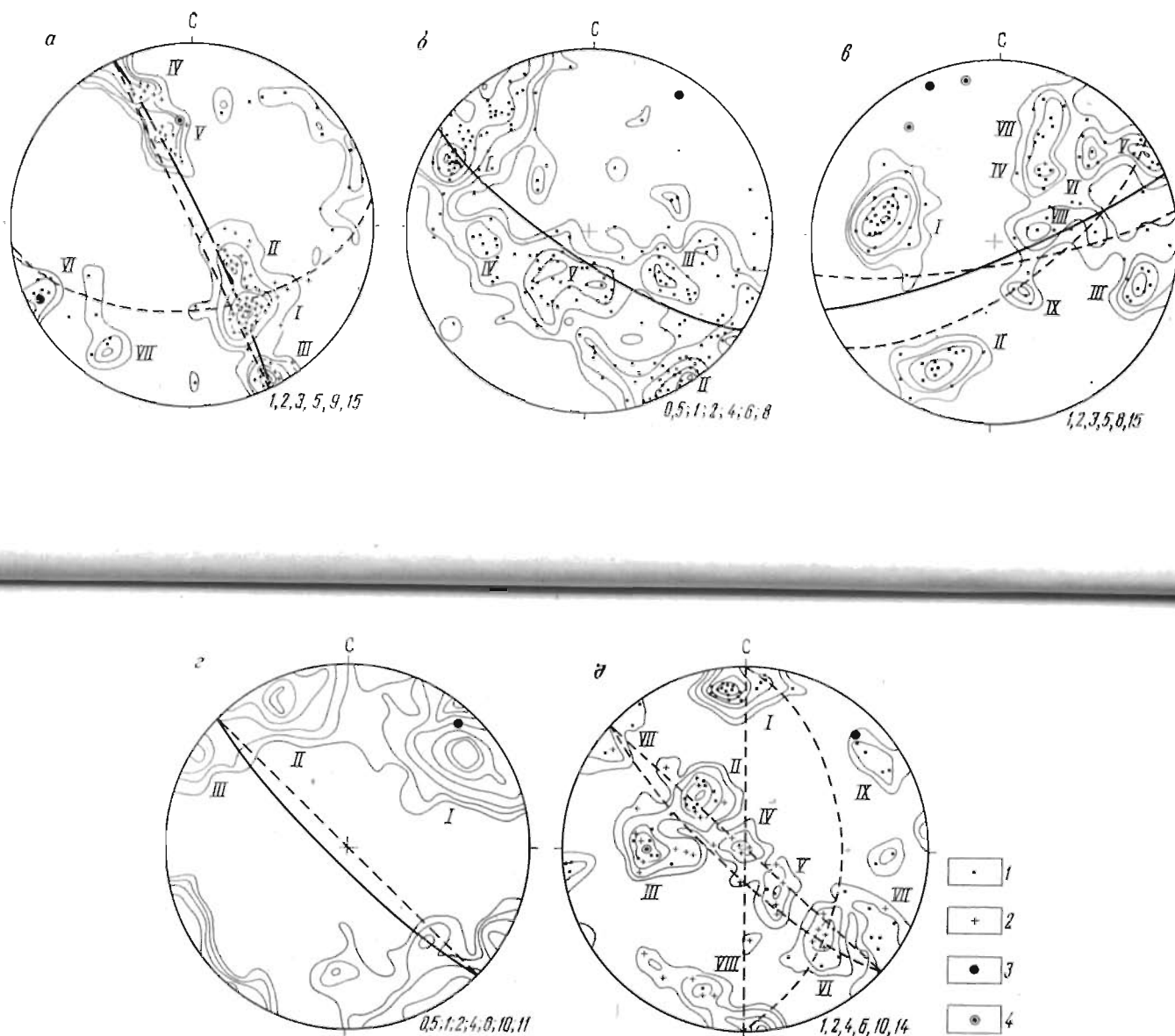


Рис. 32. Особенности трещинной тектоники жильных пород. Круговые диаграммы ориентировки трещин. а — трещины отрыва термической контракции, создающие столбчатую отдельность, в дайке камптонитов (100 замеров), бассейн р. Курган, южный склон Таласского Алатау; б — трещины скалывания в дайке рассланцованных байкальских порфиритов (200 замеров), горы Кара-Джилга, южный склон Киргизского хр.; в — трещины скалывания в дайке герцинских диоритовых порфиритов (100 замеров) Актюзское месторождение; г — трещины, обусловленные механической активностью внедряющейся магмы в дайке каледонских сиенитов (200 замеров), горы Кара-Джилга, южный склон Киргизского хр.; д — сложное сочетание трещин отрыва термической контракции и тектонических скалывания в мощной дайке каледонских кварцевых порфиров (100 замеров), бассейн р. Курган, южный склон Таласского Алатау.

Полюса трещин: 1 — скалывания, 2 — отрыва; 3 — элементы залегания дайки; 4 — полюс слонистости вмещающих известняков (а, д) и сланцеватости вмещающих сланцев (а).

лестничными кварцевыми жилами, развитыми в мощных субмеридиональных дайках гранитоидов, залегающих среди метаморфических и вулканогенных толщ палеозоя.

Встречаются дайки, разрывные нарушения которых представлены исключительно или почти исключительно трещинами, связанными с механической активностью магмы. На диаграмме ориентировки таких трещин (см. рис. 32, а) выделяется разорванный пояс полюсов трещин единого крутого и вертикального падения, но самых разнообразных простираний. Максимум I характеризует трещины, которые явно унаследовали ориентировку плоскостей гнейсирования вмещающих дайку древних гранитов.

Исключительно широко распространены дайки со сложным сочетанием контракционных и тектонических трещин. Диаграмма ориентировки таких трещин (см. рис. 32, б) иллюстрирует особенности трещинной тектоники дайки условно каледонских кварцевых порфиров, залегающих в известняках рифея — нижнего кембрия бассейна р. Курган в Таласском Алатау. Выделяется отчетливый, хотя и разорванный пояс полюсов трещин, в основном единого северо-восточного простирания, но с различными углами падения в северные и южные румбы. Пояс приурочен к зоне проекции плоскости контакта дайки. Размещенные в его пределах полюса трещин отрыва характерны для типичных контракционных разрывных нарушений, создающих в дайке неправильную столбчатую отдельность. Кроме того на диаграмме выделяются достаточно многочисленные полюса наложенных тектонических трещин скалывания, размещенных как в полосе отмеченного пояса, так и за его пределами. Пространственная ориентировка их явно наследует ориентировку додайковых тектонических трещин вмещающих карбонатных пород (максимумы I, VII, IX), а также их слонстости (максимум III).

Рассмотренные примеры показывают, что различия в особенностях трещиноватости даек связаны с геологическими условиями их формирования и дальнейшего развития. В древних рассланцованных дайках, подвергшихся неоднократным мощным тектоническим деформациям и воздействию регионального метаморфизма, первичные разрывные нарушения в них были полностью залечены и вместо них возникли тектонические трещины. С другой стороны, в некоторых сравнительно молодых, не претерпевших глубокого метаморфизма дайках, также развиты только тектонические трещины. Характерно, что в том же районе в дайках того же состава и возраста развиты только контракционные трещины отрыва. Вероятно, возникновение тектонических трещин в таких дайках связано с их приуроченностью к локальным зонам специфического проявления интенсивных деформаций. В таких зонах, возможно, уже в процессе кристаллизации магмы и последующего остывания образовав-

шейся породы возникали определенные тектонические напряжения, разрядка которых приводила к возникновению тектонических разрывов. Не исключено, что локальные тектонические деформации накладывались на уже остывшие породы. При этом в процессе интенсивной пластической деформации, связанной с массовым развитием трещин вязкого скалывания, первичные трещины в дайках также полностью залечивались.

Формирование первичных трещин, связанных с механической активностью внедряющихся магматических расплавов, по-видимому, возможно в тех случаях, когда дайки имеют значительную непрерывную протяженность на глубину. При этом верхние горизонты внедрившейся магмы были уже раскристаллизованными, а вязкий расплав с глубины оказывал вертикальное силовое воздействие на верхние горизонты возникшей дайки. Видимо, трещины, связанные с локальными радиальными дислокациями, чаще всего обнаруживаются в сравнительно мощных и протяженных крутопадающих дайках, приуроченных к разломам.

Трещины термической контракции, создающие столбчатую отдельность, вероятнее всего, развиваются в дайках, не имеющих непосредственного распространения на значительные глубины и формирующихся в спокойной тектонической обстановке. В этих условиях влияние додайковых тектонических структур на ориентировку контракционных трещин проявляется весьма слабо или отсутствует. Явно выраженная унаследованность ориентировки додайковых разрывных нарушений в трещинной тектонике даек, по-видимому, свидетельствует об остывании их в обстановке определенных тектонических напряжений, и чем они интенсивнее, тем, очевидно, сильнее проявления унаследованности. При очень мощных тектонических деформациях остывающей дайки, как отмечалось, не исключена возможность возникновения тектонических трещин уже в ранний период ее становления. Разрядка нормальных растягивающих напряжений при остывании таких даек происходит за счет подвижек по возникшим трещинам скалывания (направленная контракция).

Таким образом, при сложном сочетании первичных и наложенных тектонических трещин часто наблюдается весьма неравномерное их распределение в интрузивных породах. Нередко это устанавливается даже для трещин единого генетического типа. Например, в апикальных частях интрузивов часто отмечается характерная матрацевидная отдельность, образованная трещинами термической контракции; с глубиной она обычно сменяется другим типом отдельности. Очень часто в одной части обнажения резко преобладают трещины термической контракции, а в другой — тектонические трещины скалывания. По-видимому, при образовании трещин вязкого скалывания трещины термической контракции в значительной мере залечиваются.

К трещинам локального распространения относятся трещины, связанные с образованием диапировых куполов, гравитационные, удара, разгрузки и связанные со взрывными работами, трещины локального изменения объема горных пород, выветривания, трещины пластовых срывов и дуговидные трещины скалывания. Последние мы уже рассматривали.

Трещины, возникающие при образовании диапировых куполов, широко распространены в областях интенсивного проявления соляной техники. Особый их тип, встречающийся иногда в складчатых поясах, к сожалению, пока еще слабо изучен. Трещины гравитационные, удара и разгрузки наиболее характерны для условий сложно расчлененного, особенно высокогорного рельефа. Здесь обычны снежные лавины и камнепады, при которых образуются трещины удара. В сложно расчлененном, особенно скалистом рельефе наиболее благоприятны условия для массового развития трещин разгрузки, гравитационных, в том числе с образованием оползней и обвалов. Последние наиболее часто встречаются вдоль достаточно крутых морских берегов, берегов рек и склонов оврагов. Трещины разгрузки, а также связанные со взрывными работами, обычны в карьерах и подземных горных выработках.

Среди трещин, обусловленных локальными изменениями объема горных пород, особое внимание привлекают те из них, которые образуются при серпентинизации основных и ультраосновных пород. В этом случае объем их увеличивается. В результате серпентинизированный массив начинает оказывать сильное давление на вмещающие породы, что приводит к образованию приконтактных зон брекчирования и сгущения мелких трещин. К таким зонам в ряде случаев приурочено оруденение.

Трещины выветривания широко распространены в районах с резкими колебаниями суточных температур горных пород, особенно на южных склонах гор. Это наиболее характерно для пустынь и полупустынь. Трещины морозного выветривания типичны для приповерхностных зон полярных областей с малым снежным покровом.

Мы уже рассматривали трещины пластовых срывов в вулканотектонических депрессиях. Но они широко распространены и в смятых в складки осадочных толщах складчатых поясов, где также проявляются вдоль контактов пород с резко различными физико-механическими свойствами. К ним относятся контакты толщ и горизонтов известняков и сланцев, песчаников и сланцев, известняков и песчаников, массивных и тонкослоистых известняков и др. Вдоль таких контактов пластовые срывы возникали прежде всего в процессе смятия толщ в складки, а также позже при глыбовых смещениях по крутопадающим разломам.

В горных породах земной коры широко проявлена структурная зональность. В. М. Крейтер [1947], выдвинувший представление о структурной зональности, впервые наиболее убедительно показал, что в пределах рудных полей и месторождений, с глубиной наблюдается отчетливая тенденция уменьшения роли хрупкой деформации горных пород, за счет возрастания пластической. За прошедшие десятилетия по структурной зональности геологами накоплен большой и весьма разнообразный фактический материал, анализ и обобщение которого позволяет выделить определенные типы структурной зональности (табл. 7).

Прежде всего выделяются региональная и локальная структурная зональность. В первой из них намечаются региональная вертикальная и горизонтальная структурная зональность, а во второй — локальная вертикальная структурная зональность, зональность в строении разломов, зональность, обусловленная изменением полей напряжений, и зональность кольцевых магматических комплексов.

Каждый тип структурной зональности определяется закономерным размещением определенных структурных элементов, к числу которых относятся складки, тектонические и кольцевые разломы и особенности их внутреннего строения, трещины, в отдельных случаях структурные типы рудных тел и физико-механические свойства горных пород. В каждом типе рассматриваемой зональности трещины относятся к числу обязательных структурных элементов.

1. Региональная вертикальная структурная зональность

В верхней части разреза земной коры региональная вертикальная структурная зональность проявляется повсеместно и наблюдается на значительном вертикальном интервале (от единиц до 10—15 км). Выражается она в закономерном изменении с глубиной особенностей трещиноватости горных пород, внутреннего строения разломов, типа складок и физико-механических свойств горных пород [Невский В. А., 1966].

В верхнем структурном этаже среди осадочных отложений платформенного чехла и чехла срединных массивов, как отмечалось, широко распространены внутрипластовые литогенетические трещины отрыва, масштабы и частота расположения ко-

Типы структурной зональности

Типы структурной зональности	Где наблюдается	Как проявляется	Основные причины проявления структурной зональности
Региональная структурная зональность			
Региональная вертикальная структурная зональность	Повсеместно в верхней части разреза земной коры	В изменении с глубиной особенностей трещиноватости, внутреннего строения разломов, типа складок и физико-механических свойств горных пород	Возрастание с глубиной литостатического давления и температуры, удревнения горных пород и степени их деформированности и метаморфизма
Региональная горизонтальная структурная зональность	В складчатых поясах	В изменении вкрест простирания поясов осбенностей складок и трещиноватости горных пород	Измененные вкрест простирания складчатых поясов литологического состава, фаций и мощностей отложений, типа и степени их деформированности
Локальная структурная зональность			
Локальная вертикальная структурная зональность	В кровле скрытых субвулканических и магматических интрузий	В изменении с глубиной особенностей трещиноватости горных пород и внутреннего строения разломов	Резкий спад температуры в направлении от интрузива к поверхности
Локальная зональность в строении разломов и крупных трещин: поперечная, продольная	В зонах разломов	В зональном размещении различных деформированных пород вкрест простирания разлома	Уменьшение степени деформированности пород с удалением от главного разлома
		В различной деформированности пород на флангах и в центральной части разлома, а также на приоткрытых его интервалах	Изменение полей напряжений и условий деформации горных пород на флангах разлома и в центральной его части
Зональность обусловленная изменением полей напряжений			
Зональность кольцевых магматических комплексов: горизонтальная	В различной геологической обстановке	В изменении трещиноватости горных пород, внутреннего строения разломов, структурных типов рудных тел и др.	В изменении полей напряжений, в связи с изменением структурно-геологических условий, в том числе и в зоне контакта пород с различными физико-механическими свойствами
вертикальная	В кольцевых магматических комплексах	Закономерное размещение кольцевых разломов и связанных с ними трещин, часто вмещающих оруденение, в простирании и во времени	Направленность в развитии деформаций горных пород в простирании и во времени
		Закономерная смена по вертикали кольцевых разломов и связанных с ними трещин тектоническими разрывами	Закономерное изменение соотношений между локальными радиальными и региональными тектоническими дислокациями

торых тесно связаны прежде всего с мощностью пласта. Подчиненное значение играют тектонические трещины отрыва и скалывания зон сквозных и скрытых разломов фундамента.

В верхнем ярусе среднего структурного этажа, сложенного геосинклинальными отложениями, обычно смятыми в пологие часто куполовидные складки, широко распространены соскладчатые и приразломные тектонические трещины отрыва и скалывания. Количественные соотношения между ними изменяются в зависимости от физико-механических свойств деформированных пород; в более хрупких породах отрыв нередко несколько преобладает над скалыванием; чаще они имеют примерно равное развитие. Тектонические трещины на рассматриваемом уровне сложно сочетаются с пластовыми литогенетическими трещинами отрыва.

С возрастанием глубин, параллельно с увеличением деформированности горных пород, литогенетические трещины отрыва постепенно исчезают и, например в нижнем ярусе среднего этажа и в верхнем нижнего (фундамент), они встречаются иногда как единичные реликты. Одновременно в этом направлении возрастает и количество тектонических трещин скалывания за счет уменьшения трещин отрыва.

Так, в бассейне р. Курган на южном склоне хр. Таласский Алатау, где в верхах разреза в карбонатной толще отношение трещин отрыва к трещинам скалывания выражается цифрами 1:1 или даже 2:1 (в пользу трещин отрыва), а в его основании (на 1300 м ниже) 1:2 и 1:3. В

нижнем структурном этаже — в дорифейских и рифейских метаморфических толщах на долю трещин отрыва обычно приходится не более 1—3% от общего количества трещин в этих породах.

Представляют интерес изменения особенностей трещиноватости горных пород с глубиной в зонах разломов. В верхнем этаже и в верхних ярусах среднего этажа разломов, как известно, представлены серией параллельных и субпараллельных крупных тектонических швов, реже единым швом, окаймленными мощными полосами интенсивно деформированных пород. Среди последних выделяются — тектоническая глина, милониты, катаклазиты, брекчии и зоны сгущения мелких трещин с широким развитием в них и трещин скалывания и отрыва. Параллельно тектоническим швам прослеживаются сопряженные с ними крупные трещины скалывания и оперяющие их разрывы скалывания и отрыва.

С глубиной разломы становятся более сосредоточенными. На этом уровне постепенно начинают уменьшаться мощности полос брекчирования и сгущения мелких трещин, в которых обнаруживается уже явное преобладание трещин скалывания над трещинами отрыва. Среди оперяющих разрывов отрыв также становится более редким. Еще глубже, примерно в низах среднего и верхах нижнего ярусов геосинклинального этажа, брекчии практически исчезают; одновременно резко уменьшается мощность полос сгущения мелких трещин, представленных в основном уже трещинами скалывания. Среди редких оперяющих разрывов отмечаются только трещины скалывания. Местами в зонах разломов появляются маломощные зоны смятия и рассланцевания.

На еще больших глубинах в зонах разломов обнаруживаются тектонические швы, окаймленные маломощными оторочками милонитов и тектонической глины (а нередко и без них) и зоной сопряженных с ними трещин скалывания. Еще более глубокие изменения в особенностях внутреннего строения разломов установлены в древних толщах нижнего структурного этажа. Как показали некоторые исследователи [Казанский В. И., 1965, 1972; Казанский В. И. и др., 1970; Невский В. А., 1959, 1966₂], на этом уровне разломы представлены зонами рассланцевания, бластомилонитов и бластокатаклазитов.

Таким образом, и в зонах разломов, и вне связи с ними в горных породах наблюдается проявление совершенно отчетливой вертикальной структурной зональности, выражающейся в постепенном возрастании с глубиной трещин скалывания за счет уменьшения трещин отрыва. Это свидетельствует о нарастании в этом направлении роли пластических деформаций за счет уменьшения деформаций хрупких. Такие изменения несомненно обусловлены возрастанием на глубину литостатического давления и температуры.

Важное значение имеет также увеличение с глубиной возраста горных пород, а следовательно, и степени их деформированности и метаморфизма, что существенно изменяет их физико-механические свойства. Как показал на примере Кавказа Б. П. Беликов [1972], с глубиной закономерно уменьшается пористость горных пород и, наоборот, увеличиваются их средняя плотность и скорость распространения в них упругих продольных и поперечных волн.

Рассмотренная региональная вертикальная структурная зональность в размещении трещин существенно влияет на размещение эндогенных месторождений в различных структурных этажах и ярусах земной коры. Породы верхнего структурного этажа и верхних ярусов среднего этажа, благодаря широкому развитию в них брекчий и трещин отрыва и достаточно высокой их пористости, обладают повышенной проницаемостью для кислорода атмосферы и особенно для метеорных вод, обогащенных кислородом.

Особенно велика проницаемость зон крупных разломов. Поэтому на этом уровне гидротермальные месторождения в подавляющем большинстве случаев приурочены к сравнительно мелким разломам и крупным трещинам скалывания и обычно рассеяны на значительной площади. Е. М. Некрасов [1971] убедительно проиллюстрировал эту закономерность на примере свинцово-цинковых месторождений жильного типа Северного Кавказа, Карамазара и ряда других рудных провинций. Он показал, что в пределах верхнего яруса среднего структурного этажа эти месторождения приурочены к мелким разломам (длина по простиранию не более 1 км) и крупным трещинам скалывания, не имеющим непосредственной связи с крупными региональными разломами. В нижнем ярусе рудоносными для этих месторождений являются значительно более крупные разломы (длина по простиранию от нескольких километров до первых их десятков), непосредственно примыкающие к региональным разломам. Аналогичные закономерности подмечены и для многих других месторождений.

В условиях высокой проницаемости горных пород верхней части разреза земной коры при формировании гидротермальных месторождений важное значение имели экраны различных типов. Их роль особенно велика для месторождений ртути [Смирнов В. И., 1947], не менее важна для месторождений сурьмы, полиметаллов и некоторых других.

2. Региональная горизонтальная структурная зональность

Региональная горизонтальная структурная зональность широко развита в складчатых поясах, которые характеризуются резко выраженной гетерогенностью строения в поперечном направлении. Они представлены серией параллельных узких (пер-

вые километры), но протяженных по простиранию (многие десятки, а нередко и сотни километров) зон, которые Н. М. Синицын назвал антиклинальными отмеями и седиментационными мульдами. Они различаются литологическим составом, фациями и мощностями слагающих их отложений, степенью их деформированности и метаморфизма, особенностями проявления магматизма, тектогенеза, геологической историей их развития и типом приуроченных к ним эндогенных месторождений, нередко группирующихся в рудные пояса. Естественно, эти зоны отличаются и по особенностям трещинной тектоники слагающих их горных пород. Нередко такие различия выявляются вкрест простирания и в пределах единой зоны.

Различия в металлогении рассматриваемых зон можно показать на примере гидротермальных месторождений Туркестано-Алайской горной системы, где выделяются продольные ртутные и сурьмяно-ртутные рудные пояса, полиметаллический пояс и пояс высокотемпературного редкометального оруденения.

Проявления горизонтальной структурной зональности в развитии трещин можно показать на примере Хайдарканского рудного поля с его сурьмяно-ртутными и ртутными месторождениями [Вольфсон Ф. И., Невский В. А., 1949]. В строении этого рудного поля принимают участие осадочные породы палеозоя, прорванные редкими меридиональными дайками диабазовых порфиритов. Рудовмещающими являются тонкослоистые, тонкоплитчатые, реже грубослоистые известняки среднего, частично нижнего карбона, перекрытые мощной песчано-сланцевой толщей среднего карбона. Фации и мощности отложений нижнего и среднего карбона существенно изменяются в меридиональном направлении. К северу мощность их уменьшается, а среди терригенных отложений появляются прослои и горизонты конгломератов.

Осадочные породы рудного поля смяты в две параллельные субширотного простирания складки (см. рис. 5, а) и осложнены продольными надвигами (Северная и Южная рудные антиклинали). Под влиянием гидротермальных растворов рудовмещающие известняки в своде складок, а иногда и на крыльях интенсивно окварцованы и превращены в роговики и джаспероиды. Обе антиклинали относятся к блокированным складкам. [Невский В. А., 1949]. Они имеют сундучный облик и сложное двух- и трехгорбое строение свода. Тесно пережатая Северная антиклиналь чаще имеет двугорбое поперечное сечение; ширина ее свода колеблется от 100 до 300 м. По краям свода размещаются антиклинальные перегибы второго порядка, а между ними в центральной части осевая расслаивающаяся синклиналь. В участках с наименьшей шириной свода (100—150 м) она характеризуется одnogорбым профилем с расслаивающимися складками на крыльях.

Южная рудная антиклиналь в поперечном профиле имеет вид асимметричной двух- и трехгорбой складки. По краям ее широкого (400—500 м) свода возвышаются узкие краевые антиклинальные перегибы второго порядка, ближе к оси складки, сменяющиеся не менее узкими краевыми расслаивающимися синклиналями. Центральная часть свода выражена пологой осевой антиклиналью. Вся сводовая часть антиклиннали осложнена многочисленными куполовидными и чашеобразными структурами третьего порядка. К расслаивающимся складкам Южной рудной антиклиннали относятся краевые синклинали, чашеобразные углубления и как исключение поздние куполовидные структуры.

В пределах Северной антиклиннали располагается серия сурьмяно-ртутных месторождений, а в пределах Южной — ртутных. Процесс минералообразования при их формировании протекал в три последовательные стадии: 1) в так называемую кремнистую происходило отложение огромных масс тонкозернистого кварца с незначительным количеством темно-фиолетового флюорита, были сформированы крупные пластовые и трещинные тела безрудных роговики; 2) в кремнисто-сульфидную выделялись кварц, флюорит, антимонит, киноварь и другие минералы; 3) в сульфидно-карбонатную отлагались кальцит, барит, основная масса киновари и частично светлоокрашенный флюорит.

Таким образом, при образовании сурьмяно-ртутных месторождений Северной рудной антиклиннали в основном проявилась первая и продуктивная вторая стадия, а при формировании ртутных месторождений Южной рудной антиклиннали — первая и третья. Оруденение как в Северной, так и в Южной антиклинналах в основном приурочено к зонам брекчирования расслаивающихся складок. Проведенные нами многочисленные замеры показали, что пустотность брекчий на сурьмяно-ртутных месторождениях Северной антиклиннали составляет в среднем 40—42%. Обломки здесь сцементированы кварцем первой стадии, а также кварцем и флюоритом с рудными минералами второй стадии. На ртутных месторождениях Южной антиклиннали пустотность брекчий в среднем достигает 20—25%, цемент обломков — кальцит третьей стадии с подчиненным количеством барита, светлоокрашенного флюорита и киновари.

Складчатые структуры Хайдарканского рудного поля имеют сложную и длительную историю развития. В период седиментации они развивались как конседиментационные глыбовые складки поперечного изгиба. Позже, по-видимому, в верхнем карбоне или в начале перми они подверглись тангенциальному сжатию, в процессе которого возникла серия осложняющих их продольных чешуйчатых надвигов. Свободное проскальзывание слоев при тангенциальном сжатии глыбовых складок было затруднено. Поэтому их своды приобрели усложненное двух- и

трехгорбое строение с образованием расщеливающихся синклинальных складок второго и третьего порядков.

Северная и Южная рудные антиклинали существенно отличаются по радиусу кривизны. Вследствие этого пластовые брекчин в Северной антиклинали возникли раньше, чем в Южной, и по времени они совпали с первой и второй стадиями формирования сурьмяно-ртутных месторождений. В Южной антиклинали, с ее значительно большим радиусом кривизны, эти брекчин возникли позже — синхронно с третьей стадией формирования месторождений, когда отлагались ртутные руды.

3. Локальная вертикальная структурная зональность

Подобная зональность отчетливо проявляется в кровле скрытых субвулканических и гипабиссальных малых интрузий. Выражается она в изменении с глубиной особенностей трещиноватости горных пород и внутреннего строения разломов. В отличие от региональной вертикальной структурной зональности, где такие изменения проявляются на достаточно больших вертикальных интервалах (многие километры), в условиях локальной вертикальной структурной зональности они обнаруживаются на протяжении нескольких сотен метров [Невский В. А., 1963, 1973].

Пример такой зональности можно показать на Курганском редкометалло-свинцово-цинковом месторождении в Таласском Алатау. Месторождение располагается среди дислоцированных известняков и доломитов рифея — нижнего кембрия, в кровле скрытого на глубине штока щелочных сиенитов, апикальная часть которого обнажается на юго-восточном фланге месторождения (см. рис. 25, а).

Специально проведенный подсчет количественных соотношений между тектоническими складчатыми трещинами отрыва и скалывания в различных участках месторождения показал, что в нижней части его разреза на долю трещин отрыва приходится 20—25% от общего количества трещин в данных породах, а в верхней (выше на 400—450 м) уже 35—40%. Таким образом, на вертикальном интервале всего в 400—450 м количество трещин отрыва в карбонатных породах месторождения возросло почти в два раза.

Столь резкие различия в особенностях трещиноватости вмещающих карбонатных пород оказали существенное влияние на морфологию рудных тел месторождения, которые здесь весьма разнообразны. Известны неправильные плитообразные тела с коленообразными уступами, неправильные метасоматические залежи, иногда приближающиеся к уплощенным линзам, трубчатые тела с горизонтальным сечением изометричной и другой формы, а также неправильные гнезда и ветвистые метасомати-

ческие залежи. Все они имеют крутое падение, чаще от контакта с перекрывающими известняки сланцами.

Намечается закономерная смена морфологических особенностей рудных тел месторождения с глубиной. Очень ярко ее можно наблюдать при рассмотрении рудных тел приконтактной полосы, при движении вдоль нее с юга на север и северо-восток, или от верхних горизонтов месторождения к нижним, с разностью гипсометрических отметок в 380—400 м. При этом тела изометричного или близкого к ним горизонтального сечения сменяются телами удлиненной формы (см. рис. 25, б).

Изменение формы горизонтального сечения рудных тел хорошо отражает отношение их длины к максимальным мощностям. Для карбонатных, карбонат-галенит-сфалеритовых и галенит-сфалеритовых тел верхних горизонтов месторождения изометричной и близкой к ней формы горизонтального сечения это отношение колеблется от 1,6 до 2,2, для расположенных ниже удлиненных пирротин-галенит-сфалеритовых тел — от 3,2 до 5,5; и, наконец, для пирротин-галенит-сфалеритовых и пирротиновых тел нижних горизонтов — от 4,8 до 8,1 (см. рис. 25, в).

Можно предполагать, что такое изменение формы рудных тел связано с особенностями тектонических деформаций вмещающих их карбонатных пород, протекавших до и в процессе рудообразования. На верхних горизонтах месторождения, по видимому, значительную роль играла хрупкая деформация с увеличением объема и образованием большого количества трещин отрыва и брекчий. С глубиной проявилась тенденция к резкому усилению пластической деформации с преобладающим развитием сколовых нарушений и связанной с этим локализации деформаций пород в сравнительно узких линейных зонах.

На некоторых месторождениях локальная вертикальная структурная зональность в кровле гипабиссальных интрузивов выражается в изменении с глубиной особенностей рудоносного штокверка. В частности, на одном из фенацитовых месторождений штокверкового типа, расположенном в толще дорифейских зеленых амфиболовых сланцев, в кровле скрытого на глубине купола субщелочных гранитов, на верхних горизонтах месторождения рудоносной линейный штокверк представлен относительно густой сетью сравнительно мелких прожилков, приуроченных к трещинам скалывания. С глубиной на выявленном вертикальном интервале в 200—250 м штокверк постепенно становится более разряженным, а прожилки более мощными и протяженными; появляется явная тенденция к жиллообразному типу оруденения [Невский В. А., Турчинский В. П., 1967]. Примерно такого же типа изменения рудоносного штокверка с глубиной отмечены на вольфрамовых месторождениях Верхнее Кайракты в Центральном и Богутинском в Южном Казахстане, на медно-молибденовом месторождении Каджаран в Армении [Ярмолович В. Н., 1962] и др.

Интересный пример локальной вертикальной структурной зональности наблюдал В. Ф. Чернышев [1960] на Фроловском медном месторождении в пределах Турьинского рудного поля на Урале. Здесь скарново-медное оруденение сосредоточено в зоне контакта гранитов с известняками. Контакт осложнен крутопадающим рудоносным разломом. На верхнем горизонте месторождения он имеет внутреннее строение, характерное для среднего структурного этажа. К нему здесь приурочена серия оперяющих его трещин скалывания и отрыва и зона сгущения мелких трещин. Глубже (200—260 м) в тех же известняках преобладают параллельные сместителю трещины скалывания, в меньшей мере оперяющие трещины того же типа. В нижней части месторождения (до глубины в 300 м) резко возрастает частота параллельных сместителю сколов, а оперяющие разрывы совершенно исчезают. Наконец на самых глубоких горизонтах месторождения (до 335 м) рудоносный разлом постепенно выклинивается, переходя в зону рассланцованных известняков. Таким образом, этот пример показывает резкое изменение особенностей внутреннего строения разлома и в том числе особенностей трещиноватости горных пород — от зоны с преобладающей хрупкой деформацией до уровня, где господствует пластическая деформация. Такой переход наблюдается на чрезвычайно коротком вертикальном интервале — несколько превышающем 300 м.

В условиях проявления локальной вертикальной структурной зональности возрастание литостатического давления с глубиной весьма незначительно. Поэтому есть основания предполагать, что в такой обстановке ведущее значение в изменении условий деформации горных пород имел резкий перепад температуры в период развития деформации. Это предположение подкрепляется данными современных геотермических исследований, а также экспериментальными данными по деформации горных пород в условиях повышенных температур и давлений.

Как показывают современные геотермические исследования [Лавринг Т. С., 1958; Покровский В. А., 1962], величина геотермической ступени в верхней части земной коры колеблется в очень широких пределах: на щитах европейской части СССР в пределах 50—100 м (местами до 120—160 м), на платформе 30—50 м, а в областях мезо-кайнозойских прогибов 12—25 м; известны локальные участки с резким ее снижением до нескольких метров, а иногда даже долей метра. Основываясь на этом, можно предположить, что такие участки в земной коре существовали и в прошлые геологические эпохи, в кровле сравнительно небольших гипабиссальных и субвулканических интрузивных тел.

В то же время экспериментальными работами многих исследователей [Д. Григс, Ф. Тернер, И. Хандин, Х. Ферберри, И. Хегер; Розанов Ю. А., 1962; Байдюк Б. В., 1968] установле-

но, что повышение температуры деформируемых пород в некоторой мере эквивалентно увеличению длительности деформации и в общем приводит к снижению их прочности и возрастанию роли пластической деформации. В условиях достаточно высоких температур и высокого всестороннего давления возможна почти неограниченная пластическая деформация горных пород без разрыва сплошности. Наряду с этим повышение температуры деформируемых пород в ограниченном пределе (до 150—200°С) и при относительно небольших давлениях, отвечающих глубине в 1—2 км, облегчает и ускоряет разрывную деформацию.

4. Локальная зональность в строении разломов и крупных трещин

Выделяются два типа — поперечная и продольная структурная зональность. Первая выражается в закономерном размещении различно деформированных и в том числе трещиноватых пород вкрест простирания, а вторая — по простиранию разломов и крупных трещин.

В верхнем структурном этаже непосредственно к крупному тектоническому шву разлома или трещины, как правило, примыкают тектоническая глина и милониты, которые с удалением от него сменяются катаклазитами, брекчиями и затем зоной сгущения мелких трещин. Такое зональное размещение различно деформированных пород в общем повторяется и висячем, и в лежащем боку разлома или трещины, но мощности полос обычно резко различны. Смена полос также часто несколько нарушается (например, нередко выпадают полосы брекчии). В зависимости от масштаба разлома и трещин, состава вмещающих пород и геологических условий его формирования резко меняются и мощности полос.

Непосредственно на контакте с брекчией или с милонитами и глиной размещается полоса пород с максимальной их насыщенностью трещинами, с расстоянием между ними от 1—2 до 3—5 см (тончайшая блоковость). К флангам сеть трещин становится более разряженной, что отражается в смене полосы тончайшей блоковости, блоковостью тонкой, средней и т. д. (см. рис. 10).

В продольном разрезе рассматриваемых разрывов максимальная деформированность вмещающих пород наблюдается в центральной их части; к флангам она заметно ослабевает. Это выражается и в суммарной мощности интенсивно деформированных пород и в степени их деформированности. Такие особенности строения разломов и крупных трещин объясняются геологической историей их развития.

Большой фактический материал о закономерностях размещения оруденения в гидротермальных месторождениях жильного типа давно привел геологов к выводу о последовательности

развития крупных трещин, а в равной мере и разломов от их центра к флангам. Позже это было подтверждено экспериментально. М. В. Гзовский [1975] показал, что разломы и крупные трещины развиваются в течение длительного времени и закладываются как серия сближенных, параллельных, нередко кулисообразно расположенных разрывов, которые последовательно разрастаясь на флангах, постепенно объединяются в более крупные разрывы.

При деформации любого твердого тела в нем возникает определенное поле напряжений. На моделях с оптически активными материалами М. В. Гзовский [1975] убедительно показал резкое изменение поля напряжений при возникновении разрыва в процессе деформации. Непосредственно около разрыва напряжения снимаются и концентрируются на его окончаниях. При последующей повторной деформации напряжения на окончаниях возникших разрывов приводят к их разрастанию на флангах.

При многократно повторяющихся деформациях разрыв в продольном разрезе приобретает концентрически-зональное строение. При этом центральная часть такого разрыва характеризует начальный этап его формирования, когда он был заложен, а окаймляющие его концентрически-зонально расположенные круговые зоны иллюстрируют последующие этапы его развития. Нередко на флангах по простиранию, падению и восстановлению разлом или крупная трещина заканчиваются веером расщепления, который отражает напряжения завершающего этапа их формирования.

Разломы и крупные трещины, как правило, представлены сложными волнистыми тектоническими поверхностями. При смещении вдоль них возникают приоткрытые и притертые их интервалы, которые, как установлено [Невский В. А., 1967; Чернышев В. Ф., 1955], резко отличаются по особенностям внутреннего строения (рис. 33).

Для притертых интервалов характерно сравнительно простое их внутреннее строение (см. рис. 33, а). Как общая мощность зон разломов и крупных трещин, так и особенно мощность полос интенсивно деформированных пород, размещенных вдоль одной-двух тектонических поверхностей смещения, сравнительно невелики и обычно во много раз меньше, чем на приоткрытых интервалах. Среди интенсивно деформированных пород помимо тектонической глины и милонитов здесь часто отмечаются зоны рассланцевания и, наоборот, брекчин и полосы сгущения мелких трещин обычно отсутствуют. Во многих случаях на притертых интервалах разломов отмечается широкое развитие оперяющих их разрывных нарушений.

