

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р

---

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

А. В. ШЭК

**ТРЕЩИННАЯ ТЕКТОНИКА  
И СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р

---

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

А. В. ПЭЖ

**ТРЕЩИННАЯ ТЕКТОНИКА  
И СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1939 ЛЕНИНГРАД

Главный редактор *А. Д. Архангельский*

Ответственный редактор *Б. М. Куплетский*

Технический редактор *И. П. Пошепулин*

Корректор *Х. М. Копман*

Сдано в набор 30/VIII 1938 г. Подписано к печати 4/II 1939 г. Формат  $72 \times 110^{1/16}$ . Объем  $9\frac{1}{2}$  п. л. и 1 вкл.  
58 240 зп. в п. л. 13,28. уч.-авт. л. Тир. 3000 экз. Уполн. Главлита А-719. АНИ 1161. РИСО 905. Зак. № 4004

1-я Образцовая тип. РСФСР треста „Полиграффинга“. Москва, Валаам, 28.

## **ПРЕДИСЛОВИЕ**

Бурное развитие социалистической промышленности в нашей стране предъявляет все более высокие требования к научной базе, обеспечивающей рациональное ведение геолого-разведочных работ. Успешное проведение поисковых и тем более разведочных работ находится в непосредственной зависимости от правильного понимания общей геологической структуры данного района в целом, рудного поля и отдельных рудных тел. В связи с этим при изучении месторождений все большее внимание уделяется морфологии рудных тел и выяснению структурно-геологических факторов, контролирующих оруденение. Теоретической основой такого изучения является структурная геология, которая оформилась в последнее время в качестве самостоятельной дисциплины.

Вместе с тем в руководствах по структурной геологии как советских, так и иностранных, почти совершенно не учтены те достижения, которые получены в последние годы в области учения о деформации горных пород. В этих руководствах весьма неполно освещены также вопросы трещинной тектоники, а новая методика микроструктурного анализа Запдера в большинстве случаев не упоминается совершенно.

Учитывая необходимость скорейшего пополнения этого пробела, я решаюсь опубликовать настоящую краткую сводку по трещинной тектонике и структурному анализу, представляющую в основном несколько расширенное содержание лекций, прочитанных мною в 1937 г. по предложению геологической группы Академии Наук СССР для геологов — научных работников г. Москвы.

---



## ВВЕДЕНИЕ

Уже давно было подмечено, что трещины в горных породах как осадочных, так и изверженных, располагаются не беспорядочно, а образуют определенные системы, закономерно сопряженные друг с другом. Попытки теоретического и экспериментального установления этих закономерностей, особенно в связи с вопросом о происхождении сланцеватости, производились многими геологами (Тиндаль, Добрэ, Сорби, Гейм, Харкер, Беккер, вал-Хайз и др.), и были предложены объяснения, в той или иной степени сохранившие свое значение и до настоящего времени.

Среди них следует отметить работы Г. Беккера (20,21), который в противовес господствовавшему в то время мнению, что сланцеватость развивается перпендикулярно к направлению сжимающих усилий, на основании анализа механизма деформации пришел к выводу, что сланцеватость является результатом дифференциального скольжения по плоскостям скалывания, расположенным в общем случае косо к главным осям деформации. К сожалению, работы Беккера не нашли должного отражения в геологической литературе и не привели к более углубленному изучению этого вопроса.

Впоследствии работы Лизса, изучавшего явления сланцеватости весьма подробно, укрепили тот взгляд, что сланцеватость обусловлена параллельной ориентировкой пластинчатых и столбчатых минералов в плоскости максимальной деформации породы и притом перпендикулярно к линии сжимающих сил. Вместе с тем Лизс не отрицает правильности некоторых выводов Беккера по отношению к так называемому «кливажу разлома» и расположению трещин, которым он уделяет также большое внимание.

Значительно позже появились известные работы Г. Клооса (35—44), в которых он рассматривает на целом ряде примеров закономерности в расположении трещин в гранитных интрузиях и пытается базироваться на них при выяснении формы, условий залегания и способа внедрения интрузивных тел. Этот новый метод изучения интрузий был назван им «трещинной тектоникой», или «тектоникой интрузивных тел». Важность затронутых Клоосом проблем и сравнительная простота методики привлекли к этим работам всеобщее внимание. Однако теоретическая сторона методики была разработана Клоосом недостаточно строго и не были учтены те теоретические выводы и факты, которые накопились при изучении трещин и сланцеватости в осадочных породах.

В 1911 г. появилась работа Б. Зандера (Австрия) (96), в которой он впервые отчетливо сформулировал мысль о сущности деформации горных пород как дифференциальном движении слагающих их составных частей.

Впоследствии Б. Зандером был опубликован ряд работ (98—101), посвященных вопросам закономерной ориентировки минералов в горных породах в связи с их деформацией, но специфическая, весьма кропотливая и трудная методика, положенная им в основу изучения, сделала эти работы мало доступными широкому кругу геологов. Только в 1930 г. вышла в свет книга Зандера «Gefügekunde der Gesteine» (103), в которой были сведены результаты многолетней работы автора и его учеников и

дано достаточно полное теоретическое обоснование методики. Интересно, что на основе анализов целого ряда деформированных структур Зандер пришел к выводам, во многих отношениях сходным с теми, которые были сделаны в свое время Беккером, хотя с работами последнего он познакомился лишь значительно позже.

В первой части книги Зандера дана общая теория деформации горных пород, включая такие явления, как сланцеватость и трещины. Во второй части изложена новая методика структурного анализа, и основные выводы и закономерности, установленные в первой части, подтверждены во второй большим количеством конкретных анализов.

В результате работ Зандера стало вполне очевидным, что никакого принципиального различия между закономерностями в расположении трещин и других структурных элементов в осадочных и изверженных породах нет, так же как нет и особых проблем сланцеватости, трещинной тектоники, интрузивной тектоники и т. п. Таким образом, можно сказать, что в книге Зандера на ряду с изложением новой методики анализа структур горных пород можно найти теоретическое освещение почти всех вопросов, связанных с деформацией горных пород, отвечающее современному уровню наших познаний.

Можно думать, что полный перевод этой книги устранил бы необходимость в каких-либо других руководствах по этим вопросам. Однако книга Зандера написана очень сжато, и для понимания ее требуется знание целого ряда вопросов теоретической механики и деформации монокристаллов, которым располагает далеко не всякий геолог. Поэтому при составлении настоящей книги казалось желательным ввести более подробное и по возможности элементарное изложение некоторых основных вопросов учения о деформации по первоисточникам, которые (вопросы) только упомянуты или слишком кратко изложены в книге Зандера. Кроме того, едва ли можно рассчитывать на то, что довольно сложная и весьма кропотливая методика самого анализа будет освоена в ближайшее время широким кругом геологов. Вместе с тем общее знакомство с сущностью этой методики, новыми возможностями, которые она нам дает, и основными результатами бесспорно желательно для каждого, кто сталкивается в своей работе с вопросами структурной геологии.

По этим соображениям в настоящей книге дано краткое изложение основных положений этой методики и простейших примеров анализов. Выработка новой методики естественно потребовала у Зандера введения новых понятий и специальной терминологии. При этом он широко пользуется условными обозначениями, что делает совершенно невозможным чтение отдельных глав книги без предварительного усвоения всего предыдущего. Кроме того, стиль изложения очень труден для понимания, и для тех, кто не владеет достаточно хорошо немецким языком, книга почти недоступна. В виду этого в настоящей работе даются почти все значения условных обозначений Зандера, и при переводе терминов приводится в скобках немецкий термин; тому, кто заинтересуется отдельными вопросами, связанными со структурным анализом, это позволит обратиться непосредственно к соответствующей главе книги Зандера, что уже не составит особых затруднений.

Методика структурного анализа Зандера не ограничивается изучением ориентировки минералов, возникающей в горных породах при деформации, а предполагает также установление связи этой ориентировки с трещинами и другими элементами макроструктуры. Таким образом, она охватывает почти все вопросы учения о деформации горных пород, и поэтому естественно, что в настоящей книге изложению методики Зандера отведено значительное место. Методика Клооса затронута здесь сравнительно мало, так как почти все теоретические проблемы тектоники интрузивных тел охвачены методикой Зандера, а с точки зрения учения о деформациях принципиального различия между методикой изучения структуры интрузивных тел и осадочных пород провести нельзя. Для лучшего усвоения читате-

лем структурного анализа, в главе I настоящей книги даны некоторые элементарные понятия о механизме деформации пластических и хрупких материалов, в главе III изложена методика структурного анализа Зандера с небольшими дополнениями, введение которых может облегчить понимание сущности тех или иных явлений.

Глава II посвящена рассмотрению некоторых вопросов о связи трещин с общей геологической структурой и краткому изложению методики Клооса. Последняя пользуется у нас в Союзе известной популярностью, но вместе с тем ни одной из основных работ Клооса мы не имеем в русском переводе, и поэтому сущность этой методики не всем в достаточной мере известна. При этом некоторые положения, высказанные Клоосом недостаточно ясно, приводят нередко к неправильному их пониманию и ошибочным выводам при попытке их приложения к интерпретации природных явлений.

Помимо многих других дефектов, основным недостатком настоящей книги является отсутствие в ней примеров применения новых методик структурного анализа к решению конкретных вопросов структурной геологии вообще и в частности структуры рудных полей. Однако использование многочисленных региональных работ Клооса и его учеников потребовало бы слишком большого увеличения объема книги, а для методики Зандера, к сожалению, такие примеры, достаточно интересные и показательные, в существующей по этим вопросам литературе еще не известны. Это объясняется в значительной мере тем, что Зандер считает свою методику выработанной не окончательно, и большинство его собственных работ и работ его учеников представляет главным образом методический интерес. Однако, несмотря на то, что не все теоретические вопросы, связанные с этой методикой, решены вполне однозначно и область ее применения ограничена пока сравнительно небольшим количеством типов пород, она все же позволяет подойти к решению многих вопросов, связанных с практической работой геолога, которые раньше не находили ответа. Поэтому желательно, чтобы наряду с дальнейшим углублением методики использование тех возможностей, которые она дает уже в настоящее время, стало задачей советских геологов.

Хочется думать, что эта небольшая книга все же даст достаточно ясное представление об этой новой области геологического исследования, вызовет в ней интерес и поможет ознакомиться с работами Зандера и его учеников в оригинале.

Вполне понятно, что предлагаемая книга никоим образом не может заменить полного перевода книги Зандера и других основных исследований; выполнение этой трудной работы весьма желательно в ближайшее время.

## ГЛАВА I

### СИЛА И ДЕФОРМАЦИЯ

#### 1. ОСНОВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

В последнее время мы встречаем в литературе указания на неопределенность и неправильность многих терминов, укоренившихся в тектонике. Вместе с тем очевидно, что тектоника, как наука о деформациях земной коры, является прикладной механикой в самом широком смысле этого слова, и если стремиться придать ей подлинно научную ценность, то необходимо прежде всего установить более или менее строгие определения терминов.

В механике такая терминология выработана трудами многих ученых, и будет самым рациональным перенести ее на аналогичные понятия тектоники.

**Н а п р я ж е н и е** (stress) называется сила, отнесенная к единице площади.

**Д а в л е н и е** есть сила, действующая на единицу площади, причем ей противодействует другая сила, равновеликая и направленная прямо противоположно.

Таким образом, давление не есть сила, направленная в определенном направлении (вектор), а двухстороннее напряжение (тензор).

Отсюда следует, что некоторые часто встречающиеся выражения, как, например, «горообразующее давление действовало с востока на запад», неправильны. Определенное направление может иметь тектоническое перемещение масс, но по отношению к давлению указание направления лишено всякого смысла.

При попытке дать общую характеристику динамической обстановки тех или иных тектонических процессов можно говорить о положении линии основных усилий или воспользоваться представлением об эллипсоиде напряжений.

**Д е ф о р м а ц и я** (strain) есть изменение формы или размеров твердой или жидкой массы или группы точек, взаимное положение которых подчинено определенным условиям. При этом необходимо отличать деформации, при которых происходит изменение объема, от таких, которые совершаются при постоянном объеме.

Кроме того, деформация может быть однородной (гомогенной) или неоднородной.

Деформация называется **о д н о р о д н о й**, если все точки, находившиеся ранее на равных расстояниях друг от друга на параллельных прямых, остаются и после деформации на равных расстояниях (величина этих расстояний может измениться) и на параллельных прямых (направление прямых может измениться).

Если эти условия не соблюдаются, то деформация называется **н е о д н о р о д н о й**. В общем случае деформация однородная не приводит к искривлению первоначально прямых линий; такое искривление является характерным признаком деформации неоднородной.

В физике уже давно проводится четкое различие между динамикой — учением о силах, и кинематикой, изучающей процесс движения и не принимающей во внимание тех сил, которые его вызвали или могут возникнуть в процессе движения. Четкое разграничение этих понятий абсолютно необходимо и в тектонике, и в соответствии с этим целесообразно провести разделение общей тектоники на динамическую, или стресстектонику (Stresstektonik), и кинетическую.

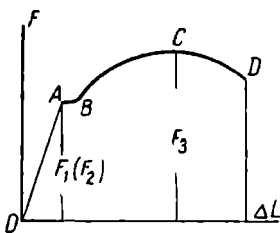
Предметом изучения динамической тектоники являются силы, которые не приводят вообще к остаточным деформациям пород, т. е. вызывают упругие деформации (они все же могут найти отражение в структуре) или незначительные деформации, которые обычно в тектонике не учитываются.

Кинетическая тектоника изучает остаточные деформации и движения, играющие в тектонике значительную роль.

Нарушения первоначального залегания слоев и всевозможные трещины, которые мы наблюдаем в породах, являются свидетелями того, что последние подвергались значительному механическому воздействию. Необходимо помнить, что все эти явления представляют собой лишь деформации, связь которых с силами, вызвавшими их, во многих случаях весьма сложна. Знание различных явлений деформации и их закономерных взаимных отношений необходимо и обычно достаточно для правильной интерпретации геологических структур, генезиса и оценки месторождений. В общем можно сказать, что однородные деформации относятся к области тектоники динамической (существуют и исключения), а неоднородные — к области тектоники кинетической. Однако для изучения кинетической тектоники знание динамической тектоники весьма важно, так как теоретически эта область разработана значительно лучше, и многие закономерности теории упругости могут быть использованы и при анализе остаточных деформаций.

## 2. НЕКОТОРЫЕ ПОНЯТИЯ О МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ МАТЕРИАЛОВ<sup>1</sup>

Если стержень какого-либо материала (например стали) подвергать растяжению, то с увеличением растягивающего усилия будет возрастать и длина образца. Зависимость деформации от постепенно возрастающей силы можно выразить графически; для этого на оси абсцисс откладывают приращение длины, а на оси ординат — величину усилия, отвечающего данной деформации. Для большинства металлов эта зависимость выражается



Фиг. 1. Диаграмма растяжения образца из мягкой стали (по В. Д. Кузнецову, 3).

кривой (фиг. 1). Когда сила возрастает от 0 до  $F_1$ , то на диаграмме получается прямолинейный отрезок  $OA$ , свидетельствующий о том, что между силой и деформацией до  $F_1$  существует прямая пропорциональность (закон Гука). Все деформации, получающиеся в этом промежутке, являются упругими, т. е. при удалении силы полностью восстанавливается первоначальная длина образца. Значение силы, равное  $F_1$ , называется пределом пропорциональности.

Весьма близко к  $F_1$  лежит другое значение силы —  $F_2$ , начиная с которого наряду с упругой деформацией появляется также деформация остаточная, т. е. после удаления силы первоначальная длина образца не восстанавливается полностью; это усилие  $F_2$  называется пределом упругости. Практически, в большинстве случаев, точки  $F_1$  и  $F_2$  так мало отличаются друг от друга, что их можно считать совпадающими.

При дальнейшем растяжении, начиная с точки  $A$ , деформация начинает расти, а сила  $F$  остается неизменной или в некоторых случаях даже

<sup>1</sup> В основном по В. Д. Кузнецову (3).

немного уменьшается. На диаграмме получается отрезок  $AB$ , параллельный или почти параллельный оси абсцисс. Если поверхность образца была отполирована, то на ней удастся наблюдать появление линий, наклоненных к оси стержня под углом около  $45^\circ$ . Эти линии называются линиями Людерса; они фиксируют положение плоскостей скольжения. На этом промежутке металл как бы течет, и в нем происходит сильное перемещение частиц. При дальнейшем увеличении усилия, начиная с точки  $B$ , деформация продолжает расти, но одновременно растет и растягивающая сила  $F$ . Однако рост силы происходит медленнее, чем на участке  $OA$ , кривая все больше загибается в сторону оси абсцисс и, наконец, в точке  $C$  становится ей параллельной.

Выше точки  $A$  деформация будет давать не только упругую, но и остаточную составляющую. Если, доведя удлинение до определенной величины, мы прекратим усилие, то точка, изображающая деформацию, переходит на ось абсцисс по линии, угол наклона которой близок к тому, который образует касательная к упругой части кривой. Этот угол зависит от модуля упругости материала, так называемого модуля Юнга  $E = \frac{1}{\alpha}$  ( $\alpha$  — коэффициент линейного растяжения).

Наклон этой линии указывает на то, что часть деформации была упругой, причем оказывается, что упругая часть деформации даже увеличивается при общем удлинении образца. Участок линии после точки  $A$  называется пластической частью кривой деформации.

Начиная со значения силы  $F_3$ , металл теряет способность к сопротивлению и течет. Когда сила достигает значения  $F_3$ , то дальнейшее растяжение происходит при постепенном уменьшающемся усилии. В точке  $C$  образец «сдает»: он переходит критический момент и начинает разрушаться. С этого момента на образце, в каком-нибудь одном месте, начинает образовываться сужение (шейка), которое утоньшается по мере растяжения. Уменьшение силы  $F$ , начиная с точки  $C$ , объясняется образованием сужения. В этом месте площадь поперечного сечения образца резко уменьшается, и вполне понятно, что при этом уменьшается и сила. Наконец, в точке  $D$  происходит разрыв образца, и сила сразу падает до нуля.

Если площадь поперечного сечения образца обозначить через  $q$ , то мы будем иметь следующие напряжения: при пределе пропорциональности

$$P = \frac{F_1}{q};$$

при пределе упругости

$$S = \frac{F_2}{q};$$

и при начале разрушения (т. е. в точке  $C$ )

$$Z = \frac{F_3}{q}.$$

Обычно под пределом упругости подразумевается напряжение  $S$ . Так как  $P$  и  $S$  почти совпадают друг с другом, то часто их объединяют в одном названии — предел упругости или предел текучести. Напряжение  $Z = \frac{F_3}{q}$  в курсах сопротивления материалов называется временным сопротивлением, но правильнее назвать его пределом прочности или просто прочностью (3).

Необходимо отметить, что при растяжении стержня удлинение сопровождается уменьшением его поперечного сечения. При этом объем образца не остается в общем случае постоянным. Отношение поперечного сжатия к продольному растяжению есть величина, характерная для данного материала, и известна как коэффициент Пуассона  $\delta = \frac{\beta}{\alpha}$ .<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Строго говоря, коэффициент Пуассона дает величину поперечного сжатия при удлинении образца вдвое.

Для коэффициента объемного расширения ( $\eta$ ) при растяжении имеем выражение, связывающее его с коэффициентом Пуассона и модулем Юнга:

$$\eta = E(1 - 2\nu).$$

Согласно этой формуле при  $\nu=0.5$   $\eta=0$ , т. е. объем при деформации остается неизменным. Если  $\nu < 0.5$ , то изменение формы сопровождается соответствующим увеличением объема. Для иллюстрации приведем значение  $\nu$  для некоторых материалов (11):

|                        |       |                  |             |
|------------------------|-------|------------------|-------------|
| Парафин . . . . .      | 0.50  | Железо . . . . . | 0.243—0.310 |
| Каучук . . . . .       | 0.50  | Цинк . . . . .   | 0.205       |
| Мягкая сталь . . . . . | 0.304 | Стекло . . . . . | 0.197—0.319 |

На основании такого общего рассмотрения кривой деформации можно прийти к выводу, что деформация относится к разряду сравнительно простых явлений, а приведенные выше определения предела упругости и прочности представляют собой понятия достаточно точные и ясные. Однако при более детальном изучении оказывается, что это далеко не так. Даже такое основное понятие, как предел упругости, является в высшей степени неопределенным, и сравнение механических свойств различных материалов требует введения условных определений и строгой унификации условий эксперимента.

Прежде всего, предел упругости материала зависит от характера деформации, т. е. при растяжении, при изгибе и при сжатии он существенно различен. Предел упругости зависит также от точности, с которой производится измерение, от скорости деформации, от температуры и весьма сильно даже от того, каким воздействием этот образец подвергался до испытания.

Если, постепенно увеличивая напряжение, перейти предел упругости и затем постепенно уменьшать это напряжение до нуля, то образец обнаруживает некоторую остаточную деформацию. Если вслед затем снова повышать напряжение, то остаточная деформация начинает появляться при напряжении большем, чем в первый раз, т. е. при повторной нагрузке предел упругости повышается, и тело становится более прочным. Это явление носит название упрочнения.

По прошествии некоторого времени упрочненный образец вновь приобретает прежние свойства; в этих случаях говорят об «отдыхе» материала. Повышение температуры сильно способствует этому процессу.

Влияние скорости, с которой происходит деформация, имеет для нас также весьма существенное значение. Если бы тела были идеально упруги, то деформация в пределах упругости была бы совершенно независима от времени, в течение которого они подвергаются усилию; при мгновенной и длительной нагрузке удлинение было бы одно и то же. На самом деле статическое равновесие достигается в течение некоторого времени, и следовательно, можно сказать, что сопротивление по отношению к деформации есть функция скорости, с которой производится эксперимент. Многочисленные исследования показывают, что чем больше эта скорость, тем выше предел упругости. Один и тот же материал можно считать одновременно пластичным и хрупким в зависимости от скорости возрастания деформации. При быстрых деформациях даже весьма пластичное тело (например вар, обладающий свойствами вязкой жидкости) может вести себя, как упругое хрупкое тело.

Причину этого Г. Беккер (20, 21) видит в том, что сопротивление данного материала складывается из упругих сил и вязкости. Вещества, которые медленно, но беспредельно уступают усилию, хотя бы малому, известны как вязкие жидкости; такие, в которых достижение статического равновесия при усилии требует определенного времени, можно назвать вязкими твердыми телами. Если усилие прилагается весьма медленно, вязкость не имеет значения, и сопротивление материала сводится исключительно к силам упругости. С другой стороны, весьма вязкая жид-

кость, будучи подвергнута мгновенному усилию, оказывает весьма большое сопротивление.

Если мы учтем теперь еще влияние температуры, крупности зерен и т. д., то станет вполне очевидным, что те значения основных показателей механических свойств материалов, которые нам дают лабораторные испытания, совершенно не применимы при анализе геологических процессов. Так, например, каменные строительные материалы обладают, как известно, весьма высоким пределом упругости, но вместе с тем установлено, что поперечные каменные брусья в очень старых постройках нередко прогибаются под влиянием собственного веса (20). Следовательно, предел упругости их при очень длительно действующих усилиях значительно снижается. Длительность геологических процессов совершенно не сравнима с длительностью лабораторных испытаний, а подлинные условия, при которых происходят эти деформации, в большинстве случаев нам не известны.

Поэтому для нас сохраняют значение лишь общие понятия теоретической механики, и особенно важны основные представления о механизме деформаций и основных закономерностях, которым они подчиняются.

К сожалению, и в области теоретического объяснения многих явлений мы еще не имеем достаточной ясности, и такие вопросы, как сущность пластической деформации, причина малой прочности многих тел на разрыв и многие другие, еще не получили однозначных решений. На некоторых из этих вопросов нам придется остановиться в дальнейшем довольно подробно, а теперь перейдем к рассмотрению напряженного состояния материала под воздействием внешних сил.

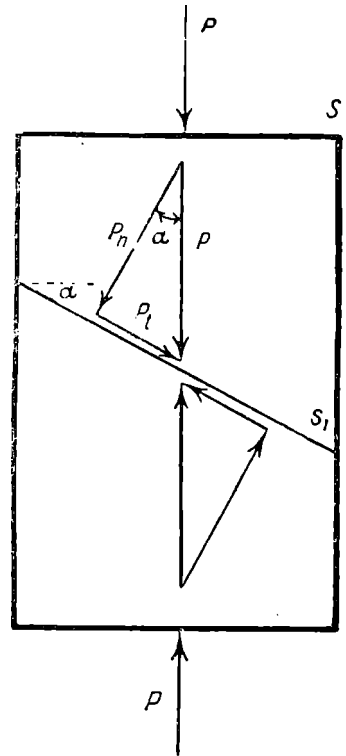
### 3. ВНЕШНЕЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ И НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ МАТЕРИАЛА

Если какое-либо тело подвергается воздействию внешних сил, то эффект может получиться весьма различный.

Так, например, это тело может получить ускорение определенной величины и направления или может претерпеть изменение формы. Учение о прочности рассматривает только такие деформации, при которых вызывающие их внешние силы находятся в равновесии, т. е. не вызывают ускорения ни поступательного, ни вращательного. Такое ограничение предмета можем смело принять и мы, так как длительность и медленность геологических процессов убеждает нас в том, что существенных ускорений при них не происходит.

К изучению напряжений, возникающих в теле в результате внешнего воздействия, легче всего приступить на основе рассмотрения простого сжатия образца (фиг. 2). Пусть к двум противоположным сторонам стержня приложены равные силы, распределенные равномерно по плоскости образца, причем равнодействующая их равна  $P$ . Проведем мысленно через этот образец сечение, перпендикулярное к его оси.

Так как обе части образца находятся в равновесии, то очевидно, что верхняя часть воздействует на нижнюю по поверхности среза с силой, равной по величине и по направлению силе  $P$ . Если образец однороден, то эта



Фиг. 2. Нормальные и сдвигающие напряжения в сечении, проведенном косо по отношению к линии сжимающих усилий.



сила распределяется равномерно по всей поверхности среза, и напряжение на этой поверхности будет  $\sigma = \frac{P}{S}$ , где  $S$  площадь этого сечения.

Теперь проведем сечение, перпендикулярное к оси образца, а под некоторым углом  $\alpha$ . Равнодействующая всех сил, приложенных к этой плоскости, должна быть попержнему равна  $P$ , но площадь сечения изменилась и будет равна  $S_1 = \frac{S}{\cos \alpha}$ . Сила эта приложена не перпендикулярно к этой плоскости, и в соответствии с правилом параллелограмма сил мы можем разложить ее на две составляющие:  $P_n$ , перпендикулярную к плоскости — нормальную, и  $P_t$ , лежащую в этой плоскости — тангенциальную, или скальвающую.