На приоткрытых интервалах разломов и крупных трещин наблюдается усложненное их внутреннее строение (см. рис. 33, б) с повышенной мощностью всей зоны разрывов и осо-

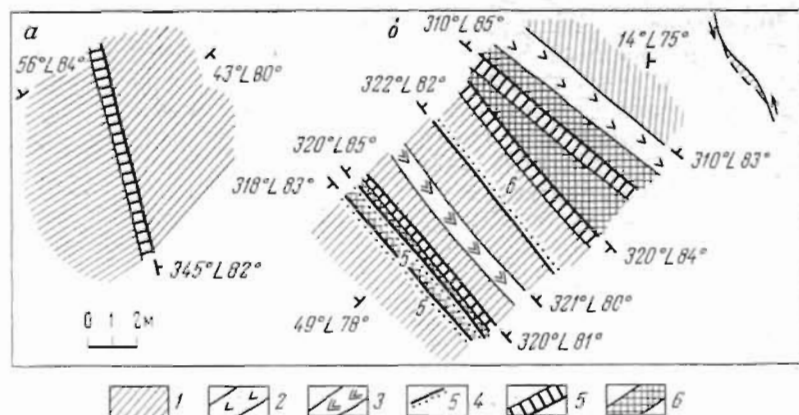


Рис. 33. Особенности внутреннего строения разлома на притертых (а) и приоткрытых (б) его интервалах. Актюжское рудное поле (план).

1 — вмещающие зеленые амфиболовые сланцы; 2 — порфиры; 3 — лампрофиты; 4 — тектонические швы с оторочкой глины (цифры — мощность глины в сантиметрах); 5 — тектоническая глина; 6 — сланцы дробленные до тончайшей блоковости (уд. трещиноватость 20—30)

бенно значительной суммарной мощностью полос интенсивно деформированных пород, размещенных вдоль целой серии (5—6) параллельных и субпараллельных крупных тектонических поверхностей смещения.

Указанные различия в особенностях внутреннего строения разломов и крупных трещин на притертых и приоткрытых их интервалах свидетельствуют о неоднородных условиях деформации горных пород в зоне единого разлома. По-видимому, на притертых интервалах за счет более высокого ориентированного давления и повышенной в связи с этим теплоты трения создавались более благоприятные условия для развития пластической деформации горных пород по сравнению с деформацией их на приоткрытых участках.

Локальная зональность в строении разломов и крупных трещин существенно влияет на закономерности размещения месторождений в рудных полях, рудных тел и столбов в месторождениях. В поперечном профиле общеизвестна приуроченность оруденения к участкам с максимальным сгущением трещин, где удельная трещиноватость составляет 100 единиц и более. Случаи размещения оруденения в милонитах и тектонической глине сравнительно редки.

В литературе описаны многочисленные примеры приуроченности месторождений, рудных тел и столбов к зонам приоткрывания разломов и крупных трещин (К. Д. Хьюлин, В. Г. Ньюхауз, В. М. Крейтер, В. И. Смирнов, А. В. Королев, Ф. И. Вольфсон, Л. И. Лукин, В. А. Невский, Е. П. Соношкін, В. И. Казанский, И. П. Кушнарв, В. Ф. Чернышев, Б. Л. Рыбалов, Л. В. Хорошилов, Е. М. Некрасов, А. А. Фролов и др.).

Локальная продольная структурная зональность в строении разломов и крупных трещин, обусловленная последовательным их разрастанием в процессе многоэтапной деформации, оказывает решающее влияние на закономерности размещения оруденения на многих гидротермальных месторождениях жильного типа. Обычно в центральной части жилы концентрируется оруденение ранних стадий рудоотложения, а к флангам по простиранию, а также по падению и по восстанию более поздних.

Впервые зональность стадийности такого типа в размещении гидротермальной минерализации на оловянных жильных месторождениях была отмечена О. Д. Левицким; он назвал ее зональностью «чехлов». Позже зональность аналогичного типа была описана для оловянных месторождений Е. А. Радкевич [1963], И. Н. Кигай [1963], В. Н. Дубровским [1963], Д. О. Онтеевым [1963], а для вольфрамовых Б. В. Кристалым и В. Ф. Чернышевым [1963] и другими.

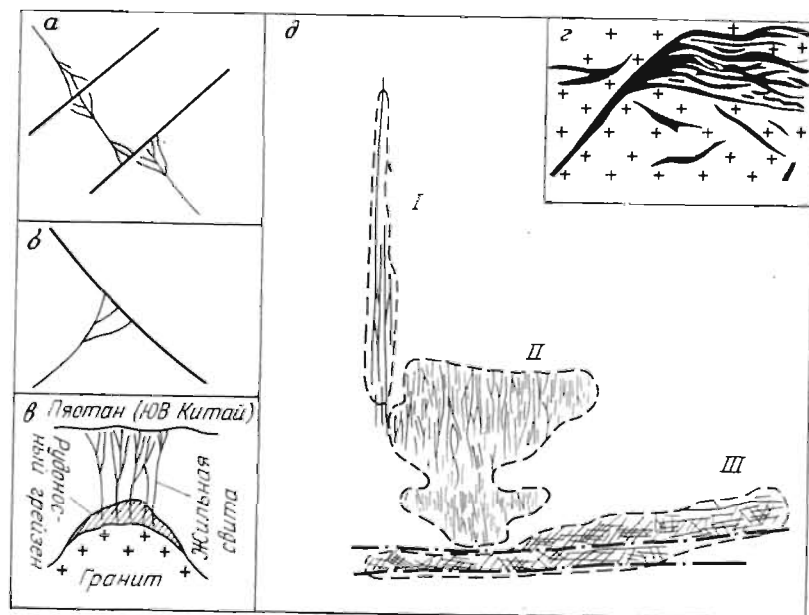
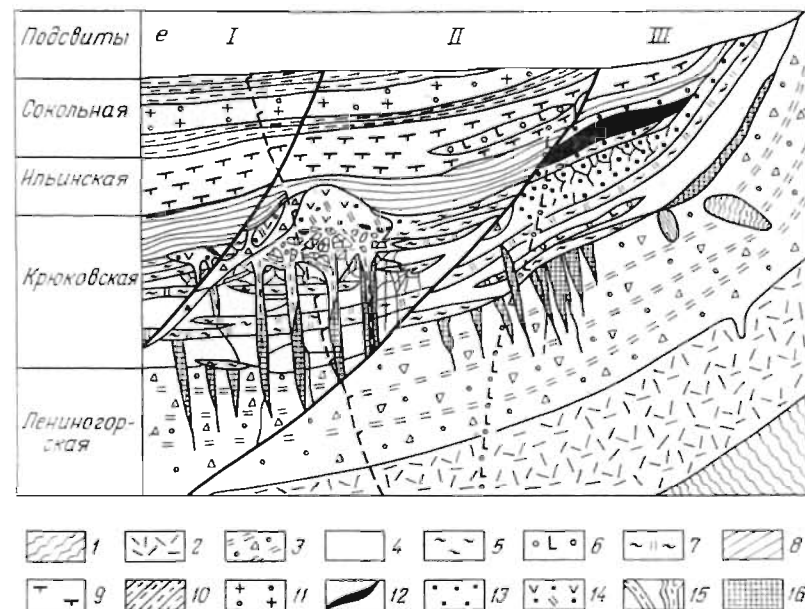


Рис. 34. Расщепление разломов и крупных трещин: а и б — в местах сопряжения разломов; в — в местах сопряжения разломов; г — в местах сопряжения разломов; д — в местах сопряжения разломов; е — в местах сопряжения разломов; ф — в местах сопряжения разломов.

5. Зональность, обусловленная изменением полей напряжений

Отмечаясь в различной геологической обстановке, она проявляется в изменении в определенном направлении трещиноватости горных пород, внутреннего строения разломов, структурных типов рудных тел. На особенности полей напряжений существенное влияние оказывают физико-механические свойства горных пород. Значительное их усложнение наблюдается в зонах контактов пород с резко различными физико-механическими свойствами, а также в узлах пересечения и сопряжения разломов и крупных трещин. В таких участках обычно возникает более сложный рисунок разрывных нарушений.

Как отмечалось, в вулканотектонических депрессиях с гетерогенным разрезом выполняющих их вулканогенно-осадочных пород, рассеченных многочисленными крутопадающими разломами, широко развиты сложные многоярусные структуры типа «конского хвоста» (см. рис. 11, а). Более простые структуры та-



жения с секущими их разрывами; в — вверх по восстанию в кровле гранит-вольфрамитовой жилы на фланге по простиранию. По А. М. Быбочкину оруденение трещинных зон. По Н. П. Лаврову, Г. Д. Козыреву и др. разрезе через южную (2-я Юго-Западная и Центральная залежи) и север-Б. Л. Чепрасову и др. [1972].

Фиров лениногорской подсвиты; 3 — агломеративные туффы лениногорской подсвиты; 6 — миндалекаменные андезит-базальтовые порфиры; 7 — кварц-баритовые породы; ильинской подсвиты; 10 — известковистые алевриты сокольной подсвиты; 11 — кварцевые полиметаллические; 14 — барит-полиметаллические; 15 — кустификационно-тонкополосчатые свинцово-медные руды

кого же типа нередко возникают в узлах пересечения и сопряжения разломов и крупных трещин (рис. 34, а, б). Веерообразной формы рисунок полей напряжений на окончаниях разломов и крупных трещин часто приводит к расщеплению рудовмещающих разрывов на их окончаниях по восстанию (см. рис. 34, в), а также по простиранию (см. рис. 34, г) и иногда по падению.

В условиях гетерогенного разреза вулканогенных толщ иногда возникают сложные по морфологии рудоносные трещинные зоны с переходом сверху вниз крутопадающих протяженных рудных жил в линейные крутопадающие макроштокверки и в пологопадающие уплощенные штокверковые зоны (см. рис. 34, д). Для многих полиметаллических, ртутных, сурьмяных, сурьмяно-ртутных и др. месторождений пластового типа очень характерна смена вниз по падению пластовых рудных тел неправильными трещинными и жилообразными телами (см. рис. 34, е).

6. Зональность кольцевых магматических комплексов

Широко развита такая зональность в вулканах, вулканоплутонах и интрузивах центрального типа, куполах, штоках и трубках взрыва. Различают горизонтальную и вертикальную структурную зональность кольцевых магматических комплексов. Первая выражается в закономерном размещении в пространстве и во времени кольцевых разломов и связанных с ними трещин, нередко вмещающих оруденение. Вторая проявляется в закономерной смене по вертикали кольцевых разломов и связанных с ними трещин тектоническими разрывами. Эта смена определяется изменением соотношений между локальными радиальными и региональными тектоническими дислокациями [Невский В. А., Фролов А. А., 1974].

Горизонтальная зональность. Для рассматриваемых комплексов характерно зонально-кольцевое внутреннее строение, обусловленное закономерным размещением кольцевых разрывов с приуроченными к ним магматическими и метасоматическими телами, нередко несущими оруденение. Размещаются они вокруг кольцевого центра, который или совпадает с геометрическим центром интрузива и вулканоплутона (Майтас в Казахстане, Инаглинский и Арбарастах на Алдане, СССР; Тундулу и Канганкунде в Малави и др.), или располагается асимметрично по отношению к нему (Хибинский массив на Кольском полуострове и Большетаягинский в Восточных Саянах, СССР; Шпицкоп в ЮАР и др.). Встречаются интрузивы и вулканоплутоны центрального типа с двумя, реже тремя кольцевыми центрами (Гули, СССР; Палабора, ЮАР; Якупиранга, Бразилия; Клаймакс, штат Колорадо, США; Ока, Канада и др.). Известны интрузивные и вулканоплутонические комплексы, в которых кроме основного кольцевого центра проявлены один или не-

сколько второстепенных (Ковдор и Вуори-Ярви на Кольском полуострове, Сохондинский вулканоплутон в Забайкалье, СССР; Тундулу и Канганкунде в Малави).

Количество кольцевых разрывов и связанных с ними магматических и рудных образований в рассматриваемых комплексах колеблется в широких пределах — от нескольких единиц до многих десятков. Распределяются они в одних случаях сравнительно равномерно (Арбарастах на Алдане), в других группируются в отдельные полукольцевые и дуговидные пояса (Кызыл-Омпульский в Северном Тянь-Шане, Майтас и Ишимский в Казахстане; Ока в Канаде и другие). При большом сгущении кольцевых разрывов расстояние между ними сокращается до первых десятков метров, а иногда и до 3—5 м.

Специфичность горизонтальной зональности рассматриваемых комплексов определяется не только числом кольцевых разрывов и их размещением, но и типом кольцевых разрывов. Встречаются интрузивы центрального типа, горизонтальная зональность которых определяется коническими центриклинальными разломами и крупными трещинами (Ально, Швеция; Арбарастах, Хибинский массив, СССР; Хома, Кения). Чаще встречаются комплексы со сложным сочетанием конических центриклинальных и периклиналильных разрывов (Инаглинский, Алдан и Кызыл-Омпульский, Северный Тянь-Шань, СССР; Ока, Канада; Гленово, ЮАР). Интрузивы только с коническими периклиналильными разрывами сравнительно редки.

Довольно многочисленны кольцевые магматические комплексы, в формировании которых ведущая роль принадлежит цилиндрическим и близким к ним разломам и крупным трещинам (Клаймакс, США; Браден, Чили; Торор, Уганда и др.). В ряде случаев преобладают радиальные разрывы, особенно характерные для поздних этапов развития комплексных массивов (многие интрузивы центрального типа Маймеча-Котуйской провинции на севере Сибирской платформы и Инаглинский на Алдане, СССР; Крейзи Маунтинс, штат Монтана, США и др.). Очень широко развиты комплексы со сложным сочетанием кольцевых разрывов различных типов. При этом в одних случаях наблюдается смена от периферии массива к центру конических центриклинальных разрывов цилиндрическими (Ишимский вулканоплутон в Северном Казахстане), а в других, наоборот, цилиндрических — коническими (Гули, СССР). В гранитном массиве Майтас в Центральном Казахстане по простиранию кольцевой зоны наблюдается переход от конических центриклинальных разломов и трещин к цилиндрическим. Сложное сочетание кольцевых центриклинальных, периклиналильных и цилиндрических разрывов известно в массиве Ока, Канада.

Для многих комплексных массивов весьма характерны внешние кольцевые и полукольцевые пояса разрывных наруше-

ний в узкой зоне экзоконтакта, образованные как крупными разрывами, так и мелкими трещинами. Так, Ишимский вулканоплутон сопровождается внешним полукольцевым поясом конических центриклинальных крупных трещин шириной в горизонтальном проложении до 900 м, контролирующих положение даек разнообразного состава. Еще более значителен (до 3,5 км в ширину) кольцевой пояс конических периклиналильных разломов и крупных трещин в экзоконтакте Кызыл-Омшунского плутона. Аналогичный пояс крупных трещин с приуроченными к ним дайками гранит-порфиров установлен в экзоконтакте гранитного массива Майтас (см. рис. 18, а).

Широко распространены в экзоконтактах рассматриваемых кольцевых комплексов пояса мелких трещин радиальной и концентрически зональной ориентировки. Так, вокруг Большетагинского массива ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, площадь которого в плане около 18 км² развит ореол мелких трещин мощностью до 0,5 км (рис. 35, а). Вокруг трубок взрыва Актюзского рудного поля в Заилийском Алатау (поперечное сечение трубок 90—150 м) мощность ореолов наложенных мелких трещин составляет 50—70 м (см. рис. 35, б). Аналогичные ореолы установлены около трубок взрыва Курганского месторождения (см. рис. 35, в) в Таласском Алатау (поперечное сечение трубок 70—200 м, мощность ореолов 40—80 м).

Некоторые исследователи при решении вопроса о генетической природе трещин в интрузивах сравнивают диаграммы ориентировки трещин, замеренных в массивах и в его экзоконтактах. При тождественности таких диаграмм, забывая об описанных ореолах, эти исследователи делают неправильный вывод о тектонической природе трещин в массивах.

Выявлена определенная закономерность развития кольцевых разрывов во времени. При последовательной смене ранних разрывов более поздними в направлении от центра к периферии возникает центростремительная зональность (Ковдор и Себля-Ярви, Кольский полуостров, СССР; Шава, Родезия). Обратная последовательность образования кольцевых разрывов и соответствующий контроль ими ранних магматических образований по периферии, а поздних — в центре массива приводят к появлению кольцевых комплексов с центростремительной зональностью (Саланлатинский на Кольском полуострове и др.).

Иногда на ранних этапах становления кольцевого комплекса проявлен один тип зональности, а на поздних другой, что обуславливает формирование сложных комплексов, построенных по комбинированной схеме. Например, в Ишимском вулканоплутоне на раннем этапе развития наблюдалась тенденция последовательной смены древних кольцевых и полукольцевых тел вулкаников более молодыми от периферии массива к его центру, а позже, в период формирования интрузивных тел,

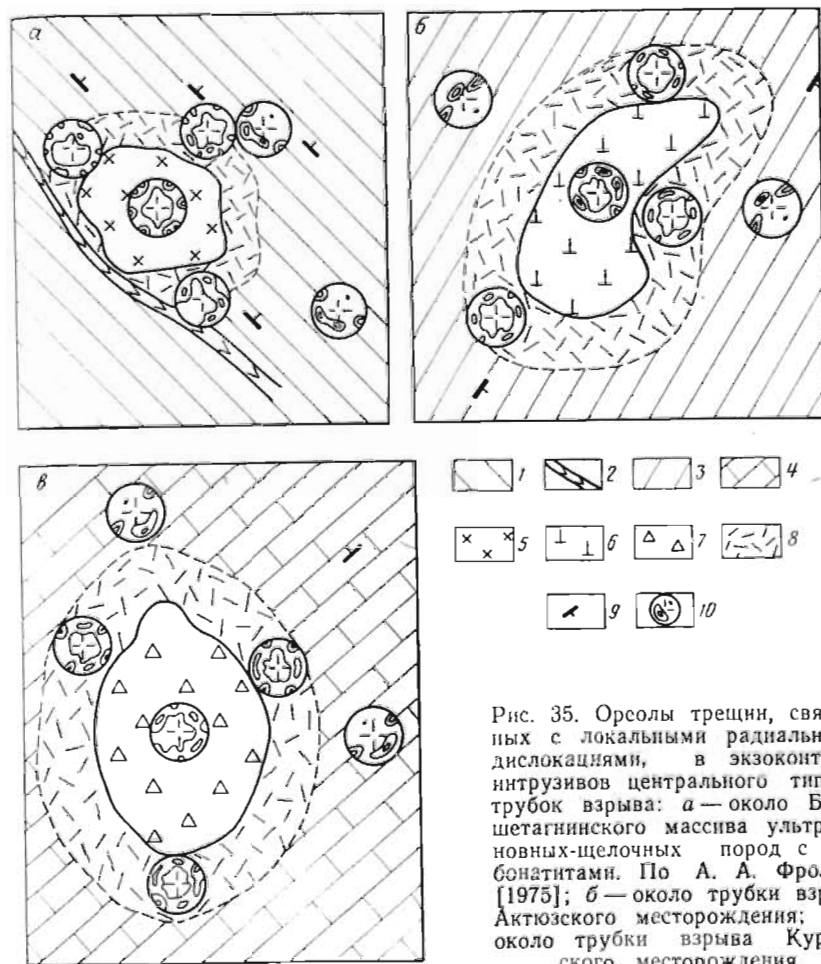


Рис. 35. Ореолы трещин, связанных с локальными радиальными дислокациями, в экзоконтакте интрузивов центрального типа и трубок взрыва: а — около Большетагинского массива ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. По А. А. Фролову [1975]; б — около трубки взрыва Актюзского месторождения; в — около трубки взрыва Курганского месторождения.

1 — протерозойские сланцы и песчаники; 2 — габбро-диабазы; 3 — дорифейские зеленые амфиболовые сланцы; 4 — известняки рифей — нижнего кембрия; 5 — комплекс ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов; 6 — брекчированные вмещающие породы, сцементированные гранофирами, аплитами, альбититами и редкометалло-цинково-цинковой минерализацией; 7 — брекчированные вмещающие известняки; 8 — ореолы распространения трещин, связанных с радиальными дислокациями; 9 — элементы залегания вмещающих пород; 10 — круговые диаграммы ориентировки трещин

главным образом обратная закономерность с размещением более поздних образований по периферии массива и в его ближайшем экзоконтакте.

Анализ истории формирования многих кольцевых комплексов показывает, что в ходе их становления нередко обнаруживается определенная направленность проявления во времени различных типов деформации горных пород. В магматический и ранний постмагматический этапы ведущее значение имели ра-

диагональные дислокации, связанные с механической активностью внедряющихся магматических расплавов, а в поздний постмагматический — тектонические деформации, возникшие при глыбовых перемещениях по глубинным разломам.

Вертикальная зональность. Протяженность кольцевых магматических комплексов на глубину изменяется в широких пределах — от сотен метров и первых километров до 10—15 км, а для массивов ультраосновных-щелочных пород, по-видимому, и более.

Как известно, алмазоносные кимберлитовые трубки Южной Африки «Кимберли» и «Премьер» на глубине около 1 км переходят в дайкообразные тела. Подобная закономерность, вероятно, более широко распространена. Например, для щелочно-ультраосновных массивов отмечается переход вулканических аппаратов и штокообразных тел на глубине в трещинные тела, хотя такой переход более растянут. Для поздних образований таких массивов — сненигов и карбонатитов — переход в трещинные тела отмечается на глубинах от 3—5 до 7—8 км. Общее изменение формы массивов этого типа до почти дайкообразной происходит на глубинах более 10 км от поверхности.

В кровле скрытых на глубине интрузивов центрального типа и трубок взрыва более характерны тектонические разрывы и контролируемые ими дайки магматических пород, рудные жилы, жильные зоны и линейные штокверки. Примером могут служить минерализованные дайки гранофиров в кровле скрытых на глубине трубок взрыва Актюзского рудного поля [Невский В. А., 1960], минерализованные жильные и жилькообразные тела и дайки альенитов, тингуанитов и других щелочных пород в кровле скрытых на глубине массивов щелочно-ультраосновных пород в Сетте-Дабанской, Восточно-Саянской и Тиманской провинциях.

В районах с глубоко эродированными вулканами центрального типа, а также на тех участках, где они вскрыты на глубину подземными горными выработками и буровыми скважинами, нередко можно видеть, как вертикально падающая вулканическая жерловина округлого горизонтального сечения вверх по восстанью переходит в коническое воронкообразное тело. Пример такого типа описан Н. П. Лавровым, Л. В. Хорошиловым и др. [Некоторые особенности..., 1964]. Таким образом, вертикальная структурная зональность рассматриваемых комплексов выражается в преобладающем развитии на большем протяжении по вертикали кольцевых разрывов, а на глубоких уровнях и в кровле интрузивов и их апикальных частях — линейных тектонических разрывных нарушений.

Зональность кольцевых магматических комплексов существенно влияет на закономерности размещения оруденения. Особенно типично для них зонально-кольцевое расположение рудных тел, приуроченных к системе конических и цилиндрических

разрывов. Характерный пример — дуговидные и полукольцевые карбонатитовые тела массивов ультраосновных-щелочных пород Арбарастах, Ально, Тундулу, Хома, Сонгве и др., приуроченные к кольцевым и дуговидным коническим центриклинальным разломам и крупным трещинам. Нередко такое размещение определяется цилиндрическими и близкими к ним разломами и трещинами (медные месторождения Браден в Чили, Пиларес в Мексике; золото-медное месторождение Маунт-Морган в Австралии и другие).

Изменение особенностей морфологии и внутреннего строения кольцевых магматических комплексов по вертикали находит отражение в смене в этом направлении не только формы рудных тел и закономерностей их размещения, но и нередко типа минерализации.

А. А. Фролов [1975] показал многоярусное строение дифференцированных массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. При этом вертикальная зональность в размещении месторождений полезных ископаемых выражается в приуроченности преимущественно к линейным тектоническим разрывам флюоритовых, гематитовых и других месторождений. Они тяготеют к верхним частям массивов; кольцевые тела пироклор-гатчетолитовых и апатит-магнетитовых руд — к средним и перовскит-титано-магнетитовых руд — к нижним частям массивов.

ГЛАВА V
ОСОБЕННОСТИ ТРЕЩИННОЙ ТЕКТониКИ
ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ
СТРУКТУРНЫХ ТИПОВ

Таблица 8
Типы рудных тел,
приуроченных к трещинам различной генетической природы

Морфология рудных тел	Трещины, к которым приурочены рудные тела	Примеры месторождений
<i>Рудные тела, связанные с крупными трещинами</i>		
1. Простые и сложные жилы и жилообразные тела	Тектонические трещины скалывания и зоны скалывания	Учкошконское, Киргизия; Давендинское, Шахтоминское, Забайкалье; Саралинское, Хакасия
2. Жилы и жилообразные тела	Простые тектонические трещины отрыва	Онон, Забайкалье; Березовское, Урал
3. Жилы и жилообразные тела	Сложные трещины отрыва	М-ния жильных пегматитов
4. Пластовые жилы и пластообразные тела	Пластовые зоны срыва	Покровское, Почекуевское, Забайкалье; Беркара, Успенское и др., Казахстан
5. Столбообразные и гнездообразные тела	Узлы пересечения и сопряжения крупных тектонических трещин	Кансай, многие ртутные и сурьмяные м-ния
6. Линейные макростокверки	Зоны сгущения крупных трещин между сближенными параллельными разломами	Чукикамата; некоторые редкометалльные м-ния
7. Жильные тела	Контракционные трещины отрыва	Букукинское, Караоба, Цинювец
8. Жилы, жилообразные тела и неправильные залежи	Прямолинейные или дуговидно изогнутые трещины в полукольцевых и дуговидных зонах	Караоба; некоторые редкометалльные м-ния
9. Кольцевые, полукольцевые и дуговидные тела	Цилиндрические и конические трещины	Кентор и Чаткарагай Таласский Алатау; карбонатитовые м-ния
10. Дуговидные и прямолинейные жильные тела	Цилиндрические и радиальные трещины	Сильвертон, Крип-Крик
11. Простые и сложные линзы, жилообразные тела и неправильные залежи	Горячие трещины отрыва	Магматические медно-никелевые и хромитовые м-ния
<i>Рудные тела, связанные с зонами мелкой трещиноватости (штокверковые)</i>		
12. Штокверковые тела различной формы	Тектонические трещины скалывания и отрыва	Некоторые бериллиевые м-ния

В процессе формирования эндогенных рудных месторождений многие генетические типы трещин, развитые в горных породах, оказывают существенное, а во многих случаях даже решающее влияние на определение морфологии и условий залегания рудных тел и закономерности размещения в них оруденения. Это тектонические трещины, трещины, связанные с локальными радиальными дислокациями, термической контракции, литогенетические, диапировых куполов, трещины сложного генезиса и особенно связанные с пластовыми срывами и, наконец, трещины, обусловленные локальными изменениями объема горных пород. Наиболее значительную роль играют тектонические трещины, разрывы, связанные с локальными радиальными дислокациями, термической контракции и обусловленные пластовыми срывами.

В табл. 8 приведены типы рудных тел эндогенных месторождений (16 типов), приуроченные к трещинам различного масштаба, морфологии и генетической природы. Среди них выделяются рудные тела, связанные с крупными трещинами (11 типов) и с зонами мелкой трещиноватости (5 типов).

1. Простые и сложные жилы и жилообразные тела, приуроченные к тектоническим трещинам скалывания и зонам скалывания

При рассмотрении месторождений с жильными рудными телами, приуроченными к трещинам скалывания, возникает вопрос — какое число систем трещин этого типа может образоваться в процессе единого этапа деформации? Как показывают эксперименты по деформации горных пород, это определяется прежде всего морфологией образца, который подвергается деформации. Так, при одноосном сжатии образца кубической формы возникают четыре системы трещин скалывания (см. рис. 22, а); при приложении такой же деформации к образцу цилиндрической формы образуются конические трещины скалывания (см. рис. 22, в).

Видимо, если подвергать одноосному сжатию образец шестигранной формы, то должны возникать шесть систем трещин

Морфология рудных тел	Трещины, к которым приурочены рудные тела	Примеры месторождений
13. Штокверковые тела различной формы	Контракционные трещины отрыва	Караоба, Казахстан, Циновец
14. То же	Радиальные и концентрические трещины	Первомайское, Инкурское, Булуктаевское, Забайкалье; Клаймакс
15. То же	Трещины различной генетической природы (тектонические, контракционные, трещины сложного генезиса)	Караоба, Богутинское, Казахстан; некоторые редкометальные м-ния
16. Неправильной формы тела в контакте массивов с мешающими породами	Трещины, возникшие вследствие локального увеличения объема породы	Бу-Аззер, Нью-Альмаден

скалывания; примерно то же получается и с трещинами отрыва. При одноосном сжатии образца кубической формы со свинцовыми прокладками под сжимающими его плунжерами образуются две системы вертикальных трещин отрыва (см. рис. 22,б). Деформация того же типа для образца цилиндрической формы приводит к появлению цилиндрических трещин отрыва. Та же деформация для образца шестигранной формы, по-видимому, должна дать три системы вертикальных трещин отрыва.

В земной коре деформации горных пород развиваются несколько иначе. В складчатом поясе с линейной складчатостью, сформированной в течение единого тектоно-магматического цикла, намечается два типа ориентировки разломов и трещин. Первый возникает при вертикальном положении оси *A* эллипсоида деформации. При этом образуются две параллельные оси складки системы продольных разломов и крупных трещин скалывания, падающие к ее осевой плоскости. Мелкие трещины отрыва располагаются примерно перпендикулярно к напластованию (см. рис. 6, а, б).

Второй тип ориентировки возникает при вертикальном положении оси *B*. Он типичен для завершающего этапа формирования линейной складчатости или же характеризует более глубокий уровень деформаций пород, на котором масса вышележащих толщ препятствует их расширению вверх. В этом случае образуются диагонально расположенные к оси складки вертикальные разломы и крупные трещины скалывания, образующие прямой угол между собой, и поперечные к складчатости вертикальные трещины отрыва (см. рис. 6, в). В зоне разлома, как

известно, формируются сопряженные с ним и оперяющие его трещины скалывания, иногда последних [Гзовский М. В., 1975] бывает две и одна система оперяющих трещин отрыва (см. рис. 6, г, д, е, ж, з). Таким образом, в зоне разлома возникают две, а иногда и три системы трещин скалывания.

В то же время установлено, что очень часто встречаются районы, где широко распространены четыре системы разломов (две сопряженные системы). Примером могут служить многие районы Северного Тянь-Шаня, Северного Казахстана и др. В Восточном Забайкалье известны некоторые мезозойские сводовые поднятия овальной формы и вулканотектонические депрессии, заложенные на древних куполовидных структурах, в которых выявлено шесть систем разломов (северо-восточные и северо-северо-западные; северо-западные и северо-северо-восточные; широтные и меридиональные), из них четыре вмещают редкометальное оруденение. Аналогичные системы разломов и крупных трещин известны в пределах Фрайбергского рудного поля (ГДР), на Богутинском вольфрамовом месторождении в Казахстане. Приведенные примеры говорят о сложной, многоэтапной деформации горных пород, чаще, видимо, при меняющемся плане деформации. Это связано в одних случаях со сменой регионального тангенциального сжатия региональными или локальными радиальными дислокациями, а в других с переориентировкой тангенциального сжатия.

Разломы и трещины, вмещающие оруденение, чаще закладываются намного раньше периода формирования эндогенных месторождений. На щитах известны примеры, когда рудовмещающие разломы закладывались в раннем — среднем протерозое, а приуроченные к ним месторождения формировались в мезозое. В складчатых поясах рудовмещающие разломы и трещины в большинстве случаев закладывались на десятки миллионов лет (а иногда и больше) раньше периода рудоотложения. Таким образом, рудовмещающие структуры до возникновения месторождений, как правило, проходили весьма длительный и сложный путь развития. Сказанное не исключает встречающихся иногда рудовмещающих структур, сформированных близкоодновременно с рудоотложением. Примером могут служить пластовая брекчия Хайдарканских ртутных и сурьмяно-ртутных месторождений в северных предгорьях Алайского хребта, а также брекчия многих рудоносных трубок взрыва.

Изложенное означает, что в рудных полях и месторождениях могут встречаться жильные рудные тела, приуроченные не к одной, а к нескольким системам трещин скалывания. В. М. Крейтер [1956] выделил четыре типа структур месторождений, связанных с крупными трещинами скалывания. Среди них месторождения с жилами, приуроченными к одной системе трещин скалывания, к двум, трем и четырем системам. Рудные тела жильной формы наиболее характерны, как

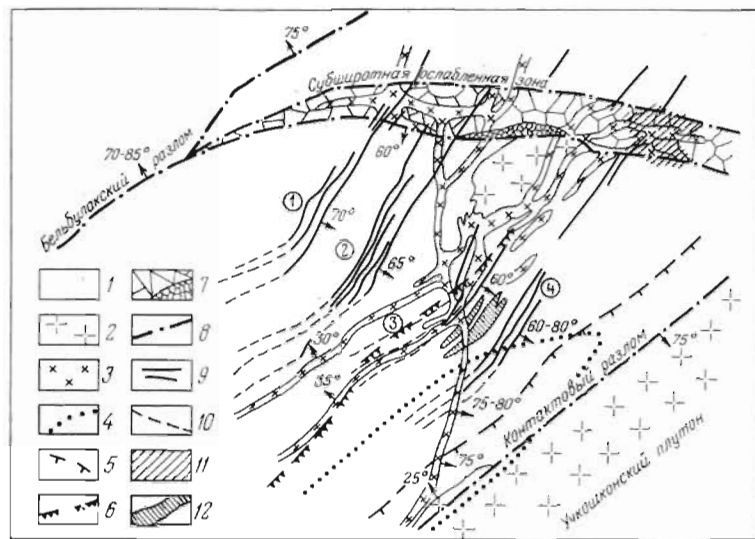


Рис. 36. Структурная схема Учкошконского месторождения. По Б. Трифонову, В. Колоскову и Н. Дорошенко, с дополнениями Т. Сириной.

1 — флишевые отложения верхнего карбона; 2 — средне- и крупнозернистые граниты; 3 — гранит-порфиры; 4 — скрытый купол (гребень) интрузии лейкокатовых гранитов второй фазы на глубине примерно 200 м от поверхности; 5 — граница зоны ближнего экзоконтакта; 6 — граница зон среднего и дальнего экзоконтакта; 7 — зона трещиноватости с участками эруптивных и предрудных тектонических брекчий; 8 — крупные разломы; 9 — рудные жилы; 10 — минерализованные швы на продолжении рудных жил; 11 — скрытый на глубине штокер; 12 — рудные тела скарионного типа. Жильные зоны (цифры в кружках): 1 — Целинная, 2 — Надежная, 3 — Центральная, 4 — Песчаная.

это подметил В. М. Крейтер, для золоторудных серебряных, вольфрамовых, молибденовых, оловянных и других редкометалльных месторождений. На месторождениях свинца, цинка и меди они играют сугубо подчиненную роль.

Жильные рудные тела, приуроченные к одной системе трещин скалывания. Можно назвать многие оловянные, вольфрамовые, молибденовые и золоторудные месторождения, на которых рудные тела жильной формы приурочены к одной системе трещин скалывания.

Учкошконское оловянное месторождение располагается в Сарыджазском рудном районе Киргизии. По данным М. П. Материкова [1974], оно приурочено к зоне экзоконтакта гранитного интрузива, прорывающего верхнекарбонные флишевые отложения, смятые в складку северо-восточного простирания с падением на северо-запад под углом 20—40° (рис. 36).

Выделяются две фазы внедрения гранитов: 1) главная фаза представлена порфировидными биотит-микроклиновыми гранитами, которые сопровождаются дайками гранит-порфиров; 2) дополнительная фаза лейкокатовых и аплитовидных гранитов, дайки этих пород пересекают породы первой фазы. Кон-

такт гранитов с осадочными породами кровли склоняется под месторождение к северо-западу. Поверхность его неровная — с выступом в центральной части рудоносной площади.

Породы, принимающие участие в строении месторождения, рассечены глубинными разломами северо-восточного простирания, которые отделяют Фергано-Кокшаальскую герцинскую складчатую зону от Южного Тянь-Шаня. Развита также система субширотных глубинных разломов, контролирующих размещение гранитоидов (см. рис. 36).

Осадочные породы в зоне контакта с гранитами значительно изменены с образованием трех зон метаморфизма. В зоне ближайшего экзоконтакта максимально развиты процессы фельдшпатизации (адуляризации) и биотитизации, в средней зоне — скарнирование, наложенное на породы с проявлением слабого калиевого метасоматоза. В зоне дальнего экзоконтакта общий метаморфизм выражен значительно слабее; здесь пироксен обычно сменяется актинолитом.

Ранние молибденит-кварцевые и шеелит-кварцевые прожилки месторождения возникли после ранних гранит-порфиров, но до внедрения лейкокатовых гранитов. Оловянное оруденение сформировалось после лейкокатовых гранитов. Рудоотложению предшествовал процесс альбитизации и грейзенизации гранитов. Околорудные изменения, синхронные с оловянным оруденением, выражаются в турмалинизации вмещающих пород, а в рудных телах зоны дальнего экзоконтакта — в их хлоритизации и актинолитизации.

Жильные рудные тела приурочены к серии субпараллельных трещин скалывания (взбросо-сдвиги) северо-восточного простирания; падение их в основном юго-восточное под углами от 50—85° до вертикального.

Оловянные руды месторождения разделяются на преобладающие турмалиновые и реже встречающиеся скарноидные. Подчиненное значение имеют более поздние сульфидно-кварцевые и карбонатно-флюоритовые образования, встречающиеся в виде жил и прожилков. Главные рудные минералы месторождения — касситерит и норденшельдит.