Величина нормальной составляющей будет  $P_n = P \cos \alpha$ ; тангенциальной:  $P_t = P \sin \alpha$

Для величины нормального и скальвающего напряжений мы получим соответственно выражения:

$$\sigma_1 = \frac{P_n}{S_1} = \frac{P \cos \alpha \cos \alpha}{S} = \sigma \cos^2 \alpha = \frac{1}{2} \sigma (1 + \cos 2\alpha);$$

$$\tau_1 = \frac{P_t}{S_1} = \frac{P \sin \alpha \cos \alpha}{S} = \sigma \sin \alpha \cos \alpha = \frac{1}{2} \sigma \sin 2\alpha.$$

Из этих уравнений мы видим, что наибольшее нормальное напряжение действует в поперечном сечении, перпендикулярном к оси стержня, и равно  $\sigma_{\max} = \sigma$ , а наибольшее скальвающее напряжение действует в сечениях, наклоненных под углом  $45^\circ$  к оси стержня, для которых  $\sin 2\alpha = 1$  и равно

$$\tau_{\max} = \frac{1}{2} \sigma.$$

Вполне очевидно, что все рассуждения, приведенные выше по отношению к воздействию верхней части образца на нижнюю, полностью применимы к воздействию нижней части на верхнюю. Отсюда мы видим, что нормальные напряжения стремятся сжать плоскость сечения, а скальвающие напряжения стремятся сдвинуть эти части в разные стороны. Таким образом, эффект, обусловленный нормальными и тангенциальными напряжениями, совершенно различен.

Мы рассмотрели выше напряжения, возникающие в случае простого сжимающего усилия, поскольку с точки зрения интересующих нас геологических структур оно особенно важно, но как ход рассуждений, так и конечный результат будут совершенно аналогичны и в случае растяжения образца.

Теперь перейдем к рассмотрению более сложного общего случая, когда тело произвольной формы подвергается воздействию сил, приложенных ко всей поверхности его ограничения, и постараемся разобраться в том, какие напряжения возникнут внутри этого тела (113). Для этого мы вновь прибегнем к методу сечения.

Если мы разрежем тело на две части, то очевидно равновесие будет нарушено (фиг. 3). Для того чтобы каждая из этих двух частей осталась в покое, необходимо приложить к поверхности среза силы, равнодействующая которых должна быть равна по величине равнодействующей внешних сил и должна давать прямо противоположный момент вращения. Поскольку и до проведения нами сечения обе части были в покое, можно сказать, что и тогда к плоскости сечения каждой из них были приложены силы, которые поддерживали это равновесие.

Выделим теперь в этом теле бесконечно малую частицу, по отношению к которой все другие частицы представляют собой внешнюю среду, следовательно оказывают на нее внешнее воздействие, и проведем через нее мысленно сечение. Поскольку обе части находятся в покое, на поверхности сечения действуют напряжения, равнодействующую которых мы можем

узнать по предыдущему, если система внешних сил известна. Очевидно, что в общем случае эта равнодействующая не будет перпендикулярна к плоскости среза. Для удобства рассмотрения разложим ее на нормальную и тангенциальную составляющие.

Если внешние силы известны, то для каждого произвольно проведенного сечения мы можем вычислить обе эти силы, а поскольку мы оперируем с бесконечно малой частицей, то каждое такое сечение мы можем полагать проходящим через центр тяжести этой частицы. Если мы проведем такое исследование, то окажется, что между этими силами на разных плоскостях существуют определенные простые отношения, так как вся частица находится в покое.

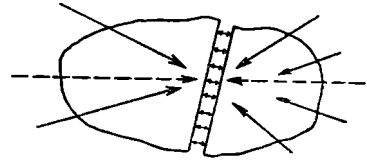
Результат такого вычисления сводится в общем к следующему. В каждой частице существует три «главных сечения», отмеченных тем, что в них не действуют скальвающие напряжения, в общем случае только нормальные. Эти три плоскости взаимно перпендикулярны, нормальные напряжения их называются «главными» и дают нам прямоугольную систему координат, значение которой аналогично главным коэффициентам преломления двусосных кристаллов в оптике. В общем случае, оси эти не равны по величине; одна из них, самая короткая,  $\sigma_3$  отвечает минимальному нормальному напряжению; другая,  $\sigma_2$  — средняя и третья,  $\sigma_1$ , характеризует наибольшее напряжение, т. е. самая длинная. При этом необходимо учитывать еще направление этих сил, их знак, т. е. сжимающие они или растягивающие. Все остальные плоскости испытывают как нормальные, так и скальвающие напряжения.

Так как все эти напряжения на отдельных плоскостях являются лишь различными способами рассмотрения напряженного состояния данной частицы, то их можно легко вычислить для любой плоскости, разложив на составляющие три главных нормальных напряжения. Изображение напряженного состояния данной частицы может быть достигнуто при помощи трехосного эллипсоида или посредством кругов Мора. Последние относятся к прямоугольной системе координат, причем нормальные напряжения, отвечающие данному сечению, откладываются на оси абсцисс (при этом необходимо различать сжимающие напряжения и растягивающие), скальвающие напряжения — на оси ординат.

Так как для каждой плоскости, проведенной через данную частицу, при определенном внешнем воздействии существует как нормальная, так и скальвающая составляющая, то напряженное состояние ее выразится определенной точкой диаграммы. Плоскости, бесконечно мало отклоненные друг от друга, отличаются бесконечно мало и в своих напряжениях; соответственно точки, их изображающие, лежат на диаграмме непосредственно рядом.

Проведем такое построение для плоскостей зоны, которой принадлежат и плоскости, перпендикулярные к крайним главным напряжениям  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ , т. е. для зоны оси  $\sigma_2$  (фиг. 4). Для этих двух плоскостей мы можем непосредственно наметить точки, отвечающие им на диаграмме.

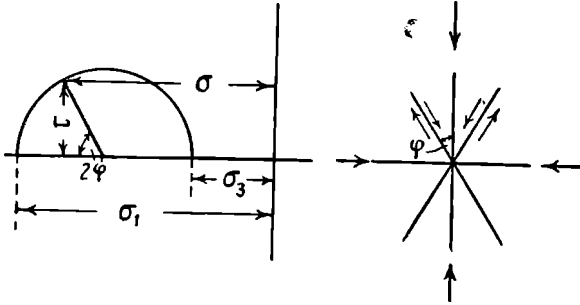
Так как они не имеют скальвающих напряжений, то они лежат на оси абсцисс, на расстоянии  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  от начала координат. Все другие плоскости имеют также и скальвающие напряжения, поэтому изображающие их точки лежат не на оси абсцисс. Выполнение вычислений показывает, что точки, отвечающие всевозможным плоскостям этой зоны, лежат на полукруге, построенном на отрезке оси абсцисс между  $\sigma_3$  и  $\sigma_1$ , который является, таким образом, его диаметром. Далее, соотношение данной плоскости и отвечающей ей точки на диаграмме таково, что центральный угол между такой



Фиг. 3. Внутренние напряжения в сечении, проведенном через тело, подвергающееся разностороннему внешнему воздействию (по В. Шмидту, 113).

точкой и осью абсцисс вдвое больше угла между плоскостью и тем главным напряжением, точка которого лежит на том отрезке оси абсцисс, от которого мы измеряли центральный угол.

Из этого построения мы сразу можем видеть, что из всех плоскостей этой зоны максимальное скалывающее напряжение испытывает та, которая образует с любым из главных напряжений угол  $45^\circ$ . Действительно, самую большую ординату имеет точка середины дуги — она дает с осью абсцисс угол  $90^\circ$ , а это отвечает углу  $45^\circ$  между плоскостью и одним из главных напряжений. Точно так же непосредственно получается для этой плоскости и величина скалывающего напряжения; она равна радиусу круга  $\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}$  — полуразности главных напряжений; соответствующая нормальная составляющая равна их полусумме. Если мы сделаем такое построение для зоны другого главного напряжения, то мы опять получим полукруг, пересекающий ось абсцисс в точках тех двух главных напряжений, которые принадлежат этой зоне. Таким образом, мы получим три полукруга, попарно касающихся в точках, отвечающих главным напряжениям (фиг. 5).



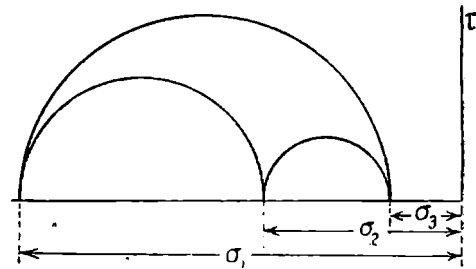
Фиг. 4. Круг Мора для напряженного состояния тела в главном сечении (по В. Шмидту, 113).

Если положение плоскостей этих зон в пространстве изобразить на шаре точками пересечения их нормалей с поверхностью шара, то очевидно, что они будут лежать на трех больших кругах, взаимно перпендикулярных. При этом получатся прямоугольные сферические треугольники; площадь каждого из них равна  $\frac{1}{8}$  площади шара. Каждой стороне такого треугольника, равной дуге  $90^\circ$ , т. е. четверти круга, соответствует полукруг Мора. Отсюда следует, что моровская диаграмма изображает только  $\frac{1}{8}$  шара, но, поскольку напряженное состояние данной частицы симметрично по отношению к главным плоскостям, этого вполне достаточно.

Из диаграммы Мора мы усматриваем, что максимальные скалывающие напряжения дает тот круг, который опирается на отрезок между крайними главными напряжениями. Плоскость максимальных скалывающих напряжений принадлежит той же зоне, что и крайние главные напряжения, и наклонена к ним под углом  $45^\circ$ . Из соображений симметрии таких плоскостей мы имеем две.

До сих пор мы рассматривали только те силы, которые стремятся сместить одну половину нашей частицы относительно другой. Так как вся частица находится в равновесии, то очевидно, что и к другой половине приложены силы, равнодействующая которых равна и противоположна той, которая характеризует напряженное состояние первой. Отсюда следует, что скалывающие напряжения действуют в виде пары сил параллельных, но направленных прямо противоположно.

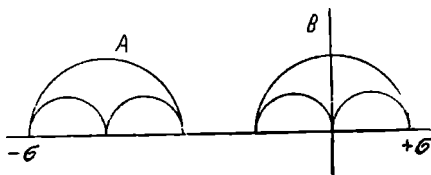
Отметим частный случай напряженного состояния, когда  $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$ ; тогда точки, изображающие главные напряжения, совпадут, круги Мора



Фиг. 5. Круги Мора для напряженного состояния тела в трех главных сечениях (по В. Шмидту, 113).

превратятся в точку на оси абсцисс; следовательно, ни в какой плоскости не могут возникнуть скалывающие напряжения — мы имеем то, что характеризует гидростатическое давление. Если максимальные главные напряжения равны по величине и противоположны по знаку, то на плоскости максимальных скалывающих напряжений нормальные напряжения равны нулю — чистый сдвиг. Если промежуточное главное напряжение  $\sigma_2$  равно по величине среднему арифметическому из двух крайних, то в направлении  $\sigma_2$  не происходит никаких изменений, и такое напряженное состояние называется плоским (фиг. 6, А).

Это обстоятельство вытекает из того, что, отнимая от общей системы усилий гидростатические, мы можем передвинуть круги Мора так, что центр большого круга, в котором касаются два малых круга, совпадет с началом координат (фиг. 6, В). Гидростатическое напряжение стремится вызывать лишь изменение объема, деформацию вызывает то напряжение, которое характеризуется сдвинутым кругом и носит название д е в и а т о р а, (Надаи, 5).



Фиг. 6. Круги Мора и девиатор для плоского напряженного состояния (по В. Шмидту, 113).

#### 4. ПЛАСТИЧЕСКАЯ ДЕФОРМАЦИЯ

В конце прошлого столетия появились работы Г. Беккера (20, 21), в которых мы впервые встречаем строгий механический анализ некоторых вопросов тектоники. Анализ Беккера и до настоящего времени не потерял своего значения, и в работах Лизса (78), Зандера (103) и др. приводятся рассуждения, в значительной мере повторяющие Беккера. Им же, насколько мне известно, введено в геологию понятие об эллипсоиде деформации, весьма наглядном способе изображения, значительно облегчающем анализ этих явлений.

Исходным положением такого рассмотрения является то обстоятельство, что при однородной деформации изотропного (или статистически изотропного) тела шар, вписанный вначале в данное тело, переходит в общем случае в трехосный эллипсоид. Этот эллипсоид, получающийся в результате деформации из вписанного вначале в данное тело шара, называется эллипсоидом деформации, оси его — осями деформации. Самую длинную из них мы условимся обозначать  $A$ , среднюю —  $B$  и самую короткую —  $C$  ( $A > B > C$ ). Если в процессе деформации  $B$  не изменяется, т. е. остается все время равной радиусу шара, то деформация называется плоской.

#### Чистый сдвиг (pure shear)

Если кубик какого-либо твердого вещества подвергается сжатию при помощи сил, равномерно распределенных по плоскостям двух противоположных граней, и в то же время растягивается такими же силами в направлении, перпендикулярном к линии действия двух первых сил, то возникающее при этом изменение формы называется чистым сдвигом (фиг. 7).

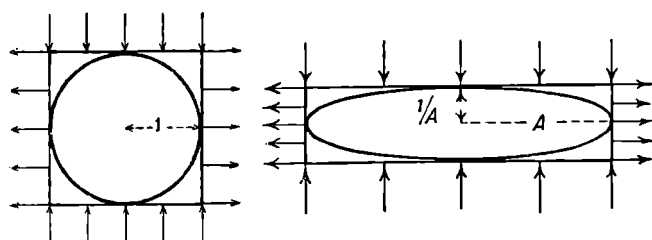
Очевидно, что эта деформация выразится в удлинении в направлении растягивающих усилий и в сжатии в другом, перпендикулярном к первому.

При этом не происходит изменения первоначального объема, а линии, перпендикулярные к плоскости действующих сил (к плоскости чертежа), не изменяют ни своей длины, ни направления.

В эллипсоиде, который получается из шара, вписанного в куб до деформации,  $A > B > C$ , и, как мы видели,  $B$  остается равной  $r$  — радиусу шара. Поскольку  $A$  больше  $r$ , а  $C$  меньше  $r$ , то очевидно, что в этом эллипсоиде, в плоскости действующих сил в центральном сечении, должны быть радиусы длины  $r$ . Так как линии, перпендикулярные к плоскости сил, не изменяют

своей длины, то очевидно, что сечения эллипсоида, проходящие через радиусы длины  $r$ , будут представлять собою круги. Круговые сечения эллипсоида деформации вполне аналогичны круговым сечениям оптической индикатриссы двусных минералов, хорошо известных каждому петрографу. В каждом таком эллипсоиде имеется два центральных круговых сечения. Все плоскости, параллельные центральным круговым сечениям, представляют собою также круги. В плоскостях всех этих круговых сечений не происходит никаких изменений. Два произвольных круговых сечения находятся на том же расстоянии друг от друга, как и до деформации, ибо в противном случае должно было бы произойти изменение объема, что противоречит определению чистого сдвига.

Поскольку эти плоскости имеют ту же форму и размеры и находятся на том же расстоянии друг от друга, то единственное возможное изменение, которому они подверглись, заключается в смещении их (проскальзывании) по отношению друг к другу. Следовательно, механизм деформации в этом случае сводится к скольжению относительно друг друга тончайших пластинок, ограниченных этими плоскостями. Эти круговые сечения должны быть плоскостями, в которых действуют исключительно тангенциальные (скалывающие) напряжения, так как если бы эти силы имели по отношению к ним



Фиг. 7. Чистый сдвиг (по Г. Беккеру, 21).

нормальную составляющую, то произошла бы деформация и в ином направлении.

При чистом сдвиге деформация кубика однородного вещества происходит постепенно до тех пор, пока не будет превзойден предел упругости.

Для большинства твердых тел, аналогичных горным породам, упругая деформация весьма невелика, так что укорочение вертикальной стороны этого кубика едва ли превышает один процент.

Непосредственно за пределом упругости деформация данного тела будет остаточной.

Природа остаточной деформации при чистом сдвиге ясна из предыдущего. Мы видим, что происходит скольжение по отношению друг к другу круговых сечений эллипсоида, и хотя сплошность данного тела не нарушается, но прекращение воздействия не возвращает молекулы в их исходное положение. Это явление обычно называется и с т е ч е н и е м т в е р д о г о т е л а. Оно кардинально отличается от истечения жидкостей, которое происходит при соответствующих условиях в направлении, перпендикулярном к линии действующих сил, т. е. в плоскости  $AB$  эллипсоида деформации. В обычных твердых веществах при чистом сдвиге истечение начинается под углом около  $45^\circ$  к сжимающей силе. При увеличивающейся деформации этот угол возрастает, но он может достигнуть  $90^\circ$  только тогда, когда вещество по своим механическим свойствам приближается к жидкости.

Можно вычислить и представить положение плоскостей скольжения при чистом сдвиге. Если кубик, сторона которого равна 1, доводится при помощи чистого сдвига до высоты  $C = \frac{1}{A}$  (или удлиняется перпендикулярно к этому направлению до длины  $A$ ), то тангенс угла, который круговое сечение составляет с длинной осью эллипсоида, равняется  $\frac{1}{A}$ . Если  $A$  отличается незначительно от единицы, то соответствующий угол мало отличается от  $45^\circ$ . Для величин  $A$ , равных  $\frac{4}{3}$ , 2 и 4, соответствующие углы будут около  $37^\circ$ ,  $27^\circ$  и  $14^\circ$ .

Возьмем кубики однородного вещества, высота которого доведена путем чистого сдвига до  $\frac{1}{2}$ , и пусть предел упругости его весьма низок, так что истечение наступает при весьма малой деформации. В этом случае линии скольжения будут наклонены вначале примерно под углом  $45^\circ$  к длинной оси эллипсоида; в конце эксперимента этот угол будет  $27^\circ$ . Материальные плоскости, по которым скольжение происходило вначале, будут наклоняться все больше, но положение их легко определимо в любой момент, ибо они соединяют противоположные углы деформированного куба.

Этот случай приведен на фиг. 8; черточками показаны плоскости, по которым происходило скольжение в начальный момент деформации, пунктиром — плоскости скольжения конечного момента.

Для сравнения с другими видами деформации углы, помеченные буквами  $R$  и  $r$ , весьма важны. Каждый из этих углов ограничен плоскостями, по которым происходило скольжение в самом начале и в конце деформации. При чистом сдвиге  $R=r$ .

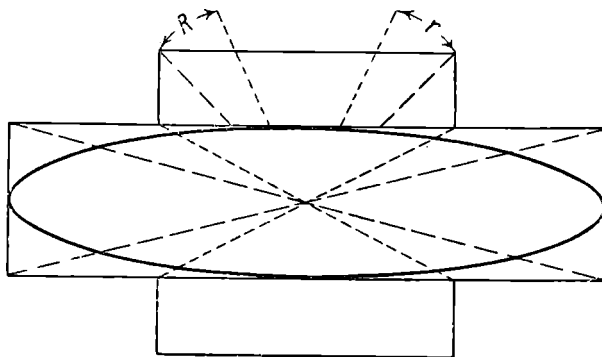
Плоскости скольжения можно рассматривать как математические плоскости, которые в процессе деформации занимают различные положения по отношению к материальным частицам. Какой бы ни был размер деформации при чистом сдвиге, в каждый данный момент линии скольжения параллельны линиям, соединяющим точки пересечения деформированного куба и недеформированного.

Группы частиц, которые в некоторый момент совпадают с плоскостью, в которой происходит скольжение, подвергаются деформации, и никакие другие частицы не подвержены скольжению в этот момент. Таким образом, плоскости скольжения проходят последовательно через различные участки материала; при чистом сдвиге участки эти равны по обе стороны линии действующих сил. Этот процесс должен протекать во всяком веществе, если оно не бесконечно хрупко, при условиях, исключающих возможность образования трещин.

Однако вполне очевидно, что плоскость, по которой происходило скольжение в первый момент, при дальнейшей деформации повернется и будет выведена из совпадения с плоскостью максимальных скалывающих напряжений. При этом в зависимости от свойств материала и скорости деформации возможны два случая:

1. Если процесс скольжения сопровождается уменьшением механической прочности по этим плоскостям, то несмотря на то, что скалывающие напряжения на этой плоскости, отвечающие ее новому положению, меньше максимального значения, они все же вызывают большее движение по этой ослабленной плоскости, чем по той, которая подвергается максимальным скалывающим напряжениям в данный момент. В этом случае возникает трещина примерно под углом  $45^\circ$ , деформация будет незначительная, и вещество можно назвать хрупким; иными словами, различие между пределом упругости и пределом прочности весьма не велико.

2. В другом случае истечение на первой плоскости прекратится и возникнет вновь на той, в которой скалывающее напряжение достигло в дан-

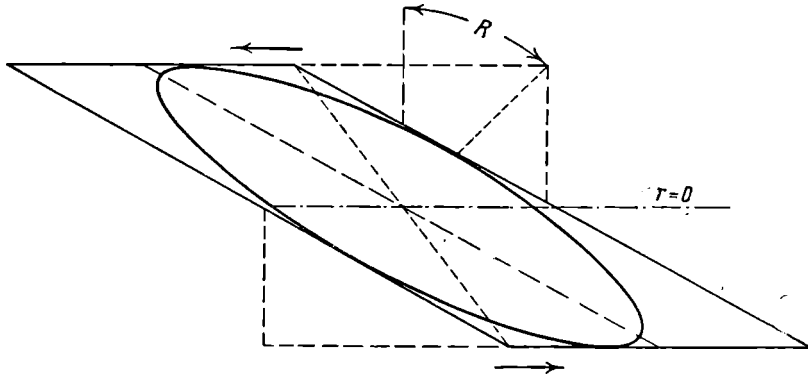


Фиг. 8. Положение плоскостей скольжения при чистом сдвиге (по Г. Беккеру, 21). Прерывистыми линиями показаны плоскости, по которым происходит скольжение в начальный момент деформации, пунктиром — плоскости, по которым происходит скольжение в конечный момент деформации.

ный момент наибольшего значения. Экспериментально не известно абсолютно хрупких веществ. Всегда наблюдается известный промежуток, в котором происходит скольжение по последовательно меняющимся плоскостям, так что может быть достигнута значительная деформация без излома.

### Сдвиг (scission, simple shear)

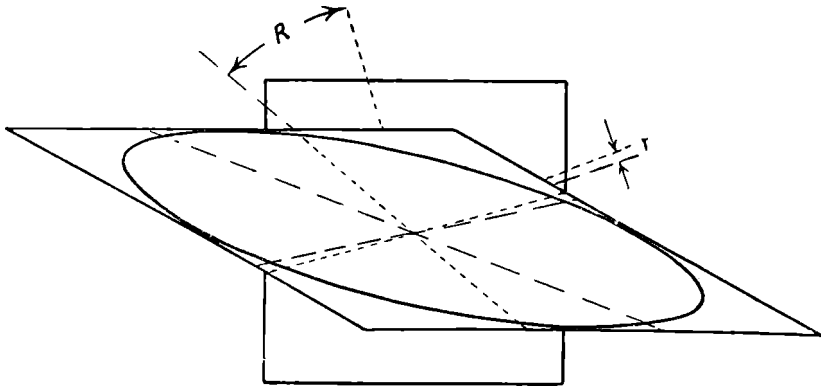
Сдвиг есть результат пары сил, т. е. двух сил, параллельных, но направленных в противоположные стороны и, следовательно, характеризуется определенным моментом вращения. Этот тип деформации может быть иллюстрирован сдвиганием колоды карт, лежащей на столе, при помощи косо-



Фиг. 9. Положение плоскостей скольжения при сдвиге (по Г. Беккеру, 21). Обозначения плоскостей скольжения такие же, как на фиг. 8.

усилия. Совершенно очевидно, что и в этом случае не происходит изменения первоначального объема, а сама деформация осуществляется посредством относительного проскальзывания круговых сечений эллипсоида.

В противовес чистому сдвигу, при котором  $R=r$ , т. е. углы поворота круговых сечений эллипсоида в процессе деформации равны, здесь  $r$  уменьшается до нуля, а  $R$  соответственно увеличивается (фиг. 9). Если материал



Фиг. 10. Положение плоскостей скольжения при деформации, отвечающей комбинации сдвига и чистого сдвига (по Г. Беккеру, 21). Обозначения плоскостей скольжения такие же, как на фиг. 8 и 9.

имеет низкий предел упругости, то угол между линиями первоначального скольжения будет около  $90^\circ$ , причем одно из этих направлений будет горизонтальным, другое вертикальным. При значительной деформации угол между круговыми сечениями не будет больше прямым, а равен двойному углу, тангенс которого есть короткая ось эллипсоида (как и при чистом сдвиге).

Поскольку линии, параллельные оси  $x$ , не испытывают изменения длины, одна из систем круговых сечений должна совпадать все время с ней по на-

правлению, и угол  $r$  исчезает. Соответственно, сравнивая чистый сдвиг со сдвигом, конечные эллипсоиды которых одинаковы, мы видим, что область, пройденная второй системой круговых сечений при сдвиге, вдвое больше, чем при чистом сдвиге. Это обстоятельство имеет большое значение, но, учитывая, что сдвиг встречается в природе сравнительно редко, мы остановимся на этом вопросе после рассмотрения комбинации двух первых видов деформации.

Возьмем такое сочетание сдвига и чистого сдвига, когда деформации, вызываемые каждым из них в отдельности, одинаковы. Легко вычислить результат, если, например, тот и другой приводят порознь к удлинению длинной оси эллипсоида на 50% (фиг. 10). В этом случае конечная величина последней ( $A$ ) будет почти точно равна двум, и она будет наклонена к оси  $x$  под углом  $13^\circ$ .

Угол между конечными круговыми сечениями будет равен  $53^\circ$ . Углы, последовательно пройденные линиями истечения, отнесенные к первоначальному кубу, будут:  $r=3^\circ 27'$ ,  $R=33^\circ 26'$ . В этом случае одна система круговых сечений проходит угол в 10 раз больший, чем другая.

При оценке влияния этого обстоятельства на ход деформации Беккер вводит понятие о вязких сопротивлениях. При сдвиге плоскости, параллельные к опоре, все время подвергаются воздействию максимальных скалывающих напряжений ( $\tau_{\max}$ ), и, если силы эти действуют длительно, то скольжение в этом направлении встречает только упругое противодействие. Другая система плоскостей максимальных скалывающих напряжений переходит в каждый момент к другой системе частиц, которые оказывают как упругие, так и вязкие сопротивления.