Кварц-вольфрамитовое месторождение Антоновгорское находится в Восточном Забайкалье. По А. Д. Щеглову и Т. В. Буткевичу [1974], оно приурочено к центральной части мезозойского геосинклинального прогиба, сложенного мощными песчано-сланцевыми толщами юрского возраста. Непосредственно располагается в апикальной части небольшого массива юрских мусковитовых среднезернистых гранитов, которые с глубиной сменяются их биотитовыми разновидностями. Рудные тела представлены серией параллельных кварцевых жил северо-восточного простирания, секущих вмещающие граниты и сланцы. Основная масса жил сосредоточена в гранитах (рис. 37). Жилы приурочены к крупным прямолинейным, крутопадающим

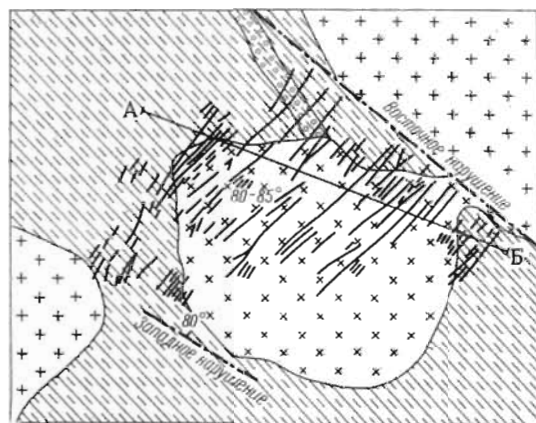
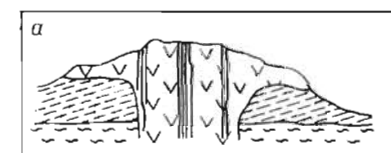
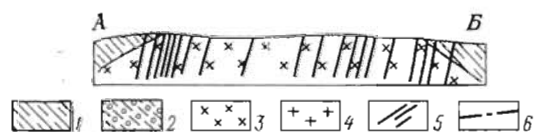


Рис. 37. Схема геологического строения Антоновгородского месторождения. По А. Д. Шеглову, Т. В. Буткевичу [1974].

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

Рис. 38. Приуроченность рудных жил к единой системе трещин. а — золоторудное месторождение Нашаг, Венгрия. По Иккей; б — оловянное месторождение Корольке, Боливия. По Ф. Альфельду. 1 — филлиты; 2 — отложения мнвоцена; 3 — экструживные дациты; 4 — вулканические брекчии; 5 — туфы; 6 — глинистые сланцы; 7 — рудные жилы



трещинам скалывания. Наиболее крупные жилы достигают по простиранию 800—1000 м.

Промышленное вольфрамовое оруденение размещается в жилах в узкой полосе экзо- и эндоконтакта и отсутствует в центральных участках жил, залегающих в биотитовых гранитах, которые сменяют мусковитовые их разности на глубине около 60 м от поверхности.

Кварцевые жилы, имеющие пережимы и раздувы, размещаются кулисообразно и сопровождаются многочисленными алофизами. Максимальное увеличение их мощности наблюдается в гранитах вблизи их контакта со сланцами, что, возможно, обусловлено их экранирующим влиянием.

Минеральный состав жил достаточно прост. Главный минерал — крупнокристаллический молочно-белый кварц с подчиненным количеством мусковита, флюорита и карбонатов; среди рудных ведущих вольфрамит; установлен также пирит; спорадически встречаются пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, висмутин, шеелит, очень редко касситерит

Формирование месторождения происходило в несколько стадий. Наиболее интенсивно проявлена кварц-вольфрамитовая стадия. Местами кварц-вольфрамитовые жилы брекчированы и сцементированы сульфидами, реже халцедоновидным кварцем. В свою очередь кварц-сульфидные руды, в общем слабо проявленные на месторождении, местами брекчированы и сцементированы халцедоновидным кварцем. Околожилные изменения выражены весьма интенсивно и представлены зонами грейзенизации гранитов, реже сланцев. Мощность зон окорудных кварц-мусковитовых грейзенов в гранитах до 4 м, а в сланцах до 5—10 см.

Рудные жилы, приуроченные к трещинам скалывания одной системы, известны на Давендинском молибденовом месторождении (Забайкалье), на оловянных месторождениях Лифудзин (Сихотэ-Алинь), Средне-Ипатьевское (Буря) и других [Крейтер В. М., 1956]. Аналогичный тип структур месторождений встречается иногда в вулканических жерловинах с наложенной на них единой системой трещин скалывания. Примером может служить золоторудное месторождение Нашаг в Венгрии (рис. 38, а), где жерловина, выполненная экструживными дацитами, пересекается поясами вертикальных золоторудных жил [Котляр В. Н., 1960]. На оловянном месторождении Корольке в Боливии (см. рис. 38, б) вулканическая жерловина, выполненная риолитовыми брекчиями, а также окружающие ее риолитовые туфы рассечены серией крупных трещин скалывания северо-восточного простирания, к которым приурочены оловянные жилы [Котляр В. Н., 1960].

Жильные рудные тела, приуроченные к двум системам трещин скалывания. Месторождения, на которых жильные рудные тела приурочены к двум системам трещин скалывания, весьма многочисленны. Как правило, основное промышленное значение имеет одна система жил, при подчиненной роли других.

Шахтоминское молибденовое месторождение располагается в северном обрамлении Восточно-Забайкальского прогиба, в широтной тектонической зоне, контролирующей массивы мезозойских (J_2 — J_3) гранитоидов и прорывающих их верхнеюрских даек [Покалов В. Т., 1974]. Последние сконцентрированы в ошом (7—8 км) и протяженном (40 км) дайковом поясе с преобладающим широтным простиранием даек. Подчиненное значение имеют дайки северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений.

Шахтоминское рудное поле сложено гранитами и гранодиоритами, прорванными крутопадающими дайками лампрофиров, диоритовых порфиров, кварцевых диоритовых порфиров, моционит-порфиров, гранит-порфиров, дацитовых, фельзитовых и кварцевых порфиров (рис. 39). Простирание большин-

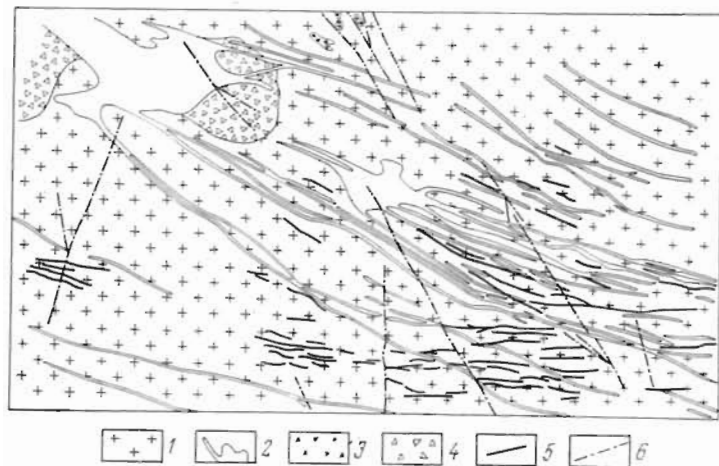


Рис. 39. Схематическая геологическая карта Шахтоминского месторождения. По материалам Шахтоминской ГРП.

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

ства даек запад-северо-западное, подчиненное значение имеют широтные дайки.

Кроме перечисленных пород, в пределах Шахтоминского рудного поля местами встречаются эруптивные брекчии. Слагающие их обломки, представленные шахтоминскими гранитоидами, аплитами и безрудным кварцем, сцементированы гранит-порфирами и биотитизированным и замещенным роговой обманкой перетертым материалом. Брекчия рассекается дайками порфировых пород.

Образованию основной рудной минерализации предшествовали мелкие прожилки кварц-турмалинового и хлорит-кварцевого состава с магнетитом. Молибденитовое оруденение сосредоточено в серии крутопадающих кварцевых жил, приуроченных к крупным трещинам скалывания в основном запад-северо-западного и северо-западного простирания. По ним развивались взбросо- и сбросо-сдвиговые перемещения. В юго-восточной части месторождения достаточно широко распространены широтные жилы. Между жилами располагается бедное штокерное оруденение.

На месторождении известны две разновидности разновозрастной молибден-кварцевой минерализации — ранняя, представленная светлым кварцем с редкой вкрапленностью крупночешуйчатого молибденита, с подчиненным количеством шеелита, пирита и халькопирита и наложенная на нее более поздняя с мелкозернистым кварцем и с мелкочешуйчатым молибдени-

том. В последней в незначительном количестве отмечаются пирит и халькопирит.

Местами в зальбандах жил или во внутренних их частях встречается еще более поздняя кварц-пиритовая ассоциация с редкими флюоритом и арсенопиритом. В более крупных жилах, главным образом вдоль их контакта с вмещающими породами, обнаруживается свинцово-цинковая минерализация с карбонатами, сульфосолями свинца, серебра и другими минералами, цементирующая зоны брекчирования более ранней минерализации. Заканчивается гидротермальный процесс отложением карбонатной минерализации (доломит, кальцит, сидерит), которая рассекает и цементирует раздробленные более ранние минеральные образования.

В гранитоидах, принимающих участие в строении месторождения, встречаются небольшие зонки (до 10—15 см) калишпатизации, серицитизации, березитизации и аргиллизации; местами они наблюдаются и около рудных жил. Калишпатизация предшествовала молибденовому оруденению.

Этыкинское оловянное месторождение располагается среди нижне-среднеюрских терригенных толщ центральной синклинальной зоны Восточного Забайкалья [Материков М. П., 1974]. Терригенная толща прорвана киммерийскими интрузиями среднего и кислого состава, которые разделяются на два комплекса — догранитный в основном диорит-гранодиоритового состава и гранитный (кукульбейский). В последнем выделяются более ранние биотитовые и последующие амазонитовые граниты. С биотитовыми гранитами связаны кварцевые жилы с вольфрамитом, реже шеелитом, касситеритом, сульфидами, молибденитом, а с амазонитовыми гранитами — оловоносные грейзены и топаз-кварцевые и кварц-амазонитовые жилы.

Месторождение приурочено к пологому северному контакту одноименной интрузии амазонитовых гранитов, вытянутой в субмеридиональном направлении. Развиты здесь весьма невыдержанные по простиранию и падению более ранние топаз-кварцевые жилы имеют запад-северо-западное простирание и пологое [15—30°] падение к северо-востоку (рис. 40). Они были сформированы в три стадии: 1) кварц-топазовую, кварц-топаз-цинквальдитовую и полевошпатовую. Более выдержанные по мощности и элементам залегания кварц-амазонитовые жилы имеют северо-северо-западное простирание и крутое падение (70—80°). Они также были сформированы в три стадии.

Жильные рудные тела, приуроченные к двум системам сопряженных трещин скалывания, известны на арсенопиритовом месторождении Цана на Кавказе. На Восточно-Коунрадском молибденовом месторождении (Казахстан) развиты приуроченные к трещинам скалывания крутопадающие жилы запад-северо-западного (280—295°) и северо-западного (310—330°) простирания. Жилы северо-северо-восточного и очень редко се-

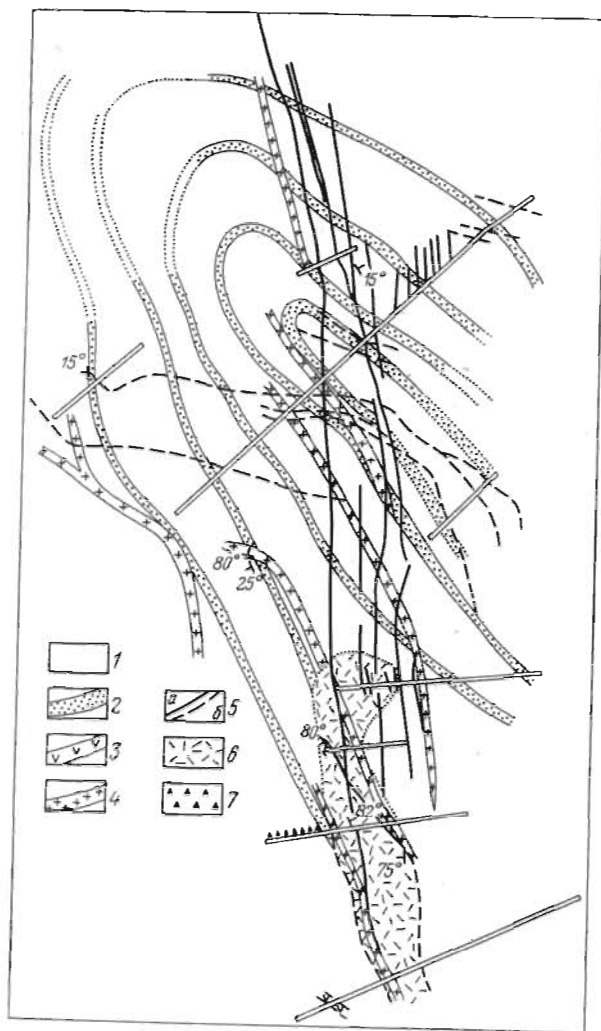


Рис. 40. Схема структуры второго Этыкинского участка. По О. Левицкому, В. Аристову, Р. Константинову, Е. Станкевичу.

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

ро-западного простирания распространены на Центральном золоторудном поле в Хакасии. На Токурском месторождении в Приамурье золото-кварцевые жилы прослеживаются в запад-северо-западном и широтном направлении, при падении в среднем в $30-40^\circ$. На медном месторождении Морокоча, в Перу, приуроченные к трещинам скалывания жилы, рассекающие субвулканическое тело кварцевых монзонитов, имеют северо-восточное и широтное простирание.

Жильные рудные тела, приуроченные к трем и более системам трещин скалывания. Примером таких жильных тел служит *Кочкарское кварц-арсенипирит-золоторудное месторождение* на Урале. Рудные жилы здесь располагаются в массиве плагногранитов. Геологическая история формирования этого месторождения, по данным Н. Чупилина, Г. Шавкина, Н. Бородаевского и других геологов, представляется таким образом. Плагнограниты после раскристаллизации были разбиты густой сетью крупных трещин различных направлений, к которым оказались приуроченными дайки альбитофиров и диабазов. Под воздействием внедрившихся позднее микроклиновых гранитов большая часть даек была перекристаллизована и микроклинизирована. В предрудный этап подавляющая часть даек оказалась расслаиванной. К возникшим таким образом зонам расслаивания и тектоническим трещинам скалывания приурочены гидротермальные рудные жилы. Преобладающая часть рудных жил имеет северо-восточное простирание, достаточно часто встречаются широтные жилы и сравнительно редко северо-западные и запад-северо-западные.

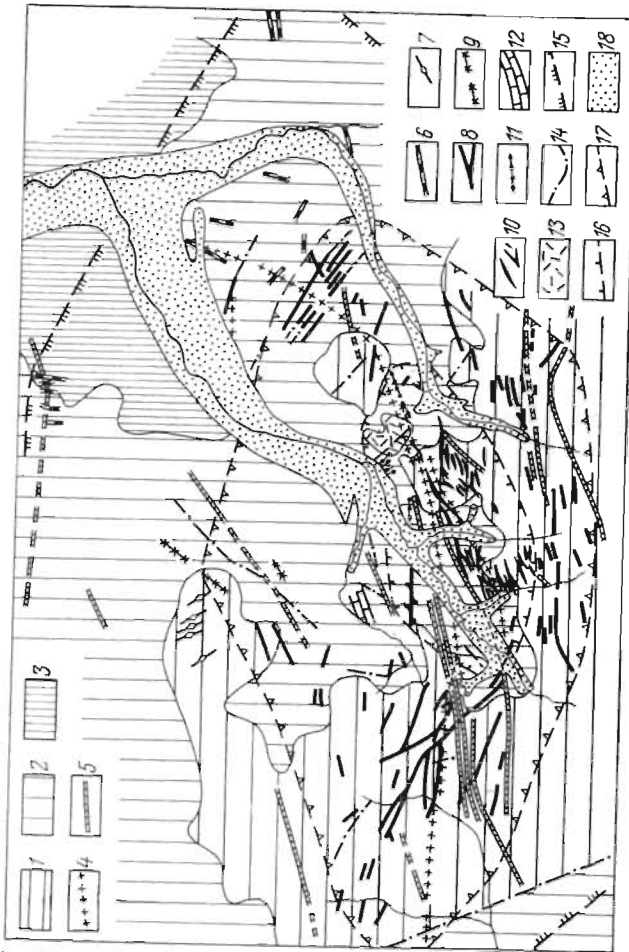
Три рудоносные системы трещин скалывания известны в пределах Саралинского рудного поля в Западной Сибири.

Жильные рудные тела, связанные с трещинами трех-четырёх систем скалывания, известны на *Депутатском оловянном месторождении* в Якутии. Оно изучалось большим количеством геологов (И. Некрасов, Н. Ерофеев, И. Иванов, Б. Флеров, М. Материков и др.), по данным которых и приводится его описание.

Месторождение расположено в надинтрузивной зоне и приурочено к пологому ($4-30^\circ$ и более) крылу крупной антиклинальной складки, в строении которой принимают участие терригенные толщи (песчаники, алевролиты, аргиллиты) верхней юры. Простирание пластов этих толщ меняется от восток-северо-восточного на восточном фланге месторождения через широтное до северо-западного на западном его фланге (рис. 41).

В центральной части месторождения слагающие его осадочные породы испытали интенсивный контактовый метаморфизм с образованием главным образом двуслюдяных и андалузитовых биотит-кварцевых роговиков. По дайкам — апофизам гранитов и роговикам в трещинных зонах развиты кварц-мускови-

Рис. 41. Схема структуры Депутатского месторождения. По Н. Некрасову, Н. Ерофьеву, Н. Игнатьеву с дополнениями Б. Флерова.



Отложения верхней юры: 1 — верхняя свита — переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов; 2 — средняя свита — преобладание полимиктовых и известковистых песчаников; 3 — нижняя свита — чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов. Жилые породы и рудные образования: 4 — кварцевые порфиры; 5 — диоритовые порфиры; 6 — кварц-карбонатные жилы со сфалеритом и галенитом; 7 — кальцитовые жилы с бедной вкрапленностью сульфидов; 8 — касситерит-хлорит-сульфидные жилы; 9 — касситерит-хлорит-турмалин-сульфидно-кварцевые жилы с флюоритом и штокверковые зоны; 10 — кварц-турмалиновые жилы с касситеритом; 11 — аксинитовые шкарпанды; 12 — площади распространения грейзенов; 13 — разрывные нарушения; 14 — границы зон распространения кварц-карбонатных жил со сфалеритом и галенитом; 15 — то же для касситерит-хлорит-сульфидных и касситерит-хлорит-кварцевых жил; 16 — то же для касситерит-турмалин-сульфидно-кварцевых и кварц-турмалиновых жил с касситеритом; 17 — оловянные россыпи.

товые, кварц-топазовые и кварц-турмалиновые грейзены с касситеритом, арсенопиритом, вольфрамитом и флюоритом. Зона интенсивного метаморфизма окружена каймой слабее измененных пород с окварцеванием, хлоритизацией и серицитизацией.

Многочисленные рудовмещающие трещины скалывания месторождения несут следы неоднократных приоткрываний и подвигжек. Послерудные смещения типа сброса и сбросо-сдвига проявлены незначительно и амплитуда их измеряется сантиметрами, несколькими метрами, иногда 10 м и более. Рудные тела месторождения (их около 150) по морфологии делятся на три группы: жилы, линейно вытянутые штокеркоподобные зоны и линейные зоны дробления. Большая часть рудных тел представлена мощными и протяженными крутопадающими (75—85°) оруденелыми зонами скалывания. В них обычно выделяется выдержанная по простиранию и падению центральная трещинная жила. Она сопровождается серией параллельных прожилков и зон дробления вмещающих пород, а также опирающимися трещинами отрыва и скалывания. На флангах по простиранию часто отмечается веерообразное разветвление жил с образованием структуры типа «конского хвоста».

Формирование Депутатского месторождения происходило в четыре этапа минерализации, отчетливо проявленные в зональном размещении рудных тел различного минерального состава. В центральной части месторождения располагается зона оловянных грейзенов первого этапа. У поверхности она сменяется зоной касситерит-турмалин-сульфидно-кварцевых жил второго этапа. Далее располагается зона касситерит-хлорит-сульфидно-оруденения третьего этапа. Наконец, на отдаленной периферии месторождения разбросаны по существу лишённые олова галенит-сфалеритовые рудные тела, представляющие собой четвертый этап минерализации. Околорудные изменения вмещающих пород отражают многостадийность месторождения. Наибольшее распространение получило окварцевание, турмалинизация и хлоритизация, слабее проявлена серицитизация, сульфидизация и карбонатизация.

Рудные жилы различного состава имеют неодинаковую ориентировку. Так, кальцитовые жилы с убогой вкрапленностью сульфидов приурочены только к трещинам северо-западного простирания, а касситерит-хлорит-кварцевые только к северо-восточным разрывам. Наряду с этим жилы касситерит-турмалин-сульфидно-кварцевые и кварц-турмалиновые с касситеритом, связанные со вторым этапом минерализации, уже приурочены к трещинам скалывания трех систем: первые к сколам широтного, северо-восточного и субмеридионального простирания, а вторые, помимо широтных и северо-восточных, связаны также с трещинами северо-западного направления. С четырьмя системами трещин скалывания (широтные, меридиональные, субмеридиональные, северо-западные и северо-восточ-

ные) связаны рудные жилы касситерит-хлорит-сульфидного состава (третий этап минерализации) и кварц-карбонатные жилы с галенитом и сфалеритом (четвертый этап).

Контур распространения касситерит-турмалин-сульфидно-кварцевых и кварц-турмалиновых жил с касситеритом имеет неправильную, несколько округленную ромбовидную форму (см. рис. 41). Отметим, что ориентировка касситерит-хлорит-сульфидных жил месторождения в общем в какой-то мере повторяет ориентировку несколько округленных граней этого ромба. В южной части месторождения, параллельно дуге ромба, прослеживается дуговидная зона кварц-хлорит-сульфидных жил с преобладанием их широтного простирания в центральной части дуги, северо-восточного на восточной и северо-западного в западной части площади месторождения. У северной границы ромба также параллельно ей вытягиваются жилы того же состава северо-восточного и северо-западного направления.

Рудные жилы, приуроченные к четырем системам трещин скалывания (северо-восточные, северо-западные, субширотные и субмеридиональные), известны на Иульгинском оловянно-вольфрамовом месторождении грейзенового типа (Чукотка).

Четыре системы рудоносных жил (северо-западные, северо-восточные, субширотные и меридиональные), приуроченных к трещинам скалывания, известны в пределах Аннабергского рудного поля с его оловянным, свинцово-цинковым и кобальт-серебряным оруденением.

2. Жилы и жилообразные тела, приуроченные к простым тектоническим трещинам отрыва

На многих месторождениях с рудными жилами, приуроченными к трещинам скалывания, в подчиненном количестве отмечаются мелкие, жилообразные тела, жилы и прожилки, связанные с простыми тектоническими трещинами отрыва. В то же время месторождения, где этот тип рудовмещающих структур является ведущим или просто единственным, встречаются сравнительно редко.

Рудные тела, приуроченные к простым тектоническим трещинам отрыва, обычно имеют форму коротких жил неправильной формы. Они, как правило, быстро выклиниваются по простиранию и падению (рис. 42, б). Чаше встречаются группами. При коротких размерах отдельных жил общая длина жильных зон и по простиранию, и по падению может быть достаточно протяженной — более сотни метров. Примером могут служить кварц-касситеритовые жилы месторождения Онон в Забайкалье, приуроченные к простым тектоническим трещинам отрыва, ориентированным вкрест простирания оси антиклиналя (рис. 42, а).

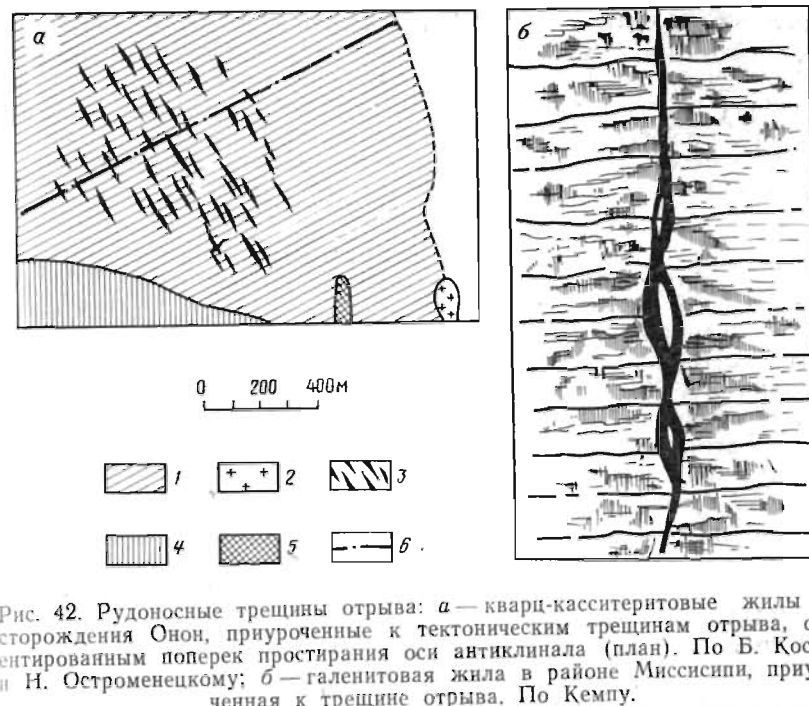


Рис. 42. Рудоносные трещины отрыва: а — кварц-касситеритовые жилы месторождения Онон, приуроченные к тектоническим трещинам отрыва, ориентированным поперек простирания оси антиклиналя (план). По Б. Косову и Н. Остроменешко; б — галенитовая жила в районе Миссисипи, приуроченная к трещине отрыва. По Кемпу.

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

Особый интерес среди месторождений данного структурного типа представляют так называемые лестничные жилы, широко распространенные в дайках гранитоидов Березовского золоторудного месторождения на Урале [Бородаевские Н. И. и М. Б., 1947; Кушнарв И. П., 1949]. Дайки в большинстве случаев имеют меридиональное простирание и крутое падение. Наличие вдоль их залыбандов достаточно мощных (до 0,5 м) оторочек рассланцованных вмещающих пород с глиной трения показывает, что они приурочены к разломам меридионального простирания. Мелкие кварцевые жилы (лестничные) имеют крутое падение и ориентированы вкрест простирания даек.

Механизм формирования лестничных жил весьма сходен с образованием будин в прослоях хрупких пород, залегающих в относительно пластичной толще. При ее деформации под влиянием тектонического сдвигания пластичные породы раздавливались, текли вдоль хрупкого прослоя и тем самым разрывались на отдельные блоки — будины.

В условиях Березовского рудного поля роль пластичных пород [Кушнарв И. П., 1949] выполняли достаточно мощные оторочки рассланцованных и перетертых до глины вмещающих

пород по контактам даек. При течении этих пород, под влиянием тангенциального сжатия, ориентированного в широтном направлении, относительно хрупкие дайки разрывались, растрескивались на обособленные блоки с образованием зияющих трещин отрыва. С лестничными жилами, помимо золотого, иногда связано оловянное, вольфрамовое и в отдельных случаях свинцово-цинковое оруденение.

3. Жилы и жилообразные тела, приуроченные к сложным трещинам отрыва

Сложные трещины отрыва в большинстве случаев являются более крупными разрывными нарушениями усложненной морфологии и с более длительной геологической историей развития. В ранний этап их формирования в условиях тангенциального сжатия возникла серия сближенных, кулсно расположенных трещин скалывания. Позже в обстановке радиальных дислокаций происходило их приоткрывание и одновременно возникали простые трещины отрыва. Последние, объединяя приоткрытые сколы, приводили к возникновению единого, сложной морфологии разрывного нарушения, которое мы называем сложной трещиной отрыва.

Сложные трещины отрыва широко распространены в земной коре; к ним обычно приурочены дайки магматических пород, а в рудных полях и месторождениях — жилообразные тела пегматитов. Поля жильных пегматитов в большинстве случаев располагаются в кровле куполовидных, чаще гребневидных выступов гранитов. Среди геологов давно уже установилось представление о приуроченности таких тел к крутопадающим трещинам скалывания, либо к пластовым разрывам того же падения.

В то же время детальное изучение пегматитовых жил показывает, что по морфологии они не похожи на рудные жилы, приуроченные к трещинкам скалывания, а очень схожи с морфологией даек. Для них весьма характерны коленообразные уступы, тупые окончания и резкие раздувы и пережимы. Наряду с этим на многих интервалах у них прослеживаются ровные, прямолинейные контакты с бороздами скольжения и тонкой оторочкой глинки трения. Эти данные однозначно указывают на приуроченность тел жильных пегматитов не к обычным, а к приоткрытым трещинам скалывания, сложно объединенным с трещинами отрыва.

На рис. 43, а показана схема геологического строения пегматитового месторождения жильного типа. Многочисленные пегматитовые жилы здесь занимают положение, отвечающее сопряженным и оперяющим трещинам скалывания продольного субмеридионального разлома, рассекающего докембрийскую метаморфическую толщу, перекрывающую скрытый на глуби-

не гребневидный выступ гранитов. Морфология пегматитовой жилы сложная (см. рис. 43, б).

Таким образом, трещины скалывания, вмещающие жилы, здесь возникли при формировании субмеридионального разлома еще до внедрения гранитов. В момент внедрения пегматитовых расплавов они приоткрылись, и за счет вновь возникших трещин отрыва приобрели более сложную морфологию. Пегматитовые месторождения рассматриваемого типа широко распространены во многих районах СССР (Восточные Саяны, Центральный и Северный Казахстан и др.).

4. Жилы и пластообразные тела, приуроченные к пластовым зонам срыва

Пластовые зоны срыва возникают в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах, чаще в процессе формирования складок, реже при сдвиговых перемещениях по крутопадающим разломам. Как известно, при образовании антиклинальных складок продольного изгиба, вышележащие пласты проскальзывают относительно нижележащих вверх к своду складки. Наиболее крупные срывы обычно появляются по контакту пород с резко различными физико-механическими свойствами.

Межпластовые поверхности срыва в крыльях складок нередко являются благоприятными участками для рудоотложения, в которых возникают пластовые рудные жилы. Такие тела наиболее характерны для ряда рудных полей, особенно в Восточном Забайкалье и Казахстане. По данным В. М. Крейтера [1956], в месторождениях Восточного Забайкалья пластовые жилы известны среди песчаников (Алгача), на контакте песчаников и конгломератов (Покровское), а чаще известняков и сланцев (Почекуевское и др.). В ряде случаев межпластовые движения сменяются межформационными срывами. К таким зонам, по Ф. И. Вольфсону [1945], приурочены многие полиметаллические и медные месторождения Казахстана (Беркара, Карагайлы, Кызыл-Эспе, Успенское и др.).

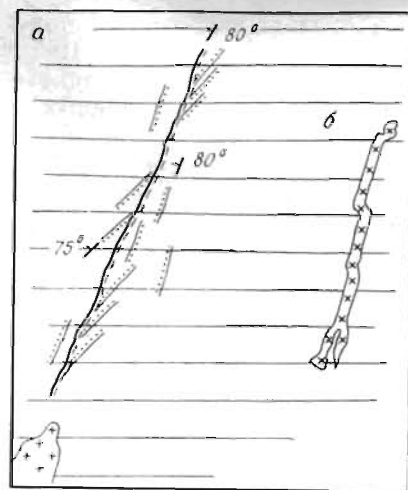


Рис. 43. Схема структуры месторождения жильных пегматитов (а) и б — морфология пегматитовой жилы. 1 — протерозойские метаморфические породы; 2 — граниты; 3 — разлом; 4 — пегматитовые жилы, приуроченные к оперяющим и сопряженным крупным трещинам скалывания; 5 — пегматитовая жила

Довольно широко межпластовые рудные тела распространены на месторождениях США. В частности, межпластовые меднорудные тела в известняках, залегающих непосредственно на контакте с перекрывающими их песчаниками, известны в округе Робинсон, штат Невада, США. Многие межпластовые рудные тела в контакте более хрупких и пластичных пород выявлены в золоторудном районе Поркьюпайн, Онтарио, Канада. Такого же типа золото-кварцевые рудные тела известны на руднике Мюррей, штат Айдахо, США. Они залегают на контакте аргиллитов и кварцитов.

Крупные межпластовые срывы по контакту горизонтально залегающих терригенных прослоев (конгломераты, гравелиты, песчаники, аргиллиты) с покровами достаточно хрупких лав (фельзиты, дациты, трахидациты), а также между лавами и прослоями туфов, нередко возникают в вулканотектонических депрессиях, рассеченных сериями крутопадающих разломов. Такие срывы с развитыми вдоль них достаточно мощными (0,7—0,8 м и более) зонами расланцевания и развальцевания, с прослоями милонитов и тектонической глины, обычно образуются в процессе многократных дорудных сдвиговых перемещений по крутопадающим разломам. В пределах ряда редкометальных месторождений под и над описанными зонами срыва часто размещаются крупные, сложной морфологии рудные тела.

5. Столбообразные и гнездообразные рудные тела

Такие рудные тела встречаются в узлах пересечения и сопряжения крупных тектонических трещин. В узлах обычны зоны брекчирования и резкого сгущения мелких разрывов, благоприятные для размещения рудных тел. Чаще всего здесь возникают рудные столбы, штоки, гнезда. Подобные тела встречаются на свинцово-цинковых, реже оловянных, иногда на магнетитовых месторождениях. Рудные скопления в виде неправильных гнезд широко распространены на ртутных, сурьмяных, сурьмяно-ртутных и других месторождениях.

Ф. И. Вольфсон [1953] описал своеобразные трубчатые свинцово-цинковые рудные тела в известняках на Кансайском месторождении (Средняя Азия). Сечение их чаще изометричное или несколько удлиненное. Они встречаются группами и приурочены к узлам пересечения и сопряжения крупных трещин скалывания. Общая форма их приближается к древовидной (рис. 44). Среди труб различают главные, располагающиеся в узлах пересечения крупных трещин скалывания северо-восточного и северо-западного простирания, и отходящие от них боковые трубообразные тела, приуроченные к оперяющим трещинам отрыва.

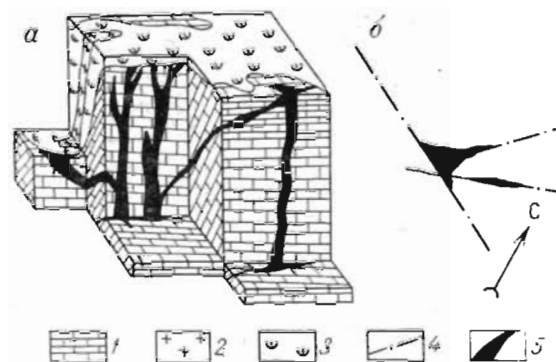


Рис. 44. Трубообразные скарново-рудные тела верхних и средних горизонтов Кансайского свинцово-цинкового месторождения. По Ф. И. Вольфсону [Вольфсон, Яковлев, 1975]. а — блок-диаграмма, б — схема в плане, показывающая приуроченность главных трубообразных скарново-рудных тел к местам сочленения трещин скалывания северо-восточного и северо-западного простирания, а боковых рудных труб — к трещинам отрыва широтного простирания.

1 — известняки верхнего девона — нижнего карбона; 2 — сиенит-порфиры; 3 — флогопитовые и гранат-флогопитовые скарны; 4 — разрывные нарушения; 5 — трубообразные скарново-рудные тела

6. Линейные макроштокверки

Штокверковыми называются рудные тела с оруденением, приуроченным к серии мелких трещин, ориентировка которых может быть самой различной. Геологические границы таких тел, как правило, отсутствуют, и их контуры обычно устанавливаются опробованием, при заданном бортовом содержании. Наряду с этим на многих месторождениях нередко встречаются рудные тела с оруденением, приуроченным к серии сближенных параллельных и субпараллельных достаточно крупных трещин скалывания, протяженностью по простиранию и падению от нескольких до первых десятков метров (а иногда и более).

Пример подобного линейного макроштокверка на одном из редкометальных месторождений показан на рис. 45, а. Здесь горизонтально залегающий покров дацитов рассекается серией незначительных по масштабу крутопадающих разломов северо-западного простирания, между которыми развита густая сеть крупных, крутопадающих параллельных меридиональных трещин скалывания с приуроченным к ним оруденением. Местами оруденение развивается и вдоль северо-западных разломов.

На рис. 45, б приведен пример макроштокверка с редкометальным оруденением в пологозалегающем покрове кварцевых порфиров. Покров рассекается сближенными параллельными разломами меридионального простирания, а между ними проявилась густая сеть параллельных и субпараллельных крупных крутопадающих трещин скалывания северо-северо-западной ориентировки. Оруденение развивается вдоль северо-

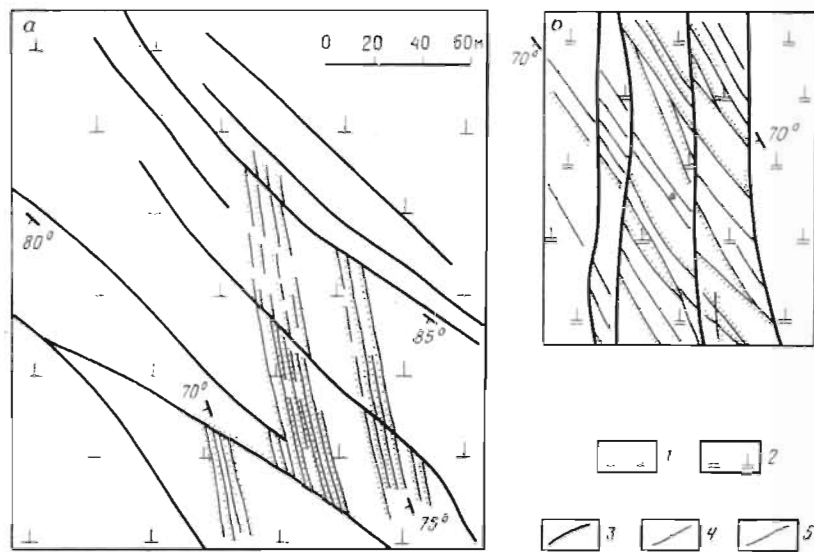


Рис. 45. Сгущение крупных рудовмещающих трещин в пластиновидных блоках, ограниченных параллельными разломами: а — сгущение субмеридиональных трещин в блоке ограниченном северо-западными разломами, б — сгущение северо-западных трещин в блоке, ограниченном меридиональными разломами
1 — дациты; 2 — кварцевые порфиры; 3 — разломы; 4 — крупные трещины; 5 — минерализованные трещины

северо-западных трещин скалывания, местами вдоль меридиональных разломов.

На редкометальном месторождении, приуроченном к вулканогенной толще (см. рис. 34, д), в вертикальном разрезе наблюдается переход сверху вниз линейного макроштокверка с достаточно протяженными сближенными рудными жилами в макроштокверк с более ограниченными по масштабу рудоносными трещинами, а еще глубже — в обычный штокверк с разнонаправленной трещиноватостью.