Положим, что внешнее воздействие достигло как раз такой величины, при которой начинается скольжение в горизонтальной плоскости. Очевидно, что это усилие будет недостаточным, чтобы вызвать скольжение по наклонной системе. Следовательно, если скольжение приводит к изменению структуры, то эффект этот будет заметным только в одном направлении.

В случае комбинации сдвига и чистого сдвига имеют силу те же рассуждения. Материальные частицы, находящиеся в секторе (клине)  $r$ , подвергаются воздействию в десять раз дольше, чем соответствующие серии частиц сектора  $R$ . Отсюда следует, что в области большего сектора вещество будет оказывать большее сопротивление скольжению и при известных условиях последнее скажется только в направлении  $r$ .

Этот чисто кинематический анализ послужил Беккеру основой для объяснения явлений сланцеватости и трещиноватости пород. В противовес господствовавшей в то время теории, что сланцеватость развивается перпендикулярно к линии действующих сил при прямом сжатии, Беккер считает ее проявлением истечения в направлениях, определяющихся круговыми сечениями эллипсоида деформации.

---

Мы остановились сравнительно подробно на теории Беккера потому, что представление об эллипсоиде деформации во многих случаях весьма наглядно и просто характеризует явления. Вместе с тем мы должны отметить, что этот способ рассмотрения обладает некоторыми дефектами.

Действительно, круговым сечениям эллипсоида нельзя приписать определенное технологическое значения, поскольку положение их полностью зависит от того момента, когда в данное тело был вписан начальный шар. Кроме того, причина неравнозначности обеих плоскостей скольжения едва ли всегда объясняется влиянием вязкости.

Значительно сложнее, но в то же время строже, тот путь объяснения этих явлений, по которому, следуя теории Надаи (5), пошел В. Шмидт (113). Рассматривая деформацию бесконечно малой частицы, для которой можно принять, что изменение формы не отражается существенно на способе приложения внешних сил, он приходит к выводу, что ее можно пред-



ставить круговой диаграммой, аналогичной диаграмме Мора для напряжений.

Проводя произвольные плоскости через эту частицу и изучая, какие изменения претерпели во время деформации нормали к ним, мы увидим, что они изменили свою длину и подверглись некоторому повороту. Если удлинения и повороты этих нормалей для всех плоскостей мы изобразим при помощи системы координат, в которой ось абсцисс соответствует удлинению, ось ординат — углом поворота, то получим круговую диаграмму (фиг. 11).

Непосредственно из диаграммы следует, что в данной частице при деформации существуют три взаимно перпендикулярных плоскости (главных), которые испытывают удлинения, но не изменяют направления. Имеются также две плоскости, наклоненные под углом  $45^\circ$  к главным плоскостям, которые испытывают максимальный поворот. Словом, диаграмма эта читается точно так же, как диаграмма Мора, причем между ними существуют (для остаточной деформации изотропного вещества) следующие отношения (Надаи):

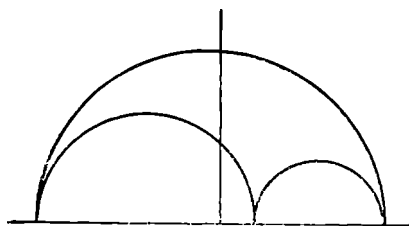
1. Направление главных удлинений совпадает с тремя главными напряжениями.

2. Плотность тела не изменяется.

3. Фигура кругов деформации подобна фигуре кругов напряжений.

Мы знаем на основании экспериментов, что деформация сводится к скольжению по плоскостям, в которых действуют максимальные скалывающие напряжения ( $\tau_{\max}$ ) (линии Людера), но необходимо учитывать, что все эти признаки истечения представляют собой сравнительно грубые явления. Рассмотрение диаграммы напряжений позволяет думать, что скольжение должно осуществляться не только по тем плоскостям, в которых действуют  $\tau_{\max}$ , но и в других, отвечающих меньшим значениям скалывающих напряжений. Быть может, это скольжение происходит, как в кристаллах, отдельными скачками, количество которых определяется величиной скалывающих напряжений в соответствующих плоскостях. Однако та же диаграмма указывает нам, что по обе стороны от плоскости  $\tau_{\max}$  находятся симметрично другие с равными, но меньшими по величине скалывающими напряжениями. Следовательно, скольжения по ним, равные по величине и направлению, суммируясь, дают эффект, равнозначный скольжению по плоскости  $\tau_{\max}$ , и последнее представляет собой, таким образом, некоторый суммарный результат.

Фиг. 11. Круговая диаграмма деформации бесконечно малой частицы (по В. Шмидту, 113).



Необходимо отметить, что перемещения по этим двум симметричным плоскостям одинаково вероятны. Однако ближайшее рассмотрение показывает, что они отличаются друг от друга величиной нормальных напряжений  $\mu$ , следовательно, не вполне равноценны. Мы увидим ниже, что это может привести к некоторому отклонению среднего положения плоскостей скольжения от плоскости  $\tau_{\max}$ .

Переходя к рассмотрению природных явлений в этом аспекте, нам прежде всего предстоит разрешить одно кажущееся недоразумение. Анализ деформации бесконечно малой частицы показывает, что во всех случаях скольжение происходит по обеим плоскостям, близким по положению к плоскостям максимальных скалывающих напряжений. В природе мы видим, что доминирует тот случай, когда функционирует только одна плоскость скольжения, а другая не производит заметного эффекта.

Причина этого различия может заключаться в тех особенностях, которые отличают конечную деформацию от бесконечно малой; в первом случае

мы не можем считать, что изменение формы не отражается на характере приложения к данному телу внешних сил, — в процессе деформации изменяется и система напряжений в этом теле.

Прежде чем мы обратимся к анализу этого явления, подчеркнем, что необходимо строго различать плоскость скалывания — ту геометрическую плоскость, в которой действует  $\tau_{\max}$ , от плоскости скольжения, представляющей собой систему материальных точек, подвергающихся смещению в данный момент. Следовательно, можно сказать, что плоскость скольжения, отвечающая моменту 1, составляет некоторый угол с плоскостью скалывания момента 2.

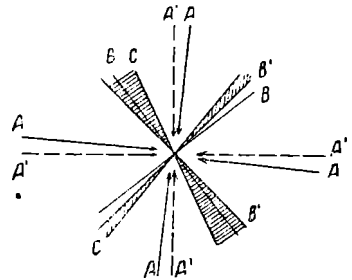
Из сопоставления диаграмм напряжений (фиг. 5) и деформации (фиг. 11) мы видим, что плоскость  $\tau_{\max}$  отвечает той, которая испытывает максимальный поворот, т. е. в следующий момент она уже не совпадает с плоскостью скалывания, и скольжение переходит на другую плоскость. Отсюда вытекает, как следствие, что каждая плоскость скольжения существует, как таковая, только одно мгновение, и мы не можем ожидать, что она оставит заметный след на структуре вещества.

Однако, как мы говорили, нередко наблюдаются случаи, когда эти плоскости оставляют такой след, но, поскольку в процессе деформации изменяется и внешнее воздействие, то плоскость длительного скольжения может быть только одна. Это видно из того, что угол между плоскостями скалывания остается постоянным и равным примерно  $90^\circ$ . Соответственно, по крайней мере одна из плоскостей скольжения будет выведена из совпадения с плоскостью скалывания.

Сущность этого явления представлена на фиг. 12; очевидно, что та плоскость скольжения первого момента, которая при изменившихся условиях образует меньший угол с новой плоскостью скалывания, имеет больше шансов отобразиться на структуре вещества. Кроме того, очевидно, что само напряженное состояние вещества изменяется не беспорядочно, а вполне закономерно.

Экспериментально осуществимы как такие случаи, когда главные напряжения все время остаются плоскостями симметрии всех плоскостей скалывания и скольжения (разрыв бруска на прессе при растяжении вдоль оси), так и такие, когда главные напряжения длительно сохраняют свое положение по отношению к одной плоскости скольжения (кручение). В обоих случаях соответствующий эффект достигается определенными условиями эксперимента; следовательно, когда аналогичные явления имеют место в природе, то мы можем говорить, что и здесь имелись подходящие для этого условия. Но природные процессы настолько сложны, что точно определить их невозможно.

Пытаясь выяснить их хотя бы в общих чертах, В. Шмидт исходит из того, что первопричиной тектонических процессов является некоторое силовое поле. Деформация, возникающая под воздействием этих сил, вызывает реакции со стороны масс, окружающих данное тело. Общее напряженное состояние, которое определяется совокупностью всех этих сил, как первичных, так и реакций, стремится произвести деформацию, при которой плоскости скольжения ориентированы уже иначе. Эта новая деформация обуславливает возникновение новых реакций и приводит опять к изменению напряженного состояния, и так продолжается до тех пор,



Фиг. 12. Неравнозначность плоскостей скольжения при изменении положения главных напряжений в процессе деформации (по В. Шмидту, 113). *A* — главные напряжения первого момента воздействия; *B* — главные плоскости скалывания первого момента воздействия; *C* — плоскости скольжения, возникшие из главных плоскостей скалывания первого момента; *A'* — главные напряжения следующего момента воздействия; *B'* — главные плоскости скалывания следующего момента.

пока 1) напряженное состояние не превратится в гидростатическое, или 2) не будет достигнуто такое положение одной из плоскостей скольжения, движение по которой возможно (не встречается реакции, способной его остановить). Этот процесс борьбы основного усилия и реакций, объектом которого является данное тело, он называет «установлением системы внешних воздействий» (Einregelung des Beanspruchungsplanes). Очевидно, что если таким способом из состояния, препятствующего скольжению, возникает в результате такое, при котором оно возможно, то первое положение плоскости скольжения, допускающее перемещение по ней, будет длительно сохраняться, ибо если основные усилия не изменяются, то нет причин, которые могли бы нарушить достигнутое равновесие.

Такой тип деформации В. Шмидт называет «односистемным, или ламинарным, скольжением» (einscharige Gleitung); в этом случае скольжение происходит не по одной плоскости, а по целой системе параллельных плоскостей.

## 5. ДЕФОРМАЦИЯ ХРУПКИХ МАТЕРИАЛОВ

### Трещины скалывания

Рассмотрев в предыдущей главе механизм пластической деформации и введя представление об эллипсоиде деформации, перейдем к анализу тех случаев, когда конечным результатом является разрушение материала. Пластическое изменение формы не нарушает целостности данного тела; в противовес этому трещины являются разрывом сплошности и превращают его в отдельные несвязанные между собою обломки. Явления истечения и образования трещин генетически часто однозначны, и тот или иной эффект зависит не только от различия динамических условий, но и от свойств материала.

Чтобы не выйти из рамок конкретных случаев, которые являются предметом нашего рассмотрения, отметим, что условия, отвечающие чистому сдвигу, едва ли осуществляются в природе. Они предполагают наличие двух усилий различного знака в двух взаимно перпендикулярных направлениях. По тем же причинам мы отбросим и ряд других теоретически возможных случаев, предполагающих сложные разносторонние усилия.

Для анализа геологических структур особенное значение имеют случаи простых сжимающих усилий и наклонных давлений; последние характеризуются наличием некоторого момента вращения, но, как мы увидим ниже, структуры, возникающие в том и другом случае, большей частью не отличимы друг от друга. Не следует, однако, забывать, что всякая деформация тела, заключенного среди других тел, необходимо встречает с их стороны сопротивление, и эти реакции существенно влияют на результирующее изменение формы. Таким образом, отвергнув разностороннее усилие, мы приходим к нему вновь, но теперь мы имеем дело со сравнительно простым основным усилием, а вся система реакций является лишь функцией деформации. В предыдущих главах мы ограничились рассмотрением случаями плоского усилия и плоской деформации, и, действительно, механизм геологических процессов указывает нам на подавляющее значение таких движений. Вместе с тем нельзя игнорировать возможности некоторых перемещений в направлении средней оси эллипсоида деформации, например удлинения, параллельного простиранию складчатости.

Обратимся теперь к рассмотрению прямого сжатия, при котором тело подвергается давлению, вызванному системой равномерно распределенных нормальных сил. Достаточно интенсивное усилие при известной хрупкости материала может привести к разрушению этого тела.

Возникающие при этом трещины будут, повидимому, обусловлены максимальными скалывающими напряжениями, так как именно в этих плоскостях будет раньше всего достигнут предел прочности данного материала. Эти трещины будут, как мы видели, наклонены под углом  $45^\circ$  к линии дей-

ствующих сил в том случае, если масса представляет бесконечно большое сопротивление изменению формы и разрушение наступает раньше, чем будет достигнута заметная деформация. Если это сопротивление не бесконечно велико и трещины возникают только после того, как тело подверглось некоторой остаточной деформации, то угол, который они образуют с линией действующих сил, будет соответственно больше  $45^\circ$ .

Многие породы при достаточно быстром нарастании усилия могут рассматриваться, как упругие и весьма хрупкие материалы, и следовательно, возникающие в них трещины будут образовывать между собой углы, близкие к  $90^\circ$ .

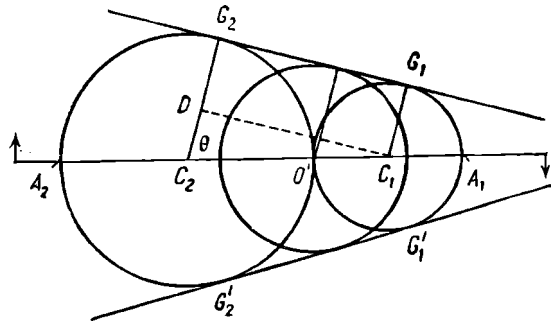
Если тело обладает большой упругостью и разрушение наступает только после того, как была достигнута значительная упругая деформация, то при прекращении усилия произойдет восстановление размеров отдельных его частей, а следовательно, и первоначальной формы всего тела, и трещины, возникшие под углом  $45^\circ$  к линии действующих сил, будут в результате наклоны к ней под более острым углом.

Отмечая последний случай, Беккер (20) считает его маловероятным и указывает, что, несмотря на детальное изучение сетки трещин во многих местах, ему никогда не приходилось наблюдать таких соотношений, которые позволяли бы считать, что линия действующих сил является биссектрисой острого угла между трещинами. Сверх того, учитывая продолжительность тектонических движений, он полагает, что предел упругости горных пород при этих условиях значительно ниже, чем при лабораторных испытаниях, и в большинстве случаев трещины возникают только после значительной остаточной деформации. И после Беккера многие авторы приходили к тому же выводу, т. е., что линия действующих сил является биссектрисой тупого угла между трещинами, и, таким образом, казалось бы мы имеем во взаимном положении их критерий для безошибочного определения положения линии действующих сил.

Однако в работах В. Бухера (28), Свенсона (122) и др. мы встречаем описания таких случаев, которые позволяют сомневаться в том, что это условие соблюдается всегда; при этом и теоретический анализ этих явлений требует более осторожного применения такого правила.

Специфическое значение, которое имеет этот вопрос, заставляет нас остановиться подробнее на теоретических выкладках В. Бухера (28); следуя им, мы на время вернемся к теории Мора. Основное положение этой теории может быть сформулировано следующим образом. Предел прочности материала определяется максимальными скалывающими напряжениями в плоскостях скалывания, которые в свою очередь зависят от нормальных напряжений, действующих в этих плоскостях. Предельное скалывающее напряжение является, таким образом, некоторой функцией нормального напряжения в этой плоскости:  $\tau_{\max} = f(\sigma)$ .

Выше мы пришли к выводу, что  $\tau_{\max}$  определяется главным кругом Мора, построенным на крайних главных напряжениях  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ ; следовательно, предельная прочность материала совершенно не зависит от среднего главного напряжения  $\sigma_2$ . Напомним, что поскольку точки основного круга относятся плоскостям зоны  $\sigma_2$ , т. е. перпендикулярным к плоскости  $\sigma_1\sigma_3$ , то



Фиг. 13. Круги Мора для предельных напряжений и кривая  $\tau_{\max} = f(\sigma)$  (по В. Бухеру, 28).

плоскости скалывания в любой точке должны проходить через ось  $\sigma_2$ . Однако очевидно, что предел прочности материала определяется не только одним кругом Мора, а может быть достигнут и при других значениях и соотношениях  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ .

Если мы построим все круги, изображающие предельные напряжения, то точки, отвечающие плоскостям скалывания, должны лежать на объемлющей этих кругов (фиг. 13). Эта кривая представляет собой геометрическое место точек, которые для данного  $\sigma$  дают максимальные значения  $\tau$ , при определенном напряженном состоянии, и, таким образом, она является изображением зависимости  $\tau_{\max} = f(\sigma)$ .

Так как центры всех главных кругов лежат на оси абсцисс, то эта кривая симметрична по отношению к ней и касается каждого круга в двух точках  $G$  и  $G'$ , отвечающих двум плоскостям скалывания данного усилия. Экспериментально установлено, что эти кривые грубо параболические.

Если предельные сопротивления материала по отношению к раздавливающим и разрывающим усилиям известны и равны, скажем  $\sigma_3$  и  $\sigma_1$ , то мы можем построить круги Мора для этих крайних значений напряжений.

Так, на фиг. 13  $\overline{OA}_1 = \sigma_1$ ,  $\overline{OA}_2 = \sigma_3$ , и на этих отрезках построены главные круги. Для усилий, в которых главные напряжения не превышают значительно  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ , мы можем считать, что общая касательная к этим кругам изображает примерно часть кривой  $\tau_{\max} = f(\sigma)$ .

Для тех пределов, в которых такое приближение допустимо, угол между плоскостями скалывания постоянный и может быть вычислен из отношения:

$$\cos \theta^* = \frac{\sigma_3 - \sigma_1}{\sigma_3 + \sigma_1} = \frac{k - 1}{k + 1}; \quad k = \frac{\sigma_3}{\sigma_1};$$

$$\left( \overline{C_1 C_2} = \frac{\overline{OA}_1 + \overline{OA}_2}{2} = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}; \quad \overline{C_2 D} = \overline{C_2 G_2} - \overline{C_1 G_1} = \frac{\sigma_3}{2} - \frac{\sigma_1}{2} = \frac{\sigma_3 - \sigma_1}{2}; \right.$$

$$\left. \cos \theta = \frac{\overline{C_2 D}}{\overline{C_1 C_2}} = \frac{\sigma_3 - \sigma_1}{\sigma_3 + \sigma_1} \right.$$

Таким образом, угол  $\theta$  не зависит от частного значения усилия, а только от отношения предельного сжимающего к предельному растягивающему напряжению, причем если  $\sigma_3$  больше, равно или меньше  $\sigma_1$ , то  $\theta$  будет соответственно острым, прямым и тупым углом. На основании этих соображений мы приходим к выводу, что угол между трещинами зависит от степени хрупкости данного материала. Согласно приведенной формуле,  $\theta$  тем больше отличается от  $90^\circ$ , чем больше отношение величины предельного раздавливающего напряжения к разрывающему.

Действительно, такие материалы, как стекло, дают очень острый угол между плоскостями скалывания, а для мягкой стали он колеблется в пределах  $80-100^\circ$ . Материалы, сопротивление которых по отношению к растягивающим усилиям больше, чем к сжимающим, должны раскалываться под тупым углом. Это приводит нас к важному обобщению, что угол скалывания уменьшается с увеличением хрупкости материала и наоборот. Приведенная формула показывает, кроме того, что этот угол не зависит от твердости материала.

Формула Мора была бы количественно правильна, если бы кривая  $\tau_{\max} = f(\sigma)$  была на участке между кругами предельного разрывающего и раздавливающего напряжения прямой линией. Поскольку, строго говоря, это не так, то для вычисления  $\theta$  необходимо определить эту кривую экспериментально для каждого вещества.

\* Напомним, что соотношение некоторой плоскости и точки, отвечающей ей на диаграмме, таково, что центральный угол между такой точкой и осью абсцисс вдвое больше угла между плоскостью и тем главным напряжением, точка которого лежит на том отрезке оси абсцисс, от которого мы измеряем центральный угол. Следовательно,  $\theta$  отвечает двойному углу между плоскостью скалывания и осью абсцисс или углу между обеими плоскостями скалывания.

Такие эксперименты были произведены Карманом (71), который раздавливал цилиндрики различных горных пород, при одновременном всестороннем давлении.

В табл. 1 приведены величины углов скалывания при различном всестороннем давлении и сопоставлены с вычисленными на основании графического построения Мора. Хорошее совпадение цифр говорит в пользу правильности теории Мора.

ТАБЛИЦА 1  
(по В. Бухеру, 28)

| Порода         | Всестороннее давление в атм | Эффективное продольное давление; в атм | $\theta$ ,<br>наблюденное (с поправкой) | $\theta$ ,<br>вычисленное |
|----------------|-----------------------------|--|---|---------------------------|
| Мрамор . . .   | 0                           | 1360                                   | 54°                                     | 53°                       |
|                | 235                         | 2100                                   | 58                                      | 58                        |
|                | 500                         | 2650                                   | 65                                      | 63                        |
|                | 685                         | 2380                                   | 70                                      | 73                        |
| Песчаник . . . | 0                           | 690                                    | 38                                      | 40                        |
|                | 280                         | 2040                                   | 69                                      | 63                        |
|                | 550                         | 2580                                   | 73                                      | 70                        |

Сверх того, эти эксперименты указывают на тот замечательный факт, что при постепенном увеличении всестороннего давления хрупкость вещества уменьшается, и угол скалывания соответственно увеличивается. Таким образом эксперименты Кармана полностью подтверждают на одном и том же материале вывод, что чем менее хрупко данное вещество, тем больше угол скалывания.

Но если увеличение всестороннего сжатия увеличивает «пластичность» материала и с ней угол скалывания, то всестороннее растяжение должно его уменьшать. Это полностью подтверждается опытами В. Мэсона (85), который подвергал трубы из мягкой стали продольному сжатию при одновременном внутреннем гидростатическом давлении. Угол, обращенный к направлению максимального сжимающего напряжения, при отсутствии внутреннего давления равнялся примерно 100°. При увеличении внутреннего давления этот угол уменьшался до 84° и даже до 79°. Здесь, таким образом, мы имеем материал, который при нормальных условиях скалывается под углом 100°, а при растяжении во всех направлениях, перпендикулярных к продольному сжатию, дает угол 80°. Иными словами, материал стал более хрупким.

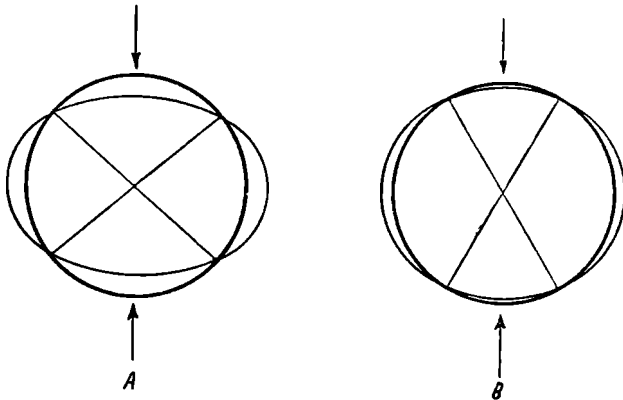
Далее В. Бухер (28) дает кинематическую интерпретацию этих закономерностей. Те случаи, которые разбирает Бенкер, Лизе и др., пользуясь представлением об эллипсоиде деформации, предполагают, что объем данного тела и соответственно площадь главного сечения эллипсоида остаются неизменными. Простые математические соображения показывают, что если круг деформируется в эллипс одинаковой площади, то тот угол между линиями, отвечающими круговым сечениям эллипсоида, биссектрисой которого является максимальное сжатие, должен быть всегда больше 90°. Чтобы уменьшить этот угол до величины, характерной для хрупких материалов, мы должны полагать, что поперечное укорочение меньше, чем продольное удлинение, т. е. происходит увеличение площади фигуры при деформации (фиг. 14).

Это приводит к заключению, что при простом сжатии хрупкие тела испытывают увеличение объема, причем чем больше хрупкость материала, тем меньше угол между круговыми сечениями, тем значительнее увеличение объема. При описании свойств материалов мы говорили о коэффициенте

Пуассона и видели, что при растяжении многие тела увеличивают свой объем. Теперь, на основании теоретических соображений и графического построения В. Бухера, мы приходим к выводу, что хрупкие тела и при простом сжатии должны увеличиваться в объеме.

Приведенные рассуждения позволяют В. Бухеру указать на то, что при пользовании эллипсоидом деформации для интерпретации трещин скалывания в природе необходимо раньше решить, какая форма эллипсоида отвечает условиям данного случая.

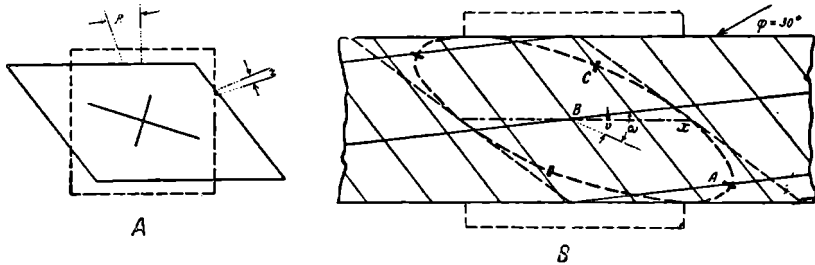
Перейдем теперь к рассмотрению трещин, возникающих под действием наклонных сил, подробный анализ которых мы вновь находим в работе Беккера (20). И в этом случае положение трещин определяется круговыми сечениями эллипсоида деформации, но плоскости максимальных скалывающих напряжений здесь неравноценны, и соответственно особое значение приобретают свойства материала. В том случае, когда тело, подлежащее нашему рассмотрению, окружено другими массами, обладающими сравнительно слабым сопротивлением, косо



Фиг. 14. Эллипсоид деформации (по В. Бухеру, 28). А — в случае, если деформация не сопровождается изменением объема; В — в случае увеличения объема при деформации.

противлением, косо усилие эквивалентно прямому сжатию и тангенциальной силе. Последняя вместе с реакцией, необходимой для того, чтобы центр инерции массы остался в покое, образует пару, под влиянием которой тело будет поворачиваться до тех пор, пока она не будет

противлением, косо усилие эквивалентно прямому сжатию и тангенциальной силе. Последняя вместе с реакцией, необходимой для того, чтобы центр инерции массы остался в покое, образует пару, под влиянием которой тело будет поворачиваться до тех пор, пока она не будет



Фиг. 15. Положение трещин под действием наклонных сил. А — крест в центре соответствует осям эллипса; В — трещины при наклонном давлении под углом  $30^\circ$  к опоре (по Г. Беккеру, 20).