Хороший пример сложного штокверка представляет одно из крупнейших в мире медных месторождений прожилково-вкрапленных руд — Чукикамата в Чили (см. рис. 13, а). Оно приурочено [Lopez V. M., 1942; Perry V. D., 1952] к вытянутому в субмеридиональном направлении мощному (600—800 м) и достаточно протяженному (более 2,5 км) крутопадающему дайкообразному телу кварцевых монзонитов (так называемые порфиры Чукикамата), прорывающих сложное субмеридиональное тело гранодиоритов.

Положение его определяется двумя почти параллельными, сближенными крутопадающими субмеридиональными разломами древнего заложения. Между ними в центральной и осо-

бенно в призальбандовых частях дайкообразного тела возникли многочисленные мощные (от 60—130 и более метров) зоны скалывания, насыщенные густой сетью продольных трещин. На флангах они заканчиваются структурами типа «конского хвоста».

Все дайкообразное тело интенсивно деформировано. Помимо продольных зон скалывания здесь развиты многочисленные поперечные и диагонально ориентированные крупные трещины скалывания и видимо отрыва. Широко развита густая сеть мелких трещин.

Медное оруденение приурочено как к серии сближенных жил, образующих зоны макроштокверка, так и к густой сети мелких трещин и окружающих их вкрапленников. Вмещающие оруденение кварцевые монзониты подверглись интенсивным гидротермальным изменениям, выразившимся в их окварцевании, серицитизации, хлоритизации, альбитизации и эпидотизации.

7. Жильные тела, приуроченные к контракционным трещинам отрыва

Довольно широко распространены на многих вольфрамовых, молибденовых и оловянных месторождениях, приуроченных к массивам гранитоидов. Характерным примером может служить *Букуинское вольфрамовое месторождение* в Восточном Забайкалье, детально изученное Е. П. Малиновским [1965].

В геологическом строении его участвуют осадочно-метаморфические породы нижней юры (песчаники, сланцы с подчиненными мелкогалечными конгломератами), слагающие крупный останец, и преобладающие изверженные породы, среди которых установлены кварцевые диориты, гранодиориты и слагающие различные дорудные дайки (от древних к молодым) кварцевые диоритовые порфиры, гранодиорит-порфиры, лампрофиры, гранит-порфиры и кварцевые порфиры (рис. 46).

Породы месторождения рассечены достаточно густой сетью трещин различного возраста и генезиса. Среди гранодиоритов отчетливо выделяются три серии почти взаимноперпендикулярных контракционных трещин отрыва — это субширотные и субмеридиональные крутопадающие трещины и пологопадающие, создающие так называемую матрацевидную отдельность, с непостоянными элементами залегания. Это наиболее ранние разрывы месторождения. На контракционные трещины наложился более поздние трещины скалывания северо-западного простирания (310—335°) с пологим и крутым падением к юго-западу. Все системы трещин вмещают рудные жилы. Наибольшее значение среди них имеют пологопадающие контракционные трещины отрыва и трещины скалывания северо-западного направления.

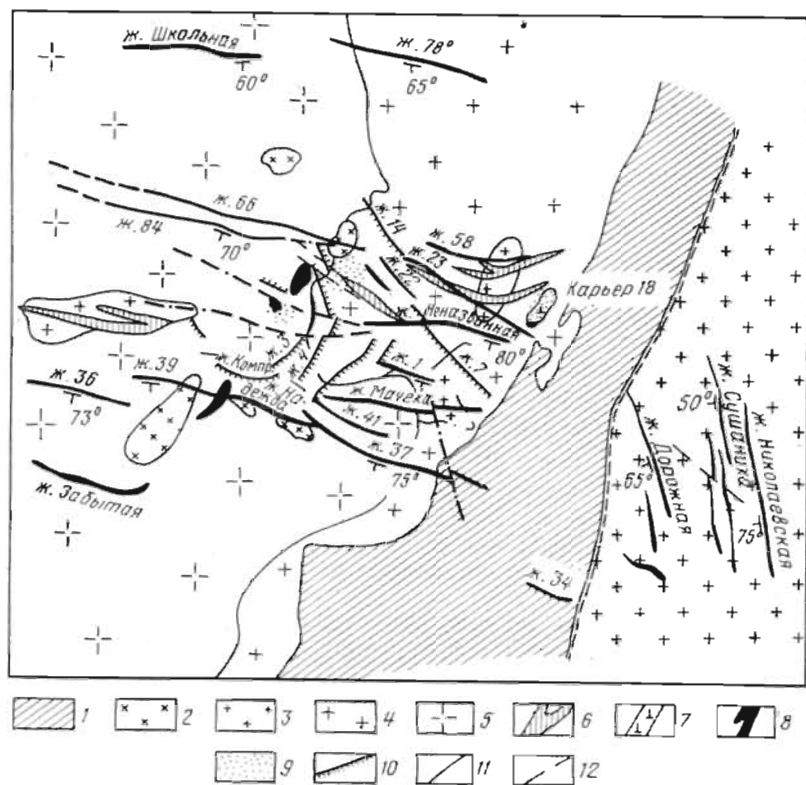


Рис. 46. Схема геологического строения Букукинского месторождения. По Е. П. Малиновскому с использованием материалов Ю. Н. Щеголихина и А. В. Дружинина.

1 — нижнеюрские песчаники и сланцы; 2 — кварцевые диориты; 3 — мелкозернистые гранодиориты; 4 — среднезернистые гранодиориты; 5 — крупнозернистые порфировидные гранодиориты; 6 — гранодиорит-порфиры; 7 — кварцевые диоритовые порфиры; 8 — гранит-порфиры и кварцевые порфиры; 9 — грейзены; 10 — пологопадающие кварц-вольфрамовые жилы; 11 — крутопадающие жилы; 12 — тектонические нарушения.

Многие пологопадающие кварц-вольфрамовые жилы имеют почти одинаковые элементы залегания и располагаются многократно одна над другой. У всех жил сходный вещественный состав, сложены они минералами единой — первой стадии минерализации. Основной жильный минерал — кварц, во всех жилах он характеризуется главным образом гребенчатой текстурой.

Весьма характерно закономерное изменение простирания пологих жил. Например, жила 3 в средней части вытянута в северо-восточном направлении ($30-45^\circ$); к северу ее простирание постепенно изменяется до субмеридионального. Далее к северу кулисообразно располагающаяся к ней сближенная другая жила имеет уже северо-северо-западное простирание, кото-

рое постепенно изменяется до северо-западного. К югу жила 3 сменяется другой сближенной жилой с субширотной ориентировкой. Аналогичные изменения простирания отмечаются и для других жил. В общем элементы залегания пологих жил и их размещение как бы оконтуривают некий «купол», возможно, повторяющий морфологию куполовидной кровли массива гранодиоритов.

Обращает на себя внимание кулисообразное размещение пологопадающих жил, обусловленное тем, что они переходят по простиранию с одной трещины отрыва на другую, параллельную ей. Каждая последующая рудовмещающая трещина отрыва располагается выше предыдущей примерно на 0,8 м. Раскрытие рудовмещающих пологих трещин происходило при одновременном их выполнении жильными минералами. По подсчетам Е. П. Малиновского общий объем пространства, занятого пологопадающими жилами, составляет примерно 0,7%.

Своеобразны соотношения пологопадающих и крутопадающих рудных жил. Там, где развиты пологопадающие жилы, крутопадающие отсутствуют, несмотря на то что дорудные тектонические зоны скалывания северо-западного простирания здесь имеются. Наоборот, в участках развития крутопадающих жил пологопадающие имеют незначительную мощность и убогое оруденение. Пологопадающие и крутопадающие рудные жилы на некоторых участках месторождения сочетаются со штокверковой минерализацией.

По наблюдениям А. В. Дружинина и А. Г. Акпнышиной [Малиновский Е. П., 1965] при формировании Букукинского месторождения проявились следующие три стадии минерализации: 1) кварц-молибденит-висмутин-вольфрамитовая; 2) кварц-галенит-вольфрамитовая; 3) хальцедон-флюоритовая. Первая стадия минерализации сопровождалась грейзенизацией вмещающих пород, вторая — березитизацией, третья — слабо выраженной карбонатизацией, окварцеванием и, возможно, аргиллизацией.

Пологопадающие рудные жилы с оловянно-вольфрамовым оруденением, приуроченным к контракционным трещинам отрыва, создающим матрацевидную отдельность, широко распространены на месторождении Циновец в Рудных горах (Чехословакия). Жилы приурочены к апикальной части куполовидного выступа верхнепалеозойских аляскитовых гранитов, прорывающих вмещающие кварцевые порфиры (рис. 47). Часть жил развита в ближайшем экзоконтакте гранитов, в грейзенизированных кварцевых порфирах. Основное жильное оруденение сочетается со штокверковой минерализацией.

По наблюдениям М. Штемпрока, постмагматический процесс на месторождении начался с альбитизации гранитов, позже, в общем параллельно со становлением пологопадающих жил, развивалась интенсивная грейзенизация гранитов и вме-

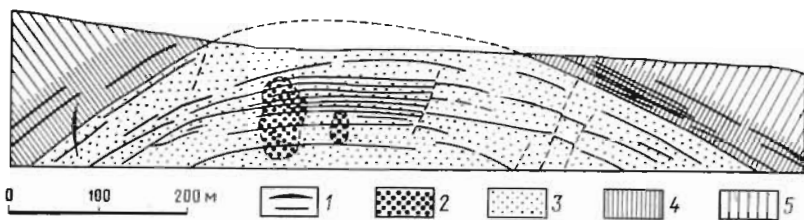


Рис. 47. Геологический разрез грейзенового месторождения Циновец. Чехословакия. По Х. Цинкайзену и др.
1 — оловяносные жилы; 2 — оловяносные грейзены; 3 — граниты; 4 — грейзенизированные кварцевые порфиры; 5 — кварцевые порфиры

щающих пород. Вслед за этим получил развитие калиевый метасоматоз с образованием адуляра.

Пологопадающие жилы с оловянно-вольфрамовым и вольфрам-молибденовым оруденением, приуроченные к контракционным трещинам отрыва, широко известны на многих месторождениях Восточного Забайкалья на месторождении Караоба и других в Центральном Казахстане.

8. Жилы, жилообразные рудные тела и неправильные залежи в полукольцевых и дуговидных зонах

В интрузивах и вулканоплутонах центрального типа и в их экзоконтактах в ряде случаев встречаются полукольцевые и дуговидные пояса конических разрывов с приуроченным к ним оруденением. На рис. 17, а показана схема геологического строения редкометального месторождения, приуроченного к массиву среднепротерозойских субшелочных гранитов, прорывающих нижнепротерозойские гнейсы гранулитовой формации [Невский В. А., Чирков И. В., 1974].

Вблизи массива отмечается контактовый ореол шириной до нескольких сот метров, в котором гранулиты превращены в кварц-полевошпат-биотитовые гнейсы. Массив сопровождается дайками кварцевых порфиров и лампрофиров и разнообразной формы телами аплитов. В горизонтальном срезе он имеет форму неправильного овала; контакты его почти вертикальны, с падением в сторону вмещающих пород.

Полукольцевая полоса экзоконтакта массива насыщена телами аплитов различной формы и размера. В горизонтальном срезе они имеют овальную, грушевидную, иногда неправильную форму. Особенно характерны тела полукольцевой, подковообразной и дуговидной формы. Контакты аплитовых тел вертикальные или близкие к ним.

Структура месторождения с ярко выраженными чертами интрузивной тектоники весьма своеобразна. В полукольцевой полосе экзоконтакта массива широко проявлены трубчатые

тела эруптивных брекчий, столбообразные минерализованные тела, крупные прямолинейные и дуговидные трещины скалывания и сложные трещины отрыва, иногда короткие радиальные трещины отрыва, а также мелкие трещины с приуроченной к ним минерализацией.

Многочисленные тела эруптивных брекчий сосредоточены в узкой полукольцевой полосе, непосредственно примыкающей к массиву гранитов. Форма их горизонтального сечения овальная, неправильная овальная, угловато-овальная, дуговидная, реже неправильная удлинённая; контакты с вмещающими породами вертикальные или близкие к ним; размеры горизонтального сечения от нескольких до нескольких десятков метров в поперечнике. Трубки эруптивных брекчий сложены угловатыми обломками вмещающих гнейсов, сцементированных аплитами.

Столбообразные минерализованные тела сосредоточены главным образом в полукольцевой зоне экзоконтакта, где они представлены микроклин-кварцевой и альбит-кварцевой минерализацией. Горизонтальное сечение тел — близкое к изометричному, удлиненное, иногда неправильное; падение близко к вертикальному.

Крупные трещины скалывания и сложные трещины отрыва, к которым приурочены жилы различного состава, размещаются в полукольцевой зоне экзоконтакта интрузива на большем удалении от него, чем тела аплитов, трубки брекчированных пород и столбообразные минерализованные тела. Преобладающая часть ранних жил по сравнению с более поздними жилами располагается ближе к контакту с массивом. Таким образом, в пределах полукольцевой зоны экзоконтакта массива щелочных гранитов намечается своеобразная поперечная структурная зональность, выражающаяся не только в смене типа структур при удалении от контакта, но и в переходе от ранних минерализованных трещин к более поздним.

Все минерализованные трещины скалывания и сложные трещины отрыва имеют продольную ориентировку и располагаются параллельно и субпараллельно контакту с интрузивом. Падение их в сторону от массива под углами от 45—48 до 70—75° (в основном 50—60°). Трещины располагаются параллельно и субпараллельно друг другу; очень характерно кулисное размещение.

В поперечном сечении полукольцевой зоны экзоконтакта обычно отмечается от 2—3 до 10 трещин. Протяженность крупных минерализованных трещин месторождения колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

Рассмотрение морфологических особенностей жил, которые приурочены к продольным трещинам скалывания и сложным трещинам отрыва, показывает, что среди них помимо прямолинейных широко распространены тела дуговидной формы (см. рис. 17, б, II). Иногда они характеризуются сложными

ветвистыми окончаниями (см. рис. 17, б, V—VI). Встречаются сложные формы с апофизами и с ответвлениями под различными углами (см. рис. 17, б, I—III—IV), которые возникли в результате выполнения сложных трещин отрыва. Морфология жил указывает, что процесс постмагматического минералообразования на месторождении происходил в обстановке приоткрытия продольных и диагональных трещин скалывания.

Крупные прямолинейные и дуговидные продольные минерализованные трещины в полукольцевой зоне экзоконтакта гранитного массива месторождения следует рассматривать как отдельные фрагменты конических периклинальных поверхностей скалывания, а радиальные — как трещины отрыва.

По И. И. Куприяновой и др. [1964], кварцевые жилы месторождения по минеральному составу расчленяются на две группы — полевошпат-кварцевые и мусковит-кварцевые. В свою очередь среди полевошпат-кварцевых выделяются микроклинкварцевые и альбит-кварцевые жилы. Околожилные изменения около полевошпат-кварцевых жил выражаются в образовании биотит-микроклиновых метасоматитов, а вдоль мусковит-кварцевых жил — зон грейзенизации. Абсолютный возраст грейзенов и мусковит-кварцевых жил составляет 1670 млн. лет.

Формирование месторождения проходило в три стадии, отделенные одна от другой периодом дробления: 1) микроклинкварцевую; 2) альбит-кварцевую и 3) мусковит-кварцевую. Основное редкометальное оруденение связано с третьей стадией.

На рис. 48 показана схема геологического строения интрузива центрального типа, прорывающего дислоцированные толщи палеозоя и докембрия. Интрузив приурочен к сложному узлу пересечения крутопадающих глубинных разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Он имеет овальную форму горизонтального сечения с длинной осью, вытянутой в северо-восточном направлении. По периферии окаймлен мощным кольцевым цилиндрическим разломом, к которому приурочена серия даек и дайкообразных тел различного состава. В строении его принимают участие ряд многофазных интрузивных комплексов щелочных и субщелочных пород гранитоидного ряда.

В юго-восточной приконтактовой части массива прослеживается мощный полукольцевой пояс прямолинейных и слегка дуговидно изогнутых разрывов, приуроченный к конической центриклинальной зоне. В строении пояса принимают участие многочисленные, часто кулисно размещенные прямолинейные и несколько изогнутые сравнительно небольшие (до 1,5—2 км) разломы и крупные трещины, падающие к центру массива под углами от 38 до 45°. К подавляющему их большинству приурочены дайки меланократовых и других пород с «приваренными» интрузивными контактами. Местами вдоль их залыбанов на-

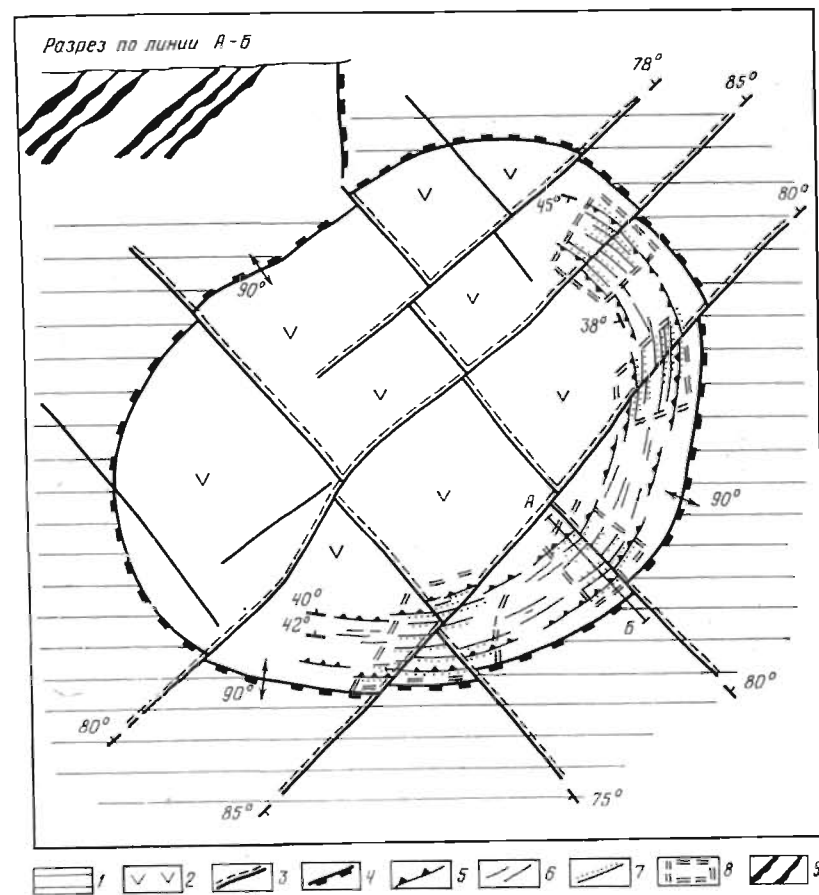


Рис. 48. Схема геологического строения интрузива центрального типа щелочных и субщелочных пород гранитоидного ряда.

1 — вмещающие породы докембрия — палеозоя; 2 — щелочные и субщелочные породы гранитоидного ряда; 3 — глубинные разломы; 4 — кольцевой цилиндрический разлом; 5 — дуговидные конические центриклинальные разломы и крупные трещины; 6 — дуговидные и прямолинейные конические разломы и крупные трещины; 7 — активизированные интервалы конических разломов и крупных трещин; 8 — площади рудных полей и месторождений; 9 — рудные тела

блюдаются незначительные (до 2—3 см) оторочки тектонической глины.

В местах пересечения пояса конических разрывов глубинными разломами внутреннее их строение резко изменяется. Непосредственно около секущих их тектонических разломов они имеют сложное строение и представлены серией крупных тектонических поверхностей смещения, окаймленных мощной оторочкой тектонической глины, милолитов и зон сгущения

мелких трещин. Суммарная мощность интенсивно деформированных пород здесь нередко достигает многих метров. С удалением от секущего тектонического разлома внутреннее строение конических разрывов постепенно становится более упрощенным, вплоть до перехода в разрыв с незначительной оторочкой тектонической глинки или просто в трещину с приуроченной к ней дайкой с приваренными интрузивными контактами.

Такие изменения особенностей внутреннего строения конических разрывов, видимо, связаны с их локальной активизацией вблизи секущих их тектонических разломов, в процессе многократных глыбовых перемещений по ним. При перемещениях возникали подвижки и по коническим разрывным нарушениям.

Редкометальное оруденение, представленное уплощенными пластообразными рудными телами, приурочено к активизированным участкам конических разрывов и располагается в зоне сгущения мелких трещин, обычно под мощными экранирующими оторочками милонитов и тектонической глинки.

Дуговидный пояс с размещенными в его пределах прямолинейными, а местами и слегка дуговидно изогнутыми крутопадающими кварц-вольфрамитовыми жилами известен на жильно-штокверковом месторождении Караоба в Центральном Казахстане (см. рис. 51).

9. Кольцевые, полукольцевые и дуговидные тела, приуроченные к цилиндрическим и коническим трещинам

Подобные трещины встречаются во многих месторождениях, расположенных в трубках взрыва, интрузивах, вулканоплутониках и вулканах центрального типа. Крупные кольцевые цилиндрические трещины отрыва обычно определяют внешний контур сравнительно небольших трубок взрыва диаметром от нескольких десятков метров до 100—150 м. К числу их относятся некоторые алмазонасные кимберлитовые трубки Якутии, Южной Африки и других районов. Крупные цилиндрические трещины отрыва определяют контуры трубок взрыва Актюзского рудного поля (Зайлийский Алатау), вмещающих редкометально-свинцово-цинковое оруденение, трубку свинцово-цинкового месторождения Чаткарагай в Таласском Алатау, трубки взрыва резерваций Хоппи-Навайо (штаты Аризона, Нью-Мексика, Юта, США), вмещающие урановое оруденение и др.

Во внутренней части трубок взрыва в ряде случаев отмечаются крупные полукольцевые и дуговидные трещины с приуроченными к ним рудными телами. Примеры подобного рода известны на месторождениях Актюзского рудного поля, на свинцово-цинковых месторождениях Чаткарагай и Кентор в Таласском Алатау и других.

В массивах ультраосновных-щелочных пород центрального типа с карбонатитами крупные рудные тела чаще контролируются коническими и цилиндрическими разломами; наряду с этим встречаются более мелкие тела, связанные с крупными кольцевыми, полукольцевыми и дуговидными трещинами.

Карбонатитовые рудные тела, приуроченные к дуговидным коническим центриклинальным трещинам, известны среди ослюденелых пироксенитов щелочно-ультраосновного массива Арбарастах на Алдане. К крупным дуговидным трещинам приурочен ряд рудных тел кальцитовых и флюоритсодержащих доломитовых карбонатитов в Большектагинском массиве ультраосновных-щелочных пород в Восточных Саянах (см. рис. 14). Небольшие карбонатитовые тела, приуроченные к отдельным коническим центриклинальным трещинам, отмечаются на карбонатитовом месторождении Ально в Швеции.

Достаточно часто они встречаются в интрузивах центрального типа ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами в Африке. В частности, на карбонатитовом месторождении Палабора в ЮАР среди фоскоритов (апатит-форстерит-магнетитовая порода) выявлены полукольцевые и дуговидные тела борнит-халькопиритовых руд, приуроченные к цилиндрическим трещинам отрыва (см. рис. 15, а). В ультраосновном-щелочном комплексе Гленове (ЮАР) среди биотитовых пироксенитов располагается серия дуговидных карбонатитовых рудных тел, приуроченных к коническим центриклинальным трещинам и столбообразное тело, контролируемое цилиндрической трещиной отрыва (см. рис. 15, б).

В интрузиве центрального типа Ондуракоруме с карбонатитами (Юго-Западная Африка) наряду с крупными рудными телами, контролируемыми полукольцевыми и дуговидными разломами, известны (главным образом среди слюдистых карбонатитов, а в отдельных случаях и в экзоконтакте массива) достаточно многочисленные, относительно мелкие тела доломитовых карбонатитов, приуроченные к полукольцевым и дуговидным цилиндрическим трещинам отрыва.

Некоторые африканские массивы ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами (верхнеюрского и нижнемелового возраста) на современном эрозийном уровне представлены вулканическими жерловинами, выполненными вулканическими и субвулканическими образованиями. К числу их относятся массивы Тундулу и Сонгве (Малави). В них также среди агломератов и полевошпатовых брекчий встречены тела карбонатитов, приуроченных к дуговидным трещинам. Классический пример кольцевых рудных тел, связанных с цилиндрическими трещинами отрыва, можно видеть на золото-медном месторождении Маунт-Морган в Австралии. Тела здесь располагаются среди фельзитов, выполняющих вулканическую жерловину.

10. Дуговидные и прямолинейные жильные тела, приуроченные к цилиндрическим и радиальным трещинам отрыва

Хорошо проявлены такие тела в пределах рудного поля Сильвертон (штат Колорадо, США), которое приурочено к кальдере проседания, выполненной миоценовыми и отчасти миоцен-неогеновыми вулканическими покровами (лавы, туфы, туфо-конгломераты, брекчии кислого и среднего состава). Многочисленные золото-серебряные и полиметаллические месторождения рудного поля сосредоточены главным образом в экзоконтакте кальдеры, где жиллообразные рудные тела приурочены к радиальным трещинам отрыва. В непосредственной близости к краевому кальдерному разлому встречаются дуговидные рудные тела, контролируемые цилиндрическими трещинами отрыва. Рудные жилы радиальной ориентировки широко распространены в многожерловой эксплозивной кальдере Крипл-Крик, с ее золото-серебряными и полиметаллическими месторождениями.

11. Простые и сложные линзы, жиллообразные тела и неправильные залежи, приуроченные к «горячим» трещинам отрыва

На примере гранитных массивов М. А. Осипов [1974] убедительно показал, что в процессе кристаллизации гранитного расплава в период, когда большая его часть уже превратилась в твердую фазу и только в интерстициях между возникшими кристаллами еще сохранилась жидкая фаза, образующая так называемые горячие трещины отрыва (по терминологии литейщиков). В гранитных массивах к ним приурочены ранние дайки — гранит-порфиры, аплитовидных гранитов, аплитов и др., не имеющих в приэпидиоровых частях зон закалки.

Есть все основания предполагать, что аналогичным образом развивается процесс кристаллизации и охлаждения при формировании массивов основных и ультраосновных пород. С этими породами пространственно и генетически связаны хорошо известные магматические медно-никелевые и хромитовые месторождения. Поэтому, вероятно, многие сложные линзовидные и жиллообразные тела этих месторождений также приурочены к «горячим» трещинам отрыва. В этом отношении особенно выделяются своеобразные так называемые камерные жилы медно-никелевых месторождений. Думается, что геологи, изучающие эти месторождения, особенно морфологию их рудных тел, должны проверить высказанное предположение.

12. Штокверковые тела различной формы, приуроченные к тектоническим трещинам скалывания и отрыва

Месторождения штокверкового типа довольно широко распространены и характерны для многих оловянных, молибденовых, золоторудных, свинцово-цинковых, медных, вольфрамовых, бериллиевых и других месторождений. К сожалению, до сих пор большинство из них недостаточно изучены. Первая попытка их систематики принадлежит В. М. Крейтеру [1956], который выделил штокверки с одной, двумя и более системами трещин. Ф. И. Вольфсон и П. Д. Яковлев [1975] расчленили штокверковые месторождения по их структурно геологической позиции и выделили среди них штокверки, связанные: 1) с одной системой сближенных разрывных нарушений; 2) с двумя и более системами сближенных разрывных нарушений; 3) приуроченные к клиновидным тектоническим блокам; 4) в интрузивных штоках и куполах; 5) в массивах кольцевого строения.

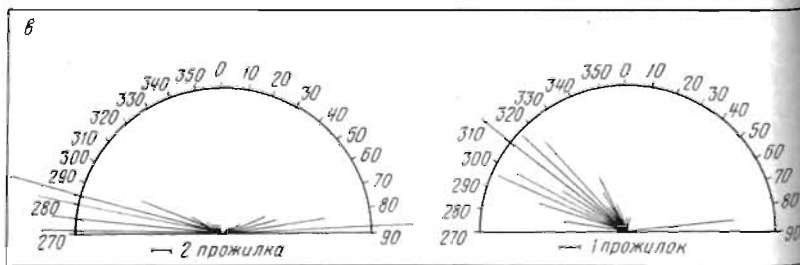
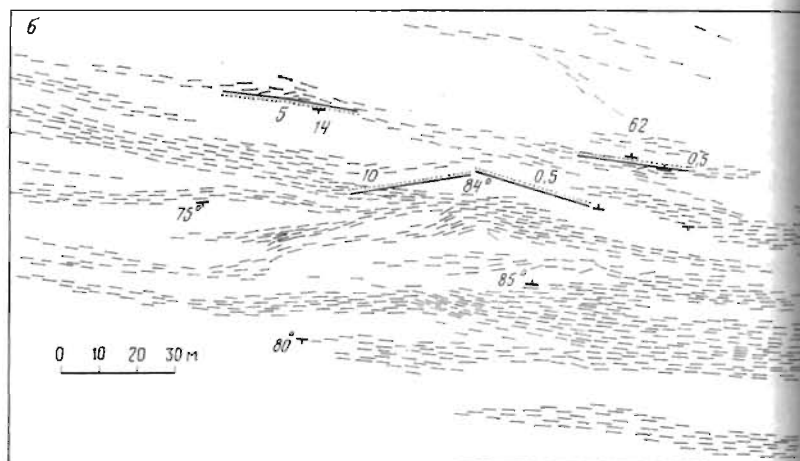
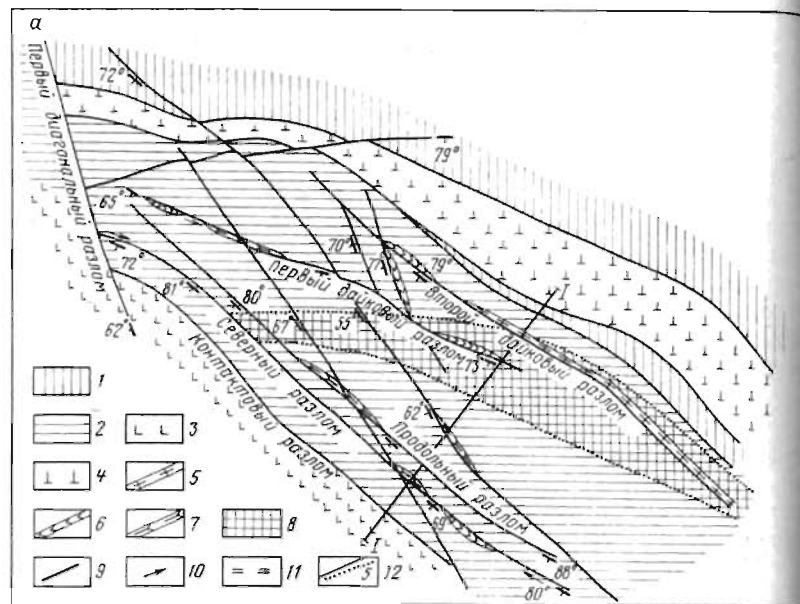
Последняя систематика штокверков несомненно более совершенна. В ней отчетливо видны следующие генетические их типы: 1) штокверки, связанные с тектоническими трещинами скалывания и отрыва; 2) штокверки, приуроченные к контракционным трещинам отрыва; 3) штокверки, приуроченные к трещинам, возникшим в условиях локальных радиальных дислокаций, связанных с механической активностью внедряющейся магмы. К этому следует добавить еще группу штокверков сложной генетической природы.

Среди первой группы выделяются штокверки, связанные с одной системой трещин скалывания (линейный штокверк), с двумя, тремя и более.

Структурные особенности бериллиевого месторождения штокверкового типа (линейный штокверк). Месторождение залегает среди докембрийских метаморфических образований [Невский В. А., Турчинский В. П., 1967]. В основании их разреза обнажаются гнейсы, согласно перекрытые актинолитовыми сланцами. Более молодые отложения на площади месторождения отсутствуют.

Гнейсы и актинолитовые сланцы прорваны разнообразными интрузивными породами. Среди них древнейшими являются байкальские основные и ультраосновные пластовые залежи, превращенные при региональном метаморфизме в габбро-амфиболиты и серпентиниты. Среди более поздних известны каледонские гранодиориты и позднегерцинские трещинные интрузивы и дайки. К последним относятся монзонит-диориты, сенииты, субщелочные граниты, диабазовые порфиры, гранофиры, аплиты, сениит-аплиты, лампрофиры, диоритовые порфиры.

Метаморфическая толща смята в теснопережатые, почти



изоклинальные линейные складки северо-западного простира-
ния и рассечена многочисленными разломами.

Рассматриваемое бериллиевое месторождение приурочено
к северо-восточному крылу синклинали складки, ось кото-
рой вытянута в северо-западном направлении ($310-320^\circ$), а
юго-западное крыло срезано разломом (рис. 49, а). Ядро син-
клинали сложено актинолитовыми сланцами, а на крыльях об-
нажаются подстилающие их гнейсы, прорванные продольным
дайкообразным телом монзонит-диоритов.

Актинолитовые сланцы в плане образуют полосу, которая
соответственно с простираем осей синклинали вытянута в се-
веро-западном направлении (310°) и лишь на крайнем северо-
западном фланге изгибается и приобретает субширотное про-
стирание. Таким образом, в целом полоса актинолитовых слан-
цев в плане имеет дугообразную форму с выпуклостью к се-
веро-западу. Падение северо-восточного крыла синклинали
крутое — до вертикального к юго-западу, иногда с запорокиды-
ванием к северо-востоку.

Породы, участвующие в строении месторождения, рассече-
ны серией разломов. Крупнейший среди них — крутопадающий
Контактный глубинный разлом северо-западного простира-
ния.

В альпийскую орогению юго-западное крыло разлома было
приподнято вверх относительно северо-восточного на 450—
500 м. Смещения вдоль него имели и горизонтальную состав-
ляющую по типу правого сдвига с амплитудой более 120 м.
Параллельно в субпараллельно Контактному разлому просле-
живается ряд сопряженных с ним достаточно крупных разры-
вов. Развиты также и оперяющие его широтные и субширотные
разломы.

Широко распространены на площади месторождения много-
численные трещины различного масштаба, которые возникли
в завершающий период смятия вмещающих пород в складки
и в процессе проявления глыбовой тектоники. К этой же гене-
тической группе относятся и приоткрытые трещины скальвания,
с которыми связан рудоносный штокверк. Последний образо-
ван системой параллельных и субпараллельных прожилков,
сложенных в основном полевыми шпатами (калиевый поле-
вой шпат, альбит). В подчиненном количестве среди них от-
мечаются фенакит, кварц, флюорит, эпидот, кальцит, галенит,
пирит, касситерит, арсенопирит, халькопирит, турмалин, муско-

Рис. 49. Схема геологического строения: а — месторождения; б — участка
широтных зон скальвания. Розы простирааний: в — рудных прожилков в се-
веро-западной части месторождения (274 замера, слева) и рудных прожил-
ков в центральной части месторождения (86 замеров справа).

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

вит, хлорит, бавенит и другие минералы. Очень редко встречается берилл. На контакте с прожилками вмещающие их актинолитовые сланцы обычно интенсивно биотитизированы, альбитизированы и содержат вкрапленность фенакита.

Мощность прожилков в основном колеблется от долей миллиметра до 2—3 см (средняя 8—10 мм). Помимо макропрожилков, исключительно широко распространены микропрожилки, мощностью в сотые и десятые доли миллиметра и протяженностью в длину от десятых долей до нескольких миллиметров.

Распределение прожилков в пределах рудной зоны весьма неравномерное. В участках сгущения расстояние между ними колеблется от нескольких до первых десятков сантиметров. Вместе с тем имеются зоны, где прожилки удалены один от другого на 3—5 м и иногда более.

Пространственная ориентировка прожилков в пределах рудной зоны неоднородна. В северо-западной части месторождения, где вмещающая орудененная полоса актинолитовых сланцев имеет субширотную ориентировку, развиты субширотные и широтные прожилки, крутопадающие в южные, реже в северные румбы (см. рис. 49, а). В центральной и юго-восточной частях месторождения, где полоса актинолитовых сланцев вытянута в северо-западном направлении, наиболее широко распространены крутопадающие прожилки северо-западного простирания, при подчиненной роли широтных, субширотных, а также меридиональных и субмеридиональных (см. рис. 49, в).

Углы падения прожилков на всей площади рудной зоны в общем согласные с падением северо-восточного крыла синклинали — от $65-70^\circ$ до $80-90^\circ$ к юго-западу. Более пологие углы падения — вплоть до $28-30^\circ$ встречаются довольно редко. В целом по отношению к северо-восточному крылу синклинали месторождения рудные прожилки выполняют продольные крутопадающие трещины скалывания.

Нередко можно видеть, как широтные рудные прожилки пересекаются и смещаются крутопадающими меридиональными трещинами скалывания. Однако, как показывает детальное изучение мест пересечения, от смещенного прожилка в трещину сместителя отходят незначительные затеки. Это говорит о том, что в момент выполнения широтных трещин скалывания меридиональные трещины уже существовали, но были закрыты. Приведенные факты, а также линейный тип рудного штокверка позволяют предположить приоткрывание рудовмещающих трещин и их выполнение в условиях ориентированного тангенциального сжатия.

Подсчеты показывают, что в момент приоткрывания рудовмещающих трещин скалывания пустотность (отношение суммарной мощности прожилков к общей мощности рудной зоны или отдельных ее интервалов) в пределах всей рудной зоны

месторождения не превышала первых десятых долей процента. В наиболее насыщенных прожилками локальных участках шириной в 40—50 м она достигала 0,35—0,5%, и лишь в узких пачках сгущения прожилков шириной до 3—5 м возрастала до 2,5—3%.

Как показало специальное картирование, проведенное нами в подземных горных выработках, рудные прожилки в пределах рудной зоны месторождения сосредоточены в узких, но протяженных зонах скалывания мощностью от 0,8—1 до 16 м (см. рис. 49, б). Число рудных прожилков в поперечном сечении зон скалывания обычно невелико — от 3—4 до 9—13 и лишь в наиболее мощных из них возрастает до 19—20. Среднее расстояние между прожилками в зонах скалывания колеблется от 30—40 до 50—60 см (реже больше), а между зонами скалывания от 2—2,5 до 30 м. На верхних горизонтах северо-западной части месторождения в пределах всей рудной зоны выделяется от 5 до 9 зон скалывания с общей дугообразной формой.