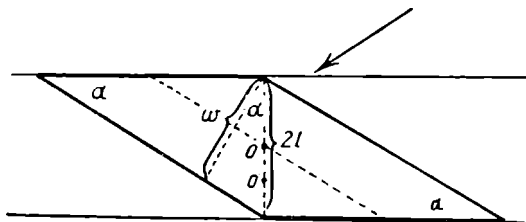
уравновешена обратным моментом сопротивления. Таким образом, данное тело подвержено воздействию прямого сжатия и двух взаимно уравновешивающихся пар, вызывающих скалывание.

С этим типом деформации (сочетание сдвига с чистым сдвигом) мы познакомились при рассмотрении пластических деформаций и видели, что одна из плоскостей максимальных скалывающих напряжений будет проходить значительно больший объем материи, чем другая, и будет, следовательно, влиять на определенную серию частиц значительно меньшее время. Если мы имеем идеальное тело, упругое, хрупкое, но не вязкое, то образуются две системы, расстояние между отдельными трещинами которых может быть вычислено при заданной деформации (фиг. 15).

Линия действующих сил делит тупой угол между трещинами, причем она расположена ближе к короткой стороне параллелограмма, высеченного ими. Если мы имеем дело с вязким, но не пластичным материалом (или усилие таково, что вязкость имеет значение, но напряжение не сохраняет длительно величины выше предела упругости, но непосредственно ниже временного сопротивления), то эффект вязкости параллельно длинной стороне параллелограмма будет значительно больше, чем вдоль короткой. Отсюда следует, что трещины образуются только по направлению короткой стороны параллелограмма, и порода разбивается на слои. Если условия таковы, что имеют значение и вязкость, и пластичность, то истечение будет происходить параллельно короткой стороне, благодаря меньшему вязкому сопротивлению в этом направлении.

Если пластичность недостаточна, чтобы предотвратить полностью образование трещин, то она уменьшает количество их, необходимое для разряда напряжений, и мы получим промежуточный эффект. Последний может проявиться в образовании на ряду с пластической деформацией более редких трещин, но значительно вероятнее возникновение коротких сжатых трещин, более или менее равномерно распределенных во всей массе (close joints).

Серия плоскостей, параллельных длинной стороне параллелограмма, не может реагировать таким образом. Максимальное скалывающее напряжение переходит так быстро через серии различных материальных частиц, что истечение не может осуществиться. Отсюда следует, что если в этом направлении будет достигнут какой-либо эффект вообще, то только в форме резких трещин (master joints).



Фиг. 16. Минимальное расстояние между трещинами при косом усилии (по Б. Зандеру, 103).

Образование трещин само по себе не приводит к существенной деформации и к уменьшению внешнего усилия. Поэтому мощность образующихся плит должна отвечать определенным условиям, предопределяющим возможность дальнейшей деформации. Расстояние между трещинами должно быть настолько мало (фиг. 16), чтобы при повороте вокруг нормали к плоскости чертежа уменьшились вертикальные размеры данного тела; только тогда данная плита может повернуться под влиянием наклонного усилия.

Отсюда следует, что трещины должны отстоять друг от друга по крайней мере настолько, чтобы верхний конец одной находился прямо над нижним концом другой. Соответственно, трещины должны быть тем чаще, чем круче они стоят. Последнее правило ограничено, однако, тем, что бесконечно малый поворот плиты не уменьшает вертикальных размеров данной массы.

Принимая, что при достаточно постепенной деформации образование трещин управляется принципом наименьшей работы, Беккер (20) дает формулу для расстояния между трещинами  $w = l \cos \alpha$ . Зандер (103) приводит следующий вывод этой формулы (фиг. 16). Дан угол  $\alpha$ , так как круговые сечения эллипсоида деформации определяются наклоном усилия. Параллельно последним, как плоскостям, в которых действуют максимальные скалывающие напряжения, образуются трещины. Далее дано  $2l$ . Изображенный на рисунке случай, когда  $w = 2l \cos \alpha$ , определяет крайнее положение трещин, допускающее дальнейшую деформацию. При этом число их, а следовательно, и затраченная для их образования энергия — минимальны, так что такое расположение наиболее вероятно. Если плита висячем и лежащем боку обладает равной подвижностью, то центр вращения находится в точке  $O$ ; отсюда следует уравнение Беккера.



То же относится и ко второй системе, возникающей независимо от первой, но для угла  $\alpha$  вместо  $(\omega + v)$  должна быть введена величина  $(\omega - v)$  (фиг. 15).

Резюмируя взгляды Беккера на закономерности в образовании трещин, можно сказать, что признаком, решающим вопрос, возникнут ли трещины параллельно обоим или только одному круговому сечению эллипсоида, является угол, пройденный максимальными скалывающими напряжениями (Internrotation, Зандер), т. е. степень пластической деформации до появления трещин. Одной системой трещин могут быть рассечены только такие материалы, в которых проявляется вязкость, значительная деформация предшествует образованию трещин, и соответственно только одна система круговых сечений эллипсоида представлена ими.

Как теоретически, так и практически скалывание по плоскостям одной системы (einscharige Zerschering) возможно только в материалах, способных к значительной деформации истечения. То обстоятельство, что горные породы при лабораторных испытаниях не обнаруживают способности к такому скалыванию, указывает на их хрупкость в этих условиях; то, что в природе так часто встречается именно этот тип трещин, является подтверждением теории Беккера и указывает на то, что они способны к значительным упругим и пластическим деформациям.

Итак, мы видим, что трещины скалывания всегда возникают в главном сечении эллипсоида деформации, но угол между ними может быть различен и зависит от специальных свойств материала и характера усилия.

Если после образования трещин вызвавшее их усилие не прекращается, то очевидно, что отдельные глыбы будут подвергаться относительному перемещению, вызванному той же самой системой напряжений, и этот процесс скольжения оставит на поверхности трещин следы в виде борозд и полировок. Мы видели, что в общем случае каждой плоскости максимальных скалывающих напряжений отвечает и определенная нормальная составляющая; следовательно, трещины скалывания должны быть плотно сжаты, а процесс относительного смещения по ним будет сопровождаться значительным трением.

### Трещины разрыва

Выше мы рассмотрели более или менее подробно напряжения, возникающие в некотором теле под влиянием определенных усилий, и выяснили в общих чертах сущность пластической (остаточной) деформации и закономерности в положении трещин, если они образуются. Казалось бы, что этим исчерпаны все реакции материала на данные усилия, и, в частности, никакие другие трещины, кроме моровских скалывающих, возникнуть не могут.

Однако громадный эмпирический материал геологических исследований указывает на то, что на ряду с этими трещинами в породах широко развиты и другие, простирание которых совпадает с короткой осью эллипсоида деформации, т. е. в случае простого сжимающего усилия — с линией действующих сил.

При рассмотрении эллипсоида деформации мы видели, что укорочение одного диаметра круга, отвечающего в эллипсе главного сечения короткой оси, сопровождается удлинением перпендикулярного к нему диаметра — длинной оси. Соответственно, силы, сжимающие данное тело, порождают другие силы, растягивающие его, направление которых параллельно длинной оси (поперечные силы Пуассона). Влиянию последних можно приписать образование поперечных трещин разрыва, и признаки, которые для них характерны, резко отличают их от трещин скалывания.

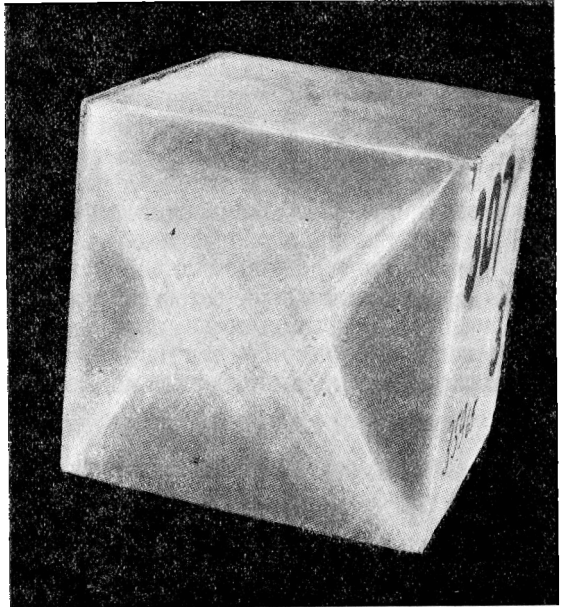
При обычном технологическом испытании материалы разрушаются, давая трещины Мора, но при соблюдении ряда условий могут быть получены трещины разрыва. Сравнительная сложность эксперимента позволила некоторым геологам усомниться в возможности осуществления подобной обстановки в природе. На значении этих трещин в тектонике мы остано-

вмесь впоследствии подробнее; отметим здесь лишь то, что факт их существования в природе и широкое их развитие подтверждается не только наблюдениями Клооса и других геологов, но и методами детального структурного анализа Зандера (103). Последний, следуя Беккеру (20), объясняет механизм их возникновения весьма своеобразно.

Пусть некоторое тело испытывает под влиянием внешнего усилия удлинение, часть которого является «упругой». Если усилие прекращается, то эта упругая часть должна вернуться вновь к прежним размерам. Но пусть наше тело сочетается с другим, которое значительно меньше удлиняется в том же направлении, ибо оно «крепче». Удлинение более слабого может происходить только таким образом, что между обоими произойдет скольжение.

Если мы вновь прекратим усилие, то для того, чтобы упругое удлинение первого тела могло стать способным к возврату (т. е. чтобы длина стала прежней), необходимо вновь скольжение в обратном смысле, и теперь возникает вопрос, будут ли напряжения достаточны, чтобы оно могло осуществиться.

Если это не удастся, то более слабое тело останется



Фиг. 17а. Трещины скалывания (мраморный кубик; раздавлен обычным способом) (фото А. И. Корсунского).

слишком длинным и находится поэтому под действием сжимающих напряжений, т. е. возникли «внутренние напряжения». Более «крепкое» тело должно соответственно испытывать растягивающие напряжения. В зависимости от прочности на разрыв эти напряжения могут оказаться достаточными, чтобы вызвать трещины разрыва, и действительно удастся доказать (Зандер), что они должны образоваться в большом количестве на соответствующих расстояниях друг от друга.



Фиг. 17б. Трещины разрыва (кубик гранита; раздавлен на свинцовой прокладке). (Фото А. И. Корсунского).

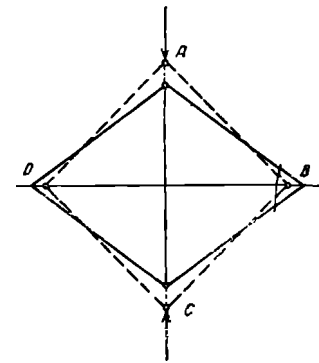
При ближайшем рассмотрении такой механизм образования трещин

кажется мало вероятным. Не говоря о том, что соответствующая обстановка едва ли часто осуществляется в природе, остается совершенно непонят-

ним, почему при прекращении внешнего воздействия не может произойти обратного скольжения. Усилие, которое для этого необходимо, определяется трением на плоскостях скольжения; это трение при первоначальной деформации было, очевидно, значительно больше, поскольку плоскость скольжения находилась под воздействием нормальной составляющей общего усилия, которая исчезает вместе с прекращением последнего. В то же время упругие напряжения, стремящиеся сократить линейное протяжение данного тела, равны тем, которые его вызвали вначале. Далее, если даже допустить, что (в силу существенного изменения при деформации окружающих пород) трение все же возрастает и обратное скольжение стало невозможным, то непонятно, какие силы разрывают тело, деформация которого не достигла предела, отвечающего пределу прочности материала.

Вместе с тем Зандер отмечает возможность образования разрывов, как непосредственного результата первичной деформации, и можно признать, что это является наиболее естественным объяснением. В самом деле, при технологических испытаниях на раздавливание (при соблюдении определенных условий) можно привести некоторые тела к разрыву, который является результатом удлинения, перпендикулярного к линии действующих сил, а не эффектом последствия. Однако и это явление, как показывают элементарные рассуждения, не относится к разряду простых.

Если образец какого-либо упругого вещества подвергать прямому сжатию и при помощи полировки и соответствующей смазки свети до минимума трение между поверхностью образца и пластиной пресса, то разрушение тела происходит по трещинам, совпадающим с линией действующих сил (фиг. 17б). Если для того, чтобы узнать, какие напряжения вызвали эти разрывы, мы прибегнем к методу сечения и исследуем, какие силы действуют в этих плоскостях, то мы увидим, что результирующая сила на этих плоскостях равна нулю. Получается своеобразное противоречие: эксперимент показывает, что тело разрывается, а наше рассуждение приводит



Фиг. 18. Деформация элементарной кубической решетки (по В. Шмидту, 113).

к тому, что нет никаких сил, которые могли бы вызвать этот эффект.

Это сопоставление теории и фактов привело В. Шмидта (113) к выводу, что для объяснения трещин разрыва необходимо изучить деформацию не бесконечно малой частицы, как мы поступали выше, а единичной кристаллической решетки. Остановимся на объяснении В. Шмидта и рассмотрим в качестве примера простую кубическую решетку, поставленную на ребро.

Пусть действует единственное главное напряжение в направлении одной диагонали. Квадратное поперечное сечение (фиг. 18) будет деформировано в ромбическое, диагональ  $AC$  будет укорочена,  $BD$  — удлинена; при этом укоротятся и все стороны ромба. Отсюда следует, что поперечная диагональ испытывает растягивающие, все прочие связи сжимающие усилия. Если мы проведем сечение через ось  $AC$  и исследуем результирующую всех сил, приложенных к одной половине, в частности составляющую в направлении  $BD$ , то мы получим величину, равную нулю. Силы, растягивающие диагональ, и составляющие усилий, сжимающих стороны, в точности уравновешивают друг друга; извне это напряжение не проявляется. Оно обладает, таким образом, свойствами внутреннего напряжения и методом сечения не может быть обнаружено.

В каждом теле, находящемся под внешним воздействием (если оно находится в покое), силы должны взаимно уравновешиваться, т. е. образуют своего рода замкнутый силовой контур.

Нельзя растягивать какое-либо тело, не производя в то же время давления на другое. Это обстоятельство особенно отчетливо выступает при рассмотрении эксперимента растяжения. Если проведенное нами сечение разрежет образец и штапик пресса, то мы получим результирующую всех сил в этой плоскости, равную нулю; следовательно, чтобы узнать, какие силы приводят к разрыву, мы должны проведенным сечением пересечь силовой контур только в одном месте.

При предыдущем рассмотрении напряженного состояния данного тела методом сечения мы не могли уловить эти внутренние растягивающие напряжения потому, что мы всегда пересекали силовой контур в двух местах. Силы, с которыми мы имеем дело в нашей кристаллической решетке, представляют собой идеальные внутренние напряжения, контур которых замыкается между соседними атомами, сторонами и диагоналями элементарного тела. Совершенно невозможно провести сечение, которое не разрежало бы этот контур в двух местах; следовательно, эти силы всегда будут для нас силами внутренними, неуловимыми обычными методами. Но не исключена возможность, что напряжения эти достигнут такого предела, когда соответствующая связь разорвется, и тогда однородность общего напряженного состояния будет нарушена и разрыв будет распространяться.

Образование такого разрыва будет разрядом напряжений только данного одного силового контура и совершенно не уменьшит величины напряжения в соседних; следовательно, может возникнуть громадное количество разрывов, не зависящих друг от друга.

В этом заключается кардинальное различие между внутренними и внешними силами; в случае последних один разрыв устраняет общее напряженное состояние — растянутый капат может разорваться только в одном месте. Разрывы, вызванные внутренними напряжениями, совершенно не обязательно должны быть зияющими; расстояние между образовавшимися плоскостями не должно быть больше упругой деформации данного силового контура и очевидно зависит от его величины.

Поскольку разрывы отдельных диагоналей являются последствием их удлинения, то для разрыва необходимо, чтобы интенсивность усилия могла вызвать достаточное удлинение, а это совершенно не исключает возможности, что в этом же направлении действуют сжимающие усилия. Необходимо только, чтобы последние были соответственно больше в другом направлении.

Таким образом, может образоваться довольно длинный разрыв, хотя перпендикулярно к этому направлению действует некоторое сжимающее усилие, — очевидно, что в этом случае такая трещина будет плотно сжата. В этом В. Шмидт видит разгадку тех плотно сжатых трещин (Lassen) в породах, которые по своим особенностям могут быть только трещинами разрыва, по никогда не были открытыми.

Из всего сказанного видно, что В. Шмидт считает эти разрывы следствием упругой деформации, а отсюда могут быть выведены условия, при которых они образуются. Величина упругой деформации зависит от интенсивности усилия, а последняя в общем случае ограничена тем, что в материале наступают пластические изменения. Эти изменения, выражающиеся обычно в скольжении, определяют границу, которую усилие не может превзойти, ибо скалывающие напряжения уравновешиваются трением на плоскостях скольжения.

Если при достижении этого предела удлинение диагоналей достаточно для возникновения разрыва, то наряду с деформациями скалывания образуются совершенно независимо от них и разрывы, перпендикулярные к направлению удлинения. Если удлинение диагоналей при этом было недостаточным, то трещин разрыва мы не получим.

В последнее время Григгс (60) предложил другое объяснение причины возникновения трещин разрыва, основанное на изучении характера этих трещин при деформации {мрамора и известняка при

различных гидростатических давлениях. Его эксперименты показали, что при повышенном гидростатическом давлении в образце до возникновения трещин всегда наблюдается некоторая пластическая деформация, сопровождающаяся образованием линий Людерса на поверхности образца. Эти линии являются, по видимому, отражением плоскостей скольжения. В квадратной призме эти плоскости расположены под углом около  $45^\circ$  ко всем четырем боковым поверхностям. Соответственно, каждая пара таких плоскостей (проявляющихся на противоположных гранях) образует как бы клин, причем движение по этим поверхностям должно вызывать около острия клина разрывающие усилия, которые и приводят к образованию трещин разрыва. Таким образом, трещины разрыва являются следствием истечения материала в пластичную фазу.

Соотношения между трещинами разрыва и скалывания, которые наблюдал Григге на многих образцах, подтверждают такое предположение. Тем самым решается вопрос и о времени возникновения трещин разрыва — они появляются только после некоторой пластической деформации.

Если эта гипотеза верна, то гидростатическое давление на степки образца должно препятствовать образованию трещин разрыва, и когда оно будет превышать разрывающее усилие у острия клина, они не смогут появиться. Действительно, повышение гидростатического давления уменьшает количество возникающих трещин разрыва, но все же они наблюдались в известняке даже при гидростатическом давлении в 10 000 атм.

Из всего сказанного выше мы видим, что вопрос о причинах возникновения трещин разрыва еще не может считаться решенным вполне однозначно. Все же гипотеза, предложенная Григгсом, основанная на непосредственных наблюдениях, кажется мне более убедительной.

## **6. МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ВЫСОКИХ ГИДРОСТАТИЧЕСКИХ ДАВЛЕНИЯХ**

При интерпретации различных явлений, связанных с деформацией горных пород, мы вынуждены опираться в значительной мере на те закономерности, которые установлены при технологических испытаниях металлов и горных пород при обычных температурах и атмосферном давлении. Однако мы знаем, что большинство тех деформаций горных пород, которые мы наблюдаем в складчатых областях, происходили на большей или меньшей глубине под земной поверхностью, т. е. при повышенной температуре и часто при огромном давлении, обусловленном весом вышележащих толщ. Характер этих деформаций свидетельствует о том, что при этих условиях свойства горных пород существенно отличны от тех, которые установлены для них при обычных лабораторных экспериментах. Появление сланцеватости и других признаков пластической деформации пород связывают обычно с глубинными зонами земной коры, предполагая, что при высоком гидростатическом давлении и высокой температуре они становятся пластичными. Такая концепция нашла свое отражение в установлении ряда глубинных зон, в которых преобладает хрупкая или пластическая деформация, в зависимости от давления и температуры, которые господствуют в них.

Верхняя зона характеризуется тем, что в ней возможна только хрупкая деформация пород; по мере увеличения глубины пластичность их возрастает, и, наконец, на определенных глубинах мы имеем зону истечения, в которой возможна только пластическая деформация. Образование в этой зоне трещин, а также существование открытых пустот обычно считается невозможным. Глубина, определяющая верхнюю границу этой зоны истечения, оценивалась разными авторами различно — от 2600 м (А. Гейм) до 12 000 м (ван-Хайз).

Кроме того, геологу приходится учитывать еще один фактор — громадную длительность тектонических процессов. Некоторые наблюдения как будто указывали на то, что при очень медленной деформации предел упру-

гости и предел прочности многих тел существенно понижаются, и, соответственно, пластическая деформация может быть обусловлена сравнительно небольшими, но длительно действующими усилиями.

Эти вопросы, имеющие большое значение для правильной оценки явлений, связанных с тектоническими движениями в земной коре, пытались решить на основании ряда геологических соображений и экстраполяции результатов некоторых простейших экспериментов. Казалось бы, что в настоящее время мы обладаем достаточно мощными техническими средствами, позволяющими поставить прямое экспериментальное изучение свойств горных пород при соответствующих условиях. При ближайшем рассмотрении оказывается, что постановка таких экспериментов, при которых высокое давление должно сочетаться с высокой температурой, является делом чрезвычайно трудным, и в настоящее время комбинация этих двух факторов, отвечающей глубинным зонам земной коры, достигнуть в полной мере еще не удалось. Однако в течение последних десятилетий, и особенно в последние годы, экспериментальное изучение влияния высоких давлений на механические свойства горных пород достигло значительных успехов, и эти данные мы не можем оставить вне круга нашего рассмотрения.

Начало систематического экспериментального изучения деформации горных пород при высоких давлениях тесно связано с именем Ф. Адамса (13).

Чтобы вызвать деформацию при высоком давлении, Адамс воспользовался вначале методом Кика. Образцы минералов и горных пород помещались в медный цилиндр, пространство между образцом и цилиндром заливалось каким-либо пластичным веществом, и весь цилиндр сжимался под прессом. При этом удалось вызвать частичную пластическую деформацию в мраморе, но в более твердых породах возникала катакластическая структура. Минералы, обладающие твердостью ниже 5, обнаруживали трансляцию и двойниковое скольжение, но более твердые дробились. Интересно, что зеленый флюорит менял при этом свою окраску — превращался в фиолетовый. Достигнуть достаточно высоких давлений, пользуясь медным цилиндром, не удалось, и, кроме того, этот метод освещает, строго говоря, только качественную сторону явлений.

Поэтому при дальнейших экспериментах Адамс (12) изменил методику и деформировал образцы в стальной трубке. Сопротивление стенок этой трубки толщиной 0.25 см и 0.33 см он отождествлял с нагрузкой, которую испытывают породы в глубинных зонах земной коры, а дифференциальное деформирующее давление вызывалось прессом посредством стальных плунжеров, входящих в трубку. Сопротивление стенок трубки устлавлялось серией специальных экспериментов при заполнении трубки веществом с весьма низким внутренним трением. Определив сопротивление трубки, можно было построить кривые истинной деформации различных пород, притом при давлениях более высоких, чем по методу Кика.

Все породы, подвергавшиеся деформации, вплоть до диабаза и гранита, «текут» при этих условиях. Сравнительно мягкие породы (мрамор, известняк) деформируются пластично посредством трансляции и двойникования; твердые породы приобретают сланцеватость или очковую структуру и сохраняют довольно большую прочность, но пластическая деформация проявляется в них только на более мягких минералах, и порода в целом напоминает собой милоцит.

При этих экспериментах деформация начинается в середине образца, а части его, прилегающие к стальным плунжерам, передающим дифференциальное давление, остаются не деформированными. Интересно, что в начале движение происходит по плоскостям, расположенным под углом около  $45^\circ$  к оси образца, которые образуют с недеформированными частями тупой конус, прилегающий основанием к плунжерам, а вершиной направленный к середине образца. Такие конусы образуются на обоих концах образца, и именно между их вершинами начинается истечение материала. В пределах самих этих конусов порода не обнаруживает никаких существенных

изменений. По мере увеличения деформации эти конусы сближаются, по с поверхности их скалываются последовательно все новые слои вещества, и, таким образом, количество «текущего» материала возрастает в процессе деформации.

Целой серией опытов было установлено, что внутреннее трение при истечении возрастает по мере увеличения сопротивления деформации и что при повышенной температуре (до  $600^{\circ}$ ) пластическая деформация осуществляется значительно легче. Эти эксперименты Адамса дают представление о деформации горных пород при довольно высоких давлениях, но страдают тем же недостатком, как и первые — измерение гидростатического и дифференциального давления с желательной точностью невозможно, так как влияние трения деформируемой породы о стенки трубки учесть весьма трудно.

Кроме того, Адамсом (14) были проведены эксперименты, имевшие целью определить более точно глубину верхней границы зоны истечения, т. е. те условия (давление и температуру), при которых существование открытых пустот в горных породах уже невозможно. Для этого в цилиндрических образцах горных пород высверливались тонкие круглые каналы (продольные и поперечные), образец помещался в толстостенную стальную трубку и сжимался гидравлическим прессом посредством стальных плунжеров, входящих в трубку. Целый ряд экспериментов был проведен при высокой температуре (до  $350^{\circ}\text{C}$ ).

При этом оказалось, что в очень плотном золенгофенском известняке, разрушающемся при обычных условиях при давлении  $2320\text{ кг/см}^2$ , в стальной трубке при давлениях  $6750\text{ кг/см}^2$ , отвечающих глубине около 24 км, просверленные каналы не испытали никакой деформации, несмотря на то, что образец находился под давлением  $2\frac{1}{2}$  месяца.

При такой же длительности эксперимента, но при давлении  $9000\text{ кг/см}^2$ , отвечающем глубине около 32 км, поперечный канал был немного деформирован, а продольный частично заполнен обломками породы. При температуре  $450^{\circ}$  и давлении  $4500\text{ кг/см}^2$  никакой деформации этих каналов еще не наблюдалось; при повышении давления до  $6750\text{ кг/см}^2$  каналы были несколько сужены. Однако незначительное повышение температуры (до  $490\text{—}513^{\circ}$ ) при давлении  $6750\text{ кг/см}^2$  приводит к полному закрытию каналов, что, вероятно, объясняется частичной диссоциацией  $\text{CaCO}_3$ .