Интересные данные получены по взаимоотношению рудных прожилков с другими трещинами. Так, в субширотных зонах скалывания, как правило, нет или очень мало параллельных и субпараллельных неминерализованных или выполненных кальцитом трещин, а также трещин других направлений. За пределами зон скалывания широтные и субширотные неминерализованные трещины встречаются несколько чаще. Трещины иных направлений, чем рудные прожилки, вне зон скалывания развиты весьма широко. Трещины, выполненные кальцитом, моложе рудных — нередко их пересекают. Неминерализованные субширотные трещины или моложе разрывов, выполненных полевыми шпатами, или же одновозрастные с ними, но в момент рудоотложения они не приоткрывались.

Как уже отмечалось, рудные прожилки обычно строго выдержаны в одном направлении. В северо-западной части месторождения они имеют широтные и субширотные простирания. В противоположность им, кальцитовые жилки выполняют трещины скалывания любых направлений. Это показывает, что тектоническая обстановка в момент рудоотложения и в послерудное время — при отложении кальцита была резко различной. В первом случае господствовали ориентированные тангенциальные, а во втором — радиальные (вертикальные) тектонические усилия.

Особенности рудоносного штокверка существенно изменяются с глубиной. На верхних горизонтах месторождения наблюдается достаточно густая сеть сравнительно мелких рудных прожилков средней мощностью в 8—10 мм и средней протяженностью по простиранию в 3—4 м, при расстоянии между ними до 1,5—2 м. На глубине в 200—250 м от поверхности рудный штокверк сложен более разряженной (примерно в два ра-

за) сетью значительно более крупных прожилков. Средняя мощность их здесь возрастает до 2,5—3 см (при максимальной до 15—20 см), а длина по простиранию 10 и более метров. Таким образом, на рассматриваемом месторождении достаточно отчетливо проявлена весьма контрастная локальная вертикальная структурная зональность, отражающая значительное изменение условий деформации горных пород на сравнительно коротком (200—250 м) вертикальном интервале.

Рудоносный штокверк месторождения сосредоточен в пределах дугообразной рудной зоны. Последняя на средних горизонтах месторождения захватывает от 65 до 100% мощности полосы актинолитовых сланцев, а на поверхности и на нижних горизонтах — лишь сравнительно узкую зону среди них (одна треть — одна шестая часть общей мощности сланцевой полосы). Рудные тела на месторождении представляют собой зоны максимального сгущения рудоносных макро- и микропрожилков. Они имеют жиллообразную форму с дуговидной изогнутостью, реже отмечаются уплощенные линзы. В пределах рудной зоны обычно выделяется серия (от 3 до 10) продольных, сближенных, параллельных и субпараллельных рудных тел.

Тарбальджейское оловянное месторождение (линейный штокверк) находится в Восточном Забайкалье. В районе месторождения развиты филлиты и кремнистые сланцы среднего палеозоя, а также песчаники и глинистые сланцы перми и триаса, смятые в теснопережатые изоклинальные складки субширотного простирания [Ярмолович Н. В., 1962]. Они прорваны киммерийскими гранодиоритами и гранодиорит-порфирами и рассечены разломами широтного, северо-западного и северо-восточного простирания.

Месторождение располагается непосредственно в висячем боку крупного широтного разлома. Оловянные штокверки сосредоточены в филлитах и частично в глинистых сланцах, которые пересекаются следующими системами трещин: 1) северо-восточного простирания с пологим падением под углом в 20—35°; 2) северо-восточного простирания с крутым падением; 3) северо-западного простирания с падением в 80—85° (юго-запад); 4) широтного простирания с крутым падением, параллельные широтному разлому.

Пологопадающие северо-восточные трещины ограничено распространены; в ряде случаев к ним приурочены маломощные золоторудные жилы. К крутопадающим северо-восточным трещинам приурочены кварцевые прожилки, но в подавляющем большинстве случаев они безрудны. С крутопадающими трещинами северо-западного простирания связана подавляющая масса рудных прожилков.

Неправильной формы штокверковые рудные тела месторождения сильно вытянуты в северо-западном направлении. Основные минералы месторождения — касситерит, арсени-

рит, вольфрамит, сфалерит, иногда халькопирит, станный, галенит, марказит; среди жильных установлены кварц, топаз, флюорит, слюда.

Линейные штокверки известны на Байназарском вольфрамовом и на молибден-вольфрамовом месторождении Селтей в Казахстане, на месторождении Гайер в Рудных горах Саксонии, на месторождении Хауей и других. На золоторудном месторождении Матачеуан [Крейтер В. М., 1956] штокверковые рудные тела, залегающие в вулканогенной толще, вытянуты вдоль крупных крутопадающих к югу трещин скалывания. Образуяющие их золото-кварцевые прожилки, падающие к северу, являются опирающимися трещинами отрыва этих сколов.

На Верхне-Кайрактинском вольфрамовом месторождении штокверкового типа (Казахстан) известны три системы минерализованных трещин.

Золоторудное месторождение Подлунный Голец находится в Коммунарском рудном поле (четыре системы минерализованных трещин). Оруденение здесь приурочено к дайкообразному телу кварц-агитовых диоритов, в висячем боку которого располагаются черные сланцы, а в лежащем основные и кислые эффузивы с прослоями сланцев [Крейтер В. М., 1956]. Диориты и вмещающие их эффузивы насыщены густой сетью прожилков рудоносного кварца. Выделяются следующие системы трещин, к которым приурочены рудные прожилки: 1) северо-западного простирания (330°) с почти вертикальным падением; 2) северо-восточного простирания (60°) с вертикальным падением; 3) северо-восточного (30—60°) с относительно пологим (40°) падением к юго-востоку; 4) северо-восточного (45°) простирания с пологим (45°) падением к северо-западу. Прожилки кварца размещаются в пределах рудного тела неравномерно.

13. Штокверковые тела различной формы, приуроченные к контракционным трещинам отрыва

Известны на многих высокотемпературных месторождениях олова, вольфрама, молибдена. Обычно такие месторождения располагаются в апикальных частях гранитных куполов, где хорошо проявлена матрацевидная отдельность. К наиболее крупным трещинам, создающим такую отдельность, приурочены пологопадающие рудные жилы. Параллельно им располагаются более мелкие минерализованные трещины, создающие штокверк, обычно сочетающиеся с крутопадающими разрывами того же генетического типа. Такие штокверки известны около пологопадающих рудных жил на Букуинском вольфрамовом месторождении в Забайкалье, на оловянном месторождении Циновец в Чехословакии, на молибден-вольфрамовом месторождении Караоба в Казахстане и др.

14. Штокверковые тела различной формы, приуроченные к радиальным и concentрическим трещинам

Такие тела встречаются в гранитных куполах и в ближайшем их экзоконтакте, в трубках взрыва, в интрузивах и субвулканических телах и вулканах центрального типа.

Первомайское молибденовое и Инкурское вольфрамовое месторождения Джидинского рудного поля находятся в Забайкалье. Месторождения изучались большим коллективом геологов, среди которых особая роль принадлежит М. В. Бесовой, В. Н. Игнатовичу, И. П. Кушнареву, М. Н. Хулугурову, Н. К. Нефедову, Е. П. Малиновскому и другим, по данным которых и дается их краткое описание.

Джидинское рудное поле приурочено к области мезозойской тектоно-магматической активизации палеозойских комплексов Забайкалья. Оно располагается в пределах Джидинского синклинория, в строении которого принимает участие мощная толща ниже-кембрийских отложений, и тяготеет к узлу сопряжения глубинных разломов северо-западного и субмеридионального простирания. Первый из них маркируется цепочкой выходов раннемезозойских малых интрузий гуджирского комплекса, с которыми связано редкометальное оруденение района, второй — эффузивными образованиями хохюртовской свиты и дайкообразными телами ультраосновных пород цакирского комплекса.

В геологическом строении рудного поля принимают участие осадочно-вулканогенные и интрузивные образования (см. рис. 20). Восточная часть поля сложена нижнекембрийскими измененными плагиоклазовыми и щелочными порфиридами и их туфами, а также метаморфическими сланцами различного состава, туфопесчаниками и известняками хохюртовской свиты; в западной части развиты разнообразные изверженные породы от ультраосновных до кислых и щелочных, которые группируются в четыре интрузивных комплекса.

1. Цакирский комплекс (нижний палеозой) характеризуется ультраосновными породами типа серпентинитов, пироксенитов, амфиболитов. Они прорывают осадочно-вулканогенные отложения хохюртовской свиты и вместе с ними смяты в складки в период проявления каледонской орогении. В свою очередь эти породы пересекаются палеозойскими кварцевыми диоритами.

2. Джидинский комплекс (палеозой) представлен кварцевыми диоритами, кварцевыми габбро-диоритами, микродиоритами и их жильными производными, к которым относятся дайки лейкократовых гранитов, плагиогранитов, микродиоритов, диоритовых порфиридов, спессартитов и кварцевые жилы.

3. Мало-куналейский комплекс (триас) сложен субщелочными сиенитами, кварцевыми сиенитами и дайками сиенит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров и бостонитов.

4. Гуджирский комплекс (триас — нижняя юра), в составе которого установлены лейкократовые граниты и гранит-порфиры Первомайского и Горкинского массивов и дайковые образования: дорудные — гранит-порфиры, кварцевые пегматиты, аплит-порфиры, синрудные — дайки аплит-порфиров с вкрапленностью молибденита, межминерализованные дайки сиенитов, кварцевых сиенит-порфиров, гранит-порфиров, микрогранитов. Молибденовое и вольфрамовое оруденение Первомайского и Инкурского месторождений генетически связаны с первомайскими гранит-порфирами, абсолютный возраст которых определен в 140 млн. лет.

Породы Джидинского рудного поля, помимо отмеченных глубинных разломов, рассечены достаточно крупными разломами широтного, меридионального, северо-восточного и северо-западного простирания, которые были заложены еще в каледонскую и герцинскую орогению. В киммерийскую эпоху произошло подновление древних разломов и заложение новых тех же направлений.

По данным М. М. Повилайтис и В. Н. Игнатовича, процесс формирования месторождений рудного поля был достаточно сложным и длительным (табл. 9).

Таблица 9

Последовательность минерализации в Джидинском рудном поле

Этапы	Стадии минерализации	Междуэтапные проявления дайковых пород
1. Дорудный	Щелочного метасоматоза Кварц-микроклиновая	Аплиты
2. Молибденовый	Молибденитовая Кварц-молибденитовая	Аплит-порфиры
3. Микроклин-кварцевый	Кварц-пиритовая Микроклин-кварцевая	Серые сиенит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры Горкинские гранит-порфиры
4. Кварц-вольфрамовый	Пегматоидно-микроклиновая Гюбнерит-кварцевая Микроклиновая	
5. Сульфидно-вольфрамовый	Кварц-сульфидно-гюбнеритовая Кварц-родохрозит-гюбнеритовая Роговикового кварца	

Первомайское молибденовое месторождение приурочено к прикупольной части массива первомайских лейкократовых гранит-порфиров, которые прорывают осадочно-эффузивную толщу рудного поля в зоне ее контакта с кварцевыми диоритами (см. рис. 20). Массив имеет штокообразную форму с контактами, погружающимися в сторону вмещающих пород под углами в 40—75°.

Крутопадающие кварц-молибденитовые прожилки Первомайского месторождения имеют самое различное простирание, но единое крутое падение. Круговые диаграммы ориентировки трещин, составленные на основе массового замера этих прожилков, имеют отчетливое поясное строение, с поясом полюсов трещин единого крутого падения, но самых разнообразных простираний. Эти трещины отрыва, несомненно, возникли в условиях локальных радиальных дислокаций, обусловленных интрузивным давлением. Подчиненную роль в Первомайском штоке гранит-порфиров играют отдельные кварц-молибденитовые жилы.

К западу от Первомайского штока гранит-порфиров среди метаморфизованных гранодиоритов располагается вытянутая в меридиональном направлении зона развития рудных прожилков, образующих штокверк Инкурского вольфрамового месторождения. Он располагается над скрытым куполом гранит-порфиров. В пределах штокверка в порядке их образования выделяются: 1) полевошпатовые прожилки с шеелитом; 2) кварц-гюбнеритовые прожилки с мусковитом и флюоритом; 3) прожилки розового микроклина; 4) кварцевые прожилки со сфалеритом, галенитом, блеклой рудой и др. Значительно реже наблюдаются более поздние родохрозитовые и халцедоновые жилки.

Штокверк всюду образован двумя системами взаимно перпендикулярных крутопадающих рудных прожилков: одна по простиранию направлена в сторону Первомайского гранит-порфирового массива, а другая к ней перпендикулярна и круто падает к массиву (см. рис. 20). Таким образом, прожилки штокверка имеют радиально-концентрическую ориентировку.

Максимальная плотность прожилков установлена в средней части штокверка, где широко распространены жилки мощностью в 5—25 см (и иногда более). К периферии их плотность и мощность (2—4 см) уменьшаются. Объем породы, занятый прожилками, в центральной части штокверка достигает 6—13%, на периферии 1—3,5%, а за пределами промышленного контура 0,5%. На глубину плотность прожилков и их мощность уменьшаются. Интересно, что в центральной части площади, занятой штокверком, явно преобладают почти мономинеральные кварцевые прожилки, а в северной и южной частях широко развиты менее мощные, но более обогащенные гюбнеритом кварц-мусковитовые жилки. Установлено одновременное обра-

зование рудных прожилков радиальной и концентрической систем, что дает основание предположить их возникновение в процессе радиальных дислокаций.

Ранее возникший штокверк Первомайского и более поздний штокверк Инкурского месторождений формировались в единой структурно-геологической обстановке, но они связаны с импульсами радиальных дислокаций на различных глубинных уровнях Первомайского штока. Центр радиальных импульсов в период формирования Инкурского месторождения располагался явно глубже соответствующего центра при становлении Первомайского месторождения.

Молибденовое месторождение Клаймакс (штат Колорадо, США). Это самое крупное молибденовое месторождение мира расположено в древних докембрийских гранитах, гнейсах и кристаллических сланцах непосредственно около крупного субмеридионального разлома Москито (сбросо-сдвиг с вертикальной составляющей смещения 2700 м и горизонтальной около 450 м), по которому докембрийские образования контактируют с палеозойской толщей района.

По С. Р. Уоллесу, Н. К. Мункастеру и другим (Многократная интрузия..., 1973), породы, принимающие участие в строении месторождения, разбиты разломами различных направлений и прорваны в олигоценное время, вдоль оси докембрийской антиклинали кремнисто-щелочной магмой, с которой связано образование интрузивного комплекса Клаймакс. Формирование штока Клаймакс происходило в четыре сближенных во времени главных интрузивных фазы, каждая из которых сопровождалась своей гидротермальной минерализацией, тесно связанной с ней генетически, пространственно и во времени. В процессе становления интрузивного тела каждой фазы происходило как магматическое обрушение вмещающих пород, так и образование надинтрузивного купола.

Рудные тела, связанные с каждой интрузивной фазой, в общем похожи одно на другое, но интенсивность и особенности распространения минерализации в них различны. Зона сильно окварцованных пород залегает у верхнего контакта интрузивного тела каждой фазы; молибденовые рудные тела их перекрывают и окружают. Зона пирит-вольфрамовой минерализации располагается висячем боку молибденовых рудных тел.

Для двух продуктивных интрузивных фаз характерны дополнительные интрузивные импульсы, с которыми связаны небольшие пегматитовые и аплитовые дайки, содержащие вкрапленность молибденита и гюбнерита; затем образовались порфировые дайки и жилы, секущие и аплиты и пегматиты, но пересекаемые кварц-молибденитовыми прожилками. Данные породы одновременны с гидротермальной деятельностью или, возможно, характеризуют некоторый перерыв в ней. Главное,

что они являются по существу производными того же самого источника, который породил и гидротермальные растворы.

Первичный химический и минеральный состав различных интрузивных фаз, принимающих участие в строении штока Клаймакс, в общем единый. Породы каждой фазы сложены кварцем, ортоклазом, альбитом и биотитом. В пределах штока выделяются Юго-Западный и Центральный массивы, аплит-порфиры и дайки внутрирудных порфиров и гранит-порфиры и дайки поздних риолит-порфиров, являющиеся производными четырех последовательных интрузивных фаз (см. рис. 21, а).

Юго-западный массив на горизонте штольни Филлипсон имеет эллиптическое горизонтальное сечение и размеры около 540×330 м, с удлинением в широтном направлении. С ним связана серия даек довольно сложной формы. Порфиры массива сложены субгидральными фенокристаллами кварца и ортоклаза (размером в 2—3 мм), располагающимися в тонкозернистой массе того же состава. На глубине в породе установлен альбит; в участках с наименьшими вторичными изменениями выявлены чешуйки биотита. Дайки, связанные с рассматриваемым массивом, местами проникают внутрь рудного тела Сириско и поэтому часто весьма интенсивно минерализованными. В то же время в отдельных случаях эти дайки пересекают кварц-молибденитовые прожилки, а местами и сами пересекаются ими.

Центральный массив имеет форму вертикального штока с куполовидной кровлей. Горизонтальное его сечение округлое, с глубиной оно возрастает. Диаметр штока на горизонте Филлипсон достигает 360 м. В процессе его формирования антиклинальная складка, в которую он внедрился, превратилась в брахиантиклиналь. Дайки порфиров, связанные с Центральным массивом, располагаются по его периферии и над ними, изгибаясь как в плане, так и в разрезе. По минеральному составу Центральный массив аналогичен Юго-Западному, но слагающие его минералы несколько более крупнозернисты. В приконтактной его части местами отмечается зона закалки.

Аплит-порфиры были третьей основной фазой штока Клаймакс. При внедрении в Центральный массив они образовали шток, в кровле его возникла система радиальных трещин отрыва, к которым приурочены дайки так называемых внутрирудных порфиров. По минеральному составу аплит-порфиры аналогичны более ранним интрузивным породам штока Клаймакс.

Гранит-порфиры штока Клаймакс встречаются на глубине скважинами (ниже тела аплит-порфиров). По форме и размерам слагаемое ими тело близко к описанным более ранним интрузивным телам. С гранит-порфирами (средне-крупнозернистыми с ортоклазом, альбитом и кварцем) связаны дайки поздних риолит-порфиров.

В пределах месторождения выделяются три самостоятельных, располагающихся одно над другим рудных тела, прост-

ранственно, во времени и генетически связанных с одной из трех продуктивных интрузивных фаз штока Клаймакс. Самое верхнее рудное тело Сириско (см. рис. 21, б, 1) связано с Юго-Западным массивом, Верхнее (II) — с Центральным и Нижнее (III) — с аплит-порфирами.

Наиболее детально изученное Верхнее рудное тело в плане имеет округлую или кольцевую форму, а в разрезе аркообразную. На уровне примерно 210 м выше горизонта Филлипсон диаметр его около 600 м. На уровне 60 м ниже оно представлено в плане кольцеобразной рудной зоной с внутренним диаметром около 210 м и внешним в 660 м. На горизонте Филлипсон (см. рис. 21, а) оно имеет овальную в плане форму соответственно с длинными осями верхнего контакта в 810—1080 м и шириной кольцеобразной зоны в среднем около 270 м.

В процессе гидротермальной деятельности образовались зоны фельшпатизации, пиритизации — вольфрамитовой минерализации и интенсивного окварцевания. Каждая из этих зон повторяла форму рудных тел и соответственно располагались внутри, выше и ниже Верхнего рудного тела.

Основное оруденение связано с кварц-молибденитовыми прожилками (мощность от 1—2 мм до 1—2 см), концентрирующими 95—97% всего молибдена. В подчиненном количестве молибден встречается в плитообразных кварцевых телах (жилах), в виде вкрапленности в пегматитовых линзах и аплитовых дайках, во включениях или обломках среди более молодых интрузивных пород, в виде неправильных скоплений и редких чешуек в сильно окварцованных породах. Основной компонент рудных прожилков — мелкозернистый кварц, встречаются ортоклаз и флюорит. Среди более поздних прожилков установлены серицит, пирит, топаз. Молибденит и сопутствующие ему минералы отлагались путем выполнения открытых полостей, чаще с широким развитием метасоматического замещения.

Подстилающие Верхнее рудное тело сильно окварцованные породы, сложенные тонкозернистым белым и светло-серым гидротермальным кварцем, образуют зону диаметром около 450 м, при мощности в 90—180 м. Она в общем повторяет форму рудного тела. Над рудным телом и по его периферии размещается широкая зона концентрации пирита, обогащенная вольфрамитом и гюбнеритом. В очень незначительных количествах в рудах месторождения встречаются касситерит, браннерит, ильменорутил и монацит.

Самое верхнее рудное тело месторождения Сириско почти полностью эродировано. Корневые его части представлены зоной убогих руд и минерализованных пород диаметром около 1350 м. В целом оно располагается на большем удалении (120—150 м) от контакта с Юго-Западным массивом, чем Верхнее рудное тело от Центрального массива (60—90 м). Ме-

нее интенсивно в его пределах развита и трещиноватость вмещающих пород.

Нижнее рудное тело располагается в 30—60 м над кровлей массива аплит-порфиров. По размерам оно несколько уступает Верхнему рудному телу. В верхней его части выявлено несколько поздних пологопадающих кварц-молибденитовых жил мощностью до 30 см, которые, как полагают С. Р. Уоллес и другие, приурочены к трещинам оседания. В основании Нижнего рудного тела отмечается зона сильно окварцованных пород. Вольфрамоносная зона располагается не только над молибденовым оруденением, но и проникает достаточно глубоко во внутреннюю его часть.

Широко, но весьма неравномерно на месторождении проявлена поздняя «безрудная» стадия (кварц, пирит, серицит, топаз, флюорит, каолинит, родохрозит, халькопирит, сфалерит, галенит, гюбнерит, молибденит), образования которой наблюдаются в зонах разломов, в пегматитовых линзах, в виде тонких прожилков в различных порфирах.

В штокерковых рудных телах месторождения Клаймакс развита густая сеть мелких минерализованных трещин, количество которых достигает до 40—50 на 1 м. Обычно интенсивность трещиноватости возрастает к висячему боку рудных тел. Ведущее значение имеют трещины радиальной ориентировки с вертикальным падением и со средними углами наклона, подчиненное — пологопадающие трещины. С. Р. Уоллес, Н. К. Мункастер и другие исследователи пришли к совершенно правильному выводу, что образование таких трещин тесно связано с механизмом формирования сложного штока Клаймакс и прежде всего с проявлением интрузивного давления в процессе его становления.

Булуктаевское молибден-вольфрамовое месторождение находится в бассейне р. Джиды, в Юго-Западном Забайкалье. Располагается в юго-восточной части палеозойского Джидинского синклинория [Туговик Г. И., 1974]. Здесь флишеидные отложения нижнего кембрия смяты в складки северо-западного простирания и прорваны палеозойскими габброидами и кварцевыми монзонит-сиенитами (джидинский комплекс) с их жильной серией (лампрофиры, диоритовые порфиры, сиенито-диориты, гранит-порфиры), а также мезозойскими аляскитами (гуджирский комплекс) и ассоциирующими с ними дайками бостонитов, аплитов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров и гранит-пегматитов.

Молибден-вольфрамовое оруденение месторождения сосредоточено в пределах трубки взрыва и в ближайшем ее экзоконтакте (рис. 50). Трубка расположена в краевой части верхнепалеозойских монзонит-сиенитов, вблизи их контакта с мезозойскими аляскитовыми гранитами. Приконтактовая часть монзонит-сиенитов здесь осложнена поясом даек джидинского

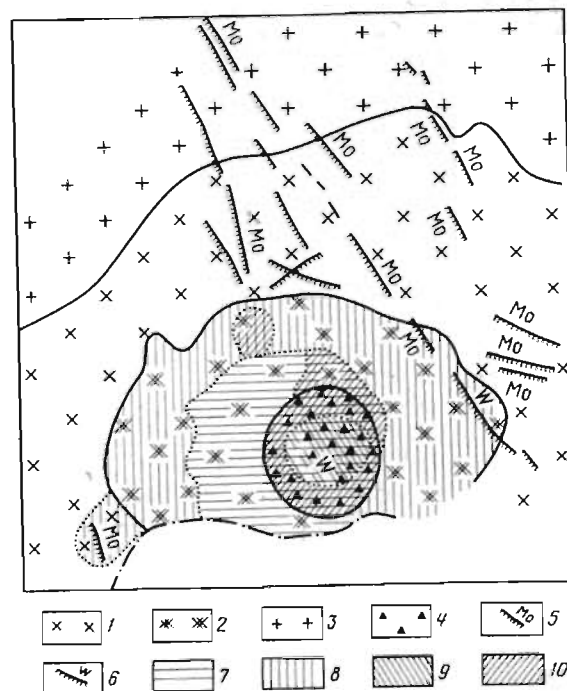


Рис. 50. Схема размещения оруденения на Булуктаевском вольфрамо-молибденовом месторождении. По Г. И. Тугову.

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

комплекса, вытянутым согласно с контактом с северо-восточным направлением. Трубка имеет округлое горизонтальное сечение и общую столбообразную форму с диаметром 107—120 м и крутым (70°) наклоном к северо-западу. На глубину она прослежена на 300 м, при этом забой скважины не вышел из брекчии. Контакты трубки неровные, извилистые и в плане и в разрезе с постепенным переходом полимиктовой брекчии в брекчированные вмещающие монзонит-сиениты. Ширина переходной зоны колеблется в пределах 0,3—2 м.

В обломках брекчии установлены кварцевые монзонит-сиениты, гранит-порфиры, диорит-порфиры, лампрофиры (10%), бостониты и преобладающие (60—70%) метаморфизованные осадочно-эффузивные породы. Форма обломков в основном угловатая; размеры их колеблются от микроскопически малых до 30—50 см (в среднем 2—5 см); иногда встречаются глыбы в 2—5 м в поперечнике. Цемент — постмагматический рудный кварц и тонко дробленый обломочный материал. С поверх-

ности не подмечено каких-либо закономерностей в размещении обломков по их крупности, на глубине (по данным одной скважины) менее дробленый материал занимает центральную часть трубки.

Намечаются некоторые закономерности размещения обломков различного состава: обломки кварцевых монцит-сиенитов установлены только в приконтактной зоне трубки и далее 6 м от контакта не встречены; аналогично размещение и обломков бостонитов.

Представляет интерес так называемая периферическая брекчия, распространенная в кольцевой зоне, окаймляющей трубку взрыва. Внешний диаметр ее достигает 200—220 м. В этой зоне вмещающие трубку монцит-сиениты раздроблены и сцементированы кварцем и сопутствующими ему минералами. Помимо этого здесь, и особенно в северной части кольца, встречены изолированные включения меланократовых пород размером от 1—2 см² до 4 м² (и более) в поперечном сечении, представленные лампрофитами, эффузивно-осадочными метаморфизованными породами, реже диорит-порфирами и гранит-порфирами. Они имеют преимущественно плоскопараллельные ограничения; нередко образуют цепочки близлежащих плоскопараллельных блоков, и по-видимому, представляя собой разобщенные блоки, принимавшие участие в строении дайкового пояса, расположенного севернее трубки взрыва.

На месторождении известны рудные жилы и прожилково-вкрапленное штокерное оруденение. Штокер захватывает оруденелую брекцию трубки взрыва и прилегающие к ней брекчированные сиенит-монциты. Рудные прожилки (от нескольких миллиметров до 5 см) не имеют определенной ориентировки и как бы обтекают обломки брекчий. Выделяются прожилки кварц-молибденовые, кварц-полевошпатовые, кварц-вольфрамитовые и халцедоновидного кварца. Кварц-гюбнерит-шеелитовые и преобладающие кварц-молибденитовые жилы развиты в экзоконтакте трубки взрыва. Простирание их северо-западное, падение крутое.

По данным А. Ф. Коржинского, Е. В. Францкой и других, общая схема последовательности развития минерализации на месторождении рисуется в следующем виде.

I. Редкометально-молибденовый этап. Стадии: 1) редкометально-пегматоидная; 2) ранняя эпимагматическая, молибденитовая; 3) молибденитовая гидротермальная; 4) кварц-пиритовая.

II. Этап внедрения даек аплитов.

III. Вольфрамовый этап. Стадии: 5) микроклиновая и кварц-микроклиновая; 6) кварц-гюбнерит-шеелитовая; 7) кварц-гюбнерит-сульфидная.

IV. Послерудный этап. Стадии: 8) кварц-флюоритовая; 9) халцедоновидного кварца.

Возникновение редкометально-пегматоидных жилок в монцит-сиенитах сопровождалось образованием кварц-микроклиновых и кварц-микроклин-биотитовых оторочек. С молибденитовой стадией связана грейзенизация вмещающих пород, с кварц-гюбнерит-шеелитовой — кварц-слюдистых оторочек. В последних возник более низкотемпературный, чем в обычных грейзах, мусковит.

В распределении минерализации около трубки взрыва наблюдается отчетливая горизонтальная зональность. В пределах трубки взрыва и в окружающих ее брекчированных монцит-сиенитах она концентрическая. На большей части площади трубки взрыва располагается оруденение с достаточно низким содержанием вольфрама; в эндо- и экзоконтакте трубки проходит кольцевая зона с высоким содержанием вольфрама. Последняя в зоне брекчированных монцит-сиенитов окаймляется полукольцевой зоной убогого молибденового оруденения, а на еще большем удалении от трубки размещается кольцевая зона с богатым молибденовым оруденением (см. рис. 50). За пределами брекчированных пород прослеживается зона жильного молибденового, частично вольфрамового оруденения северо-западного простираения.

Таким образом, непосредственно в трубке взрыва и в ближайшем ее экзоконтакте наблюдается концентрическая зональность в распределении оруденения, определяемая серией кольцевых разрывов, которая с удалением от трубки сменяется молибденовой жильной зоной, где жилы приурочены к крупным тектоническим трещинам скалывания.

15. Штокерные тела различной формы, приуроченные к трещинам различной генетической природы

Известны постмагматические месторождения, в которых рудный штокер образован серией трещин различной генетической природы. Это некоторые вольфрамовые, молибден-вольфрамовые и отдельные редкометальные месторождения. В штокерах обычно сочетание рудоносных трещин термической контракции, трещин обусловленных локальными радиальными дислокациями и тектонических. Иногда встречаются штокеры с сочетанием трещин термической контракции, тектонических и разрывов сложного генезиса.

Жильно-штокерное месторождение Караоба расположено в Центральном Казахстане. Оно изучалось многими исследователями; особая роль принадлежит Г. Н. Шербе [1960], по данным которого дано его описание; использованы также отдельные данные А. А. Фролова, С. В. Белова и других. Некоторые выводы сделаны автором на основе анализа имеющегося фактического материала.

Месторождение приурочено к восточному крылу Карасайской синклинальной зоны, в центральной части которой располагается известняковая толща нижнего карбона (турне и визе), а на крыльях девонские вулканогенные отложения. Эффузивно-пирокластические породы девона занимают большую часть площади рудного поля, известняки нижнего карбона развиты в западной и юго-западной его части. Девонская вулканогенная толща имеет северо-западное простирание и пологое (от 5—7° до 30—35°) падение к юго-западу.

Вулканогенная толща девона и известняки прорваны Караобинским гранитным массивом, располагающимся в восточной части рудного поля. Он имеет форму неправильного эллипса, вытянутого в северо-северо-западном направлении. В строении его принимают участие последовательно образовавшиеся, сближенные в пространстве и во времени среднезернистые и мелкозернистые граниты и гранит-порфиры. Среди пород дайковой формации встречены граниты, гранит-порфиры, аплиты и пегматиты. На контакте с гранитами вулканогенные породы подверглись фельдшпатизации и биотитизации, а известняки перекристаллизированы. По мнению Г. Н. Щербы, массив Караоба не шток, а выступ более крупного магматического тела, скрытого на глубине. Контакты его всюду пологие — от 15—20° до 45° (и более) в сторону вмещающих пород.

Породы месторождения рассечены разломами и крупными трещинами протяженностью по простиранию от сотен метров до первых километров. По типу смещения они относятся к сбросо-сдвигам с перемещением прилежащих блоков на десятки, а местами на сотни метров. Наиболее широко распространены разрывы северо-восточного и северо-северо-западного простирания; шпротные, меридиональные и северо-северо-восточные ограниченно развиты.

В пределах рудного поля Караоба выделяются Центральный (занимает площадь массива Караоба и его ближайшего экзоконтакта), Молибденовый (располагается среди девонских туфов, к югу от Центрального) и Западный (в области контакта известняков с эффузивно-пирокластической толщей) участки. Два последних размещаются над скрытыми выступами гранитов.

По данным большинства исследователей [Щерба Г. Н., 1960; Ермилова Л. П., 1964 г.; Демченко А. И., 1973 г.; Сенчило Н. П., Мухля К. А., 1975 г. и др.], сложный многоэтапный процесс минералообразования развивался на месторождении в такой последовательности: 1) шлировые пегматиты; 2) калишпатизация гранитов; 3) альбитизация гранитов; 4) площадная грейзенизация ранних гранитов; 5) дайки порфировидных гранитов; 6) кварц-молибденитовые жилы и прожилки и околожильная грейзенизация; 7) дайки аплитов и гранит-порфиров; 8) кварц-вольфрамитовые жилы и прожилки и

околожильная грейзенизация; 9) кварц-сульфидные жилы; 10) жилы гребенчатого кварца; 11) кварц-флюоритовые жилы; 12) кальцитовые жилы; 13) халцедоновидные прожилки; 14) цеолитовые прожилки.

Рудные тела месторождения жильно-штокверковые. Выделяются пологопадающие кварц-молибденитовые жилы и сопряженное с ними штокверковое оруденение, приуроченное к трещинам термической контракции [Щерба Г. Н., 1960; Строганов А. Н., Юнаковская Ю. В., 1964]. Крутопадающие жильные тела, по мнению большинства исследователей, приурочены к тектоническим трещинам скалывания, среди которых ведущая роль принадлежит разрывам северо-восточного и северо-западного простирания. Такой вывод, видимо, правилен для определенной части рудных жил.

В то же время детальное рассмотрение рис. 51, а показывает, что крутопадающая жильная система месторождения в общем образует крупную дуговидную зону с выпуклостью к востоку. При движении вдоль нее с юга на север можно видеть, как крутопадающие шпротные и преобладающие северо-восточные жилы на южном фланге дуги к северу постепенно сменяются жилами северо-северо-восточного, затем меридионального и на крайнем северном фланге дуги жилами северо-северо-западного простирания. Ряд крутопадающих вольфрам-кварцевых жил имеют отчетливую дуговидную форму. Эти данные дают нам основание думать, что значительная часть крутопадающих рудных жил месторождения приурочена к крупным трещинам, которые возникали под воздействием мощных локальных радиальных дислокаций, связанных с давлением внедряющихся магматических расплавов.

Вокруг крутопадающих жил развиты мощные зоны рудносных штокверков, возникших в кварц-вольфрамитовую и кварц-сульфидную стадий. По А. А. Фролову, С. В. Белову и В. О. Валькову, строение этих зон, общей мощностью от 10—15 до 30—40 м, зональное. Непосредственно около жил плотность штокверка достигает 10—20 на 1 м (местами до 30). С удалением от жил плотность прожилков постепенно уменьшается и в центральной части между жилами составляет 2—6 прожилков на 1 м. Мощность прожилков от 0,3—до 5 см (в среднем 0,7—0,8 см). Объем кварцево-прожилковой массы в штокверках 4—8%, а с учетом кварцевых жил — до 15%. По генетической природе трещины, образующие штокверк месторождения Караоба неоднородны. Среди них трещины, связанные с термической контакцией, обусловленные механической активностью внедряющихся магматических расплавов и тектонические, сопряженные и оперяющие разломы и крупных трещин.

Круговая диаграмма ориентировки трещин, составленная А. А. Фроловым и другими на основе замера трещин в рудосном штокверке в гранитах (см. рис. 51, б), имеет поясовое

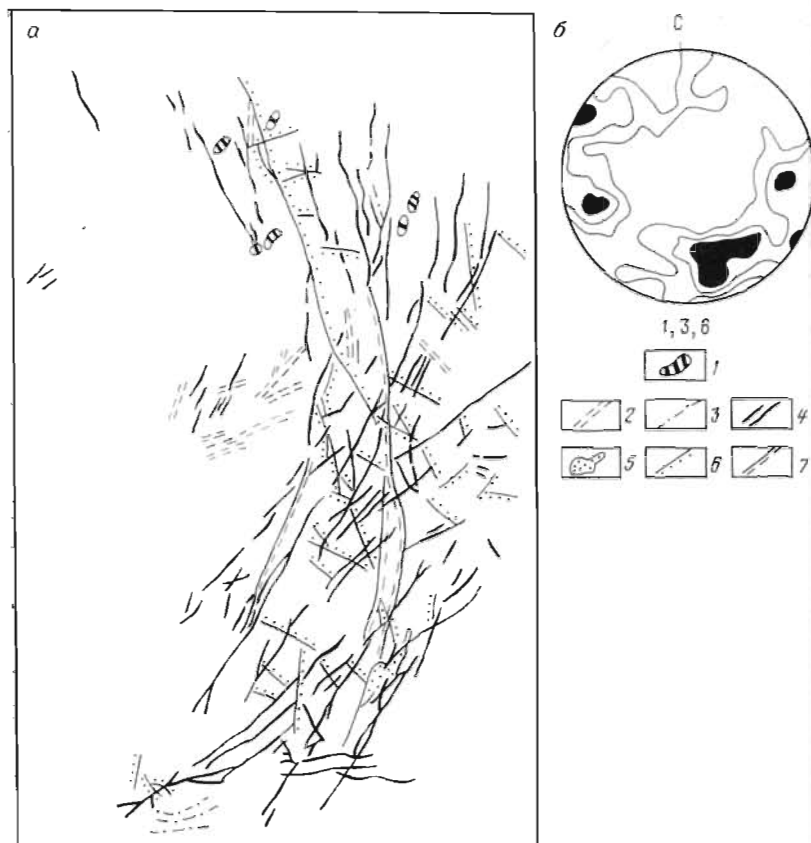


Рис. 51. Схема размещения жил месторождения Караоба в пределах выступа массива (а). По О. А. Синеву и А. Г. Борисовскому. б — круговая диаграмма ориентировки кварц-вольфрамитовых прожилков (123 замера в гранитах). По А. А. Фролову, В. О. Валькову и др.