Аналогичные эксперименты с гранитом показали, что в них при обычной температуре давление до  $14\,000\text{ кг/см}^2$  еще не вызывает заметной деформации каналов, но при давлении  $15\,640\text{ кг/см}^2$  поперечный канал был совершенно закрыт, а продольный почти заполнен порошкообразным материалом. При давлении  $6750\text{ кг/см}^2$  и температуре  $550^{\circ}\text{C}$  никакой деформации этих каналов в граните не наблюдалось.

На основании этих экспериментов Адамс приходит к выводу, что в земной коре даже на глубине 17 км, на которой господствует температура, соответствующая последнему эксперименту (но давление значительно ниже), по крайней мере небольшие пустоты могут существовать. Вероятно, большие пустоты при таких условиях все же будут обрушены и заполнены обломками. Эти же эксперименты показывают, что образование рудных тел может распространяться до этих глубин (не путем выполнения пустот, а благодаря метасоматическим процессам), так как возможность циркуляции гидротермальных растворов определяется существованием небольших пустот и капиллярных каналов.

Однако и при этих экспериментах точное определение характера напряжений, которым подвергается образец, едва ли возможно, так как толстостенная стальная трубка, в которой он заключен, все же испытывает некоторую деформацию, и давление не является в строгом смысле гидростатическим.

Несколькими годами позже аналогичные эксперименты с целью выяснения характера деформации тел, содержащих пустоты, под влиянием гидро-

статического давления предприятия Бриджмен (25). Им была изучена устойчивость пустот во многих минералах и горных породах, но полученные результаты несколько расходятся с данными Адамса. Точно изготовленные и отполированные цилиндрические образцы разрезались перпендикулярно к оси, в центре обеих половин высверливались цилиндрические продольные углубления, и обе половинки вновь складывались. Оптический контакт между обеими половинками сообщал образцу необходимую «цельность», но в середине его имелась пустота. На полученный таким образом образец натягивалась резиновая трубка, после чего он помещался в стальную бомбу, заполненную жидкостью, давление которой можно было доводить посредством гидравлического насоса до 12 000 атм. Испытаниям были подвергнуты образцы кварца, турмалина, кальцита, полевого шпата, барита и горных пород — порфира, андезита, гранита и известняка.

Характерной особенностью поведения таких образцов при высоких гидростатических давлениях является разрушение, начинающееся из середины. При определенных давлениях от стенок пустоты в середине образца начинают отскакивать очень мелкие кусочки. При повышении давления этот процесс усиливается, и, наконец, все внутреннее пространство пустоты заполняется этим чрезвычайно мелким «песком». При этом сама пустота очевидно несколько увеличивается, а заполняющий ее «песок» имеет удельный вес значительно меньший, чем исходный материал, т. е. очень большое количество (до 50%) свободных пустот между частицами. Однако внешние размеры образца при этом в большинстве твердых минералов и горных пород совершенно не изменяются, что указывает на полное отсутствие пластической деформации.

В кварце начало разрушения пустоты отвечает давлению 6000 кг/см<sup>2</sup>, а при давлении 11 500 кг/см<sup>2</sup> пустота оказывается совершенно заполненной этим «песком». На устойчивости пустот в других минералах мы останавливаться не будем.

В порфире при давлении 4000 кг/см<sup>2</sup> еще не наблюдается никакого эффекта, при 6000 кг/см<sup>2</sup> — слабое разрушение пустоты, а при давлении 7000 кг/см<sup>2</sup> пустота совершенно заполняется. В андезите, состав которого близок к среднему составу литосферы, при давлении 6000 кг/см<sup>2</sup> наблюдается слабая заметный эффект, а при давлении 8000 кг/см<sup>2</sup> — заполнение пустоты. Гранит оказывается менее прочным, и при воздействии на образец давления 5000 кг/см<sup>2</sup> в течение одного часа пустота совершенно заполняется.

На основании этих экспериментов Бриджмен полагает, что давления, при которых в горных породах возможно существование открытых пустот, значительно ниже тех, которые дает Адамс (11 000 кг/см<sup>2</sup>), но все же «весьма вероятно, что небольшие пустоты, по крайней мере достаточно большие для циркуляции жидкостей, существуют в более прочных породах на глубинах, отвечающих давлениям 6000 кг/см<sup>2</sup> или 7000 кг/см<sup>2</sup>, возможно, что и более высоким».

В последнее время весьма интересная работа по изучению деформации минералов и горных пород при высоких гидростатических давлениях проведена Григсом (60). Приспособление, которым пользовался Григс, позволяет строго регулировать гидростатическое давление, при котором производится деформация, и доводить его до громадных величин, причем давление это остается постоянным в течение всего эксперимента. Образец помещается в стальную камеру, в которой гидростатическое давление осуществляется небольшим гидравлическим прессом (среда — керосин), и в то же время образец подвергается дифференциальному давлению посредством другого, более мощного пресса. На основных результатах этих экспериментов мы остановимся несколько подробнее.

Прежде всего, эксперименты Григса показали, что возникновение трещин при деформации пород возможно при очень больших гидростатических давлениях, т. е. предположение о существовании такой зоны в земной коре, в которой деформация сопровождается непрерывным истечением пород,



этими опытами не подтверждается (поскольку это касается одного давления).

Возникновение трещин в золенгофенском известняке наблюдалось даже при гидростатическом давлении в 10 000 атм, отвечающем глубине 35 км. Образование этих трещин не может быть результатом слишком быстрой деформации, так как дифференциальное давление было доведено до начала истечения и оставалось затем постоянным вплоть до момента возникновения трещин. Однако с увеличением гидростатического давления пластичность породы заметно увеличивается. Во многих отношениях поведение известняка при высоких давлениях аналогично поведению ковких металлов при обычных условиях. Наблюдаются даже явления упругого последействия как при холодной обработке металлов.

При обычных условиях и при небольших гидростатических давлениях, в случае наличия смазки между образцом и пластиной пресса деформация образца приводит к образованию в нем большого количества трещин разрыва. Точка зрения Григгса на причину их возникновения была изложена выше.

При повышении гидростатического давления образование этих трещин уступает место пластической деформации со скольжением по бесчисленному количеству плоскостей скалывания, расположенных под углом около  $45^\circ$  к линии сжимающих усилий. Однако эти трещинки и следы скольжения хорошо заметны только в зоне, близкой к поверхности образца; внутренние части последнего совершенно однородны. Эти плоскости скольжения проходят, вероятно, через весь образец, но в середине образца ширина их не превышает предела молекулярного сцепления и поэтому они не проявляются.

Относительно увеличения угла между трещинами скалывания при повышении гидростатического давления Григгс высказывает на основании своих экспериментов мысль, что часто трещинки эти представляют собой в действительности сочетание трещин скалывания с трещинами разрыва и, следовательно, в соответствии с уменьшением количества последних при повышении гидростатического давления эти комбинированные трещинки будут действительно давать более тупой угол с осью образца. Во всяком случае при экспериментах с известняком угол между трещинами и линией сжимающих усилий был всегда меньше  $45^\circ$ , даже при гидростатическом давлении в 10 000 атм.

Эксперименты Григгса с мрамором и золенгофенским известняком показали, что нижний предел гидростатического давления, при котором уступает пластическая деформация, не зависит от прочности пород при обычных условиях, а, повидимому, связан только с минералогическим составом породы. С увеличением гидростатического давления предел упругости повышается лишь весьма незначительно (до 10% при 10 000 атм), но предел прочности возрастает очень сильно (до 600% при 10 000 атм). При этом кривые предела прочности в зависимости от увеличения гидростатического давления, полученные Григгсом при экспериментах с образцами пород, близко совпадают с теми кривыми, которые были получены Бриджменом совершенно иным способом при экспериментах с порошкообразным веществом.

Влияние времени на сопротивление пород получает на основании этих экспериментов также совершенно иное освещение. Прежде всего оказывается, что если приложенное дифференциальное усилие ниже предела упругости, то образец не приобретает остаточной деформации, независимо от времени, в течение которого он подвергается воздействию. Таким образом, предел упругости представляет собой константу, не зависящую от времени.

В противовес этому предел прочности зависит весьма существенно от скорости, с которой производится эксперимент. При быстром возрастании усилия предел прочности значительно выше, чем при медленной деформации. Однако кривая понижения предела прочности при увеличении длительности эксперимента уже при сравнительно кратковременных опытах

переходит в прямую, почти параллельную оси координат — время, и асимптотически приближается к некоторому минимальному значению дифференциального усилия. При усилиях ниже этого значения образец не может быть доведен до разрушения, как бы долго он ни подвергался воздействию этих сил. В противовес существующему мнению, что при медленной деформации горные породы претерпевают большую пластическую деформацию до разрушения, чем при деформации быстрой, эксперименты Гриттса показывают, что чем медленнее производится деформация, тем меньше пластическая деформация образца до его разрушения. Следовательно, если происходит пластическая деформация с конечной скоростью, не приближающейся к нулю при бесконечном увеличении времени, то раньше или позже образец будет разрушен вне зависимости от того, сколь медленно производилась пластическая деформация. Таким образом, при значениях усилия, не превышающих прочности, при бесконечной длительности эксперимента не может происходить непрерывной, конечной, пластической деформации. Точно так же для получения трещин нет надобности во внезапном приложении больших усилий; образец будет разрушен (даст трещины) и при произвольно медленной, но достаточно значительной деформации.

При этих экспериментах установлено, что после прекращения давления образец (если он был деформирован пластично) испытывает очень большое упругое удлинение в течение длительного времени. Удлинение это в 6 раз превышало то, которое было вычислено по модулю упругости породы.

Изучение структуры мрамора показало, что после пластической деформации при гидростатическом давлении 10 000 атм, достигшей 24%, не ориентированный мрамор со слабым двойникованием зерен превратился в ориентированный с большим количеством двойников, причем плоскости двойникового скольжения были ориентированы под углом 60—70° (максимумы) к оси образца.

При изучении деформации кварца (цилиндрический монокристалл, ось «с» параллельна оси образца) было применено гидростатическое давление 10 000 атм и дифференциальное давление 9000 кг/см<sup>2</sup>. При этом возникли трещинки, параллельные оси «с», расположенные под углом 60° друг к другу. При гидростатическом давлении 12 000 атм и усилии 30 000 кг/см<sup>2</sup> образец погрузился на 1 мм в молибденовую сталь дна камеры, но сам деформирован не был. При том же гидростатическом давлении (12 000 атм), но при дифференциальном давлении 33 700 кг/см<sup>2</sup> образец сломался с сильным взрывом. До этой точки деформация была чисто упругой. Трещина была комбинацией трещины скалывания и раковистого излома.

Таким образом, при давлении 12 000 атм, отвечающем глубине 40 км, в кварце не удается вызвать пластической деформации при обычной температуре.

В будущем Гриттс предполагает продолжить эти эксперименты и распространить их на другие породы, а также попытаться сконструировать прибор, позволяющий производить деформацию не только при высоком гидростатическом давлении, но и при высокой температуре. В настоящее время результаты этих экспериментов еще нельзя перенести непосредственно на природные объекты, поскольку мы не знаем влияния двух важных факторов — температуры и всегда имеющей место в природе рекристаллизации (в связи с деятельностью тектонических процессов).

Не менее интересны результаты экспериментов Бриджмена (26), изучавшего сопротивление скалыванию горных пород при высоких давлениях.

Прибор, которым пользовался Бриджмен, сравнительно прост — это стальной брусок, зажатый между двумя пуансонами, имеющими диаметр 6.3 мм. Между бруском и пуансонами помещается тонкий диск вещества, подлежащего изучению, и сдавливается прессом. Вращение бруска вызывает скалывание в этом материале. Давление доводилось до 50 000 кг/см<sup>2</sup>.

Вначале скольжение происходит между сталью и веществом, но далее, когда трение при таком скольжении достигает прочности при скалывании

в материале, скольжение осуществляется в самом веществе. Если диск вещества был толстый, то оно выжимается постепенно или внезапно со взрывом, при повышении давления или только при повороте бруска. Однако пленка остающегося вещества имеет обычно толщину не менее 0.0025 см. Порошкообразные вещества всегда сливаются в однородную массу и часто припаиваются к металлу (кальцит, бура, многие легкоплавкие металлы).

Измерение усилий, необходимых для поворота бруска при различных давлениях, позволяет построить кривую изменения сопротивления скальванию, или (что то же) максимальных скальвающих напряжений, которые выдерживает материал без пластической деформации. Оказывается, что эти скальвающие напряжения в большинстве материалов (как в кристаллических, так и в стеклах) возрастают при увеличении давления. Возрастание это может быть весьма значительным (во многих металлах в 10 раз, а в парафине даже в 900 раз при давлении 50 000 кг/см<sup>2</sup>). Материал при этих давлениях не теряет своего кристаллического строения, но часто наблюдается переход в другие полиморфные модификации с параллельным изменением удельного веса до 20%. Это проявляется в перегибах кривой. Так, например, халькозин превращается в обычную кубическую разновидность Cu<sub>2</sub>S, кварцевое стекло становится плотнее, вероятно благодаря переходу в кристаллическое состояние, кальцит превращается в арагонит. Этот переход совершается, по видимому, только в поверхностной пленке, если сопротивление скальванию во вновь образовавшейся модификации меньше (скольжение будет происходить в этой пленке). Иногда происходит и химическое превращение (например Bi<sub>2</sub>O<sub>3</sub> переходит в металлический Bi; SnO<sub>2</sub> переходит в SnO), но изучить эти реакции трудно — материала слишком мало. При этих давлениях возможен также химический синтез, например смесь меди и серы переходит в Cu<sub>2</sub>S (смесь халькозина и кубической модификации).

При вращении бруска обычно наблюдается вначале некоторое упрочнение, т. е. сопротивление скальванию возрастает, и только потом устанавливается определенная величина, например графит становится под конец тверже стали. Поворот, т. е. скольжение для 60% материалов (главным образом для кубических кристаллов) совершается плавно, но деформация многих веществ происходит скачками. Эти скачки свидетельствуют об образовании трещин, которые немедленно залечиваются и потом образуются вновь. Так, например, графит и кварцевое стекло не обнаруживают даже следов пластической деформации — поворот происходит только скачками. В других случаях (например слюда, бура) после плавного поворота происходит скачок, и т. д. Пластическая деформация может сопровождаться поворотом плоскостей скольжения в неблагоприятное положение, и тогда образуется трещина, нарушающая возникшую ориентировку, потом вновь возникает скольжение, и т. д. Обычно скольжение между сталью и материалом происходит гладко, а скачки наблюдаются при высоких давлениях. Для некоторых материалов скорость поворота сказывается на величине скальвающих напряжений, для других (слюда) это совершенно не играет роли. Слюда в результате истечения не испытывает упрочнения, а течет легче, т. е. быстрее. Скачки также зависят от скорости — при медленном повороте они более редки, но все же и при очень медленной деформации они наблюдаются. Сопротивление скальванию уменьшается при медленной деформации, но незначительно.

## 7. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ НЕОДНОРОДНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

Выше мы рассмотрели довольно подробно некоторые явления, связанные с однородными деформациями, т. е. такими, которые не сопровождаются искривлением первоначально прямых линий. Вместе с тем очевидно, что при возникновении геологических структур однородные деформации имеют сравнительно небольшое значение, а главную роль играют движения неоднородные. Однако ближайшее изучение показывает, что многие неоднородные

родно деформированные структуры могут быть разделены на отдельные части, деформированные почти однородно или псевдооднородно. Именно поэтому однородные движения, которые легко поддаются анализу, представляли для нас исключительный интерес. Теперь рассмотрим в общих чертах основные типы неоднородных деформаций.

Все неоднородные деформации можно разделить на две больших группы, существенно отличающихся друг от друга по способу возникновения. Неоднородность деформации может быть обусловлена:

1) механической неоднородностью данного участка еще до деформации — эндогенная неоднородность и

2) изменением физической величины деформации (в большинстве случаев ритмическим) вполне однородного материала — экзогенная неоднородность.

### Эндогенная неоднородность

Для таких случаев, когда данное тело было механически неоднородным еще до начала деформации, особенное значение приобретают пограничные плоскости любого типа. Значение их совершенно понятно, если они разделяют части, обладающие различными механическими свойствами (например различной прочностью). Такими плоскостями могут быть плоскости соприкосновения воды или воздуха с земной поверхностью, границы различных слоев, контакты магматических масс с боковыми породами и т. д.

Первое значение таких плоскостей заключается в том, что при совместной деформации они будут разделять части с совершенно различными дифференциальными движениями, и в результате структуры этих частей будут также совершенно различны.

Второе значение их заключается в том, что в достаточной близости от этих плоскостей структуры обеих частей будут зависеть от кинематики самой плоскости. Последняя может быть различной, она может характеризоваться:

1) относительным смещением этих двух частей, т. е. скольжением в данной плоскости;

2) изгибанием этой плоскости в процессе скольжения, т. е. скольжением с изгибом.

Такое изгибание имеет ось (ось складки), а перпендикулярно к ней расположена плоскость симметрии. В последней лежит линия скольжения ( $a$ ), а в случае плоской деформации эта плоскость симметрии является плоскостью деформации. Такое изгибание может иногда ритмически повторяться.

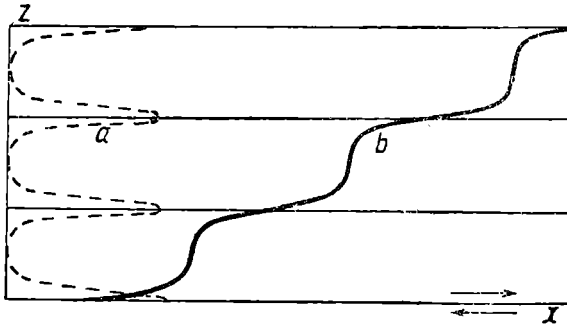
### Экзогенная неоднородность

Особенно интересным и важным случаем экзогенной неоднородной деформации является искривление первоначально прямых линий при неоднородном ламинарном скольжении. Если ламинарное скольжение представляет собой однородную деформацию, т. е. величина относительного скольжения всех пластинок совершенно одинакова, то при этом никакого искривления первоначально прямых линий произойти не может. Искривление прямых линий представляет собой основной признак неоднородной деформации.

При ламинарном скольжении в плоскости скольжения никаких изменений не происходит, и поэтому, если деформация является неоднородной, то это может быть следствием только различной скорости скольжения по различным плоскостям. Теоретически такие случаи должны, очевидно, встречаться значительно чаще, чем однородное скольжение; при этом изменение скорости скольжения происходит часто ритмично. Искривление первоначально прямых линий и плоскостей при неоднородном ламинарном скольжении приводит нередко к образованию таких структур, которые мы часто встречаем в природных условиях. На значение и сущность деформации

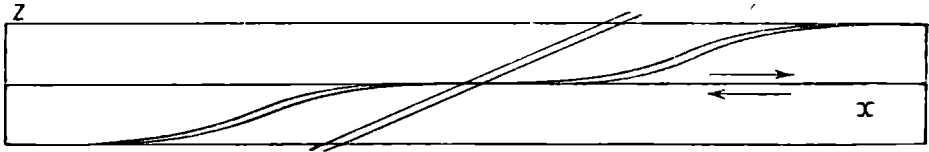
ции этого типа в свое время указывали Г. Беккер (20, 21) и ван-Хайз (66); впоследствии она была рассмотрена детально В. Шмидтом, которому принадлежит определение и анализ складок скалывания (109, 113).

Для описания такого неоднородного ламинарного скольжения целе-



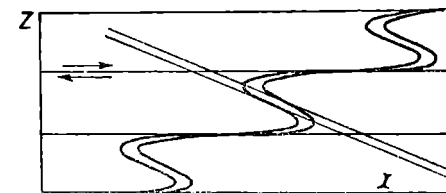
Фиг. 19. Схема экзогенного неоднородного ламинарного скольжения (по В. Шмидту, 113).

сообразно представить графически характер изменения скорости относительного смещения отдельных пластинок. Для этого от некоторой оси  $z$ , перпендикулярной к пластинкам, в каждой точке, отвечающей положению



Фиг. 20. Искривление прямой линии при экзогенном неоднородном ламинарном скольжении (по В. Шмидту, 113).

некоторой пластинки данной системы, отложим в направлении оси  $x$  величину относительного скольжения этой пластинки. Соединив концы этих отрезков, получим кривую, характеризующую неоднородность смещения. Максимумы и минимумы этой кривой позволяют отчетливо видеть ритмические изменения величины относительного скольжения (фиг. 19, кривая  $a$ ).



Фиг. 21. Лежачие складки, возникающие в результате экзогенного неоднородного ламинарного скольжения (по В. Шмидту, 113).

Очевидно, что в природе возможны весьма разнообразные формы таких кривых как такие, в которых минимум отвечает полному отсутствию относительного скольжения, так и такие, в которых он мало отличается от максимальных значений. Причины ритмичности таких изменений величины (скорости) относительного скольжения еще не выяснены. Повидимому, известную роль играют неоднородность поля внешних воздействий и неоднородность самого материала.

Чтобы вычислить величину общего перемещения какой-либо пластинки относительно другой пластинки, которую мы примем неподвижной, нужно сложить дифференциальные смещения пластинок, заключенных между ними. Если провести такое вычисление для всех точек нормали, соединяющей крайние пластинки, то мы опять получим кривую с отчетливо выраженной периодичностью (фиг. 19, кривая  $b$ ). Эта кривая имеет в то же время и непосредственный физический смысл — она представляет собой конеч-

ную форму линии, которая до начала деформации была прямой, перпендикулярной к плоскости скольжения. Возникающие кривые, как это видно на рисунке, близко напоминают флексуры.

Если эта прямая была расположена не перпендикулярно к плоскости скольжения, то в зависимости от начального ее положения могут возникнуть волнисто изогнутые кривые или лежащие складки. Если исходная прямая была наклонена в сторону скольжения, то наклон ее вследствие скольжения увеличивается еще сильнее, но вместе с тем происходит искривление этой прямой (фиг. 20).

Если же эта прямая была наклонена против движения, то при деформации она приобретет вначале более крутое положение, затем перпендикулярное к плоскости скольжения, и далее угол ее с плоскостью скольжения будет вновь уменьшаться, но она будет уже наклонена в другую сторону. Если внутри отдельных пачек плоскостей скольжения, отвечающих одному периоду, перемещение было достаточно малым, а по краям достаточно большим, то в результате деформации образуются лежащие складки (фиг. 21). Аналогия с лежащими складками станет особенно отчетливой, если вместо прямой линии мы будем рассматривать деформацию материального слоя, отличающегося от остальной массы хотя бы своим цветом.

Так как нам известно, что при этой деформации никаких изменений в плоскости скольжения не происходит, то мощность такого слоя, если ее измерять параллельно плоскости скольжения, останется такой же, как и до деформации. Однако обычно под мощностью слоя понимают толщину его, измеренную перпендикулярно к плоскостям его ограничений, и мы видим, что в этом смысле мощность после деформации сильно изменилась и в различных местах различна. Интересно, что изменения мощности, представленные на фиг. 21, обычно считаются характерным признаком лежащих складок, которые генетически истолковываются часто совершенно иначе. Если первоначально слой был наклонен в противоположную сторону, т. е. в направлении перемещения, то при аналогичных условиях он будет превращен в серию линз, связанных друг с другом тонкими поводками. Флексура будет представлять собой форму, переходную между линзами и лежащими складками.

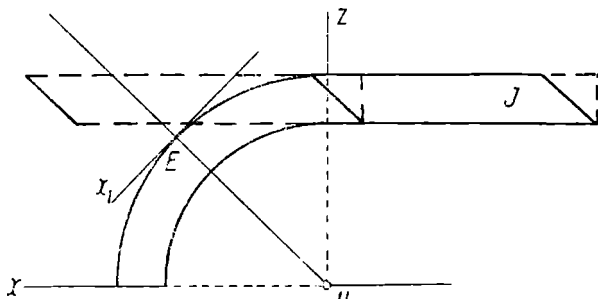
Отсюда мы видим, что в зависимости от исходного положения слоя в результате совершенно одинаковых движений возникают весьма различные формы, которые при поверхностном изучении могут быть истолкованы как следствия совершенно различных причин.

До сих пор мы рассматривали искривление одной линии или слоя, но вполне очевидно, что при такой деформации будет изогнут не только один этот слой, но и все ему параллельные. Таким образом, в слоистых породах мы получим теоретически вдоль плоскости скольжения бесконечную серию конгруэнтных складок. Это может служить критерием для определения положения плоскости скольжения в том случае, если установлено, что мы имеем дело с односистемным скольжением. Однако такой характер складок не может служить доказательством деформации этого типа, так как аналогичные формы могут возникнуть также в результате совершенно иных движений.

В качестве примеров мы рассматривали выше ритмически повторяющиеся складки, но такой ритмичности может и не быть, и тогда во всей толще пород, подвергшихся односистемному скольжению, мы будем иметь только одну складку или другую фигуру, не обнаруживающую точек перегиба. Для возникновения такой единственной складки необходимо только, чтобы скорость дифференциального движения по оси  $z$  уменьшалась определенным образом по направлению от некоторой плоскости скольжения. Такими плоскостями скольжения большого масштаба могут быть поверхности надвигов, если движение по ним не осложнялось более сложными деформациями. Движение в непосредственном контакте с надвигающейся чешуей будет самым значительным и будет затухать по мере удаления от контакта.

При изучении деформаций, сопровождающихся вращением, прежде всего необходимо отличать вращения, в результате которых деформация становится неоднородной, от таких, которые не нарушают ее однородности. Первые можно назвать также *внешними вращениями* (External rotation), вторые *внутренними вращениями* (Internal rotation). Различия между этими двумя типами вращений можно пояснить на следующем примере (103):

Возьмем пачку полосок картона, скрепим их на одном конце и резко отогнем этот конец книзу. Для изучения произведенной деформации введем прямоугольную систему координат, расположенную так, как показано на фиг. 22. Если на боковых сторонах этой пачки картона мы нарисуем предварительно круги, то увидим, что одна часть образца *J* деформирована однородно, так как все круги перешли в совершенно одинаковые и одинаково расположенные эллипсы. Если в этих кругах были проведены два диаметра под углом  $45^\circ$  к осям *x* и *z*, то после деформации эти диаметры будут повернуты относительно неподвижных осей координат вокруг оси *y* на одинаковые углы — они отвечают главным осям эллипсов, в которые превращаются эти круги. Ось *y* является в то же время осью полученной складки. В обла-



Фиг. 22. Скольжение с изгибом в пакете картонных листов (по Б. Зандеру, 103).

сти *J* мы имеем деформацию с вращением (rotational strain) Беккера, т. е. однородную деформацию с внутренним поворотом осей на вполне определенный угол. В то же время часть *J* как целое не испытала никакого поворота относительно осей координат.