1 — пегматиты; 2 — касситерит-кварцевые жилы; 3 — молибденит-кварцевые жилы; 4 — вольфрамит-кварцевые жилы; 5 — грейзены; 6 — кварц-сульфидные жилы; 7 — разломы

строение, с разорванным поясом полюсов трещин единого крутого и вертикального падения, но самых различных простираний. Такие диаграммы характерны для трещин, возникших в условиях локальных радиальных дислокаций.

Таким образом, данная диаграмма убедительно подтверждает высказанные автором, а также А. А. Фроловым и другими исследователями соображения о широком развитии в рудоносном штокверке месторождения разрывов, связанных с механическим воздействием на вмещающие породы кровли внедряющихся магматических расплавов. В то же время на рассмотренной диаграмме выделяются четыре отчетливых, концентрированных максимума характеризующих: 1) вертикальные

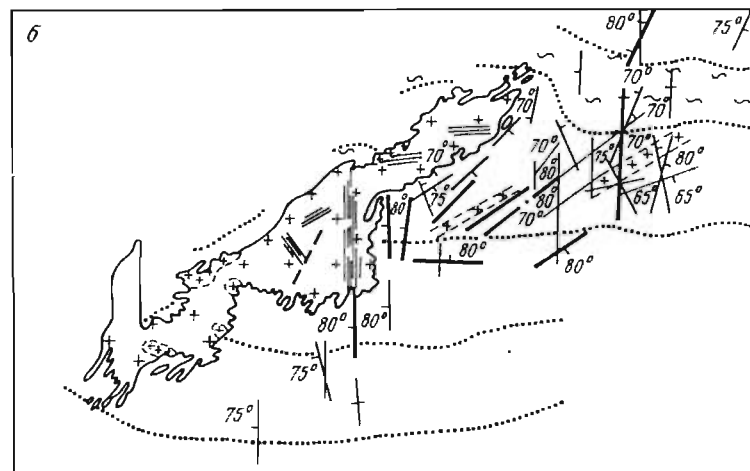
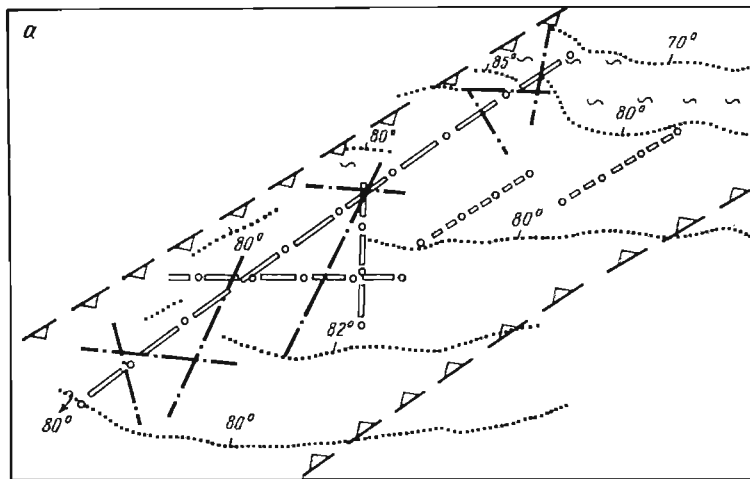
трещины северо-восточного простирания; 2) крутопадающие в восточные румбы трещины северо-северо-восточного направления; 3) крутопадающие в западные румбы северо-северо-западные трещины и 4) крутопадающие в южные румбы разрывы субширотного простирания. Эти системы трещин, вероятнее всего относятся к наложенным тектоническим разрывам.

Богутинское вольфрамовое месторождение находится в Казахстане. В строении его принимают участие терригенные породы среднего ордовика, смятые в субширотные складки с крутым ($60-80^\circ$) падением крыльев (Формирование..., 1974). В районе месторождения они образуют флексурный изгиб, в пределах которого слои вмещающих пород приобрели северо-восточное простирание. По мнению автора, флексурная возникла за счет смещения типа левого сдвига, вдоль крутопадающего скрытого разлома фундамента северо-восточного простирания.

Ордовикская толща прорвана Богутинским массивом лейкократовых гранитов, который в современном эрозионном срезе имеет вид неправильного, узкого трещинного тела, вытянутого в северо-восточном направлении (рис. 52). Северо-западный его контакт крутой (80°), юго-восточный более пологий ($50-60^\circ$). Поверхность последнего сложная, с серией мелких слепых параллельных гребней. В строении массива принимают участие биотит-роговообманковые и прорывающие их аплитовидные граниты. Граниты и вмещающая их девонская толща прорваны послерудными дайками диабазовых и лабрадоровых порфиритов, а также лампрофиров.

Во внутренней зоне экзоконтакта гранитного массива шириной до 250—300 м вмещающие породы испытали магматическое пропитывание, ороговикование и скарнирование. Здесь широко развиты полевошпат-биотит-кварцевые и полевошпат-тремолит-кварцевые роговики и кварц-биотитовые сланцы. Во внешней зоне экзоконтакта шириной до 200—250 м развиты полевошпат-тремолит-кварцевые песчаники и кварц-хлоритовые сланцы.

Рудная зона Богутинского месторождения представлена линейно-сетчатым рудным штокверком с шеелитоносными кварцевыми жилами и прожилками. Структура месторождения определяется тектонической зоной дробления северо-восточного простирания среди орогоговикованных песчано-сланцевых пород, захватывающих юго-восточный экзоконтакт Богутинского массива. Здесь проходит главный, крутопадающий (80°) к северо-западу разлом северо-восточного простирания, к которому приурочен Богутинский гранитный массив. Параллельно ему прослеживаются более мелкие сопряженные с ним разломы. Помимо этого рассматриваемая зона осложнена другими крутопадающими разломами — меридионального, широтного, северо-северо-восточного, реже северо-северо-западного и запад-северо-западного направления (см. рис. 52).



По данным Н. Г. Щербы, Б. А. Салина и других, формирование месторождения проходило в три последовательные стадии (табл. 10).

В процессе рудоотложения интенсивно развивался метасоматоз, захватывающий как граниты, так и вмещающие осадочные породы. В гранитах широко развиты альбитизация, грейзенизация и окварцевание. В ороговикованных породах надинтрузивной зоны произошло замещение первичных минералов песчаников и сланцев серицитом, хлоритом, эпидотом, кальцитом, пиритом и др.

Штокверк Богутинского месторождения привлекал внимание многих исследователей [Г. Н. Щерба, Б. А. Салин, А. А. Фро-

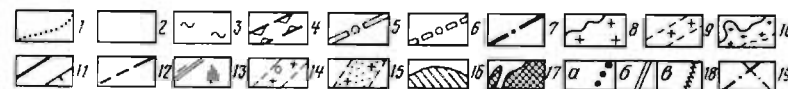
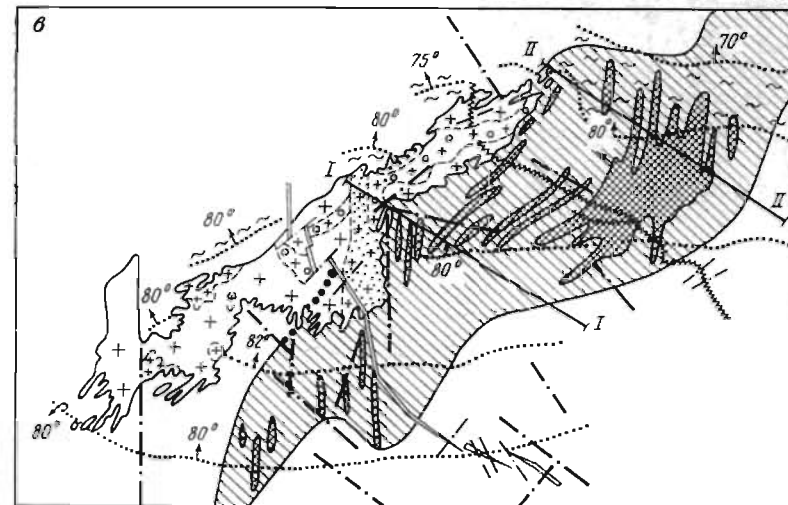


Рис. 52. Последовательность формирования штокверка Богутинского месторождения [Формирование..., 1974]. а — доинтрузивная тектоника; б — образование интрузива, рудная тектоника, в — оруденение.

1 — слоистость; 2 — песчаники; 3 — сланцы; 4 — тектоническая зона; 5–7 — доинтрузивные нарушения: 5 — главные разломы, 6 — расколы, не выходящие на поверхность, 7 — нарушения второго порядка; 8–9 — рудоносный интрузив: 8 — средне- и крупно-зернистые граниты, 9 — гребни гранитов на глубине; 10 — фацция мелкозернистых гранитов; 11–12 — рудная тектоника: 11 — системы жильно-вмещающих трещин вольфрамового штокверка, 12 — трещины в гранитах с молибденоносными жилами; 13 — системы трещиноватости в гранитах; 14–15 — изменения в гранитах: 14 — окварцевание, 15 — грейзенизация; 16 — рудное тело; 17 — руды с повышенным содержанием вольфрама; 18 — последние рудные дайки диабазовых (а) и лабродоровых (б) порфиров и лампрофиров (а); 19 — последние нарушения

лов, В. О. Вальков и др.). Проводились массовые замеры трещин, образующих штокверк, с составлением круговых диаграмм ориентировки трещин. Изучение показало, что строение штокверка месторождения в общем зональное, обусловленное как различной его плотностью, так и количественными соотношениями между трещинами различной генетической природы.

Наиболее высокая концентрация кварцевых жил и прожилков наблюдается в гранитах и в его ближайшем юго-восточном экзоконтакте, с постепенным уменьшением их концентрации к флангам месторождения. В то же время кварцевые жилы и прожилки в гранитах обычно лишены вольфрамовой минерализации. Рудоносны лишь кварцевые жилы и прожилки среди осадочно-метаморфических пород. Вероятно, такая избирательность в размещении вольфрамового оруденения определялась геохимическими факторами.

Последовательность формирования и условия минералообразования Богутинского месторождения

Процесс	Стадии минерализации	Генерация жил и прожилков	Основные минералы		Рудогенные элементы и примеси
			рудные	нерудные	
Орогонокание	Дорудная	Метаморфические кварцевые	Пирит	Кварц, хлорит	
			Шеелит	Калишпат, кварц	W
			Шеелит, молибденит	Кварц	W, Mo
			Шеелит, вольфрамит, пирит, молибденит, висмутин	Мусковит, кварц, флюорит	W, Mo, Bi, Ag, Ga, P
		Кварц-сульфидные	Пирит, сфалерит, газенит, халькопирит	Кварц	Pb, Zn, Cu, Ag, Cd, In, Ni, Co
Грейзенизация, жнлообразование	Рудная	Редкометалльный этап	Кварц	Кальцит, эпистильбит	
		Сульфидный этап	Кварц	Кальцит, эпистильбит	
Послерудная	Послерудная	Кальцитовые и цеолитовые	Кварц	Кальцит, эпистильбит	
			Кварц	Кальцит, эпистильбит	

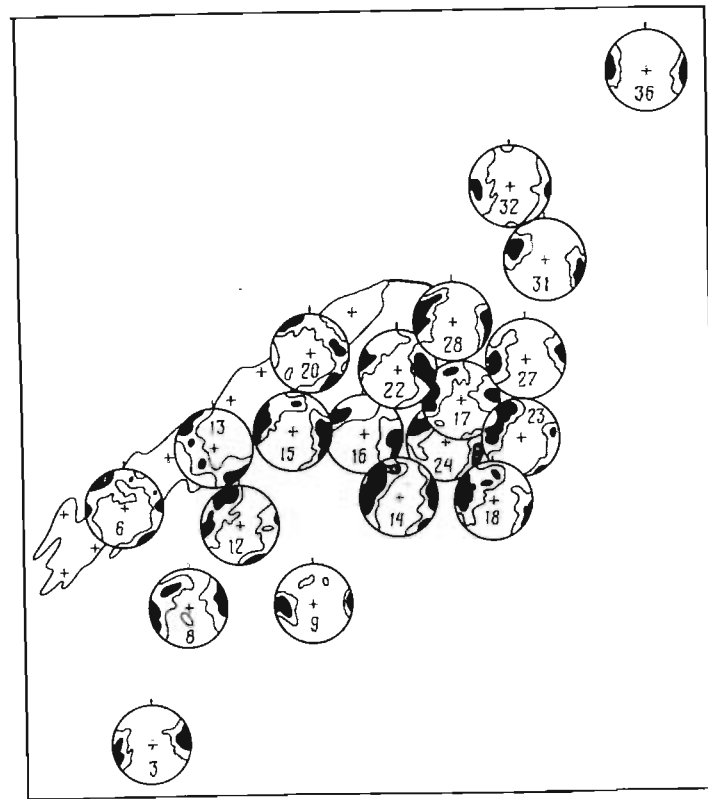


Рис. 53. Круговые диаграммы ориентировки кварц-шеелитовых прожилков Богутинского месторождения. По В. О. Валькову и А. А. Фролову

А. А. Фролов и В. О. Вальков показали, что круговые диаграммы, построенные по замерам прожилков в гранитах и местах в ближайшем их экзоконтакте, имеют поясное строение с поясом полюсов трещин единого крутого падения, но самых разнообразных простирааний (рис. 53, диаграммы 6, 13, 20, 15, 22). Формирование этих трещин происходило на фоне локальных радиальных дислокаций, связанных с интрузивным давлением. В то же время в пределах отмеченных поясов выделяются единичные концентрированные максимумы, характеризующие крутопадающие трещины меридионального, субмеридионального и северо-восточного простираания. Последние вероятнее всего относятся к несколько более поздним тектоническим разрывам.

Диаграммы, построенные по замерам на флангах штокверковой зоны (см. рис. 53, диаграммы 3, 9, 36, 31, 27), имеют совершенно иной общий рисунок и характеризуются единичными

максимумами, отражающими главным образом меридиональные, субмеридиональные, иногда северо-восточные, реже других направлений тектонические трещины. Для зон штокверка в ближайшем экзоконтакте гранитного массива типичен промежуточный тип диаграмм с явной тенденцией к поясному строению с отчетливыми концентрированными максимумами, отражающими системы в основном крутопадающих меридиональных, субмеридиональных и северо-восточных тектонических трещин.

Таким образом, при формировании трещин в центральной части штокверковой зоны месторождения, захватывающей граниты и ближайший их экзоконтакт, важная роль принадлежала не только тектоническим деформациям, но и деформациям, связанным с интрузивной тектоникой. С удалением от контакта с гранитами роль интрузивной тектоники постепенно затухала, а на крайних флангах штокверковой зоны полностью определялась тектоническими деформациями.

Интрузивная тектоника в процессе формирования месторождения проявилась не только в радиальных дислокациях, но и в явлениях термической контракции при остывании гранитного массива и пород кровли. При этом произошло проседание последней и приоткрывание возникших в ней трещин, это безусловно повысило проницаемость зоны штокверка. Нельзя не подчеркнуть также, что наиболее высокая насыщенность штокверковой зоны трещинами в гранитах и в области ближайшего его экзоконтакта, по-видимому, в значительной мере объясняется сочетанием на этой площади тектонических деформаций с деформациями, обусловленными интрузивной тектоникой.

По данным статистических замеров А. А. Фролова и В. О. Валькова мощность отдельных рудоносных кварцевых жил месторождения колеблется от долей сантиметра до 5—10 см (редко до 30—50 см), при протяженности по простиранию до 10—15 м. Мощность прожилков среди песчаников и сланцев в рудоносной части штокверка в среднем 1,7—1,8 см, в участках с убогим содержанием вольфрама и безрудных 0,7—1,0 см.

Отмечается также некоторая специфика проявления рудовмещающей трещиноватости в песчаниках и сланцах. В песчаниках средняя мощность прожилков 1,87 см, средняя плотность штокверка 4,7 на 1 м, процент кварцево-жильного выполнения 8,8, а в сланцах мощность прожилков 1,75 см, плотность штокверка 4,2 и процент кварцево-жильного выполнения 4,2. От верхних горизонтов месторождения к нижним отмечается возрастание средней мощности прожилков (до 2,3 см), при одновременном уменьшении плотности штокверка. Таким образом, намечается отчетливая тенденция перехода с глубиной штокверкового оруденения в жильное.

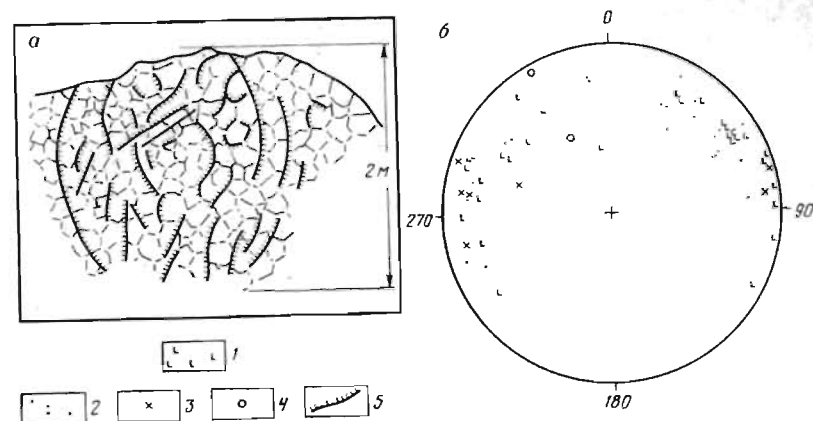


Рис. 54. Ориентировка рудоносных трещин в рудном теле штокверкового типа, залегающем в покрове фельзитов: а — зарисовка обнажения, б — диаграмма ориентировки рудоносных трещин (60 замеров). По В. А. Невскому, Ю. Д. Филоненко [1976].

Трещины: 1 — отрыва, 2 — дуговидные, 3 — скалывания, 4 — полюса плоскостей, в которых лежат продольные оси столбов; 5 — рудные прожилки

На месторождении достаточно ярко проявлена послерудная тектоника, выраженная в смещении кварцево-рудных жил и послерудной дайки лабрадоровых порфиров. Наблюдается, как показали А. А. Фролов и В. О. Вальков, широкое развитие малоамплитудных (не более первых десятков сантиметров) послонных, реже секущих ступенчатых смещений кварцевых жил. Плотность таких смещений (частота) доходит до 5 на 1 м. Удельная сдвиговая составляющая колеблется от 0,1 до 0,41 м на 1 м жилы (в среднем 0,2 м). При этом при подвижках по типу правого сбросо-сдвига северный блок пород перемещался относительно южного к востоку и вниз. Амплитуда таких подвижек постепенно уменьшалась с севера на юг. Суммарная горизонтальная составляющая смещения северного и южного флангов рудной зоны месторождения, по подсчетам указанных исследований, определяется в 250—300 м.

Геологическая история развития месторождения была достаточно длительной и сложной со сменой тектонических деформаций различного плана проявлениями интрузивной тектоники. Последняя наиболее ярко выражена в период становления Богутинского гранитного массива и ранней постмагматической минерализации, в послерудный этап при внедрении даек порфиров и лампрофиров.

На некоторых редкометалльных месторождениях, располагающихся в вулканогенных толщах, принимающих участие в строении вулканотектонических депрессий, известны штокверковые рудные тела со сложным сочетанием рудоносных трещин различной генетической природы. На рис. 54, а показана за-

рисовка обнажения одного из таких тел, располагающегося в покрове фельзитов [Невский В. А., Филоненко Ю. Д., 1976,]. Рудная минерализация здесь приурочена к трещинам термической контракции, образующим столбы с полигональным горизонтальным сечением, к прямолинейным тектоническим трещинам и к дуговидным трещинам по граням столбчатой отдельности. Формирование последних, как указывалось, связано со сложным сочетанием термической контракции и тектонических деформаций [Невский В. А., Филоненко Ю. Д., 1976,].

Автором совместно с Ю. Д. Филоненко был выполнен статистический замер рудоносных трещин в пределах штокерского рудного тела (см. рис. 54, б). Столбы в фельзитах здесь имеют полигональное горизонтальное сечение с поперечным размером от 15 до 25 см. Длинные оси столбов наклонены к северо-западу (330°) под углом в 40° ; местами за счет изгиба осей столбов этот угол возрастает до 84° . Зарисовка показывает широкое развитие в пределах рудного тела дуговидных трещин. На них обычно заметны следы скольжения в виде штрихов, ориентированных параллельно длинным осям столбов.

Статистический замер показал, что из 60 учтенных рудных прожилков на рассматриваемой площадке 31 (или 51,8%) приурочены к трещинам отрыва, создающим столбчатую отдельность в фельзитах, 22 (или 36,6%) — к дуговидным трещинам скалывания и только 7 (или 11,6%) — к тектоническим трещинам скалывания. Длина трещин отрыва по поперечному сечению столбов колеблется от 10 до 40 см (в среднем 23 см), при средней мощности приуроченных к ним рудных прожилков в 0,2 см. Длина дуговидных трещин 15—150 см (в среднем 65 см) при средней мощности прожилков 0,55 см; длина трещин скалывания 15—100 см (средняя 30 см), со средней мощностью рудных прожилков 0,4 см. На всей площади рудных прожилков 70% приходится на долю дуговидных трещин скалывания, 9% — на трещины отрыва и 21% — на тектонические. Таким образом, 79% площади рудных прожилков занимают дуговидные и контракционные трещины.

16. Неправильной формы тела в контакте массивов серпентинитов с вмещающими породами

В Калифорнии (США) известно ртутное месторождение Нью-Альмаден, оруденение которого приурочено к брекчии вмещающих пород, которая, как рубашка, облекает со всех сторон нацело серпентинизированный массив перидотитов (рис. 55, а). В аналогичной позиции находится никель-кобальтовое оруденение месторождения Акбар в районе Бу-Аззер в Марокко [Крутов Г. А., 1970] (рис. 55, б).

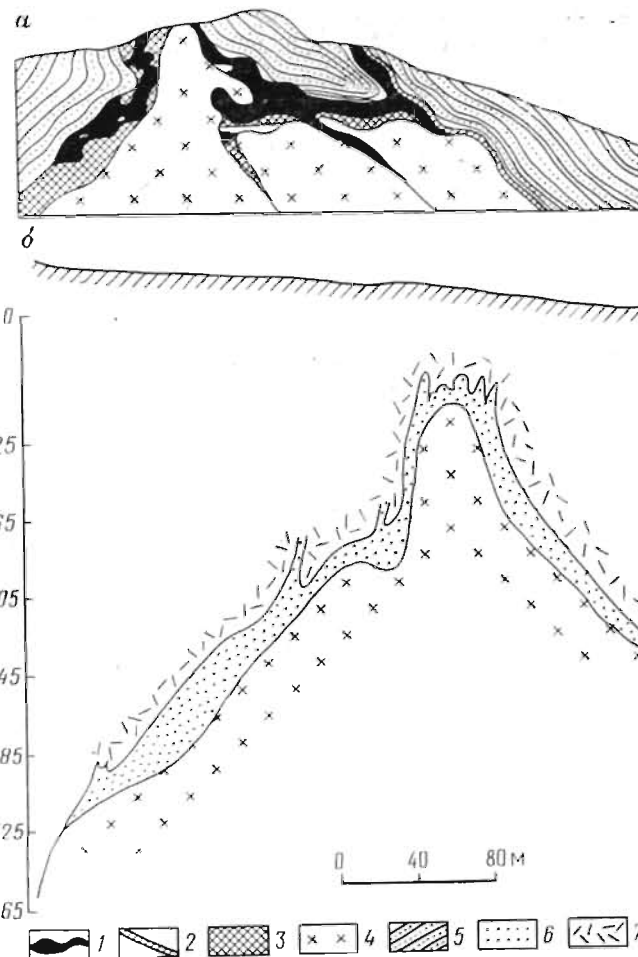


Рис. 55. Ртутное месторождение Нью-Альмаден (а). Разрез вдоль штольни Дей. По Шуетту. Кобальтовое месторождение Бу-Аззер, Марокко (б). Одно из сечений «жильного панциря» месторождения Акбар [de Trey, 1965 г., Clavel, 1966 г.].

1 — ртутная руда; 2 — глина трения; 3 — брекчия; 4 — серпентиниты; 5 — песчаники и сланцы; 6 — рудовмещающая кварц-карбонатная жильная масса; 7 — риолиты

Возникновение приконтактовой брекчии многие исследователи связывают с тектоническими подвижками по глубинным разломам, к которым приурочены массивы ультрабазитов или по крупным поперечным к ним разрывам. Своеобразную точку зрения высказали И. П. Кушнарев и А. В. Дружинин [1975], по мнению которых в обоих отмеченных случаях серпентиниты характеризуют магматические диапиры (протрузии), облекаемые брекчированными породами. По мнению В. Э. Пояркова

[1955], приконтактовые брекчии серпентинитового массива месторождения Нью-Альмаден возникли не только в процессе тектонических подвижек по разломам, но и за счет деформации, обусловленной увеличением объема массива при серпентинизации перидотитов.

Нам представляется, что последняя точка зрения ближе всего к действительности. Не отрицая определенной роли тектонических движений в процессе формирования рассматриваемой брекчии, нельзя не признать, что только одними тектоническими деформациями невозможно объяснить ни ее общей морфологии, ни условий залегания. Брекчия, по выражению геологов, изучавших никель-кобальтовые месторождения района Бу-Аззер, как панцирь, облекает массив серпентинитов, следуя вдоль сложной его поверхности. Поэтому гипотеза увеличения объема ультрабазитов при их серпентинизации безусловно заслуживает внимания.

Среди петрографов, изучавших ультрабазиты, пока нет единой точки зрения на процесс их серпентинизации. Одни считают, что серпентинизация — это процесс изохимический, сопровождающийся только поглощением воды и соответствующим увеличением объема породы (до 40%); другие не согласны с этим определением.

Как показал Д. С. Штейнберг [1960], существует два типа процессов серпентинизации ультрабазитов — изохимический, «... характерный для массовой серпентинизации и аллохимический, свойственный узким зонам наиболее интенсивной циркуляции растворов». Л. Д. Булыкин [1963 г.] на основе массового рассмотрения химических анализов (500) ультрабазитов Урала и их серпентинизированных разностей пришел к такому выводу: изменения состава серпентинитов требуют удаления из породы всего лишь 1—2% окиси магния или наоборот привноса соответствующего количества кремнезема.

Д. С. Штейнберг, П. А. Малахов, Л. Д. Булыкин и И. С. Чашухин [Итоги изучения..., 1969] всесторонне и глубоко рассмотрели проблему серпентинизации ультрабазитов и пришли к выводу, что отклонения от изохимичности в этом процессе если и есть, то очень незначительные. Опираясь на эти данные, мы склонны думать, что ведущую роль при формировании приконтактовой брекчии рассматриваемых месторождений сыграли деформации, обусловленные увеличением объема массива ультрабазитов при их сплошной серпентинизации.

ГЛАВА VI МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТРЕЩИННОЙ ТЕКТониКИ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Методам изучения трещинной тектоники уделяли внимание многие исследователи [Пэк А. В., 1939; Крейтер В. М., 1947, 1957; Пермяков Е. Н., 1949; Королев А. В., 1951; Лукин Л. И. и Кушнарев И. П., 1951, 1960; Беликов Б. П., 1951; Вольфсон Ф. И., 1954; Чернышев В. Ф., 1955; Михайлов А. Е., 1956; Невский В. А., 1959, 1967; де Ситтер Л. У., 1960; Фролов А. А., 1960; Вольфсон Ф. И., Дружинин А. В., 1961; Данилович В. Н., 1961; Королев А. В., Шехтман П. А., 1965; Ажгирей Г. Д., 1966; Рац М. В., Чернышев С. Н., 1970; Гзовский М. В., 1975; Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д., 1975]. Они изложены в специальных пособиях по трещинной тектонике и по структурам рудных полей и месторождений, а также в многочисленных статьях.

В данном разделе автор поставил перед собой задачу — обобщить опубликованные данные по этому вопросу и дать наиболее полное описание всех современных методов изучения трещиноватости горных пород, за исключением некоторых специальных методик (микроструктурный анализ, определение масштаба смещения по разрывам, методы геометризации тектонических поверхностей).

В земной коре, в том числе и на площади рудных полей и месторождений, развиты трещины различных генетических типов, без умения различать которые невозможно грамотно разбираться в вопросах трещинной тектоники. Прежде всего геолог должен научиться различать трещины отрыва от трещин скалывания непосредственно в естественных обнажениях (см. главу I). При этом следует учитывать общие закономерности их размещения в горных породах, и в том числе сгущения трещин скалывания в зонах скалывания, а также значительные изменения общей морфологии и характера поверхности трещин отрыва в породах различной структуры и текстуры. Например, в конгломератах они крайне неправильные, резко и незначительно искривленные, с шероховатой поверхностью, а в фельзитах и в вулканических стеклах плавно дуговидно изогнуты и имеют поверхность, нередко напоминающую полированную.

При умении различать трещины отрыва от скалывания значительно легче разбираться в генетической природе разрывов,

так как многие их типы представлены только трещинами отрыва (термической контракции, литогенетические, разгрузки, трещины, связанные со взрывными работами, выветривания, гравиационные, удара). Решение этой задачи облегчается знанием геологических, физико-географических и других условий формирования трещин различных типов. Например, в пределах платформенного чехла фактически можно встретить только внутрипластовые литогенетические трещины отрыва и тектонические, в глубокометаморфизованных породах по существу только тектонические трещины и т. д. Важным элементом, помогающим разобраться в генетических типах трещин, является отдельность — например, столчатая в вулканических покровах однозначно указывает на принадлежность этих трещин к разрывам, связанным с термической контракцией.

Для трещин каждого генетического типа необходимо выявить системы трещин, элементы их залегания, масштабы, частоту расположения, закономерности размещения. Исключительный интерес представляет изучение истории геологического развития конкретного изучаемого участка земной коры, и в том числе истории развития трещин. В большинстве случаев она проходит на фоне неоднократного изменения плана деформации. Особенно часто встречается смена регионального тангенциального сжатия на локальные радиальные дислокации; реже устанавливается переориентировка тангенциального сжатия. В таких случаях в горных породах нередко наблюдается параллельное расположение трещин отрыва и скалывания.

На основе такого изучения часто удается выявить влияние различных трещин на морфологию, условия залегания и закономерности размещения рудных тел и рудных столбов на месторождениях и на особенности размещения в них оруденения. Это во многих случаях позволяет наметить важные новые поисково-оценочные критерии при поисках, оценке и разведке рудных месторождений.

Сказанное можно проиллюстрировать на конкретном примере. При поисках месторождений, связанных со скрытыми на глубине куполами гранитоидов, залегающими в дислоцированной осадочной или метаморфической толще, важным поисковым критерием могут оказаться особенности трещиноватости горных пород. Над скрытыми куполами круговые диаграммы ориентировки трещин будут иметь поясное строение с круговым поясом полюсов трещин, единого крутого падения, но самых разнообразных простираний, по периферии диаграммы. Примером может служить диаграмма, показанная на рис. 7, д. В удалении от скрытых куполов диаграммы будут иметь совершенно иной рисунок. Они могут быть и поясными, но такой пояс обычно рассекается диаграммой на две неравные части (см. рис. 7, а).

Существуют разнообразные методы изучения трещинной тектоники — метод беглого изучения, картирования, статисти-

ческий, метод зарисовок, разнообразные методы изучения крупных трещин и различные их сочетания. При применении любого из перечисленных методов необходимо помнить, что в осадочных и метаморфических породах, смятых в складки, ориентировка и крупных и мелких тектонических трещин тесно связана с пространственной ориентировкой пласта, слоя или пачки слоев в этой структуре. Например, мелкие трещины отрыва в шарнире антиклинальной складки вертикальны, а в крыльях наклонены к ее осевой плоскости (см. рис. 6, а). В любых породах в зоне разлома оперяющие его трещины отрыва и скалывания занимают строго определенное положение (см. рис. 6, б, в).

1. Метод беглого изучения. В тех случаях, когда перед исследователем стоит задача быстро определить системы мелких трещин в данном участке рудного поля или месторождения, целесообразно применение метода беглого изучения трещин. Главное его достоинство — незначительная трудоемкость и достаточно высокая производительность.

В каждом конкретном случае изучения трещин этим методом прежде всего выявляется общая геологическая позиция участка, где будет проводиться изучение трещин по отношению к складке, разлому или к интрузивному массиву. Далее определяются системы трещин, развитые в данном участке, и их генетическая природа — относятся они к отрыву или скалыванию. Затем конкретно изучается каждая система. Путем замеров 6—10 трещин устанавливаются средние элементы залегания системы и веер разброса в замерах по простиранию и углам падения. Отмечаются масштаб трещин, частота их расположения и закономерности размещения. Важно также выявить: является ли система трещин простой, представленной только трещинами отрыва, либо скалывания, или сложной. В последнем случае в пределах системы будет наблюдаться параллельное или субпараллельное расположение трещин скалывания и отрыва.

Особое внимание уделяется минерализованным трещинам. Изучается тип их выполнения, масштаб прожилков, приуроченность их к тем или иным системам трещин, частота их проявления, закономерности размещения и соотношения с неминерализованными трещинами.

2. Метод картирования трещин. При изучении мелкой трещиноватости горных пород на площади месторождения, рудного поля или рудного узла нередко используется метод картирования трещин. Он сводится к последовательному изучению трещиноватости каждого коренного обнажения. В каждом из них прежде всего определяются элементы залегания осадочных или метаморфических пород, с которыми связана анизотропия их физико-механических свойств, оказывающая определенное влияние на ориентировку трещин. В интруз-

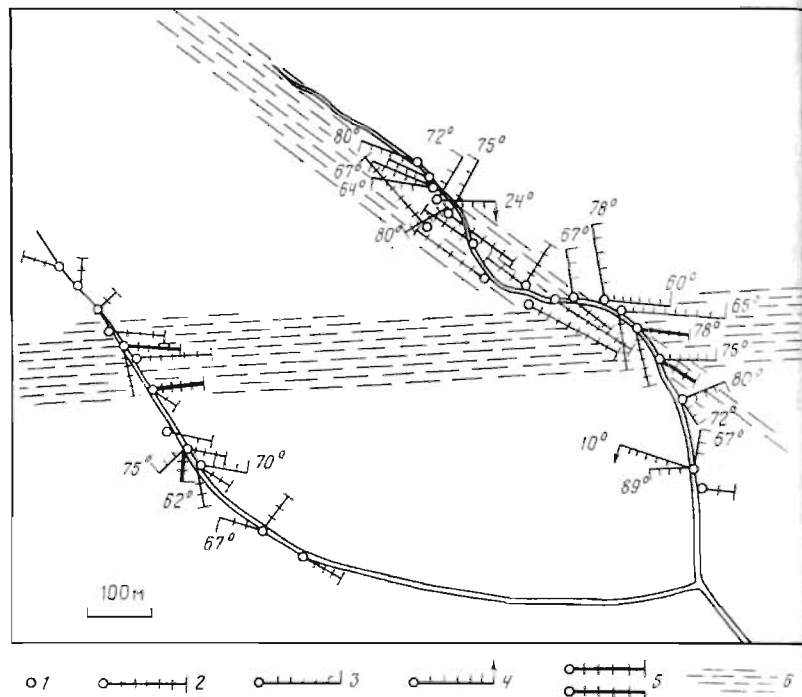


Рис. 56. Пример графической обработки данных по замеру трещиноватости. По И. Н. Томсону [1961].

1 — коренные обнажения; трещины: 2 — с углами падения выше 85° , 3 — крутопадающие ($55-85^\circ$); 4 — пологие ($<55^\circ$); 5 — крупные; 6 — зоны мелкой трещиноватости. Поперечными штрихами отмечается количество трещин и направление их падения.

живных породах эту роль выполняет плоскостная либо линейная ориентировка, а в вулканических покровах — их флюидальность.

Далее выделяются развитые в обнажении системы трещин, устанавливается генетическая их природа, выясняется — относятся ли каждая из них к простой или комплексной системе, определяются масштабы трещин и частота их расположения. Исследуется вся площадь, производится обработка полученных результатов. Коренные обнажения наносятся на план, основные данные по трещиноватости каждого из них показываются соответствующими условными знаками.

Характерный пример такой обработки, проведенной И. Н. Томсоном [1961], дан на рис. 56. Здесь простирание трещин показано соответствующим вектором, число делений на котором означает частоту расположения трещин, выраженную их числом на протяжении 0,5 м. По углам падения все трещины разбиты на три группы: а) вертикальные и близкие к ним

(от 85 до 90°), б) крутопадающие ($55-85^\circ$) и в) пологопадающие ($<55^\circ$). Жирной линией отмечены крупные трещины, тонкими линиями — мелкие.

Сопоставление полученных данных с элементами залегания вмещающих осадочных или метаморфических пород или с элементами залегания разломов нередко дает возможность решить вопрос об отнесении трещин к складчатым или приразломным разрывам. Аналогичные выводы о связи ориентировки трещин с элементами плоскостной или линейной ориентировки могут быть выявлены и в магматических породах.

В результате описанного картирования трещин и обработки полученных данных иногда удается выявить достаточно крупные линейные зоны мелкой трещиноватости.

При изучении трещиноватости горных пород методом картирования в подземных горных выработках на крупномасштабный геологический план (1:100; 1:200) наносятся все достаточно крупные (от 0,5—1 м и больше) разрывные нарушения с расчленением их на трещины отрыва и скалывания; показываются элементы их залегания. Особым знаком выделяются минерализованные трещины и разрывы с различными типами изменения вмещающих пород. С целью выяснения возрастных соотношений особое внимание уделяется участкам пересечения трещин.

Если вдоль более крупных трещин отмечается тектоническая глинка или мylonиты, которые невозможно показать в масштабе, они отмечаются условно — в виде серии точек вдоль трещины, рядом с которыми ставится цифра — их мощность.

3. Статистический метод. Этот метод наиболее широко распространен, хотя он достаточно трудоемкий, так как требует значительного числа замеров. Составленные на основе статистических замеров круговые диаграммы ориентировки трещин обладают высокой информативностью и позволяют не только определять системы трещин, развитые в том или ином участке рудного поля или месторождения, но и решать сложные вопросы генетической природы трещин.

Метод сводится к массовому замеру элементов залегания трещин, которые записываются в специальный журнал (табл. 11). Затем по этим замерам строятся круговые диаграммы ориентировки трещин или реже розы-диаграммы.

Замеры обычно производятся с поверхности, в естественных обнажениях, где породы не затронуты процессами выветривания. Реже они выполняются в подземных горных выработках или в карьерах, в которых производить такую работу физически значительно труднее, а главное там помимо тектонических разрывов или разрывных нарушений другой генетической природы широко развиты мелкие трещины разгрузки (отрыв) и трещины отрыва, связанные с производством взрывных работ при проходке горных выработок.

Таблица 11

Журнал для записей элементов залегания мелких трещин

№№ пп	Элементы залегания трещин		Длина трещин	Тип трещин	Минеральное выполнение трещин	Мощность прожилков	Примечание
	аз. падения	угол падения					
1	33°	56°	70 см	Скал.	Нет	Нет	Мощность глины трещины 1 мм

Изучение особенностей трещинной тектоники древних гнейсированных гранитов в горах Кара-Джилга показало, что в процессе проведения взрывных работ, при проходке штольни, количество трещин отрыва в гнейсированных гранитах возросло почти в 7 раз (см. рис. 29, а, б).

Не менее многочисленны в подземных горных выработках и трещины разгрузки. Они чаще всего отслаиваются в виде тонких плиток от вертикальных стенок выработок и особенно от их кровли. Поэтому их пространственная ориентировка отражает ориентировку стенок горных выработок. Это дает возможность отличать трещины разгрузки от других разрывов, чего нельзя сказать относительно трещин отрыва, возникающих при взрывах. В отдельных случаях, например когда горные выработки вскрывают вулканические породы с призматической столбчатой отдельностью, образующие ее трещины отрыва настолько специфичны, что их легко можно отличить от любых других разрывов и в том числе от трещин разгрузки и связанных со взрывными работами.

Трещины разгрузки и возникающие при взрывных работах являются самыми молодыми (современными) разрывными нарушениями горных пород в карьерах и подземных горных выработках, которые не имеют никакого отношения к рудным процессам. Чтобы исключить их влияние, можно замерять или одни крупные трещины отрыва и скалывания, или только минерализованные разрывы, независимо от их масштаба и типа, или, наконец, неминерализованные трещины скалывания любого масштаба. Совершенно недопустима иногда встречающаяся практика массового замера в подземных горных выработках всех трещин подряд, без разбора. На основе составленных по таким данным круговых диаграмм делать какие-либо выводы нельзя.

В естественных обнажениях площадка, где производится замеры, по возможности должна иметь три различно ориентированные поверхности с тем, чтобы можно было замерить разрывы с любыми элементами залегания. Поскольку расположе-

ние трещин всегда тесно связано с ориентировкой элементов залегания осадочных или метаморфических пород или с плоскостной и линейной ориентировкой минералов в магматических образованиях, очень важно, чтобы на площадке замеров эти элементы имели выдержанное единое положение.

Прежде чем производить замеры трещин на выбранной площадке, необходимо записать ее геологическую позицию — в каких породах она расположена, положение ее в складчатых структурах рудного поля или месторождения или по отношению к разлому, какова общая удельная трещиноватость в пределах выбранного участка. Все площадки, на которых произведены замеры, обычно наносятся на специальную геологическую схему.

На выбранном участке замеряются все трещины подряд. Для получения достаточно представительной круговой диаграммы ориентировки трещин достаточно замерить 100—150, максимум 200 трещин. Размер площадки должен быть такой, чтобы обеспечить необходимое количество замеров. Поэтому на участках с высокой удельной трещиноватостью, например 50—100 единиц на протяжении 1 м ее размер будет примерно 40×40 или 50×50 см; при более разреженной сети трещин площадь замера соответственно увеличивается.

К сожалению, некоторые геологи стремятся замерять как можно больше трещин для составления одной диаграммы. Некоторые из них построены по замерам 400—500, а иногда даже 1000 и более трещин. Мнение, что чем больше замеров, тем она представительнее ошибочно. Чрезмерно большое количество замеров трещин для составления одной диаграммы неизбежно увеличивает размер соответствующей площадки, что может привести к нарушению главного условия применения статистического метода — замер будет производиться на площадке с меняющейся ориентировкой элементов анизотропии в физико-механических свойствах горных пород (меняющиеся элементы залегания пластов в осадочных породах или полосчатости в интрузивных образованиях).

Совершенно недопустимо, когда для составления одной круговой диаграммы ориентировки мелких трещин замеры их элементов залегания производятся в различных участках рудного поля или месторождения. В подземных горных выработках иногда такие замеры собирают в различных забоях, следовательно, в этом случае в одной диаграмме объединяются трещины, замеренные в различной геологической обстановке. На основе таких диаграмм нельзя делать какие-либо выводы.

Использование статистического метода для изучения крупных трещин имеет свою специфику. Их замеры, естественно, приходится собирать на достаточно больших площадях, но они должны располагаться в общем в единой геолого-структурной позиции. Можно объединить в одну диаграмму замеры,

собранные на большой площади, ну, скажем, в северном крыле антиклинали или в ее сводовой части, и нельзя этого делать, объединяя замеры и в северном, и в южном крыле складки. Если трещины замерены в зоне разлома, то необходимо следить, чтобы все они приходились только на притертые или, наоборот, только на приоткрытые его интервалы.

Понятие крупные трещины достаточно широкое, оно включает трещины протяженностью по простиранию от первых десятков до многих сотен метров. Поэтому при их изучении статистическим методом необходимо заранее достаточно точно определять конкретный масштаб изучаемых разрывов. Поскольку крупные трещины встречаются значительно реже, чем мелкие, для составления одной круговой диаграммы часто достаточно собрать 50—70 замеров (до 100).

Статистический метод часто используется для изучения минерализованных трещин, замеры которых чаще всего производят в рудных телах. Собрать достаточное количество элементов залегания таких трещин в одном участке рудного тела, как правило, затруднительно. Поэтому часто приходится объединять в одну круговую диаграмму или в розу-диаграмму замеры из различных участков рудных тел. При этом необходимо соблюдать те же условия, которые обязательны при изучении крупных трещин.

Со второй половины тридцатых годов геологи нашей страны стали больше уделять внимания вопросам изучения структур рудных полей и месторождений и особенно изучению трещинной тектоники, считая, что в этом ключ к пониманию главных особенностей структур месторождений. Это породило исключительное увлечение трещинной тектоникой с применением статистического метода. Немало геологов в этот период за полевой сезон замеряли многие тысячи элементов залегания трещин (а в единичных случаях до первых десятков тысяч замеров). Однако скоро этот «энтузиазм» иссяк, так как стало ясно, что изучение трещинной тектоники является важным составным элементом в изучении структур месторождений, но не имеет того всеобъемлющего значения, которое ему придавалось вначале.

Трудно назвать оптимальное количество круговых диаграмм ориентировки трещин, которое необходимо для всестороннего и глубокого изучения трещинной тектоники каждого месторождения. Все зависит от особенностей общей структуры месторождения, сложности его геологического строения и в том числе трещинной тектоники. При сложившейся в настоящее время практике можно назвать только примерное количество таких диаграмм — порядка 10—15, иногда может быть 20 и более, по 100—150 замеров трещин для каждой диаграммы.

Обработка собранных данных по трещинной тектонике сводится к составлению круговых диаграмм ориентировки трещин

и роз-диаграмм. При составлении розы-диаграммы на листе бумаги вычерчивается полукруг (см. рис. 49, в), на который наносится градусная сетка — от 360° до 90° вправо и от 360° до 270° влево. Градуировка дуги производится через 5°—360°—5°—10°—15° и т. д. Все замеры трещин на каждой площадке разбиваются на 36 классов с интервалами в 5°. Подсчитывается число трещин

Классы трещин	1—5°	6—10°	11—15°	16—20°	21—25°	26—30°	31—35°	и т. д.
Число трещин	5	4	8	20	15	10	7	и т. д.

Число трещин для каждого класса и наносится в выбранном масштабе (например, 1 мм соответствует 1 трещине) на диаграмму. Длина каждого луча диаграммы будет определяться числом замеров трещин данного простирания. Вершины лучей иногда соединяются прямыми линиями. Чаще составляются розы-диаграммы простирания трещин, реже углов их падения. Недостаток роз-диаграмм — они дают ограниченную информацию о трещинах, показывая или их простирание или только углы падения, поэтому они обычно применяются там, где преобладают вертикальные и близкие к ним трещины. В частности, обычно строят розы-диаграммы при обработке статистических замеров элементов залегания даек порфиритов и других пород, которые в подавляющем большинстве случаев имеют вертикальное и близкое к нему падение.

Наиболее широко распространен способ обработки данных статистических замеров элементов залегания трещин путем составления круговых диаграмм ориентировки трещин. Он сводится к нанесению на равноплощадную сетку В. Шмидта полюсов трещин. Эта сетка (рис. 57, вкладка) является стереографической проекцией полусферы на плоскость, как и известная сетка Вульфа, но отличается от нее способом построения.

В сетке В. Шмидта длина отрезка от центра до пересечения с некоторым меридианом по экватору определяется по формуле $r = 2a \sin \frac{\alpha}{2}$, где $a = 7,07$ см для сетки диаметром в 20 см, а на сетке Вульфа по формуле:

$$r = 2a \operatorname{tg} \frac{\alpha}{2}.$$

Последняя сильно искажает площади различных участков сферы, но сравнительно правильно показывает величины углов. Сетка В. Шмидта достаточно верно отражает площадные величины за счет некоторого искажения углов. Она построена на азимутальной проекции Ламберта, которая является эквивалентной и следовательно сохраняет постоянство масштабов площади. В то же время проекция Ламберта имеет наименьший частный масштаб на периферии и это является еще одним недостатком. Вследствие этого А. В. Пронин (1949) очень удачно использовал сетку Вульфа, пересчитав площади цент-



Рис. 58. Шаблон для пересчета площади планисферы сетки Вульфа. По А. В. Пронину

ральной части и периферии этой сетки. На основе этого построил свой шаблон (рис. 58), который ликвидирует искажения площади на сетке Вульфа. Диаметр кружка шаблона на периферии сетки берется больший, чем в ее центре. Хотя сетка Вульфа—Пронина и дает большую точность построений, но необходимость вычислений при пользовании ею существенно усложняет работу. Поэтому многие геологи при обработке статистических замеров трещин по-прежнему пользуются сеткой В. Шмидта.

Техника нанесения полюсов трещин на сетку В. Шмидта достаточно проста. Берется восковка, накладывается на сетку В. Шмидта и закрепляется на ней в центре сетки иголкой, а по краям обычными кнопками. На восковке вычерчивается круг диаметром в 20 см, по периферии сетки и на него наносятся градусные деления через два градуса по часовой стрелке—от 0 до 360°.

Нанесение полюсов трещин на восковку можно выполнять двумя способами. В первом восковка освобождается от закрепляющих ее кнопок, и нанесение полюсов трещин осуществляется путем вращения всей восковки. При этом азимут падения трещины, полюс которой вы собираетесь нанести, отыскивается на градусной шкале восковки и путем вращения совмещается с горизонтальным диаметром сетки В. Шмидта. По шкале на этом диаметре отыскивается отсчет, соответствующий углу падения трещины и в этом месте на восковке ставится точка. Более удобен второй способ. Восковка остается закрепленной и в центре, и по периферии. Из ватмана изготавливается бумажная линейка шириной 1 см и длиной 20 см. В центре ее делается полукруглый выступ, который позволяет закреплять ее иголкой в центре диаграммы. На линейку переносится с горизонтального диаметра сетки шкала углов падения.

Нанесение полюсов трещин на восковку осуществляется путем вращения указанной линейки (рис. 59). Если требуется нанести на восковку полюс трещины с азимутом падения 20° северо-восток и углом падения 60°, то, вращая линейку, ставим ее на отсчет 20° СВ и по шкале углов падения на ней находим 60°, где и ставим искомую точку. При записи в журнал элементов залегания замеряемых разрывов одновременно отмечается—относятся ли они к трещинам отрыва либо скалы-

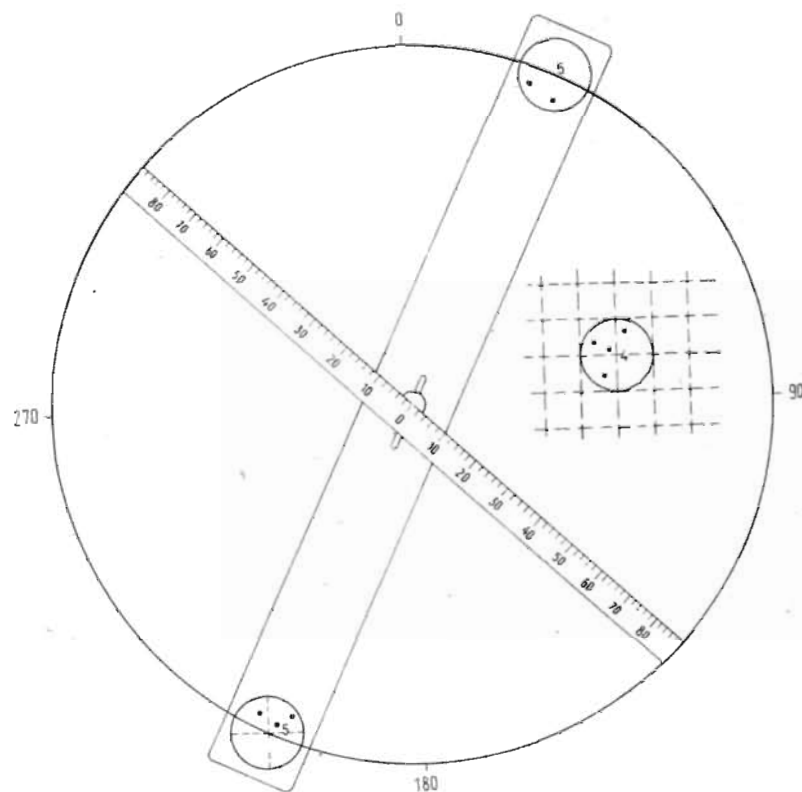


Рис. 59. Вращающаяся линейка для нанесения полюсов трещин на сетку В. Шмидта и круговой трафарет для подсчета плотности полюсов трещин в процентах на диаграмме

вания. Поэтому и при нанесении на круговую диаграмму полюсов трещин они должны обозначаться различными знаками. В нашей практике трещины скалывания мы всегда обозначали точками, а трещины отрыва мелкими крестами.

После того как нанесены полюса всех трещин, замеренных на изученной площадке, на восковке возникает точечная круговая диаграмма. В отдельных участках диаграммы полюса трещин образуют сгущения—максимумы, характеризующие конкретные системы трещин. Точечная диаграмма недостаточно наглядна и ее трудно сравнивать с любой другой диаграммой того же типа. Поэтому производится дальнейшая ее обработка, с тем чтобы получить диаграмму в изолиниях относительной плотности полюсов трещин. Для этого восковку с точечной диаграммой накладывают на сантиметровый трафарет и закрепляют кнопками, а затем с помощью кругового шаблона диаметром в два сантиметра (см. рис. 59) производится

подсчет плотности точек на диаграмме. Площадь шаблона составляет 1% от площади всей диаграммы.

В процессе этой операции центр шаблона совмещается с узлом пересечения сантиметрового трафарета и внутри его подсчитывается количество точек, которые и отмечаются соответствующей цифрой, помещаемой около узла пересечения линий, ограничивающих сантиметровые интервалы. В конце этой операции вся площадь диаграммы покрывается серией соответствующих цифр, на основе которых легко определить в изолиниях контуры относительной плотности полюсов трещин диаграммы.

Заслуживает особого рассмотрения техника подсчета плотности точек по краям диаграммы, где круговой шаблон выходит за ее пределы. Для такого подсчета из ватмана или целлулоида изготавливается специальная линейка с круговыми шаблонами диаметром в 2 см на ее окончаниях; длина линейки 22 см; в центре ее сделан специальный прорез (см. рис. 59), позволяющий несколько смещать ее по диаметру. Центр одного из шаблонов этой линейки совмещается с узлом пересечения сантиметрового трафарета на краю диаграммы и внутри его подсчитывается количество полюсов трещин; к нему прибавляется число полюсов трещин в круговом шаблоне на другом конце линейки и соответствующая суммарная цифра помещается около центра кругового трафарета. Так описываемая линейка перемещается по периферии точечной диаграммы до тех пор, пока вся ее площадь не будет пересчитана на соответствующие плотности.

Изолинии максимумов, характеризующие трещины вертикального и крутого падения, обычно окончаниями утыкаются в края диаграммы на противоположных ее концах. При окончательной отстройке изолиний равных плотностей необходимо следить, чтобы концы одинаковых горизонталей на противоположных краях диаграммы располагались строго по диаметру.

Нередко в максимумах высокой плотности изолинии располагаются очень густо; поэтому их приходится разрезать, пропуская одну или несколько. Чтобы видеть, какие изолинии на диаграмме пропущены и правильно ее читать, под ней обычно помещают ряд цифр, например 1, 2, 3, 5, 7 и т. д., характеризующих последовательность расположения изолиний.

Некоторые исследователи при окончательной отстройке диаграммы снимают начальные изолинии низкой плотности, например 0,5; 1; 2%. Тем самым часто искажается общий рисунок диаграммы, который во многих случаях является весьма важным элементом, помогающим решать сложные вопросы генетической природы трещин. Разрезать диаграммы необходимо за счет изолиний достаточно высокой плотности, располагающихся во внутренней части максимумов.

При окончательном оформлении круговых диаграмм ориентировки трещин изолинии на них поднимаются тушью, а полюса трещин и цифры их плотности снимаются. В то же время в тех случаях, когда на диаграмме отдельно показаны полюса трещин отрыва и скалывания, их удалять с диаграммы не следует, так как это повышает ее информативность.

В настоящее время в подавляющем большинстве случаев анализ круговых диаграмм ориентировки трещин обычно сводится к выявлению систем трещин и их средних элементов залегания. К сожалению, при такой практике не используется полностью та информация, которую можно извлечь из рассматриваемых диаграмм.

Для повышения информативности на диаграммы помимо полюсов трещин необходимо особым знаком наносить полюс слонности или сланцеватости пород, в которых изучалась трещиноватость (см. рис. 7, а, б, в). При изучении трещин в дайках на соответствующих диаграммах, кроме того, следует показывать полюс плоскости контакта дайки с вмещающими породами (см. рис. 32, а), а для диаграмм, отражающих трещиноватость пород в зоне разлома, и полюс главной тектонической поверхности смещения. На диаграммах, характеризующих трещинную тектонику интрузивных пород с отчетливой плоскостной ориентировкой минералов, обязательно должен быть показан полюс плоскости, совпадающей с этой ориентировкой.

При анализе круговых диаграмм ориентировки трещин помимо максимумов и стоящих за ними систем трещин следует внимательно изучать их общий рисунок. Наш многолетний опыт показывает, что они по рисунку существенно различаются. Встречаются диаграммы с отчетливыми, пространственно обособленными, концентрированными максимумами, характеризующими системы трещин с очень малым веером их разброса по простиранию и падению. Наоборот, на многих диаграммах мы часто встречаем расплывчатые, растянутые по простиранию или по падению, а иногда одновременно и в том и другом направлении максимумы, захватывающие большие площади диаграмм. Во многих случаях между такими максимумами обнаруживаются постепенные переходы, и тогда диаграмма приобретает отчетливое поясное строение.

Сопоставление таких диаграмм показывает, что отмеченные их различия не случайны, они связаны со строго определенной геологической обстановкой.

В настоящее время мы имеем возможность выделить следующие типы круговых диаграмм ориентировки трещин поясного строения: 1) диаграммы с поясом полюсов трещин единого крутого падения, но самых разнообразных простираний; 2) диаграммы с поясом полюсов трещин единого простирания, но самых разнообразных углов падения; 3) диаграммы с дуго-

видно изогнутым поясом полюсов трещин, рассекающим их на две неравные половины.

Нередко пояса на диаграммах разорваны и представлены рядом обособленных, чаще несколько удлиненных максимумов, но от этого общая картина приуроченности их к тому или иному поясу обычно не меняется.

Поясные диаграммы первого типа характеризуют трещины, связанные с локальными радиальными дислокациями, обусловленными механической активностью внедряющихся магматических расплавов. Они отражают особенности трещиноватости вулканов, вулкано-плутонов и интрузивов центрального типа, куполов, штоков, трубок взрыва и крутопадающих трещинных магматических тел (см. рис. 7, *д* — *з*). Аналогичный рисунок имеют диаграммы, иллюстрирующие особенности трещинной тектоники вулканических покровов с полигональной столбчатой отдельностью, при вертикальной ориентировке длинных осей столбов (см. рис. 26, *г*), а также диаграммы, показывающие специфику трещиноватости горизонтально залегающих осадочных толщ платформенных чехлов, с их внутрипластовыми литогенетическими трещинами отрыва. Последние также часто создают полигональную столбчатую отдельность в этих породах.

Диаграммы с поясом полюсов трещин единого простирания, но самых различных углов падения особенно типичны для вертикально падающих даек с полигональной столбчатой отдельностью. Длинные оси столбов в них располагаются горизонтально, перпендикулярно поверхности контакта дайки с вмещающими породами (см. рис. 32, *а*). Аналогичный рисунок имеют диаграммы вулканических покровов с полигональной столбчатой отдельностью, в тех участках, где оси столбов залегают горизонтально (см. рис. 26, *д*), а также диаграммы, характеризующие трещиноватость поставленных «на голову» толщ осадочных и метаморфических пород.

Диаграммы с дуговидно изогнутым поясом полюсов трещин обычно характеризуют особенности трещинной тектоники осадочных и метаморфических толщ, смятых в те или иные складки (см. рис. 7 *а*, *б*, *в*). Как правило, чем больше углы падения этих толщ в складках, тем больше изгиб дуговидного пояса полюсов трещин на соответствующих диаграммах.

Таким образом, геолог, умея отличать трещины отрыва от трещин скалывания непосредственно в обнажениях, опираясь на описанный статистический метод, может успешно решать многие задачи трещинной тектоники и определять не только системы трещин в конкретных участках рудного поля или месторождения, но во многих случаях и выявлять генетическую природу трещин. При изучении трещинной тектоники даек в ряде случаев удается выявить роль унаследованности сланде-

ватости или слоистости вмещающих пород на особенности ориентировки некоторых систем трещин в них (см. рис. 32, *а*).

4. Метод зарисовок. Этот метод часто используется как подсобный в дополнение к методам беглого изучения, картирования, статистического и другим. Цель таких зарисовок в одних случаях показать геологическую обстановку, в которой возникла специфическая вертикальная плитчатость в субвулканических породах (см. рис. 27, *а*), в других — отразить на детальной зарисовке общий вид трещиноватости горных пород (см. рис. 27, *б*), а в третьих — выразить сложную морфологию отдельных трещин (см. рис. 30, *а*, *б*) и т. д. Особенно часто зарисовки дополняют метод изучения крупных трещин. Они составляются обычно в крупном масштабе (1:5; 1:10; 1:25 и т. д.), часто без масштаба, но с одним-двумя размерами. Зарисовки нередко заменяются или дополняются фотографиями (см. рис. 26, *б*).

5. Методы изучения крупных трещин. Мелкие разрывы представлены всеми генетическими типами трещин, встречающимися в горных породах, среди крупных же мы по существу видим только тектонические, в том числе пластовые срывы и трещины, связанные с локальными радиальными дислокациями. Помимо этого сюда следует относить гравитационные трещины, с которыми связаны оползни, а также дуговидные трещины скалывания по граням столбчатой отдельности. По масштабу они отчетливо разбиваются на две большие группы: *а*) разрывы протяженностью от первых до многих десятков метров и *б*) трещины, прослеживающиеся на сотни метров.

В рудных полях и месторождениях многие из них являются важнейшими рудовмещающими структурными элементами. С трещинами первой группы нередко связаны линейные макроштокверки и рудные зоны с повышенным коэффициентом рудности; к наиболее крупным трещинам во многих случаях приурочены жильные и жильнообразные рудные тела.

Крупные трещины выявляются и изучаются в процессе крупномасштабного геологического картирования (от 1:500 до 1:10000). В то же время их выявление и прослеживание в монотонных, однообразных породах, лишенных маркирующих горизонтов, часто представляет значительные трудности. Как и при прослеживании разломов, существенную помощь здесь могут оказать признаки крупных трещин [Невский В. А., 1959]. К числу их относятся: геоморфологические, тектонические, магматогенные, минералогические, гидрогеологические, геоботанические и геофизические.

Тектонические поверхности смещения крупных трещин обычно окаймлены полосами интенсивно деформированных пород — такими, как тектоническая глина и милониты, катаклазиты, брекчии и зоны резкого сгущения мелких трещин, кото-

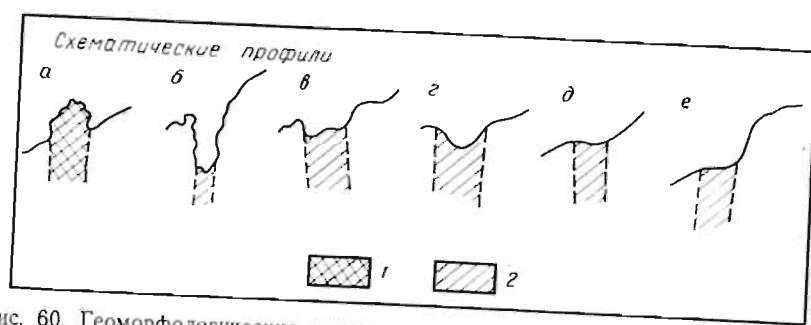


Рис. 60. Геоморфологические признаки разломов и крупных трещин в рельефе. Схематические профили: а — гребневидный выступ; б — щелевидный провал в резко расчлененном скалистом рельефе; в, г — седловидные провалы; д — ступенеобразный излом горного склона; е — резкий обрыв в рельефе.

1 — окварцованные породы; 2 — интенсивно деформированные породы

рые в процессе эрозии легче всего разрушаются. Поэтому с поверхности зоны крупных трещин в большинстве случаев представлены пониженными формами рельефа в виде так называемых эрозионных борозд. Они хорошо просматриваются визуально и отчетливо выделяются на аэрофотоснимках. Известны различные формы проявления эрозионных борозд, особенно на водораздельных гребнях. В резко расчлененном горном рельефе это узкие целесообразные провалы (рис. 60, б), на задернованных гребнях — седловины (в, г), на склонах — различные формы их излома (д, е). В тех случаях, когда к крупным трещинам приурочены кварцевые жилы или зоны окварцевания, а также дайки фельзитов, кварцевых порфиров и некоторых других, они выделяются в рельефе в виде гребнеобразных выступов (см. рис. 60, а).

Тектонические признаки крупных трещин проявляются в виде тектонических контактов разновозрастных пластов и свит, видимых смещений даек и маркирующих горизонтов, а также в виде полос интенсивно деформированных пород (глинка, милониты, катаклазиты, брекчии и др.); магматогенные — приуроченностью к ним разнообразных даек — порфиров, диабазовых порфиров, фельзитов, кварцевых порфиров и других. Вдоль крупных трещин нередко прослеживаются полосы гидро-термального изменения вмещающих пород (зоны альбитизации, грейзенизации, березитизации, гематитизации, аргиллизации и др.). К ним иногда бывают приурочены кварцевые, карбонатные и баритовые, реже флюоритовые жилы.

В некоторых случаях крупные трещины являются водоносными зонами и вдоль них прослеживаются отдельные родники и полосы увлажнения с яркозеленой травяной растительностью на фоне выжженных солнцем склонов гор. Иногда эрозионные борозды вдоль крупных трещин зарастают мелким кустарни-

ком. В отдельных случаях крупные трещины хорошо отбиваются методами магнитометрии и электроразведки.

Описанные признаки позволяют находить и уверенно прослеживать крупные трещины в любой геологической обстановке. В то же время не следует забывать, что решать эту задачу необходимо, опираясь лишь на серию таких признаков; исключением из этого правила являются признаки тектонические. Помимо картирования, крупные трещины, особенно первой группы, как отмечалось, изучаются с применением статистического метода, с составлением круговых диаграмм ориентировки трещин и роз-диаграмм.

Крупные трещины всегда представлены волнистой тектонической поверхностью, смещения по которой приводят к возникновению вдоль нее наиболее благоприятных для рудоотложения приоткрытых интервалов. В свете этих данных важное значение имеет выявление особенностей морфологии таких разрывов. А. В. Королев и П. А. Шехтман [1965] предложили метод графического изображения поверхности крупных разрывов в изолиниях. Сущность его сводится к изображению этой поверхности в изолиниях равного удаления от определенной плоскости. Чаще всего это вертикальная плоскость в лежачем боку разрыва, параллельная среднему его простиранию. На нее проектируют все точки пересечения поверхности разрыва буровыми скважинами и горными выработками. На основе полученных цифровых величин строятся изолинии равной удаленности от выбранной вертикальной плоскости. В результате получается график, отображающий все изгибы поверхности разрыва.

Описанный метод получил широкое распространение. Однако, применяя его, многие, к сожалению, не учитывают, что он пригоден для изображения тектонической поверхности только сосредоточенных разрывов, представленных на всем их протяжении по простиранию и падению единой крупной тектонической поверхностью смещения. Такие разрывы встречаются далеко не всегда, и, наоборот, во многих случаях они относятся к рассеянным разрывным нарушениям, которые по простиранию и падению сменяются сближенными, кулисно расположенными тектоническими поверхностями. В таких случаях необходимо четко оконтуривать каждую кулису и строить для них обособленные тектонические поверхности.

Метод А. В. Королева и П. А. Шехтмана хорошо отображает особенности морфологии главной тектонической поверхности смещения крупных разрывов, но не показывает их общего внутреннего строения, в том числе на различных интервалах. Исследования В. Ф. Чернышева [1955] и автора [Невский В. А., 1967] показали, что разломы и другие крупные тектонические разрывы имеют различное внутреннее строение на притертых и приоткрытых их интервалах (см. рис. 33). В то же время наиболее резкие изменения их внутреннего

строения наблюдаются вкрест их простираения. Поэтому при их изучении наибольшую информативность дает составление крупномасштабных (1:50, 1:100) поперечных горизонтальных геологических профилей (см. рис. 10, 33).

Их можно составлять по канавам на поверхности, хорошо вскрывающим коренные породы, или подземным горным выработкам (квершлагам). Для изучения каждой крупной трещины (протяженностью во многие сотни метров) необходимо составление серии (5—6) таких профилей. Важно, чтобы они захватывали и приоткрытые интервалы. На каждом профиле необходимо показывать крупные тектонические поверхности смещения и сопряженные и оперяющие их разрывы, окаймляющие полосы интенсивно деформированных пород, с выделением контуров распространения тектонической глины, милонитов, катаклазитов, брекчий и зон сгущения мелких трещин. Последние также расчленяются на интервалы с различной удельной трещиноватостью или блоковостью. В практике автор всегда выделял зоны тончайшей, тонкой и мелкой блоковости (см. рис. 10).

На профилях обязательно указываются элементы залегания всех крупных разрывов и сопряженных и оперяющих их трещин. Особое внимание уделяется изучению крупных тектонических поверхностей смещения; отмечаются зеркала скольжения, если они есть, штрихи на них и их ориентировка, треугольники выкрашивания и их ориентировка, наличие на зеркалах наростов нерастертых минералов или наоборот, зеркала по отдельным минералам. Делаются, если необходимо, крупномасштабные (1:5; 1:10; и т. д.) зарисовки важных деталей, например треугольников выкрашивания. Изучаются особенности трещиноватости в зонах ее сгущения статистическим методом, с составлением круговых диаграмм ориентировки трещин.

После того как профили составлены, производится их анализ и сопоставление. Их разбивают на две группы, отличающиеся простираением разрыва (если предполагать, что это сдвиги) на 5—10, иногда 15—20°. В каждой группе учитывается: 1) общая мощность зоны разрыва; 2) количество крупных тектонических швов; 3) суммарная мощность полос интенсивно деформированных пород и преобладающий тип деформации; 4) наличие или отсутствие оперяющих трещин.

Для разрывов с предполагаемой вертикальной составляющей смещения сопоставляются профили с различными углами падения по тем же элементам. Приоткрытые интервалы разрывов обычно характеризуются более сложным внутренним строением, повышенной мощностью всей зоны разрывного нарушения и суммарной мощностью полос интенсивно деформированных пород. Если к рассматриваемому разрыву приурочена рудная жила, то ее мощность в зоне приоткрывания, как

правило, больше, чем на приоткрытом интервале. Зная положение приоткрытых и приоткрытых интервалов разрывного нарушения, легко решить вопрос о направлении перемещения вдоль него.

Особый интерес представляет вопрос о истории подвижек и направлении перемещений вдоль крупного тектонического разрыва. Общеизвестно, что амплитуды смещений по крупным тектоническим разрывам меняются и в пространстве, и во времени. Те конечные смещения блоков пород, которые наблюдаются, часто являются суммарным итогом весьма многочисленных и нередко взаимно противоположных перемещений. Максимальная амплитуда смещения отмечается в центральной части разрывов; к флангам по простираению она, параллельно с затуханием разрыва, постепенно уменьшается. Аналогичные изменения амплитуд следует ожидать, как по восстанию, так и по падению разрывного нарушения. Общая картина изменения амплитуд смещений в зонах разрывов еще более усложняется при наличии обособленных кулис, в каждой из которых также от центра к флангам амплитуды уменьшаются.

Зоны крупных тектонических разрывов на протяжении их жизни многократно подвергаются воздействию тектонических сил, в результате вдоль них происходят те или иные перемещения, в развитии которых наблюдается определенная направленность во времени. Начинается развитие разрывного нарушения со сравнительно небольших подвижек, они возрастают до максимума и затем к концу орогенического цикла постепенно затухают. Нарастание и затухание интенсивности подвижек, видимо, происходит и в пределах одной тектонической фазы, которая состоит из большого числа тектонических импульсов.

К сожалению, опираясь на фактический материал, восстановить полную картину изменений перемещений по крупным разрывам во времени практически невозможно. Можно отметить лишь отдельные этапы в истории подвижек. Максимальные смещения, безусловно, связаны с воздействием максимальных тангенциальных усилий, в результате которых происходят не только наиболее крупные смещения, прилежащих к сместителю блоков, но и наиболее интенсивная деформация пород зоны разрыва. В период, непосредственно предшествующий отложению гидротермальной минерализации и наиболее молодых дорудных даек жильных пород, подвижки нередко столь малы, что видимые смещения по тектоническим поверхностям практически не обнаруживаются.

Крупные разрывы сравнительно редко относятся к чистым сбросам, взбросам, надвигам и сдвигам, и только лишь по резко выраженной преобладающей вертикальной или горизонтальной составляющей смещения их можно относить к сбросам, взбросам, надвигам и сдвигам. Иногда устанавливаются

взаимно противоположные движения, например, правый сдвиг позже сменяется левым.

Для решения вопроса о направлении смещения по крупным разрывам могут быть использованы следующие данные и методы: 1) видимые смещения; 2) загибы голов пластов; 3) ориентировка оперяющих трещин отрыва и скалывания; 4) анализ мощностей жил; 5) ориентировка штрихов; 6) микроструктурный анализ; 7) изучение тектонической глинки.

Использование видимых смещений особых пояснений не требует, хотя они еще не указывают точную ориентировку линии смещения. То же самое можно сказать и о загибе голов пластов. Ценную информацию о направлении смещения дает ориентировка оперяющих трещин отрыва и скалывания. Наибольший интерес из них представляет ориентировка оперяющих трещин отрыва. Вершина острого угла, образованного оперяющей трещиной отрыва с плоскостью сместителя, всегда указывает на направление движения блока, в котором этот угол располагается (см. рис. 6, $2-3$).

В. Н. Данилович [1961], опираясь на представления об ориентировке оперяющих трещин в зоне разлома, разработал «метод поясов» в изучении трещиноватости, связанный с разрывными смещениями. Как известно, трещины отрыва и скалывания пересекаются в оси В эллипсона деформации, в том числе по этой оси происходит пересечение оперяющих трещин отрыва и скалывания и в зоне разлома или крупной трещины. Ось В, располагаясь в плоскости сместителя, ориентирована перпендикулярно к линии смещения по разрыву. Таким образом, зная ориентировку оси В, легко установить достаточно точно направление смещения по разрыву.

Практика предложенного метода достаточно проста — на сетку В. Шмидта наносятся плоскость изучаемого разрыва и плоскости оперяющих его трещин отрыва и скалывания. Пересекаясь с полусферой, все они на сетке будут выражены дугами большого круга. В месте пересечения дуги, отражающей оперяющую трещину отрыва, с дугой, соответствующей трещине скалывания, будет располагаться ось В. Она лежит в плоскости разрыва. Отложив от оси В вдоль плоскости сместителя 90° , получим линию смещения вдоль разрыва.

Если на крупномасштабной геологической карте или на погоризонтном плане вдоль рудной жилы, приуроченной к крупной тектонической трещине, выделяются интервалы ее с достаточно отчетливо изменяющейся мощностью, то эти данные также можно использовать для решения вопроса о направлении смещения вдоль трещины (рис. 61). Как установлено, при правом сдвиге (по часовой стрелке) приоткрываются и вмещают более мощные жилы интервалы с большим азимутом простирания (рис. 61, а), а при левом (против часовой стрелки), наоборот, с меньшим (б); при сбросах приоткрываются

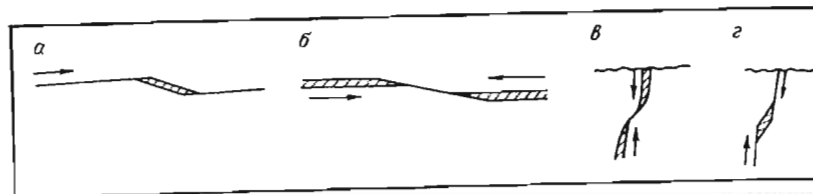


Рис. 61. Участки приоткрывания разломов и крупных трещин в условиях: а — правого сдвига; б — левого сдвига; в — сброса; г — взброса

участки с более крутым падением (в), при взбросах — пологопадающие (г).

Дополнительные данные к характеристике истории подвижек по крупным трещинам могут быть получены при изучении штрихов на зеркалах скольжения. У многих исследователей сложилось мнение, что данный метод непригоден для выяснения направления подвижек по крупным разрывам. Оно, видимо, справедливо лишь по отношению к конечному результирующему итогу движений. Что же касается их истории, то здесь ориентировка штрихов, безусловно, может дать очень ценные результаты, особенно в сопоставлении с другими методами. Исключение составляют штрихи на поверхности тектонической глинки, которые, как отмечают многие исследователи (В. М. Крейтер, Ф. И. Вольфсон, Е. П. Сонюшкин и др.), нередко отражают совершенно случайные движения.