Если бы мы изготовили образец из другого материала (например

пластилина) и подвергли его однородному растяжению, то из кругов мы получили бы также эллипсы, но не произошло бы никакого вращения главных осей этих эллипсов, а только изменение их длины. Все другие диаметры первоначальных кругов при этом должны повернуться. Таким образом, и в этом примере однородной деформации, которую Беккер называет деформацией без вращения (irrotational strain), происходит вращение всех диаметров, за исключением главных осей эллипсов. Очевидно, что этот случай существенно отличается от предыдущего.

Следовательно, при однородной деформации необходимо отличать два типа внутренних вращений:

1. Внутренние вращения при деформации с вращением. Оси эллипсов вращаются вокруг оси *y*, а вместе с ними вращаются и другие диаметры эллипса несимметрично по отношению к плоскости *yz*. Однако в приведенном выше примере существует один диаметр, лежащий в плоскости пластинок картона (плоскости ламинарного скольжения), который не испытывает поворотов.

2. Внутренние вращения при деформации без вращения. Оси эллипсов не вращаются, все другие диаметры поворачиваются на углы определенной величины симметрично по отношению к осям эллипсов.

Таким образом, для внутренних вращений характерно, что они имеют вполне определенную величину поворота, не превышающую  $90^\circ$ , которая так же, как и другие их свойства, может быть вычислена для каждой деформации.

Теперь обратимся вновь к первому примеру и рассмотрим деформацию изогнутой части  $E$ . Эта часть деформирована неоднородно, и хотя достаточно маленькие круги также превратятся в эллипсы, но последние будут кроме того повернуты друг относительно друга на различные углы. В этой части отдельные мелкие однородно деформированные участки испытали на ряду с внутренними вращениями и вращения внешние. В данном примере внутренние и внешние вращения имеют одну и ту же ось, и это позволяет легко разделить их путем разворачивания изгиба.

Вместо фиксированной системы координат введем подвижную, принимая за ось  $x$  касательную  $x_1$ , а за ось  $z$  нормаль к кривой изгиба; тогда становится возможным непосредственное сопоставление обеих частей  $E$  и  $J$ . Если мы зажмем пакет пластинок на правом конце и освободим зажим на левом конце, то образец выпрямится, и мы увидим, что деформация обеих этих частей совершенно тождественна. Посредством такого разворачивания можно устранить эффект внешнего вращения и подвергнуть анализу оставшуюся деформацию. Введение понятий внутреннего и внешнего вращения совершенно необходимо, так как при структурном анализе нередко удается констатировать и те и другие.

---



## ГЛАВА II

### ТРЕЩИННАЯ ТЕКТОНИКА

#### 1. ТРЕЩИНЫ И ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Переходя к рассмотрению вопроса о геологическом значении трещин и их закономерном сочетании со складчатостью, прежде всего резюмируем кратко основные положения, вытекающие из теоретического рассмотрения этих вопросов, приведенного в главе I.

Внешнее воздействие достаточной силы может привести к пластической деформации, к образованию трещин скалывания и трещин разрыва.

#### Деформация пластическая

Деформация пластическая заключается в изменении формы данного тела без нарушения его сплошности. Сущность такой деформации сводится к дифференциальному скольжению по плоскостям, положение которых изменяется в процессе деформации подобно круговым сечениям эллипсоида в кинематическом анализе Беккера. В общем случае при плоской деформации скольжение в каждый данный момент происходит по двум таким плоскостям, но в большинстве случаев они не равнозначны, т. е. амплитуда скольжения по ним различна.

В соответствии с этим, если эти плоскости находят свое отражение в структуре, то эффект их будет совершенно различен, вплоть до таких случаев, когда проявляется только одна из этих плоскостей. При определенных условиях деформация происходит благодаря скольжению только по одной системе параллельных плоскостей — случай так называемого ламинарного, или односистемного, скольжения (*einscharige Gleitung*), который часто имеет место в природных условиях.

Дифференциальное скольжение по таким плоскостям может привести к возникновению в породе более или менее резко выраженной ориентированной структуры, которую удастся установить иногда только при микроскопическом анализе, но нередко она проявляется и макроскопически, в виде сланцеватости. Различные типы сланцеватости и способы их возникновения мы рассмотрим ниже, в главе III, поскольку определение сланцеватости без применения структурного анализа в большинстве случаев невозможно.

#### Трещины скалывания

Трещины скалывания генетически тесно сопряжены с плоскостями скольжения. Характер деформации (деформация пластическая или сопровождающаяся возникновением трещин) зависит от механических свойств материала при данных условиях и от скорости, с которой производится деформация. В общем случае при плоской деформации образуется две системы таких трещин скалывания, пересекающихся в средней оси эллипсоида деформации и расположенных симметрично по отношению к двум другим осям эллип-

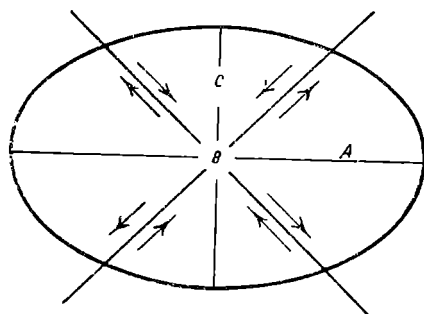
соида. Угол, который образуют эти трещины с короткой осью эллипсоида деформации, обычно близок к  $45^\circ$ . Для пластических тел этот угол больше  $45^\circ$ , для хрупких тел меньше  $45^\circ$ . Величина этого угла определяется механическими свойствами материала (при данных условиях), точнее, отношением прочностей этого тела по отношению к разрыву и скалыванию в соответствии с теоретическим анализом Мора. С точки зрения кинематики этот угол зависит от того, происходит ли увеличение объема данного тела при деформации.

Таким образом, стандартного решения вопроса о положении главных осей эллипсоида деформации на основании угла между трещинами скалывания быть не может. Поскольку механические свойства пород зависят от условий, при которых происходила деформация, а последние всегда проблематичны, установление положения эллипсоида деформации только на основании величины угла между трещинами скалывания недопустимо. Как и при деформации пластической, возможны случаи, когда возникает только одна система трещин скалывания; возможно также сочетание пластической деформации по одной системе плоскостей скольжения с возникновением трещин по другой. Характерные признаки трещин скалывания всецело определяются способом их образования. Обычно они относительно прямолинейные и дают гладкие поверхности стенок со следами скольжения. Например, если трещины эти наблюдаются в конгломератах, в которых прочность цемента и галек совершенно различны, то они пересекают гальки и цемент, не испытывая резких отклонений, т. е. оставаясь прямолинейными. В подобных случаях трещины скалывания легко отличить от трещин разрыва (см. ниже).

Основным признаком трещин скалывания является наличие по ним смещений. Амплитуда этих смещений может быть весьма различной, от долей миллиметра до сотен метров, в зависимости от степени и характера деформации. Небольшие смещения часто удается подметить, если порода неоднородная (например смещение галек конгломерата по трещинам); иногда смещения эти видны только под микроскопом.

Относительное направление этих смещений имеет исключительное значение, поскольку именно оно в сочетании с положением трещин является основным критерием для определения положения главных осей эллипсоида деформации. Смещения эти (фиг. 23) указывают на тенденцию к сближению каких-либо двух противоположных квадратов — биссектрисой этих квадратов является короткая ось эллипсоида деформации ( $C$ ). Два других квадрата, расположенных перпендикулярно к первым, будут обнаруживать в соответствии с характером относительных смещений по трещинам тенденцию к выкалыванию — биссектрисой их является длинная ось эллипсоида деформации ( $A$ ). Первые иногда называют квадратами сжатия, вторые — квадратами растяжения. С этими терминами не следует связывать каких-либо общих динамических представлений; они являются только иным выражением укорочения и удлинения, возникающих при деформации. Чтобы избежать возможных недоразумений, лучше ими не пользоваться вовсе, тем более, что указание положения главных осей деформации характеризует явления значительно полнее и строже.

Вполне понятно, что положение эллипсоида деформации в пространстве не ограничено какими-либо определенными случаями. Если иметь в виду только тангенциальные движения, обычно приводящие к складчатости,



Фиг. 23. Эллипсоид деформации и относительные смещения по плоскостям скалывания.

то короткая ось эллипсоида деформации будет почти горизонтальна и перпендикулярна к простиранию складчатости. Длинная ось в зависимости от соотношения нагрузки, обусловленной весом вышележащих толщ и боковых реакций, может занимать различные положения:

1. Если длинная ось эллипсоида деформации вертикальна, то средняя будет расположена горизонтально и параллельно простиранию пород. Трещины скалывания, пересекающиеся в средней оси, будут иметь простирание, параллельное простиранию складчатости, и по характеру смещения будут отвечать надвигам, падающим под углом около  $45^\circ$  в ту или другую сторону. В природных условиях угол этот может колебаться в широких пределах, так как среда, в которой происходят эти явления, весьма неоднородна.

2. Если длинная ось эллипсоида деформации горизонтальна (например в глубоких горизонтах складчатой зоны), то средняя ось должна быть вертикальна, и соответственно трещины скалывания будут также вертикальны и расположены под углом около  $45^\circ$  к простиранию складчатости. Смещения по ним будут представлены сдвигами.

3. В тех случаях, когда различие между нагрузкой и боковыми реакциями невелико, положение длинной и средней осей эллипсоида может меняться в процессе деформации, и мы получим сочетание двух первых случаев. Такую деформацию уже нельзя назвать плоской, ее лучше всего представить в виде двух наложенных друг на друга «плоских» эллипсоидов, повернутых друг относительно друга вокруг короткой оси на  $90^\circ$ . В этом случае на ряду с надвигами мы увидим и сдвиги.

4. Вполне очевидно, что возможные положения главных осей эллипсоида не исчерпываются этими случаями. В природе нередко наблюдаются косые смещения по трещинам, которые иногда называют «сбросо-сдвигами». Такое определение их нельзя считать правильным, так как сбросы принято связывать с движениями, совершенно отличными от тех, которые приводят к образованию сдвигов, и явления эти едва ли могут быть сингенетичными. Они представляют собой трещины скалывания, которые могут быть отнесены к эллипсоиду деформации, главные оси которого расположены косо по отношению к пространственным координатам.

Если мы учтем, что и положение короткой оси не фиксировано какими-либо определенными специфическими условиями тектонических движений, т. е. она может быть и не горизонтальной, то станет очевидным, что положения эллипсоида деформации в природе могут быть весьма различными. При благоприятных условиях и в сравнительно простых случаях определение положения эллипсоида деформации возможно, и тогда характер деформации в целом получает рациональное освещение, и сильно облегчается расшифровка деталей геологической структуры. На таком основании возможен рациональный прогноз о поведении рудных тел на глубине и решение многих вопросов, связанных со смещениями жил, и т. п. В более сложных случаях, особенно при многократной деформации (многофазной тектонике), когда не удастся выяснить положения самого эллипсоида деформации, все же можно подметить определенную симметрию в расположении структурных элементов. Установление такой закономерности может иногда иметь значение не меньшее, чем определение положения главных осей эллипсоида (см. главу III).

### Трещины разрыва

Трещины разрыва могут возникнуть на ряду с пластической деформацией или трещинами скалывания. Они перпендикулярны к максимальному удлинению, т. е. к длинной оси эллипсоида деформации, и совпадают с его короткой осью. Следовательно, положение их вполне определяется положением эллипсоида деформации, и, в свою очередь, они могут помочь при установлении положения эллипсоида. По характеру своему они резко

отличаются от трещин скалывания. Прежде всего в ту же фазу деформации по ним не может происходить смещений, следовательно не может быть брекчии трещин, зеркал сколжения, борозд и т. п. Как правило, в породах, не вполне однородных, они не прямолинейны и стенки их не гладкие, так как различия в прочности материала по отношению к разрывающим усилиям немедленно сказываются на их положении. Так, например, если гальки конгломерата прочнее цемента, то трещины разрыва проходят только по цементу, и гальки будут торчать на поверхности трещин. Так как смещения по ним не происходит, то против каждой такой гальки, торчащей в одной стенке трещины, в другой стенке будет соответствующее ей углубление. То же относится и к другим любым выступам и неровностям стенок трещин разрыва. По простиранию они редко достигают очень большой длины, выклиниваются и сменяются другими трещинами, расположенными на их продолжении или им параллельными. Следует отметить, что по своему происхождению трещины разрыва не должны быть зияющими, ширина их не превышает степени упругой деформации, предшествовавшей разрыву.

Однако многие признаки, изложенные выше, редко могут служить определенным критерием для отличия трещин разрыва от трещин скалывания. В процессе позднейшего выветривания трещины эти могут быть сглажены, так же как трещины скалывания могут потерять все следы сколжения. В породах изверженных, достаточно однородных, трещины разрыва также весьма прямолинейны и трудно отличимы в этом отношении от трещин скалывания. Словом, единственным достоверным критерием, позволяющим отличить их друг от друга, является наличие смещений по трещинам скалывания; отсутствие видимого смещения не может служить доказательством трещин разрыва. При многофазной деформации и этот единственный достоверный признак теряет силу, и отличить эти трещины друг от друга часто не удается. В этих случаях при расшифровке структуры значительную помощь может оказать рассмотрение ее симметрии, а если породы допускают применение структурного анализа (по Залдеру), то вопрос этот часто удается решить однозначно. Иногда трещины разрыва расположены очень близко друг к другу, разбивая породу на тонкие плоскопараллельные пластинки. Такая структура вполне аналогична кляважу скалывания Лизса, но очевидно ничего общего со скалыванием не имеет. Если такая частая система трещин будет впоследствии залечена рекристаллизацией, то при этом может возникнуть структура, аналогичная сланцеватости.

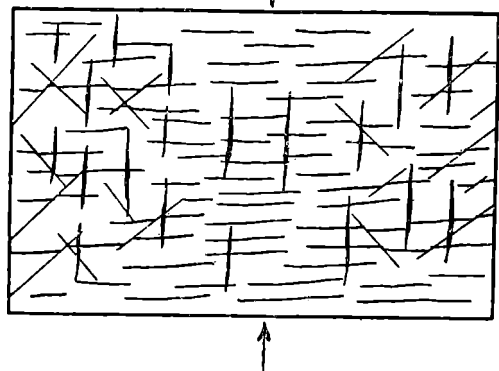
### **Трещины, сопряженные со складчатостью**

Детальный анализ складчатых структур не входит в нашу задачу, но поскольку складчатость и сопряженные с ней трещины являются следствием одних и тех же причин, нам необходимо хотя бы в общих чертах ознакомиться с основными закономерностями в их сочетании.

Наша задача значительно упростится, если мы прибегнем к прекрасной экспериментальной работе В. Миды (86) и на нескольких опытах разберем интересующий нас вопрос. Приспособление, которым пользовался Мид, позволяет проследить, какие деформации возникают в материале при сжатии, скалывании и кручении.

Если растянутый лист резины покрыть слоем какого-либо вещества, то при уменьшении растяжения мы подвергнем его сжатию; если его сдвигать в сторону, то мы получаем обстановку, отвечающую сдвигу. По сравнению со многими другими экспериментами при поршневых аппаратах условия, в которых получал те или иные деформации Мид, значительно ближе отвечают природным, поскольку здесь в образце вызываются равномерно распределенные напряжения. Резиновый лист отвечает более глубоким горизонтам истечения, а вещество, папесенное на него, деформируясь, дает структуры, которые мы привыкли связывать с зонами складчатости.

Если на растянутый лист резины нанесен слой парафина, то при деформации в нем возникает сетка трещин; если употребляется более пластичное вещество, например воск,<sup>1</sup> покрытый тонким слоем резины или фольгой,<sup>2</sup> то получаются складки. Сопоставление результатов обоих экспериментов позволяет судить о взаимоотношении складчатости и трещин.

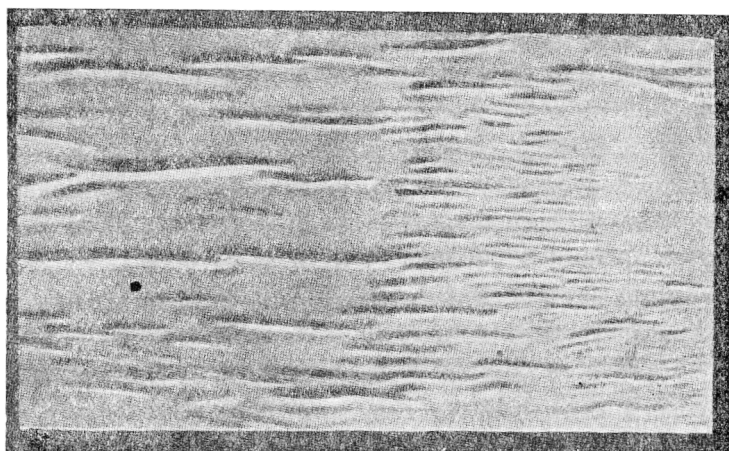


Фиг. 24. Трещины, возникающие в слое парафина при сжатии (по В. Миду, 86).

Они обязаны своим возникновением тому, что около краев возможно расширение в стороны. Кроме того, наблюдаются вертикальные трещины разрыва, простирание которых совпадает с направлением сжатия. Причина их возникновения та же, что и предыдущих. За исключением последних все трещины представляют собой результат скалывания, т. е. сопровождаются соответствующими перемещениями. Мы знаем, что тре-

Прямое сжатие. На фиг. 24 и 25 показаны соответственно система трещин и складки, полученные в результате сжатия. При этом в слое парафина прежде всего возникают трещины, простирающиеся перпендикулярно к линии максимального сжатия и падающие в обе стороны под углом около  $45^\circ$ .

Несколько позже появляются в ограниченном количестве вертикальные трещины, простирающиеся примерно под углом  $45^\circ$  к направлению сжатия.



Фиг. 25. Складки, возникающие в слое воска при сжатии (по В. Миду, 86).

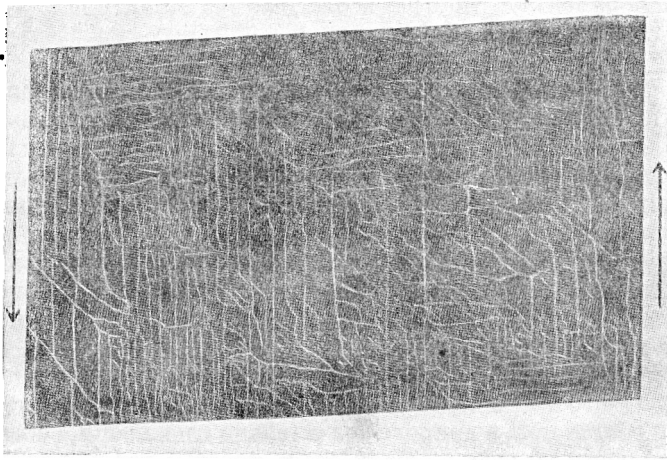
щины Мора располагаются в главном сечении эллипсоида деформации, поэтому положение трещин в этом эксперименте позволяет заключить, что в средней части листа длинная ось эллипсоида ориентирована вертикально, а в краевых горизонтально, т. е. лежит в плоскости самого слоя.

С д в и г. Первыми возникают при деформации слоя парафина трещины разрыва под углом около  $45^\circ$  к направлению сдвигания. Они перпенди-

<sup>1</sup> Точнее смесь воска со скипидаром в определенной пропорции.

<sup>2</sup> Фольга или резина играет в данном случае роль слоя, определяющего характер складок (competent).

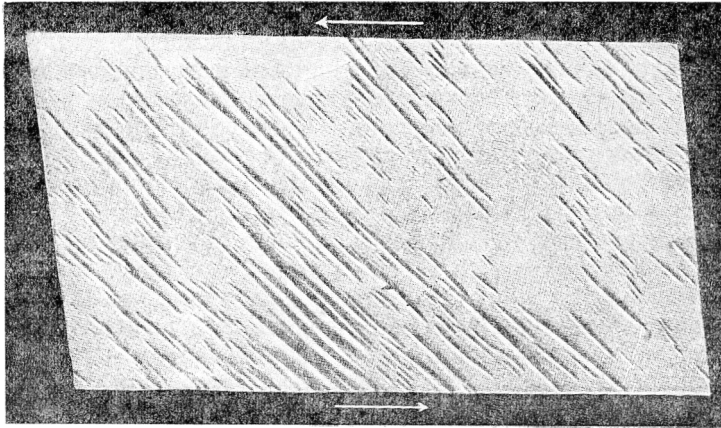
кулярны к линии максимального удлинения, соответственно перпендикулярны к слою парафина, т. е. в природной обстановке были бы вертикальны. За ними непосредственно следуют две системы вертикальных трещин, параллельных краям листа. Эти трещины скалывания указывают также на то, что длинная ось эллипсоида лежит в плоскости слоя. Однако



Фиг. 26. Трещины, возникающие в слое парафина при сдвиге (по В. Миду, 86).

и здесь проявляются трещины, простирающиеся под прямым углом к первым, падающие под углом около  $45^\circ$  в обе стороны. Они вызваны сжатием в направлении, перпендикулярном к удлинению (фиг. 26).

На фиг. 27 показана складчатость, возникшая под воздействием того же усилия. Она сопровождается образованием трещин разрыва такого же положения, как и в парафине, и следовательно, можно заключить, что и



Фиг. 27. Складки, возникающие в слое воска при сдвиге (по В. Миду, 86.)

длинные оси эллипсоидов в обоих случаях ориентированы одинаково. Однако образование складок указывает на то, что минимальные сопротивления были скорее сверху, чем с боков. Следовательно, в отношении материала, подвергшегося складчатости, можно полагать длинную ось эллипсоида вертикальной, а среднюю горизонтальной и параллельной

простиранию складок (32). Это различие в положении длинной оси, по-видимому, обусловлено тем, что тонкий слой хрупкого парафина деформируется, точно следуя за движениями резины, и направление максимального удлинения горизонтально. Пластичный воск легче выжимается вверх, так что при этой деформации активно выступает сжимающая составляющая, и складчатость является ее результатом. В деформациях, возникающих при этих экспериментах, многие исследователи усматривают теснейшую аналогию со структурными особенностями некоторых складчатых областей.

Выше мы ознакомились со всеми трещинами, которые могут возникнуть в материале под влиянием усилий, примененных в этих экспериментах, и видели, что все их разнообразие исчерпывается трещинами разрыва и скалывания. Последние характеризуются тем, что вдоль их плоскостей происходят относительные перемещения соседних участков, которые в зависимости от их направления по отношению к земной поверхности мы называли бы соответственно сдвигами или надвигами. Трещины разрыва не должны сопровождаться смещениями, а также удалением обоих участков друг от друга. В экспериментах Мида все эти случаи осуществляются и обнаруживают большую аналогию как в характере, так и в относительном положении с явлениями природы.

Не следует, однако, ожидать полного совпадения того, что мы наблюдаем при складчатости, с приведенной идеальной схемой. Очевидно, что динамическая обстановка в природе значительно сложнее, и, соответственно, мы едва ли получим во всех случаях столь простые взаимоотношения этих структурных элементов. В зависимости от системы реакций и степени пластической деформации, предшествующей образованию трещин при складчатости, могут возникнуть трещины весьма пологие с перемещениями, которые мы обычно считаем характерными для надвигов, или такие, признаки которых отвечают понятию «сброса». Не останавливаясь подробнее на этих вопросах, укажем, что в обоих случаях эти трещины отвечают по своим особенностям трещинам Мора и, следовательно, генетически однозначны.

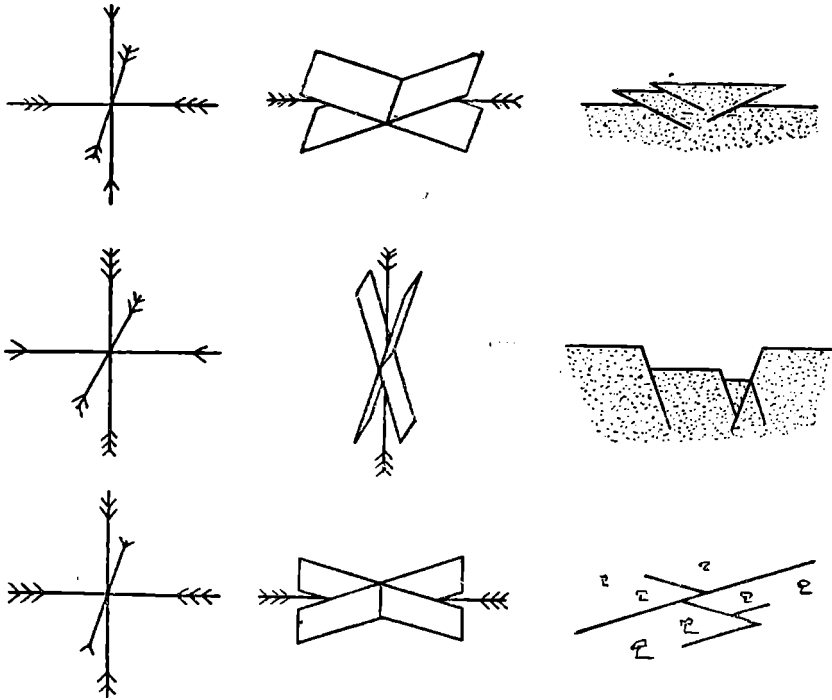
Все трещины могут быть разделены по своему происхождению на эти два класса (трещины скалывания и трещины разрыва), поэтому Г. Беккер не считает нужным выделять отдельно трещины так называемой «отдельности» (joints). При весьма внимательном изучении ему почти всегда удавалось констатировать и по ним хотя бы весьма незначительные смещения, и следовательно, между надвигами, сдвигами и трещинами отдельности в большинстве случаев существует различие лишь в амплитуде перемещения, но не в их механическом значении.<sup>1</sup> Необходимо отметить, что далеко не всегда легко отличить трещины разрыва от трещин скалывания, и отнесение их к тому или иному классу должно быть основано на тщательном изучении всех характерных признаков.

Такая классификация трещин весьма удобна при решении более общих вопросов. Если для некоторого района удалось установить не только распределение трещин, но и их механическое значение, то анализ взаимоотношения отдельных систем может привести к выяснению кинематики процессов, которым они обязаны своим возникновением. При этом удобно пользоваться представлением об эллипсоиде деформации, но необходимо помнить, что положение его определяется по крайней мере двумя элементами, в общем случае длинной и короткой осями. Таким образом, еще не достаточно установить положение линии максимального укорочения, необходимо также знать направление максимального удлинения. Для пояснения сказанного приведем схему, данную Апдерсоном, которая дает наглядное представление о том, каким образом можно истолковать надвиги,

<sup>1</sup> Конечно, целая серия так называемых «трещин отдельности» не связана с тектоническими движениями, а возникает в процессе диагенезиса и при выветривании. Они представляют собой большую самостоятельную группу трещин, которых мы здесь не рассматриваем.

сдвиги и сбросы как трещины Мора и какова связь этих явлений с главными напряжениями (фиг. 28).<sup>1</sup>

Мы неоднократно отмечали выше, что в природе кинематическая обстановка значительно сложнее, и, соответственно, вся прямоугольная система главных осей деформации может быть наклонена под некоторым углом к горизонту. Очевидно, что углы, образованные простиранием отдельных трещин, при этом существенно изменяются. Кроме того, нельзя игнорировать возможность деформации, которая не является плоской, и в этом случае могут возникнуть не две, а четыре системы трещин скалывания. Такая обстановка, как было отмечено выше, аналогична двум наложенным друг на друга взаимно перпендикулярным плоским деформациям.



Фиг. 28. Механическая интерпретация некоторых дислокаций на основе плоскостей Мора (Андерсон). Левый столбец показывает расположение главных осей напряжений, средний — соответствующие плоскости максимальных скалывающих напряжений, правый — результирующую структуру (по Лджунгнеру, 81).

Сложность картины, возникающей иногда в природе, станет особенно понятной, если мы учтем возможность наложения друг на друга деформаций, обусловленных разновременными усилиями.

Такая задача механически необычайно сложна, поскольку при второй фазе мы имеем дело уже не с однородной средой, и очевидно, что в тектонике она очень часто неразрешима.

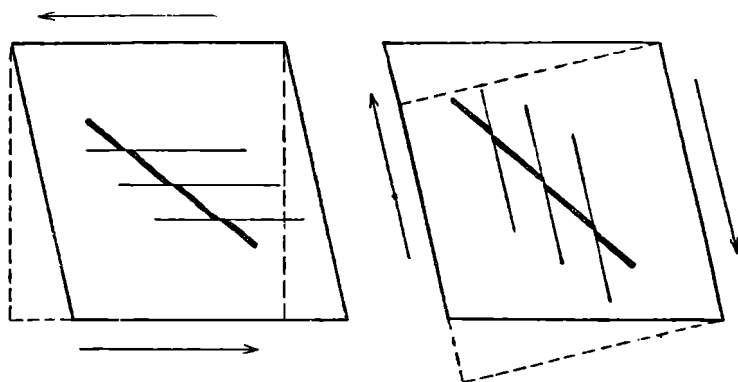
Эксперименты Мида показывают, что геологические структуры, возникающие под влиянием простого сжатия, весьма аналогичны тем, которые являются результатом сдвига. Динамическая обстановка, отвечающая сдвигу при складчатости, вполне вероятна и теоретически, ибо даже исходя из представления об однородном силовом поле или общем перемещении масс в определенном направлении, мы не имеем оснований ожидать равномерно распределенных реакций. Вопрос о том, какова кинематика и тем

<sup>1</sup> В соответствии с принятой нами не динамической, а кинематической интерпретацией этих явлений главные оси напряжений, данные Андерсоном, лучше понимать, как главные оси деформации.



более динамика некоторого конкретного случая, весьма важен, но решение его является обычно довольно сложной задачей. Мы имеем, правда, попытки установить определенные признаки, позволяющие отличить сдвиг от сжатия, как, например, теорию К. Губберта (67), связывающего складки, расположенные en échelon под некоторым углом к данному поясу, со сдвигом, и ряд примеров анализов конкретных случаев (65, 124), приводящих к более или менее однозначному ответу, но все они опираются на изучение тектоники довольно обширной области или целой складчатой зоны. Таким образом, в пределах небольшого участка вопрос этот разрешить, по видимому, трудно, и это заставляет нас относиться весьма осторожно к экстраполяциям кинематики, установленной для небольшого участка, на более обширные области.

В случае, когда удастся установить, что мы имеем дело со сдвигом, возможно двойное решение. Означенный пунктиром квадрат (фиг. 29) может быть деформирован посредством сдвига двумя различными способами. Швиннер (116) полагает, что эти случаи можно отличить друг от друга путем сопоставления складчатости, возникающей параллельно длинной диагонали, и сдвигов. Признак этот заключается в том, что «в области,



Фиг. 29. Сочетание складок, возникающих при сдвиге, с трещинами скальвания (сдвигами) (по Р. Швиннеру, 115).

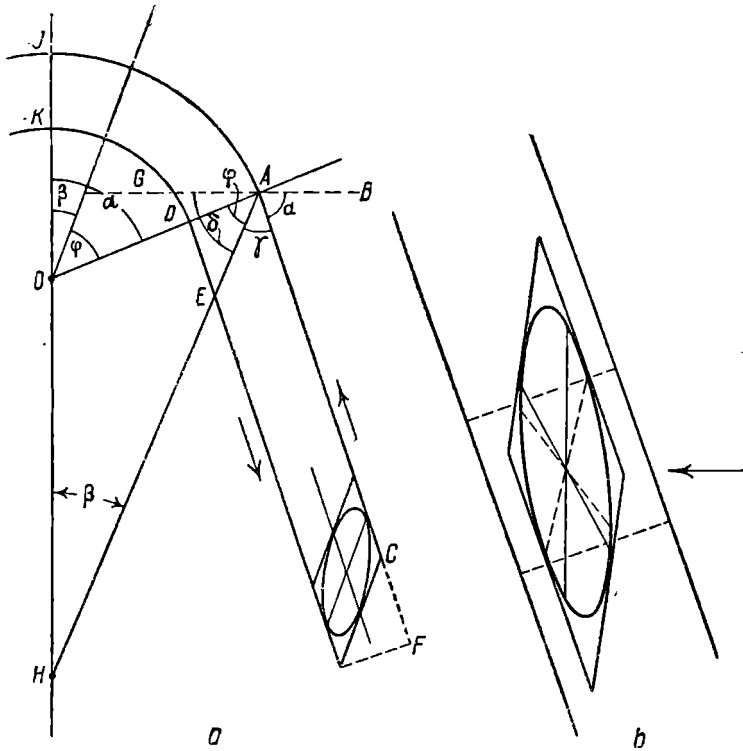
деформацию которой можно считать гомогенной, активной может стать только та система скальваний, направление которых согласно с моментом вращения внешних сил» (116).

Выше мы рассмотрели соотношение складчатости и сопряженных с ней трещин и выяснили, что количество различных систем трещин и их взаимное положение подчиняются сравнительно простой закономерности, определяющейся эллипсоидом деформации. Таким образом, казалось бы, мы рассмотрели все структурные элементы, возникающие в процессе той деформации, которой обусловлена складчатость. Однако это не так: деформации, возникающие при складчатости, заведомо нельзя считать однородными, и поэтому определение положения эллипсоида деформации дает нам лишь о б щ у ю схему деформации для в с е г о рассматриваемого участка. Целая серия явлений, не связанных непосредственно с данной кинематической обстановкой, при этом выпадает из рассмотрения. Если мы в праве считать, что при складчатости короткая ось эллипсоида деформации расположена, как правило, перпендикулярно к простиранию складчатости, а длинная ось почти вертикально, то этого нельзя переносить на деформацию отдельных пластов.

Стремясь оставаться по возможности на почве чисто кинематического анализа явлений, постараемся уяснить себе механизм возникновения складки на простейшем примере изгибания пачки картона или бумаги (фиг. 30). При изгибании такой пачки легко подметить, что вместе с изги-

банием происходит скольжение друг по другу отдельных листов. Деформация такого типа носит название скольжения с изгибом. При этом верхние листы проскальзывают относительно нижних вверх к шарниру складки и, соответственно, нижние — вниз от шарнира. Эти относительные движения можно выразить стрелками так, как показано на рисунке.

Переходя к складчатости горных пород, мы можем теперь сказать, что она представляет собой также результат скольжения с изгибом. При этом происходит относительное скольжение не только между отдельными пластами, но в большинстве случаев и внутри самих пластов. Мы знаем, что складчатость характерна для пород осадочных, т. е. слоистых, и это вполне понятно, поскольку основной предпосылкой для возможности образования складок является наличие в породе плоскостей облегченного скольжения. Изверженные породы, массивные и однородные, т. е. не обла-



Фиг. 30. Характер деформации слоев в складке.

дающие такими плоскостями, как правило, не образуют складок. Правда, в ортогнейсах и иных породах изверженного происхождения, обладающих сланцеватостью, мы нередко наблюдаем складки, но в этих случаях роль плоскостей скольжения играет сланцеватость, которая возникла до образования складчатости или иногда развивается и в процессе изгибания.

Последний случай особенно интересен, поскольку при определенных условиях сланцеватость может возникнуть во время складчатости не только в породах изверженного происхождения, но и в осадочных и закономерно сопряжена с элементами возникающих складок. Среди многих слоистых осадочных пород, т. е. состоящих из пластов различного литологического состава, встречаются пласты, не обладающие ясно выраженными плоскостями напластования, или же последние не представляют собой плоскостей облегченного скольжения. Отсутствие таких плоскостей особенно очевидно в пластовых интрузиях или эффузивных породах, залегающих в толще осадочных пород.

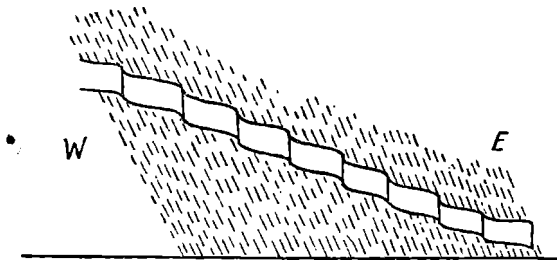
Чтобы выяснить характер дифференциальных движений в таких породах при изгибании, возвратимся вновь к фиг. 30.

Пусть рассматриваемый пласт состоит из породы достаточно однородной, т. е. не обладающей плоскостями облегченного скольжения. Очевидно, что характер деформации какого-либо элемента этого пласта определяется как сдвиг, причем угол скашивания этого пласта ввиду дает нам представление о форме и положении эллипсоида деформации в этом месте. Мы знаем, что этой деформации отвечают две системы плоскостей максимальных скальвающих напряжений, причем по каждой из этих систем скольжение в равной мере возможно. По которой из них скольжение произойдет в действительности или по обоим, но в разной степени, — это зависит от ряда условий, которые в большинстве случаев трудно учесть.

Мы уже упоминали выше, что, согласно взглядам Беккера, скольжение по таким плоскостям может привести к возникновению в породе сланцеватости или серии трещин. При изложении методики структурного анализа будет показано, что это действительно часто имеет место в природе. Соответственно, скольжение по каждой из этих систем может привести к образованию сланцеватости. Если условия таковы, что скольжение возникает по системе, параллельной ограничениям пласта, то мы получим в этой породе сланцеватость, параллельную слоистости. При этом следует учесть, что возникновение этих плоскостей скольжения произойдет не на той стадии

деформации, которая изображена на рисунке, а вероятно значительно раньше, в зависимости от механических свойств породы. Дальнейшая деформация этой породы будет представлять собой простое скольжение с изгибом.

На первый взгляд такой характер деформации представляется единственно вероятным; скольжение по второй системе встречает препятствие в виде огра-



Фиг. 31. Смещение обломков слоя известняка в результате возникновения сланцеватости в сланцах (по Фурмарье, 58).

ничений пласта и едва ли может проявиться. Однако многие авторы и в частности Лизе, изучавший соотношение сланцеватости со складчатостью, указывает, что весьма часто в процессе изгибания пластов в них возникает сланцеватость под острым углом к слоистости и почти параллельная осевым плоскостям складок.

На фиг. 30 мы видим, что вторая система возможных плоскостей скольжения по своему положению близка к такой сланцеватости. Правда, Лизе связывает возникновение этой сланцеватости с максимальным удлинением пород при складчатости, а не с процессом скольжения по круговым сечениям эллипсоида, но в настоящее время мы знаем, что в большинстве случаев сланцеватость является результатом дифференциального скольжения по плоскостям скальвания. Следовательно, если скольжение по рассматриваемой системе плоскостей возможно, то при этом может развиться и сланцеватость. То обстоятельство, что сланцеватость, о которой говорит Лизе, почти параллельная осевым плоскостям складок, является часто результатом скольжения по плоскостям скальвания, подтверждается также непосредственными наблюдениями (фиг. 31).

При выяснении вопроса, возможно ли скольжение по этой системе плоскостей, мы должны иметь в виду, что складчатость представляет собой результат продольного изгиба, и следовательно, к боковым ограничениям пласта приложены силы, действующие на них почти горизонтально, т. е. под острым углом к плоскости пласта. Поэтому соотношения, изображен-

ые на фиг. 30, а, не отражают подлинного характера деформации — на самом деле мы имеем не сдвиг, а комбинацию сдвига и сжатия под воздействием косою усилия (фиг. 30, b).

В главе I мы видели, что при такой деформации могут возникнуть трещины, и вычислили максимальное расстояние между ними, при котором возможен поворот отдельных пластин и, соответственно, действительная деформация. При этом мощность данного пласта уменьшится и вместе с тем возрастет его длина, и тем самым будет устранена необходимость в скольжении параллельно плоскостям слоистости. Если по плоскостям этой системы возникнут не трещины, а сланцеватость, т. е. произойдет дифференциальное скольжение, то эти изменения произойдут еще с большей легкостью. Тот или иной эффект, т. е. возникновение трещин на определенном максимальном расстоянии друг от друга или сланцеватости, очевидно, зависит от механических свойств породы и условий, при которых происходит деформация.

Таким образом, мы приходим к выводу, что скольжение по плоскостям этой системы возможно и может привести к образованию трещин или сланцеватости. Деформация эта сложнее, чем изображено на чертеже, и в результате произойдет увеличение длины данного пласта за счет уменьшения его мощности.

Теперь мы можем поставить еще один весьма важный вопрос — будет ли положение этой сланцеватости везде одинаково и в какой степени оно зависит от степени изгиба складки? Учитывая, что рассмотрение этого вопроса в аспекте косою усилия на плоскость пласта было бы весьма сложным, постараемся рассмотреть его схематически, воспользовавшись тем же рисунком (фиг. 30), т. е. полагая, что уменьшение мощности пласта столь невелико, что им можно пренебречь.

Рассмотрение этого случая приобретает также большое самостоятельное значение, так как соотношение сланцеватости с элементами складок иногда отвечает именно такой деформации.

Пусть изгиб складки представляет собой часть окружности, а крыло складки остается прямолинейным. Тогда степень изгиба определится углом  $\alpha$ , выраженным в градусах, а крыло складки будет продолжением касательной, проведенной в точке  $A$  к этой дуге. Угол  $BAC$ , т. е. угол падения крыла складки, будет очевидно также равен углу  $\alpha$ , и в случае прямой симметричной складки может быть непосредственно измерен. Крыло складки от точки  $C$  до точки  $A$  деформировано однородно, и следовательно, сланцеватость в нем будет иметь везде одинаковое положение.

Вычислим угол, который образует сланцеватость с осевой плоскостью складки и со слоистостью при данном угле  $\alpha$ . Так как при скольжении с изгибом длина пласта по всему поперечному сечению не изменяется, то мы легко можем вычислить этот угол скоса  $\varphi$ . Длина отрезка  $CF = DE$ , определяющего угол скоса  $\varphi$ , будет  $DE = ad^*$  (где  $a$  выражено в долях  $\pi$ , а  $d$  — мощность пласта =  $DA$ ).

При переводе  $a$  в градусное измерение получим

$$DE = \frac{ad\pi}{180}, \text{ тогда } \operatorname{tg} \varphi = \frac{DE}{DA} = \frac{DE}{d} = \frac{a\pi}{180}.$$

По этой формуле легко вычислить угол  $\varphi$  для различных значений угла  $\alpha$ , а соответственно и угол  $\beta = \alpha - \varphi$ , который составляет сланцеватость с осевой плоскостью складки, а также угол падения сланцеватости  $GAN = \delta = (90^\circ - \alpha) + \varphi$  (в случае прямой складки) и отсюда угол  $\gamma = 180^\circ - (\alpha + \delta)$ , который составляет сланцеватость со слоистостью. Такое вычисление дает следующую таблицу (табл. 2).

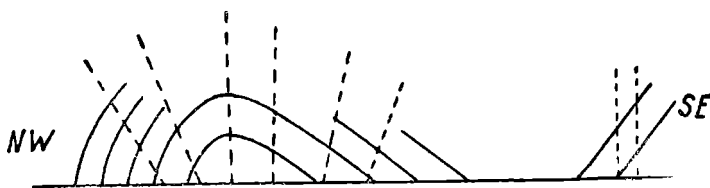
Нужно отметить еще один результат, который непосредственно вытекает из способа вычисления и рисунка. Если в крыльях складки положение

\* Длины кривых  $IA$  и  $KE$  равны, поэтому  $DE = EK - DK = AI - KD = aOA - aOD = aDA = ad$ .

ТАБЛИЦА 2

| Угол изгиба складки, или угол падения крыла складки | «Угол скоса» края слоя | Угол сланцеватости с осевой плоскостью складки | Угол падения сланцеватости | Угол между слонстостью и сланцеватостью |
|---|------------------------|--|----------------------------|---|
| $\alpha$  | $\varphi$              | $\beta$  | $\delta$                   | $\gamma$                                |
| 0°  | 0°                     | 0°   | 90°                        | 90°                                     |
| 10  | 10                     | 0  | 90                         | 80                                      |
| 20  | 19                     | 1  | 89                         | 71                                      |
| 30  | 27                     | 3  | 87                         | 63                                      |
| 40  | 35                     | 5  | 85                         | 55                                      |
| 50  | 41                     | 9  | 81                         | 49                                      |
| 60  | 46                     | 14   | 76                         | 44                                      |
| 70  | 51                     | 19   | 71                         | 39                                      |
| 80  | 54                     | 26   | 64                         | 36                                      |
| 90  | 58                     | 32   | 58                         | 32                                      |

сланцеватости относительно осевой плоскости зависит от угла  $\alpha$ , т. е. степени изгиба складок, то также очевидно, что в одной и той же складке сланцеватость не будет иметь однородного положения.



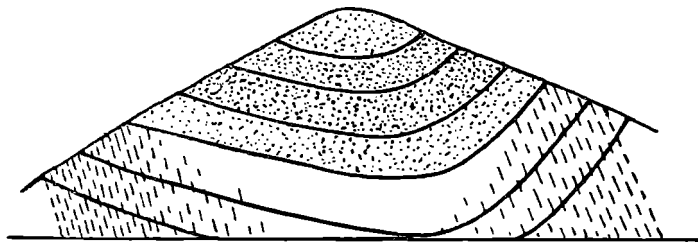
Фиг. 32. Разрез ордовичских отложений между Нью-Маркет и Лейрей (США) (по Фурмарье, 58).

Выше мы указывали на то, что деформация не изогнутого крыла складки является однородной, по этого нельзя сказать про изогнутую часть. В случае скольжения с изгибом дифференциальное движение в шарнире складки равно нулю, и амплитуда скольжения возрастает по мере продвижения по дуге от шарнира вплоть до точки  $A$ , после которой она остается постоянной. Соответственно будет возрастать по мере удаления от шарнира и величина отрезка  $DE$ , т. е. и угла  $\varphi$ , а следовательно, и степень деформации (сдвига) каждого элементарного куба, мысленно выделенного в разных местах изогнутой части складки. Степень деформации крыла является таким образом суммарным эффектом деформации элементарных секторов по всей изогнутой части. Отсюда следует, что в изогнутой части складки положение сланцеватости не будет постоянным, а будет меняться в соответствии с изменением угла  $\alpha$ , т. е. приведенные выше вычисления характеризуют также изменение положения сланцеватости в изогнутой части одной складки.

Отсюда мы видим, что при пологой складчатости с углами падения крыльев до 40° или в соответствующей части складки сланцеватость этого типа почти параллельна осевой плоскости. В области шарнира складки сланцеватость почти перпендикулярна к слонстости. Таким образом, в указанных пределах сланцеватость этого типа действительно следует тем закономерностям, которые эмпирически установил Лизс, но при возрастании угла  $\alpha$  она наклоняется все больше к осевой плоскости, образуя с ней острый угол.

Приведенное выше правило Лизса было установлено им при изучении сланцеватости в Аппалачских горах, но там же Фурмарье (58) отмечены антиклинальные складки (фиг. 32), в которых сланцеватость в шарнире перпендикулярна к слоистости, а в крыльях расположена веерообразно, образуя острый угол с осевой плоскостью складки в полном соответствии с нашим теоретическим выводом.

В свете приведенного выше теоретического рассмотрения сущности деформации при изгибе вполне понятны также и те случаи (фиг. 33), когда сланцеватость выражена отчетливо только в крыльях складки, а в шарнирной части не наблюдается. Мы видели, что степень деформации возрастает от точки перегиба пластов, где она практически равна нулю, к крыльям складки. Очевидно, что для возникновения сланцеватости в породах, обладающих определенными механическими свойствами, необходима некоторая минимальная деформация, и в области шарнира складки деформация может оказаться недостаточной. В приведенном выше примере (фиг. 33) сланцеватость не могла образоваться в вышележащих песчаниках даже и в крыльях складки. В данном случае деформация происходила вероятно при таких условиях, которые можно рассматривать предельными, т. е. при которых сланцеватость может образоваться только в тех породах,



Фиг. 33. Распределение кливажа (сланцеватости) в синклинали между Нью-Маркет и Лерей (по Фурмарье, 58). Верхние четыре пласта — голландские песчаники; нижн. пл-ы — ордовичские сланцы.

в которых она возникает особенно легко. При более благоприятных условиях сланцеватость возникла бы и в песчаниках; при изменении этих условий в противоположном смысле мы не имели бы сланцеватости и в сланцах.

Если теперь мы перейдем к рассмотрению тех случаев, когда изгибание сопровождается существенным уменьшением мощности данного слоя, то станет очевидным, что наши выводы нуждаются в некоторых поправках. Постараемся ввести их, учтя подлинный характер деформации. Деформация элементарной частицы под воздействием косоугольного усилия изображена на фиг. 30, б. Мы видим, что в этом случае угол скола вписанного вначале куба значительно увеличивается, а угол, который образует длинная ось эллипсоида деформации с плоскостью слоистости, значительно меньше, чем в случае сдвига. Кроме того, одна из плоскостей скалывания начальной стадии деформации образует с длинной осью эллипсоида весьма острый угол, т. е. приближается по своему положению к осевой плоскости складки.

Выше мы видели, что степень деформации постепенно возрастает от шарнира складки до точки А (фиг. 30, а). Вместе с тем мы полагали, что деформация в области шарнира достаточна для возникновения сланцеватости по соответствующей плоскости скольжения. Если это так, то, имея в виду сравнительную однородность механических свойств материала в пределах данного пласта, мы придем к выводу, что в крыльях складки сланцеватость возникнет на довольно ранней стадии деформации, образуя сравнительно большой угол с длинной осью эллипса, характеризующего общую деформацию. Раз возникнув в результате скольжения, сланцеватость эта имеет шансы сохраниться и при дальнейшей деформации, но будет

при этом повернута и в конечном счете займет положение, почти параллельное осевой плоскости складки. Угол этого поворота, очевидно, зависит от степени последующей деформации, а поскольку по направлению от шарнира общая деформация увеличивается, влияние этого поворота будет также возрастать в этом направлении.

Вместе с тем мы видели, что согласно приведенным выше вычислениям при увеличении угла  $\alpha$  сланцеватость все больше отклоняется от параллельности с осевой плоскостью. Вполне вероятно, что угол поворота, возрастающий в том же направлении в процессе дальнейшей деформации, компенсирует это отклонение, и во всей складке сланцеватость будет более или менее параллельна осевой плоскости складки. Таким образом, изложенные выше рассуждения приводят нас в конечном счете к подтверждению правила Лизса, но генезис сланцеватости этого типа получает совершенно иное освещение.

Следует отметить еще одно явление, которое представляет собой непосредственное следствие деформации, продолжающейся после возникновения сланцеватости. Скольжение соседних пластов относительно рассматриваемого нами пласта, в котором возникла сланцеватость, приводит обычно к искривлению сланцеватости около границы с другим пластом. В результате в пластах небольшой мощности сланцеватость может приобрести S-образную форму (в поперечном сечении); явления искривления при ламинарном скольжении были рассмотрены в главе I, поэтому здесь мы на этих вопросах останавливаться не будем.

В случае, если деформация пласта сопровождается уменьшением его мощности, сланцеватость первого типа, связанная со скольжением по другой системе круговых сечений (которую мы полагали выше параллельной слоистости), будет также несколько отклоняться от этого положения, что непосредственно следует из рассмотрения рисунка (фиг. 30, b).

Это обстоятельство также находит подтверждение в полевых наблюдениях. Так, например, Лизс говорит, что, производя обширные исследования в докембрийских образованиях, он ни разу не находил кливажа (сланцеватости), который располагался бы точно параллельно напластованию на значительном расстоянии. Отсюда мы в праве сделать вывод, что деформация, отвечающая простому сдвигу, если и встречается при складчатости, то значительно реже, чем комбинация сдвига и сжатия.

Мы рассмотрели выше положение сланцеватости скольжения, возникающей в процессе образования складок, но нельзя игнорировать также возможность образования сланцеватости того типа, который подчеркивает Лизс, т. е. совпадающей по своему положению с максимальным удлинением породы или, что то же, с длинной осью эллипсоида деформации. Различные типы сланцеватости и механизм их возникновения мы рассмотрим ниже; здесь же отметим только, что поскольку складка деформирована не однородно, положение эллипсоида деформации и в частности его длинной оси в изогнутой части складки меняется от одной точки к другой. Поэтому, если в процессе изгибания могла бы возникнуть сланцеватость такого типа, то она не имела бы одинакового положения во всей складке. Только сжимающие усилия, продолжающие действовать после того как складка достигла предельного изгиба, могут вызвать такую сланцеватость, расположенную вполне однородно, но она не будет уже связана с самим процессом изгибания (сланцеватость сплющивания).

Чтобы закончить рассмотрение структур, связанных со складчатостью, нам остается отметить, что вместо сланцеватости или на ряду с ней могут возникнуть трещины скалывания, отвечающие по своему положению сланцеватости, и трещины разрыва, перпендикулярные к длинной оси эллипсоида деформации. Как известно, при изгибе особенно значительные разрывающие напряжения возникают в шарнире складки на внешней стороне изогнутого слоя, и очевидно, что при некоторых условиях они могут привести к образованию трещин, расположенных радиально к изгибу.