При изучении подвижек по крупным трещинам существенную помощь может оказать петротектонический метод. К сожалению, опираясь на него, нельзя определить направление движения блоков пород, примыкающих к разрыву. Данный метод может лишь показать, что подвижки в плоскости сместителя были, например, горизонтальными, вертикальными или диагональными. Практика применения петротектонического метода при изучении разрывных нарушений подробно описана в специальном пособии [Лукин Л. Н., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П., 1965].

При изучении истории движений по разрывам важно не только определить направление подвижек, но и время их проявления. Последнее определяется главным образом по возрасту разнообразных жильных пород и различной гидротермальной минерализации, выполняющей разрыв. Интересные данные о времени подвижек может дать макроскопическое и микроскопическое изучение тектонической глинки, которое указывает, какие породы и минералы были притерты. Рассмотрение амплитуд подвижек во времени помогает также рассмотрение амплитуд смещений по разрыву несогласно залегающих разновозрастных толщ.

В ряде случаев аналогичная задача решается по ориентировке оперяющих трещин отрыва, выполненных разновозраст-

ной гидротермальной минерализацией. Например, трещины отрыва, выполненные минерализацией более ранней стадии, указывают на правый сдвиг по разрыву, а трещины того же типа с более поздней минерализацией говорят о последующих подвижках по типу левого сдвига.

Иногда удается решить тот же вопрос на основе анализа мощностей жил, приуроченных к сложной жильной зоне. Например, кварцевые жилы в основном сформированные в первую стадию минерализации показывают повышенные мощности на интервалах жильной зоны с максимальным азимутом ее простирания, что говорит о подвижках в этот период по типу правого сдвига. Наоборот, более поздние баритовые жилы обнаруживают повышенные мощности на отрезках жильной зоны с минимальным азимутом простирания, что свидетельствует о более поздних смещениях по типу левого сдвига.

Крупные трещины, связанные с локальными радиальными дислокациями, достаточно широко представлены в вулканах, вулканоплутонах и интрузивах центрального типа, в трубках взрыва, в куполах и штоках и кальдерах проседания. Они встречаются в виде достаточно прямолинейных, реже дуговидно изогнутых разрывов — единичных или целыми их сериями. В ряде случаев они сосредоточены в полукольцевых или дуговидных зонах.

Методы их изучения в общем примерно те же, что и для крупных тектонических разрывов. Они обнаруживаются, прослеживаются и изучаются в процессе крупномасштабного геологического картирования. При их прослеживании применяются в основном те же признаки, что и для крупных тектонических трещин. Следует только подчеркнуть особую роль магматических признаков, так как в подавляющем большинстве случаев к крупным трещинам рассматриваемого типа приурочены дайки и дайкообразные магматические тела. При изучении их внутреннего строения также наиболее целесообразно применение метода поперечных профилей.

Анализ трещинной тектоники рудных полей и месторождений производится параллельно с общим изучением их структуры и геологической истории развития. Как известно, основным методом такого изучения является детальная геологическая съемка.

При анализе трещинной тектоники прежде всего выявляются генетические типы трещин, их системы, количественные соотношения между ними и последовательность их развития. Важно выявить план деформации горных пород в каждый этап развития структуры рудных полей и месторождений и изменение полей напряжений при едином плане деформации. Решение последней задачи осуществляется методами, разработанными М. В. Гзовским [1975].

1. Трещины являются важным рудовмещающим структурным элементом многих эндогенных месторождений, определяющим морфологию рудных тел и закономерности их размещения. Изучение их имеет важное практическое значение, способствующее повышению эффективности поисково-разведочных работ.

В книге показано многообразие генетических типов трещин, развитых в горных породах. Выделено 13 типов трещин. Однако широко распространены только 4 типа — тектонические, трещины, обусловленные механической активностью внедряющейся магмы, термической контракции и литогенетические.

2. Необходимо научиться отличать трещины отрыва от трещин скалывания непосредственно в забоях и обнажениях. Морфология трещин отрыва существенно меняется в зависимости от структуры и текстуры пород, в которых они развиты. В плотных тонкозернистых породах равномерной структуры морфологические отличия между трещинами отрыва и скалывания в значительной мере сглаживаются, но по закономерностям распределения они всегда резко различаются. Трещины отрыва, как правило, распределены в породах более или менее равномерно, а сколы обнаруживают резкое сгущение в более удаленных одна от другой зонах скалывания.

3. С наибольшей полнотой охарактеризованы наиболее часто встречающиеся тектонические трещины, рассмотрены особенности их пространственной ориентировки в складках и в зонах разломов. Особое внимание уделено количественным соотношениям между трещинами отрыва и скалывания: в верхних горизонтах земной коры они примерно одинаково распространены, с глубиной количество трещин отрыва уменьшается, а скалывания возрастает. Частота расположения тектонических трещин меняется в зависимости от физико-механических свойств деформируемых пород, от положения их в складке или в зоне разлома. Отмечается сгущение крупных трещин в участках веерообразного расщепления разломов (структура типа «конского хвоста»), в местах пересечения разломов, особенно в так называемых пластиновидных блоках.

4. Детально охарактеризованы трещины, обусловленные механической активностью внедряющихся магматических расплавов. Показаны различные типы кольцевых разрывов и весьма разнообразные прямолинейные и иногда слегка дуговидноизогнутые крупные трещины в полукольцевых и дуговид-

ных зонах, разрывы по периферии кольцевых магматических комплексов, горизонтальные и близкие к ним трещины, продольные и поперечные трещины экструзивных куполов, мелкие и крупные трещины радиальной и концентрической ориентировки. Рассмотрена история развития кольцевых разломов и связанных с ними крупных трещин и механизм их формирования. Описаны контракционные трещины отрыва, в том числе трещины термической контракции и литогенетические.

5. Описаны геологические, физико-географические и другие условия проявления трещин различных генетических типов. Особое внимание уделено трещинной тектонике пород чехла платформ и срединных массивов, дислоцированных осадочных и метаморфических толщ, а также магматических пород. Для последних характерно сложное сочетание первичных трещин (термической контракции и связанных с механической активностью внедряющейся магмы) и наложенных тектонических, с резко меняющимися количественными соотношениями между ними. В размещении трещин выделены различные типы зональности: региональная вертикальная и горизонтальная, локальная вертикальная в кровле скрытых куполов, продольная и поперечная в строении разломов, зональность обусловленная изменением полей напряжений. Высказаны соображения о причинах возникновения структурной зональности.

6. Рассмотрены особенности трещинной тектоники эндогенных рудных полей и месторождений различных структурных типов. Описаны месторождения, на которых развиты простые и сложные жильные и жиллообразные рудные тела, приуроченные к тектоническим трещинам скалывания и отрыва, к трещинам термической контракции, к пластовым зонам срыва, столбообразные и гнездообразные тела, линейные макроштокверки. Дано развернутое описание рудных тел в разнообразных кольцевых магматических комплексах. Среди них кольцевые, полукольцевые и дуговидные тела, приуроченные к цилиндрическим и коническим трещинам, прямолинейные жильные и жиллообразные рудные тела, связанные с радиальными трещинами и с прямолинейными разрывами в полукольцевых зонах.

7. Детально охарактеризованы месторождения со штокверковыми рудными телами. Особое внимание уделено генетической природе трещин, к которым приурочены рудные прожилки. Показаны штокверковые тела различной формы, приуроченные к тектоническим трещинам отрыва и скалывания, к контракционным трещинам отрыва, к радиальным и концентрическим трещинам и, наконец, штокверки сложного генезиса.

8. Среди методов изучения трещинной тектоники рудных полей и месторождений наибольшее внимание уделено статистическому. Особое внимание обращено на методы обработки статистического материала и на анализ диаграммы ориентировки

трещин. Грамотный анализ диаграмм невозможен, если на них не нанесен полюс плоскости слонистости или сланцеватости пород, в которых производился статистический замер. Для диаграмм трещиноватости жильных пород обязательно нанесение на них полюса плоскости контакта дайки с вмещающими породами. Основное внимание должно быть уделено общему их рисунку, по которому трещины многих генетических типов значительно различаются.

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1966.
- Байбюк Б. В. Механические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Беликов Б. П. О методах изучения трещинной тектоники месторождений облицовочного камня. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Беликов Б. П. Влияние петрографического состава и истории формирования горных пород на их физико-механические, в особенности упругие свойства. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины земли. Часть 2. М., Наука, 1972, с. 66—69.
- Белоусов В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Белоусов В. В. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1961.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., ГОНТИ, 1962.
- Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника. М., Недра, 1964.
- Биллингс М. П. Структурная геология. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1949.
- Богданов А. А. Зависимость интенсивности кливажа от мощности пласта. — Советская геология, 1947, сб. 16, с. 102—104.
- Болк Р. Структурные особенности изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1946.
- Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле. М., Metallurgizdat, 1947.
- Булдаков В. В. Особенности строения гранитного массива Майтас (Северное Прибалхашье) и распределение в нем редких элементов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 9, с. 25—36.
- Вольфсон Ф. И. Главнейшие полиметаллические и некоторые медные месторождения Центрального Казахстана. — Тр. ИГН АН СССР. Сер. рудн. м-ний, вып. 70, 1945, с. 119.
- Вольфсон Ф. И. Изменение плана деформации в процессе развития структуры Западного Карамазара. М., Metallurgizdat, 1947, с. 64—76. (Геология и горное дело, сб. № 13).
- Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Вольфсон Ф. И. Некоторые вопросы трещинной тектоники. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Вольфсон Ф. И., Дружинин А. В. К методике изучения мелкой трещиноватости пород в рудных полях и месторождениях. — В кн.: Научные труды (Моск. ин-т цветных металлов и золота), № 34, 1961, с. 76—90.
- Вольфсон Ф. И., Кушнарев И. П. Некоторые особенности строения мышьяковых месторождений Мосрифской группы Зеравшано-Гиссарской горной системы. — В кн.: Рудничная геология. М., Metallurgizdat, 1947, с. 20—37.
- Вольфсон Ф. И., Невский В. А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. — Изд. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 1, с. 79—94.
- Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д. Структура рудных полей и месторождений. М., Наука, 1975.
- Гзовский М. В. Соотношения между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре. Разведка и охрана недр, 1956, № 11, с. 7—22.
- Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975.
- Геология и генезис оловянных месторождений Якутии. М., Наука, 1971.
- Геология гидротермальных урановых месторождений. М., Наука, 1966.
- Глаголев А. А., Корчагин А. М., Харченко А. Г. Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. М., Наука, 1974.
- Грейзены, жильный кварц и калишпаты молибденово-вольфрамовых месторождений Казахстана/ Г. Н. Щерба, В. Д. Гудкова и др. Алма-Ата, изд-во АН КазССР, 1964.
- Данилович В. Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск, 1961, с. 47. (Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области, вып. 2 (XXIX)).
- Дубровский В. Н. Стадии минерализации и зональность касситеритово-сульфидного Хрустального месторождения. — В кн.: Труды конференции по пробл. магм. рудообр. Т. 1. Прага, 1963, с. 86—90.
- Дружинин А. В. История развития структуры на примере изучения одного жильного редкометального месторождения. — В сб.: Геология и горное дело. № 28. М., Metallurgizdat, 1958, с. 38—48.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л. Изд-во ЛГУ, 1953.
- Звягинцев Л. И., Томашевская И. С. Зарождение и развитие трещинных структур в горных породах. Тр. ин-та геолог. и геофиз. Сиб. отдел. АН СССР, В. 293. Изд. «Наука» Сиб. отдел. Новосибирск, 1976, с. 105—116.
- Игнатович В. Н. О структуре Джидинского рудного поля. — В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Бурятской АССР, вып. 7. Улан-Уде, 1961, с. 3—22.
- Иванкин П. Ф. О рудно-магматических пучках в вулканогенных формациях. — В кн.: Материалы Межведомственного совета по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций». М., 1965, с. 87—92.
- Итоги изучения серпентинизации ультрабазитов Урала/ Д. С. Штейнберг, П. А. Малахов и др. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 158—166.
- Казанский В. И. О внутреннем строении архейских разломов Центрально-Алданского района. — Геология рудных м-ний, 1965, № 2, с. 63—79.
- Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., Недра, 1972.
- Казанский В. И., Кузнецов А. В., Прохоров К. В. Древние тектониты Кировоградской зоны разломов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 12, с. 3—14.
- Кизай И. Н. Месторождение Лифудзин как пример соотношения моно- и полиасцендентной зональности. — В кн.: Труды конф. по пробл. магмат. рудообр. Т. 1. Прага, 1963, с. 180—183.
- Кириллова И. В. К вопросу о механизме складкообразования. — Тр. Ин-та теоретич. геофиз. АН СССР, т. 3, 1947, с. 85—93.
- Королев А. В. Методы изучения мелкой трещиноватости горных пород. — Тр. Ин-та геол. наук АН УзССР, 1951, вып. 6, с. 166—193.
- Королев А. В. Структура рудных полей и месторождений. Ташкент, 1935. (Среднеазиатский индустриальный ин-т).
- Королев А. В. Структура рудных полей и месторождений. Изд-во «Средняя и высшая школа». Ташкент, 1962.
- Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения последующих магматических руд. М., Недра, 1965.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. М., Недра, 1969.
- Котляр В. Н. Экструзивы, эффузивы и орудование. Изв. Высш. учебных завед. Геология и разведка, 1960, № 9, с. 60—82.
- Котляр В. Н. Типы месторождений, связанных с палеовулканизмом. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., Недра, 1965, с. 7—29.
- Крейтер В. М. Некоторые основные вопросы изучения структур рудных полей и месторождений. М., Metallurgizdat, 1947, с. 49—63. (Геология и горное дело, № 13).
- Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., ГОНТИ, 1956.
- Кристалльный Б. В., Чернышев В. Ф. Два типа гипогенной зональности в рудном поле Чорух-Дайрон и роль тектонических структур в их возникнове-

- нии. — В кн.: Труды конф. по пробл. магмат. рудообр. Т. 1, Прага, 1963, с. 190—193.
- Куприянова И. И., Волкова И. И., Горощенко З. И. Редкоземельные минералы одного молибденового месторождения европейской части СССР. — Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 15, с. 123. М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Кушнарев И. П. Об этапах минерализации Джидинского молибденового месторождения. М., Металлургиздат, 1947, с. 37—50. (Геология и горное дело, № 16).
- Кушнарев И. П. Об условиях образования трещин, вмещающих лестничные жилы Березовского месторождения на Урале. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 5, с. 57—66.
- Кушнарев И. П., Дружинин А. В. Диapiры и их роль в локализации оруденения. — Изв. Высших учебных завед. Геология и разведка, 1975, № 3, с. 71—80.
- Крутов Г. А. Месторождения никель-кобальтовых руд района Бу-Аззер (Марокко). — Геология рудных м-ний, 1970, № 4, с. 27—40.
- Лукин Л. И., Кушнарев И. П. О методике изучения трещинной тектоники в интрузивах по Г. Клоосу. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 5, с. 58—67.
- Лукин Л. И., Кушнарев И. П. О термине квиваж. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 6, с. 118—121.
- Лукин Л. И., Кушнарев И. П. Об изучении трещинной тектоники. — В кн.: Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 99—110.
- Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. М., Наука, 1965.
- Лавринг Т. С. Температура внутри и вблизи интрузий. — В кн.: Проблемы руд. м-ний. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1958, с. 228—256.
- Малиновский Е. П. Структурные условия формирования жильных вольфрамовых месторождений. М., Наука, 1965.
- Мархиин Е. К. Черепашовая структура над современным лакколлитом в кальдере вулкана Головина. Советская геология, № 61, 1957, с. 147—149.
- Материки М. П. Месторождения олова. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3, М., Недра, 1974, с. 215—278.
- Механизм разрушения горных пород при шарошечном бурении/ А. С. Гришин, Л. П. Константинов, Е. Н. Королько и др. — В кн.: Разрушение горных пород. М., Недра, 1968, с. 231.
- Михайлов А. Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Многokrатная интрузия и минерализация месторождения Клаймакс в штате Колорадо/ С. Р. Уоллес, Н. К. Мункастер и др. — В кн.: Рудные м-ния США. Т. 2, М., Мир, 1973, с. 217—260.
- Невский В. А. Тектонические брекчии структур расщепления сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений Средней Азии. — Докл. АН СССР, 1948, т. XI, № 6, с. 1079—1081.
- Невский В. А. Складчатые формы южного склона хребта Ишме. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 4, с. 57—68.
- Невский В. А. Особенности внутреннего строения, минерализации и истории развития разломов некоторых рудных районов Средней Азии. Библиотечка научно-техн. горного о-ва, сер. геол., вып. 6. М., Углетехиздат, 1959, с. 52.
- Невский В. А. Трубочатые тела брекчированных пород Актюзского рудного поля. — Геология рудных м-ний, 1960, № 2, с. 83—93.
- Невский В. А. Морфологические особенности и история развития трещин некоторых рудных районов Тянь-Шаня. — Советская геология, 1960, № 1, с. 57—71.
- Невский В. А. Об одном примере влияния взрывных работ на особенности трещинной тектоники горных пород. — Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 6, с. 1438—1441.
- Невский В. А. Классификация трещин по типу разрушения горных пород. Изв. Высш. учебн. завед. геол. и разв., 1963, № 12, с. 3—10.
- Невский В. А. Трещинная тектоника месторождения Курган и ее влияние на морфологию и закономерности размещения рудных тел. — Геология рудных м-ний 1963, № 4, с. 56—73.
- Невский В. А. Особенности трещинной тектоники гор Кара-Джилга и Кызыл-Таш в Киргизском хребте. — Советская геология, 1963, № 11, с. 68—79.
- Невский В. А. Генетическая классификация трещин горных пород. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1964, № 3, с. 3—14.
- Невский В. А. Трубочатые тела брекчированных пород Чаткарагайско-Курганского рудного узла. — Геология рудных м-ний, 1966, № 1, с. 55—67.
- Невский В. А. Некоторые данные о зональности в распределении трещин в рудных районах, рудных полях и месторождениях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 10, с. 70—77.
- Невский В. А. Трещинная тектоника жильных пород. Советская геология, 1967, № 9, с. 77—88.
- Невский В. А., Турчинский В. П. Структура бериллиевого месторождения штокверкового типа. — Геология рудных м-ний, 1967, с. 31—40.
- Невский В. А. О внутреннем строении разломов. — Геотектоника, 1967, № 1, с. 83—96.
- Невский В. А. Кольцевые разрывы и некоторые данные о механизме их формирования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 5, с. 47—61.
- Невский В. А. Кольцевые разрывы и их роль в процессе формирования эндогенных месторождений. — Геология рудных м-ний, 1973, № 5, с. 3—18.
- Невский В. А. Влияние геологических условий деформации на изменение физико-механических свойств горных пород. — В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., Наука, 1973, с. 52—59.
- Невский В. А. Трещины различных генетических типов в горных породах. — Советская геология, 1973, № 8, с. 58—68.
- Невский В. А., Симонова Л. И. Нетектонические трещины некоторых горных пород верхней части бассейна р. Курган. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 7, с. 19—27.
- Невский В. А., Чирков И. В. Месторождения редких земель. — В кн.: Рудные м-ния СССР. Т. 3, М., Недра, 1974, с. 403—428.
- Невский В. А., Фролов А. А. Зональность кольцевых магматических комплексов. — Советская геология, 1974, № 11, с. 90—102.
- Невский В. А., Галяпин Л. А. Кольцевые и тектонические разрывы Кызыл-Омпульского плутона. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 1, с. 67—84.
- Невский В. А., Розанов Ю. А., Козлова П. С. Влияние физико-механических свойств горных пород на особенности внутреннего строения и закономерности размещения кольцевых разрывов. — Советская геология, 1975, № 7, с. 126—137.
- Невский В. А., Филоненко Ю. Д. Трещинные структуры и экраны урановых месторождений в кальдерах проседания. — Геология рудных м-ний. 1976, № 5, с. 26—37.
- Невский В. А., Филоненко Ю. Д. Дуговидные трещины по границам столбчатой отдельности вулканических покровов. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 5, с. 1199—1200.
- Невский В. А., Филоненко Ю. Д., Роднов А. А. Вертикальная тонкая плитчатая отдельность в фельзитах. — Докл. АН СССР, т. 232, № 6, 1977, с. 1403—1406.
- Некоторые особенности геологии гидротермальных урановых месторождений, приуроченных к экстррузивам/ Н. П. Лаверов, В. Н. Козырев, Л. В. Хошилов. — Геология рудных м-ний, 1964, № 6, с. 38—58.
- Некоторые особенности геологии уран-молибденовых месторождений, приуроченных к субвулканическим интрузивам кислых пород/ Н. П. Лаверов, Б. Л. Рыбалов, А. А. Запорожец и др. — Геология рудных м-ний, 1965, № 6, с. 3—17.
- Некрасов Е. М. Структура и структурные условия локализации жильных свинцово-цинковых месторождений. Автореф. докт. дис. М., 1971.

Новикова А. С. О трещиноватости осадочных пород восточной части Русской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 5, с. 68—85.

Онохин Ф. М. Структура юго-западной части Хибинского апатит-нефелинового рудного поля. Автореф. канд. дис. Апатиты, 1967.

Онохин Ф. М. Радиальные разломы Хибинского массива и их поисковое значение. — Советская геология, 1970, № 6, с. 129—135.

Онтоев Д. О. О соотношении различных типов гипогенной зональности в некоторых редкометалльных месторождениях Восточного Забайкалья. — В кн.: Труды конф. по пробл. магматог. рудообр. Т. 1. Прага, 1963, с. 212—216.

Осипов М. А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М., Наука, 1974.

Павловский Е. В. Кратонизация земной коры материков. Бюлл. МОИП. Отд. геол., т. 1, вып. 4., 1975, с. 5—31.

Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. — В кн.: Материалы к познанию геол. строен. СССР. Изд. МОИП. Нов. сер., 1949, вып. 12 (16), с. 215.

Перри Д. В. О генезисе трубообразных брекчиевых тел. ОНТИ, ВИМС, 1962.

Петров Л. П. О механизме образования структур центрального типа. Советская геология, 1968, № 9, с. 139—145.

Повилайтис М. М. Основные черты минералогии Джидинского молибденово-вольфрамового месторождения. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Полканов А. А. Генетическая систематика интрузий платформы — кратона. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 6, с. 5—28.

Покалов В. Т. Месторождения молибдена. — В кн.: Рудные м-ния СССР. Т. 3. М., Недра, 1974, с. 117—169.

Покровский В. А. Геотермические условия подземных вод на территории европейской части СССР. — Тр. Лаб. гидрогеол. проблем, т. 42, 1962, с. 43—68.

Поляков В. Э. Ртуть и сурьма. Оценка м-ний при поисках и разведках, вып. 15. М., ГОНТИ, 1955.

Пронин А. В. Статистическая обработка в стереографической проекции ориентированных величин. — Советская геология, сб. 37, 1949, с. 41—50.

Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М., Изд-во АН СССР, 1939.

Пэк А. В. Некоторые вопросы трещинной тектоники в рудничной геологии. — Советская геология, сб. 20, 1947, с. 36—47.

Пэк А. В. Некоторые элементы структурной геологии. — В кн.: Структуры рудных полей и мест. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 15—40.

Рац М. В., Чернышев С. Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М., Недра, 1970.

Радкевич Е. А. К вопросу о типах зональности в оловянных и полиметаллических месторождениях Тихоокеанского рудного пояса. — В кн.: Труды конф. по пробл. магмат. рудообр. Т. 1. Прага, 1963, с. 58—61.

Розанов Ю. А. Экспериментальные исследования деформации горных пород при высоких давлениях и температуре до 200°. — Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 66, 1962, с. 84.

Розанов Ю. А., Эстрин Ю. Я. Исследования структурных изменений в породе при вдавлении штампа в условиях всестороннего сжатия. — В кн.: Разрушение горных пород. М., Недра, 1968, с. 72—78.

Свешникова Е. В. Магматические комплексы центрального типа. М., Недра, 1973.

Де Ситтер Л. У. Структурная геология. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1960.

Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. М., Госгеолтехиздат, 1947.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1965.

Страхов Н. М. Стадии образования осадочных пород и задачи их изучения. — В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. 1. М., ГОНТИ, 1957, с. 7—32.

Строганов А. Н., Юнаковская Ю. В. Новые данные о морфологии Караобинского массива (Ц. Казахстан). — Советская геология, 1964, № 2, с. 129—133.

Структуры рудных полей и месторождений/ Ф. И. Вольфсон, И. П. Кушнareв, Л. И. Лукин и др. М., ГОНТИ, 1960.

Томсон И. Н. Изучение мелкой трещиноватости при детальном картировании на примере одного из рудных узлов. — Тр. ИГЕМ АН СССР. вып. 41, 1961, с. 178—183, с илл.

Туговик Г. И. Эксплозии и рудный процесс. М., Недра, 1974.

Ужик Г. В. Сопротивление отрыву и прочность металлов. М., Изд-во АН СССР, 1950.

Формирование шеелитоносного штокверка Богуты/ Г. Н. Шерба, Б. А. Салин, Ф. Г. Губайдуллин и др. — Геология рудных м-ний, 1974, № 6, с. 3—77.

Фридман Я. Б. Единая теория прочности материалов. Оборонгиз, 1943.

Фридман Я. Б. Механические свойства металлов. Изд. 2-ое. Оборонгиз, 1952.

Фролов А. А. Некоторые вопросы детального геолого-структурного изучения карбонатитов. Геология рудных м-ний, 1960, № 5, с. 82—93.

Фролов А. А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М., Недра, 1975.

Хворова И. В. Наблюдения над контактами. — В сб. Методы изучения осадочных пород, т. 1. ГОНТИ, 1957, с. 36—44.

Хиллс Е. Ш. Элементы структурной геологии. М., 1967.

Чернов Г. А. Отдельности и секрещии в базальтах Северного Тимана. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 9, с. 88—102.

Чепрасов Б. А., Покровская Н. В., Ковриго О. А. О полигенном характере оруденения Риддер-Сокольного месторождения. — Геология рудных м-ний, 1972, № 6, с. 30—45.

Чернышев В. Ф. О закономерностях в расположении оперяющих трещин скальвания и разрыва. Тр. Ин-та геол., в. 162, 1955, с. 146—150.

Чернышев В. Ф. Особенности геологического строения Турбинского скарнового поля на Урале. — В кн.: Структуры рудных полей и м-ний М., ГОНТИ, 1960, с. 469—593.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолиздат, 1948.

Штейнберг Д. С. Новые данные о серпентинизации дунитов и перидотитов Урала. — В кн.: Петрографич. провинции, изверж. и метаморф. гор. породы (МГК, XXI сессия, докл. сов. геол., проблема 13) 1960, с. 250—260.

Шумейкер. Месторождения урана в диатремах резерваций Навайо и Хопи в штатах Аризона, Нью-Мексико и Юта. — В кн.: Материалы Междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии. Т. 6. Геология урана и тория. 1958, с. 480—485.

Шеглова О. С. О шестигранной призматической отдельности в углях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 12, с. 91—95.

Шеглов А. Д., Буткевич Т. В. Месторождения вольфрама. — В кн.: Рудные м-ния СССР. Т. 3. М., Недра, 1974, с. 198—205.

Шерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Экспериментальные исследования механизма разрушения/ Л. П. Константинов, Е. Н. Королько и др. — В кн.: Разрушение горных пород. М., Недра, 1968.

Эксплозивные брекчии на медноколчеданных месторождениях Блявинского рудного поля/ Ю. С. Бородаев, П. Ф. Яковлев и др. — Геология рудных м-ний, 1965, № 6, с. 49—63.

Ярмолович В. Н. Молибденовые и вольфрамовые штокверки. — В кн.: Разведка штокверковых м-ний цветных и редких металлов. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 9—70.

Anderson E. M. The dynamics of the formation of conesheets, ring-dykes and cauldron-subsidences. Proc. Roy. Soc. Edinburgh, vol. 56, 1936, p. 128—157.

Anderson E. M. Cone-sheets and ring dykes: the dynamical explanation. — Bull. Volcanol., 1937, ser. 2, v. 1, p. 35.	
Bailey E. V., Maufe H. B. The geology of Ben Hevis and Glen Coe-Mem. — Geol. Surv. Scotland, 1916, p. 98—109.	
Billings M. P. Ring-dykes and their origin. New York Acad. Sci., Trans., ser. 2, vol. 5, 1943, p. 131—144.	
Bucher W. The Mechanical interpretation of joints. — Journ. Geol., 1920, N 28, p. 707—730; 1921, N 29, p. 1—28.	
Bucher W. H. Cryptovolcanic structures in the United States. 16-th International Geol. Congress, 1936, p. 1055—1084.	
Cloos H. Tektonik und Magma (Untersuchungen zur Geologie der Tiefen). Bd. J. Abhandl. d. Pnuss Geol. Landesanst. N. F. B. 89, 1922, 141 s., mit fig.	
Cloos H. Das Batholitenproblem. Forstsch. d. Geol. u. Palaentol. Bd 1, 1923, 80 s., mit fig.	
Dorn P. Geologische Studien in Passauer Granitgebiet. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. Bd. 87, H. 9, 1935, s. 28—39, mit fig.	
Escher B. G. On the formation of calderas. Proc. of the IV Pacific sci. congress, Java, v. 2, 1929, p. 571—589.	
Garson M. S. Carbonatites in Malawi. — In: Carbonatites. Edited by O. F. Tuttle, New York, London, Sydney, 1966, p. 50—86, w. ill.	
Gates O. Breccia pipes in the Shoshone Range, Nevada. — Econ. Geol., v. 54, N 5, 1959, p. 790—815, w. ill.	
Gold D. P., Vallee M., Charette J. P. Economic Geology and Geophysics of the Oka alkaline complex, Quebec. The Canadian Mining and Metallurgical. — Bulletin, oct., 1967, v. 60, N 666, p. 1131—1144.	
Herbert J. C. Palabora. Mining Magazine, 1967, p. 4—27.	
Knopf A. The Mother lode system of California. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 157, 1929.	
Lopez V. M. Chuquicamata, Chile, W. H. Newhouse (ed.), Ore deposits as related to structural features, New Jersey, Princeton Univ. Press, 1942, p. 126—128.	
Perry V. D. Geology of Chuquicamata orebody. — Mining Engineering, 1952, 4, p. 1166—1168.	
Sales R. H. Resultes from preliminary studies of vein formation at Butte, Montana. — Econ. Geol., 44, 1949, p. 465—484.	
Spurr I. E. The relation of ore-deposition to faulting. — Econ. Geol., v. 11, p. 601—622, 1916.	
Verwoerd W. J. South African carbonatites and their probable mode of origin. Annale universiteit von Stellenbsch, 1966, ser. A, v. 41, N 2, 236 p.	
Williams A. Calderas and their origin. — Bull. Calif. Univ. Dep. Geol. Sci., v. 25, N 6, 1961, p. 239—346.	

Предисловие	3
-------------	---

Глава I

ТРЕЩИНЫ ОТРЫВА И СКАЛЫВАНИЯ

Глава II

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ТРЕЩИН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

А. Трещины широко распространенные	20
1. Тектонические трещины	20
2. Трещины, обусловленные механической активностью внедряющихся магматических расплавов	37
Типы кольцевых разрывов	39
Особенности геологической истории развития кольцевых разломов и связанных с ними крупных трещин	55
Некоторые данные о механизме формирования кольцевых разрывов	59
3. Контракционные трещины отрыва	66
4. Литогенетические трещины	79
Б. Трещины локального распространения	83

Глава III

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ДРУГИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ТРЕЩИН РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ

А. Трещины широко распространенные	92
Б. Трещины локального распространения	108

Глава IV

ЗОНАЛЬНОСТЬ В РАЗМЕЩЕНИИ ТРЕЩИН

1. Региональная вертикальная структурная зональность	109
2. Региональная горизонтальная структурная зональность	113
3. Локальная вертикальная структурная зональность	116
4. Локальная зональность в строении разломов и крупных трещин	119
5. Зональность, обусловленная изменением полей напряжений	123
6. Зональность кольцевых магматических комплексов	124

Глава V

ОСОБЕННОСТИ ТРЕЩИННОЙ ТЕКТониКИ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНЫХ ТИПОВ

1. Простые и сложные жилы и жилообразные тела, приуроченные к тектоническим трещинам скалывания и зонам скалывания	130
2. Жилы и жилообразные тела, приуроченные к простым тектоническим трещинам отрыва	144
3. Жилы и жилообразные тела, приуроченные к сложным трещинам отрыва	146

4. Жилы и пластообразные тела, приуроченные к пластовым зонам срыва	147
5. Столбообразные и гнездообразные рудные тела	148
6. Липейные макроштокверки	149
7. Жильные тела, приуроченные к контракционным трещинам отрыва	151
8. Жилы, жилообразные рудные тела и неправильные залежи в полукольцевых и дуговидных зонах	154
9. Кольцевые, полукольцевые и дуговидные тела, приуроченные к цилиндрическим и коническим трещинам	158
10. Дуговидные и прямолинейные жильные тела, приуроченные к цилиндрическим и радиальным трещинам отрыва	160
11. Простые и сложные линзы, жилообразные тела и неправильные залежи, приуроченные к «горячим» трещинам отрыва	160
12. Штокверковые тела различной формы, приуроченные к тектоническим трещинам скалывания и отрыва	161
13. Штокверковые тела различной формы, приуроченные к контракционным трещинам отрыва	167
14. Штокверковые тела различной формы, приуроченные к радиальным и концентрическим трещинам	168
15. Штокверковые тела различной формы, приуроченные к трещинам различной генетической природы	177
16. Неправильной формы тела в контакте массивов серпентинитов с вмещающими породами	188

Глава VI

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТРЕЩИННОЙ ТЕКТОНИКИ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Закключение	213
Список литературы	216

ИБ № 2857

Василий Алексеевич Невский

ТРЕЩИННАЯ ТЕКТОНИКА РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Редактор издательства Э. Д. Соломатина
Обложка художника Ю. Е. Фомина
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор Л. Я. Голова
Корректор Н. А. Громова

Сдано в набор 29.01.79. Подписано в печать 30.08.79. Т-14346. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага кн.-журн. Гарнитура литер. Печать высокая. Печ. л. 14,2 (с вкл.).
Уч.-изд. л. 15,42. Тираж 2600 экз. Заказ 99/7245—4. Цена 2 р. 30 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

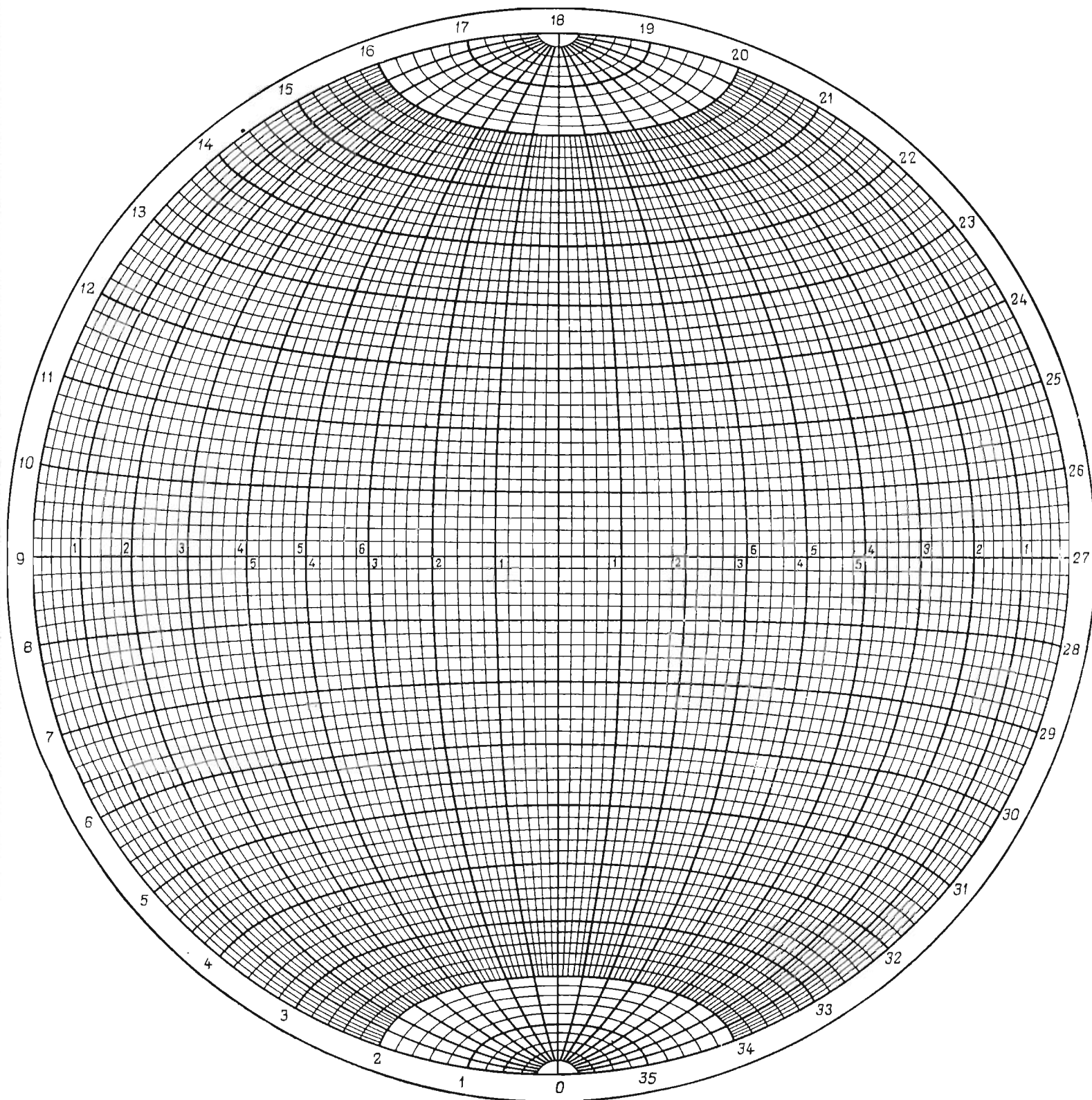


Рис. 57. Сетка В. Шмидта