В связи с выяснением взаимоотношения складчатости и трещин попытаемся рассмотреть хотя бы весьма кратко еще один вопрос. Не приходится доказывать, что образование трещин приурочено главным образом к более высоким горизонтам земной коры, ибо при значительном всестороннем давлении и высокой температуре аналогичные движения осуществляются посредством истечения, при котором связи, правда, существенно изменяются, но не нарушаются. Кроме того, при одинаковой скорости и интенсивности усилия одни материалы реагируют посредством пластической деформации, другие разбиваются трещинами.

Значительно сложнее вопрос о том, к каким горизонтам земной коры приурочена складчатость. Мы указывали выше, что процесс изгиба некоторой толщи основывается на механической стойкости (competency) (127) пластов и возможности скольжения между ними. Скольжение вдоль плоскостей слоистости испытывает сопротивление обыкновенного трения, которое пропорционально нормальному давлению на плоскость скольжения. Поскольку давление возрастает с глубиной, то возрастает при этом и трение. В противовес этому сопротивление, которое противостоит скольжению, внутри кристаллических решеток не зависит от нормального давления на плоскость скольжения (115).

Из такого сопоставления логически вытекает заключение Швиннера (115), что в верхних горизонтах земной коры господствует макротектоника; здесь вдоль громадных плоскостей скольжения перемещаются целые комплексы горных пород без существенных внутренних передвижек. Начиная с определенной глубины, трение на этих плоскостях скольжения превышает сопротивление скольжению в кристаллических решетках, что естественно вытекает из того, что первое, т. е. трение, постепенно возрастает, а второе остается постоянным. На этой глубине тектонический импульс вызывает дифференциальные движения в структуре пород и кристаллов; это та область, в которой целые комплексы пород равномерно расщепляются не нормальным давлением, а посредством скалывания. На этих глубинах мы не можем ожидать образования трещин или складок. Таким образом, складчатость и трещины приурочены к верхним горизонтам земной коры и являются лишь различными проявлениями одного и того же процесса деформации.

При рассмотрении сланцеватости, возникающей при складчатости, был приведен пример, описанный Фурмарье, когда сланцеватость возникла только в крыльях складки и притом только в сланцах, а в вышележащих песчаниках сланцеватость не наблюдается. Условия, при которых возникла в данном случае сланцеватость, Фурмарье считает предельными, т. е. при изменении их в неблагоприятную сторону сланцеватость не могла бы развиться совсем. Условия эти он отождествляет с глубиной залегания пород и считает, что сланцеватость может возникнуть только на глубине не менее 6000 м.

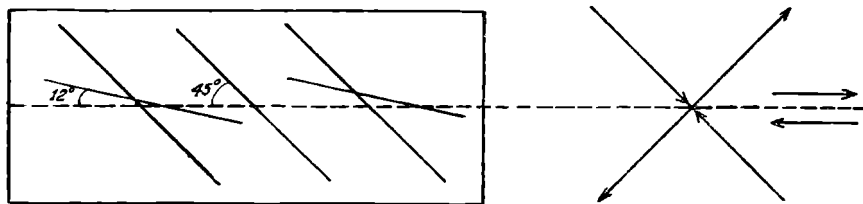
Вполне очевидно, что этот вопрос о глубине, на которой возможно возникновение сланцеватости при складчатости, также связан с увеличением трения при скольжении по плоскостям слоистости в зависимости от давления, обусловленного весом вышележащих толщ. Как известно, трение зависит также от площади поверхностей скольжения. Площадь поверхностей слоистости при скольжении с изгибом значительно больше, чем площадь плоскости скольжения, расположенной косо к слоистости в пределах данного слоя. Поэтому при определенной нагрузке скольжение будет происходить не по плоскостям слоистости, а по этим плоскостям скольжения, и в результате возникнет сланцеватость, расположенная косо к слоистости (параллельная осевым плоскостям складок).

Кроме того, возможность возникновения сланцеватости зависит также, конечно, от механических свойств пород, их литологического состава, и поэтому при определенных условиях в одних породах будет возникать сланцеватость, а другие, более прочные, будут деформированы посредством



скольжения с изгибом. Очевидно, что форма складок будет определяться в этих случаях именно деформацией этих более прочных (competent) слоев, а деформация более пластичных будет в значительной мере пассивной. Сланцеватость является, таким образом, проявлением деформации пластической, а последняя свойственна, как мы знаем, всем материалам, но при условиях существенно различных. Мы видели выше, что на больших глубинах все породы будут деформированы пластично, и в этих условиях образование складок скольжения с изгибом уже невозможно. Однако складчатые формы могут возникнуть и в результате неоднородного истечения материала, но механизм их образования совершенно иной.

Закончив рассмотрение некоторых явлений, сопряженных со складчатостью, остановимся кратко еще на одной категории трещин, представляющих собой побочный эффект смещения по зонам и трещинам скалывания большого масштаба. Во многих случаях наличие таких трещин позволяет определить направление относительного перемещения по надвигам, сдвигам и сбросам, и, соответственно, эти трещины могут оказать известную помощь при решении ряда вопросов, связанных с разведкой месторождений. Такие трещины были получены также экспериментально Г. Клоосом (46, 48); способ их возникновения лучше всего пояснить на основе этих экспериментов.



Фиг. 34. Образование трещин разрыва при сдвиге (по Г. Клоосу, 46).

Сырая глина накладывается равномерным слоем на стол, состоящий из двух половин, которые могут сдвигаться относительно друг друга. Такое движение стола передается слою глины, и вследствие трения друг о друга двух частей образуется некоторая пограничная зона, ширина которой зависит от толщины слоя. Кроме изгиба первоначально нанесенных на глину поперечных линий и перехода квадратной сетки в ромбическую, в этой зоне образуется серия тонких трещин сдвига под углом около  $12^\circ$  к линии основного смещения. Если в начале опыта, еще до образования этих сдвигов, покрыть глину тонким слоем воды, то немедленно возникают трещины под углом около  $45^\circ$  к направлению перемещения, которые могут быть приписаны только разрывающим напряжениям. При продолжении деформации трещины быстро поворачиваются (угол поворота увеличивается) и становятся открытыми (фиг. 34).

В. Ридель (91) объясняет возникновение этих трещин ничтожно малой прочностью глины, смоченной водой, по отношению к разрывающим усилиям. Сырая глина, с поверхности которой излишняя вода испарилась, в этом отношении довольно устойчива и поэтому она реагирует на деформацию образованием трещин скалывания. Прочность ее обусловлена тем, что между отдельными частицами заключена вода, и при некотором испарении ее с поверхности капиллярные силы связывают эти частицы друг с другом. Стоит покрыть глину слоем воды, эти силы исчезают, и даже весьма незначительное растяжение приводит к разрыву.

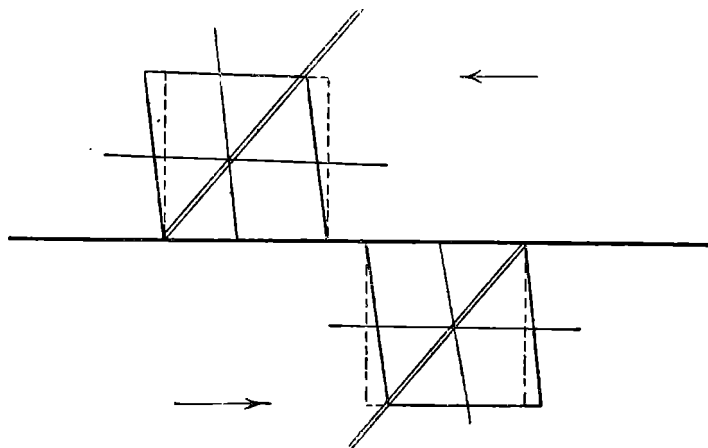
Мы видели, что при геологических процессах при определенных условиях могут образоваться трещины разрыва. Эксперименты Клооса и выводы, которые можно сделать из их рассмотрения, позволяют нам решать некоторые вопросы, касающиеся характера и направления перемещения по сбросам и сдвигам.

При относительном перемещении двух масс относительно друг друга возникают системы параллельных трещин разрыва. Острый угол между этими трещинами и линией нарушения открыт в сторону, противоположную движению. Клоос называет эти трещины «оперенными» (Fiederspalten).<sup>1</sup>

Если образуются эти трещины, то тем самым нарушается однородность материала, и происходит вращение отдельных кусков и расширение трещин. Ридель дает формулу, связывающую ширину трещин с расстоянием между ними и углом поворота, из которой следует, что максимальное открытие трещины достигается при повороте  $45^\circ$ .

Система параллельных трещин скалывания, наклоненных под углом около  $12^\circ$  к направлению перемещения (фиг. 34), указывает на то, что в этих случаях вместо одной трещины скалывания может возникнуть целая серия их, по которым и будут происходить перемещения.

Следует, однако, иметь в виду, что при таком смещении друг относительно друга двух смежных блоков в них могут возникнуть не только «оперенные» трещины разрыва, но при определенных условиях также и трещины скалывания, расположенные косо к плоскости основной тре-



Фиг. 35. Трещины, которые могут возникнуть в результате смещения друг относительно друга двух смежных участков (при сдвиге, сбросе и т. п.). Тонкими линиями обозначены трещины скалывания, двойными — трещины разрыва.

щины. Способ образования тех и других и различие в их положении можно пояснить рисунком (фиг. 35). Из этого рисунка мы видим, что деформация некоторого мысленно выделенного куба, прилегающего к трещине, по которой происходит смещение, обусловлена трением по этой поверхности. Шар, вписанный в этот куб до начала деформации, перешел бы при этом в эллипсоид. Трещины скалывания будут отвечать круговым сечениям этого эллипсоида, а трещины разрыва будут перпендикулярны к его длинной оси.

Таким образом, эти явления ничем не отличаются от тех случаев деформации, которые были рассмотрены нами в главе I. Анализ их требует прежде всего установления принадлежности трещин к той или иной категории и выяснения общего характера деформации. Тенденция к решению этих

<sup>1</sup> Термин этот нельзя признать удачным, поскольку речь идет о самих трещинах разрыва, а не о той трещине, по которой происходит смещение, тем более, что в некоторых случаях смещение может и не привести к образованию трещины, разделяющей смежные блоки. Применение же этого термина для описания основной трещины и расположения по отношению к ней трещин разрыва может вызвать недоразумения, так как в обоих блоках, т. е. по обе стороны основной трещины, эти трещины разрыва имеют одинаковое положение и, следовательно, не похожи на оперение. Мне кажется, что их правильнее называть «диагональными трещинами разрыва, сопряженными с основным смещением».

вопросов на основании каких-либо упрощенных правил может привести к неправильным выводам.

В заключение отметим, что мы ограничились рассмотрением только тех деформаций, которые связаны с тангенциальными усилиями или перемещениями масс. Большинство геотектонических гипотез пытается объяснить явления складчатости горных пород, исходя именно из таких движений, но все же нельзя игнорировать и возможность иных решений этого вопроса, например складки могут быть получены не только в результате продольного, но и поперечного изгиба, и во многих случаях такие деформации не отличимы друг от друга.

Не имея намерения рассматривать здесь различные гипотезы, мы можем все же сказать, что вне зависимости от того, какие движения или силы принимать за первопрчину явлений складчатости, важное значение тангенциальных движений для возникновения местных структур нельзя отрицать. Вместе с тем существование радиальных движений также вполне очевидно, а соответствующие усилия всегда существуют (сила тяжести). Деформации, вызванные радиальными силами, мы не рассматривали, так как генетический анализ этих явлений представляет собой большую, самостоятельную и притом весьма сложную задачу. Несмотря на широкое распространение сбросовых нарушений, они изучены еще очень слабо, и хотя в любом учебнике геологии можно найти описание и довольно дробную классификацию сбросов, но детального анализа их со всеми сопутствующими явлениями мы в литературе почти не имеем. Во всяком случае, многие из рассмотренных выше основных принципов изучения и интерпретации деформаций приложимы и к анализу сбросовых нарушений.

## 2. ТЕКТОНИКА ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ

Стремясь выяснить основные закономерности в распределении и взаимном положении трещин, возникающих в горных породах, нам постоянно приходилось обращаться к известным принципам теоретической механики. Применение последних для решения вопроса общей тектоники мы находим в работах многих геологов. Определение Р. Швиннера (116) «тектопика есть прикладная механика» отражает не только прошлые, но еще в большей мере будущие пути развития этой науки. Вместе с тем изверженные породы не привлекали до последнего времени внимания тектонистов и считались объектами, непригодными для изучения геологической структуры данной складчатой области. Отдельные работы по изучению трещин в них носили случайный характер, и только исследования Клооса (35—44) привлекли к ним внимание широкого круга геологов.

Клоосом и его учениками разработана и методика полевого изучения тектоники гранитных интрузий, но теоретическая сторона вопроса освещена сравнительно слабо. Кроме того, теперь, когда структурный анализ Зандера указал нам новые методы исследования, мы не можем согласиться с Клоосом (43), что тектонику интрузивного тела нельзя изучать под микроскопом, но все это отнюдь не умаляет значения полевых наблюдений.

Ряд более новых исследований (64, 76, 116 и др.) и некоторые теоретические соображения заставляют нас относиться несколько осторожнее к применению закономерностей, эмпирически установленных Клоосом, но все же в основных чертах изучение тектоники интрузивных тел тесно связано с именем этого исследователя.

Основной предпосылкой этой методики является то положение, что магма не обладает значительной собственной активностью, и следовательно, внедрение интрузивного тела является частным эффектом общих тектонических движений. По сравнению с другими породами, участвующими в складчатости, магматическое тело обладает даже известными преимуществами, как объект для определения характера и направления основных усилий, которые обусловлены его основным отличием — изменением

состояния во времени. Внедряясь под давлением, оно в жидкой фазе и впоследствии в пластичной запечатлевает движения, которые диктуются системой внешних усилий; после окончательного затвердения оно реагирует посредством разломов, закономерно сопряженных с ними. Сопоставление этих признаков позволяет в идеальном случае проследить всю «жизнь» этой интрузии; подкрепляя друг друга, они дают нам веские указания на кинематику внедрения магмы и деформаций окружающей среды.

Перейдем теперь к рассмотрению этих признаков в порядке их возникновения, начиная с процесса внедрения магмы и кончая деформациями, которые испытывает данное тело после окончательного затвердения.

### Внедрение магмы (тектоника жидкой и пластичной фазы)

Процесс внедрения магмы обычно сопровождается оттеснением боковых пород в сторону минимальных сопротивлений. Очевидно, что результирующая форма интрузии в основном зависит от общей геологической структуры, деформаций, которые сингенетичны с внедрением, и тем самым от системы реакций вмещающих толщ. Динамика этого процесса весьма сложна, поскольку к общему усилию примешивается гидростатическое давление магмы. Правда, последнее является лишь отражением общего регионального тектонического усилия, но магма, внедрившаяся с более или менее значительных глубин, обладает давлением, господствующим там,<sup>1</sup> и едва ли можно утверждать, что оно равно по интенсивности тому, которое господствует в более высоких горизонтах.

Итак, с одной стороны, гидростатическое давление магмы, с другой — общее тектоническое усилие производят те деформации, которые освобождают место для магматического материала. На вопрос, является ли магма в процессе внедрения механически активной (в смысле, изложенном выше), нам кажется, можно ответить теперь утвердительно. Трудно себе представить, чтобы во время складчатости образовались какие-то полости, которые в случае отсутствия магмы остались бы незаполненными. Следовательно, так или иначе, она не заполняет пассивно пространство, уже существующие в земной коре, а образование их и внедрение суть процессы параллельные, и магма играет при этом не последнюю роль.

К этим вопросам нам придется вернуться еще раз несколько дальше, но и приведенные соображения характеризуют в достаточной мере сложность динамической обстановки внедрения, и едва ли можно рассчитывать расшифровать ее непосредственно на основании тех признаков, которые запечатлены в теле интрузии, как движения жидкой магмы. Как и в общей тектонике, все, что мы видим, указывает только на процесс движения, и нам кажется, что правильнее ограничить задачу в этой стадии чисто кинематическим анализом.

Итак, мы воздержимся от интерпретации по Клоосу тех или иных признаков как непосредственного результата определенного усилия, и будем рассматривать их только как признаки движения. Строго говоря, объяснение наблюдаемых закономерностей, которое дает Клоос, является по существу кинематическим, и с этой точки зрения, отказываясь экстраполировать отсюда динамику процессов, мы только ограничиваем более строго рамки исследования.

Ключевым результатом внедрения и всей борьбы гидродинамического давления магмы с реакциями окружающих пород является та или иная форма интрузивного тела. Представляя собой, таким образом, конечное состояние статического равновесия, форма интрузии является веским критерием для умозаключений как о кинематике процесса внедрения, так и о распределении реакций внешней среды. К сожалению, условия оба-

<sup>1</sup> Строго говоря, это давление несколько меньше, чем то, которое господствует на глубине, ибо необходимо учитывать давление столба жидкой магмы, зависящее от разности глубин очага и интрузии.

женности делают этот признак в большинстве случаев не основой, а скорее конечной целью тектонического исследования. О форме тела мы вынуждены судить на основании косвенных геологических и геометрических соображений, вытекающих из изучения контактов, и ряда тех признаков, которые говорят о кинематике процесса внедрения.

Переходя к рассмотрению последних, детальное описание которых мы находим в работах Клооса, напомним еще раз, что мы их будем трактовать исключительно как следы истечения.

Прежде всего необходимо учесть (см. главу III), что односистемное скольжение влечет за собой вращение отдельных частиц в этой стационарной плоскости скольжения, и всякая плоская или удлиненная частица будет вращаться до тех пор, пока она не совпадет с плоскостью скольжения. Отсюда следует, что включения и минералы, имеющие плоскую или удлиненную форму, должны в конце концов совпасть с этой плоскостью истечения.

В том случае, когда мы имеем дело с плоской деформацией, это положение является стационарным для табличатых включений. По мере увеличения деформации положение этих частиц приближается к главному сечению эллипсоида. Это полностью подтверждается экспериментальными работами Риделя (92).

Для игольчатых тел В. Шмидт (113) считает стабильным такое положение, когда длинная ось их совпадает с центром вращения частиц, заключенных между двумя соседними плоскостями, т. е. перпендикулярна к направлению истечения. Этот вывод бесспорно правилен для случая плоской деформации, но даже в примере, приведенном Шмидтом (течение воды в реке), мы имеем более сложную кинематику, и если учесть трение о берега, то очевидно, что игольчатые включения (в конкретном случае палочки) будут ориентированы не поперек течения, а по нему. Как и в случае истечения воды, при внедрении магмы движения ее определяются некоторыми плоскостями (поверхностями) истечения, и, сверх того, в этих плоскостях следует отличать еще линии истечения. Соответственно, среди признаков, характеризующих движение магмы, Клоос (41) различает: а) такие, в которых зафиксировано положение плоскостей истечения, и б) определяющие положение линий истечения в этих плоскостях (линейные).

### *Следы плоскостей истечения (flächige Fließspuren)*

Во многих интрузивных породах могут быть констатированы своего рода «слои» или линзовидные тела, отличающиеся по составу от основной массы. Они обычно называются шлирами и представляют собой неоднородности в жидкой магме, которые участвуют во всех ее движениях и после затвердения фиксируют характер и положение плоскостей истечения в момент кристаллизации.

Аналогично ведут себя и плоские ксенолиты боковых пород.

### *Линии истечения (Fließlinien)*

Здесь относятся все линейные признаки истечения, как-то: параллельная ориентировка порфирированных крапленников и флюидальная структура вообще. Особенное значение Клоос придает параллельной ориентировке длинновытянутых включений и минералов, которая обуславливает так называемую волокнистую структуру (Faserstruktur). Этот признак он обозначает термином Streckung (растяжение), выражающим то обстоятельство, что кристаллы вытянуты параллельно длинной оси эллипсоида деформации, т. е. в направлении минимальных реакций (Ausweichungsrichtung). Вместо этого термина «растяжение» мы будем ниже употреблять термин «ориентировка», который определяет и генезис этой структуры, представляющей собой результат ориентировки минералов по форме их зерен (см. также гла-

ву III). Ориентировка встречается по мнению Клооса значительно чаще, чем можно ожидать, учитывая кажущуюся массивность интрузивных пород. Он отмечает весьма существенную эмпирическую закономерность, заключающуюся в том, что горизонтальная проекция ориентировки во всех более или менее больших массивах расположена однородно.

Кроме простирания ориентировки, громадное значение имеет ее падение, позволяющее судить о механизме интрузии. Очевидно, что ориентировка, как линейный признак истечения, всегда должна лежать в плоскости истечения и указывает нам направление, в котором происходило последнее.

Во всех случаях при изучении интрузивного тела наблюдению доступно лишь некоторое его сечение. Если при благоприятных условиях падение контактов позволяет с известной вероятностью экстраполировать его боковую или нижнюю поверхность, то верхние части обычно бывают уничтожены эрозией, и какова была форма кровли этого тела, остается в большинстве случаев неизвестным.

Во многих массивах, изученных Клоосом, положение перечисленных выше признаков позволяет разрешить в известной мере и эти вопросы. Вблизи контакта шпирь обычно ориентирована параллельно его поверхности, и линии истечения совпадают с падением этих плоскостей, т. е. горизонтальная их проекция перпендикулярна к простиранию шпирь и тем самым перпендикулярна к контакту. По мере удаления от контакта плоскости истечения выполаживаются, а вместе с ними и ориентировка приобретает в центре массива почти горизонтальное положение. В некоторых случаях замкнутый свод (Исполиновые горы, 41) определяется положением шпирь, в других, когда они отсутствуют или выражены плохо, этот свод можно проследить, фиксируя падение линий истечения в разных местах (Сиерра-Невада, 42).

Объяснение такого расположения этих признаков сводится к тому, что в процессе общего вслучивания (перемещения вверх) центральные зоны двигались быстрее, чем краевые, в которых сказалось трение о боковые породы. Детальное изучение этих признаков на всей площади данной интрузии дает представление не только о форме этого свода в одном вертикальном сечении, но и о всей его поверхности. Очевидно, что поверхность кровли данной интрузии в известной степени подобна этому своду, форма которого обусловлена различной степенью истечения в разных направлениях, а последняя, в свою очередь, зависит от системы реакций.

Здесь уместно будет отметить значение, которое приобретают эти признаки в тех случаях, когда мы имеем дело со сложной интрузией, состоящей из внедрений магмы одинакового состава, но различных по возрасту. Обычными методами петрографического анализа их удается индивидуализировать лишь в редких случаях, но если шпирь или хотя бы одна ориентировка выражены отчетливо, то на основании изучения поверхностей или кривых, которые они образуют, мы получаем возможность более или менее точно наметить контакт между ними и во всяком случае установить наличие разновременных внедрений.

Стремясь к динамической интерпретации явлений, Клоос указывает, что горизонтальная проекция ориентировки, представляющей собой результат истечения материала в направлении минимальных реакций (*Ausweichungsrichtung*), должна быть перпендикулярна к линии действующих сил. Последние он отождествляет с общим тектоническим усилием и полагает их горизонтальными. При этом он отмечает, что значительную роль играет нагрузка или, что то же, импульс, исходящий от магмы (*Auftrieb*), вследствие чего ориентировка часто обнаруживает весьма пологое падение.

Мы пришли выше к выводу, что динамика процесса внедрения весьма сложна, и отказались от динамической интерпретации явлений. Образование свода, которое так хорошо описывает Клоос, указывает на то значение, которое имеют эти признаки для выяснения кинематики процесса внедре-

ния, и очевидно, что истечение регулируется в этих случаях только формой данного тела. Во многих интрузиях (особенно согласных) положение ориентировки по отношению к тангенциальному давлению может оказаться таким, как это устанавливает Клоос, но некоторые теоретические соображения позволяют сказать, что универсального значения это правило иметь не может.

Если мы представим себе куполообразную интрузию, то с точки зрения кинематики все вертикальные радиальные сечения этого тела равноценны, и, исследуя шпирь и ориентировку в них, мы для каждого сечения получим совершенно аналогичный свод. В такой интрузии никакой закономерной связи этих признаков с направлением бокового усилия мы не увидим.

В предыдущей главе мы видели, какие трещины могут образоваться в некотором участке земной коры при определенном усилии; при известных условиях каждая трещина может стать вместилищем магматического тела, которое будет иметь форму дайки или жилы. Эксперименты Риделя (92) показывают весьма наглядно, что при вжимании пластических масс в некоторую форму удлиненные включения будут ориентированы в ней параллельно стенкам.

В интрузиях, которые приурочены к трещинам скалывания, простирающимся параллельно складчатости и падающим в любую сторону под углом  $45^\circ$ , горизонтальная проекция ориентировки будет расположена параллельно линии действующих сил. Дайки, связанные с трещинами разрыва, простирающимися по направлению давления, будут обладать ориентировкой, которая подчиняется правилу, установленному Клоосом; в них она будет перпендикулярна к линии действующих сил. Однако такие интрузии, секущие складчатость под прямым углом, встречаются, по видимому, довольно редко.

Нет необходимости дольше останавливаться на оправдании чисто кинематической оценки этих явлений — сама сущность их, как признаков истечения, указывает на возможность довольно сложных соотношений с направлением бокового давления, которое в процессе интрузии может быть равнозначно прочим реакциям.

Мы отметили выше, что в согласных интрузиях положение ориентировки по отношению к общему тектоническому усилию часто подчиняется правилу, установленному Клоосом. Однако в большинстве случаев такая ориентировка достигается не во время самого процесса внедрения, т. е. постепенного увеличения объема интрузивного тела за счет притока новых количеств магмы из материнского очага, а в несколько более позднюю стадию. После того как данная интрузия достигла в общих чертах своего окончательного объема, боковые давления приводят к значительным деформациям вмещающей геологической структуры, и пластичная магма деформируется пассивно.

В этом случае мы можем применить представление об эллипсоиде деформации, и в процессе движений, происходящих в магме теперь, ориентировка будет стремиться занять положение, почти параллельное длинной оси эллипсоида. Строго говоря, термин Клооса «растяжение» определяет ориентировку минералов, возникшую именно во время этих изменений формы магматической массы, но эта ориентировка не отличима от более ранних следов истечения. Однако нельзя строго различивать эти две стадии, и отражение общих деформаций мы найдем и в процессе внедрения. В частности понятно, что в приконтактных зонах интрузии будут запечатлены главным образом те закономерности, которые указывают на процесс внедрения, а в центральных частях будут доминировать эффекты общей деформации. Последнее обстоятельство отмечено Клоосом при изучении многих интрузий.

Таким образом, при определенных условиях ориентировка в центральных зонах интрузивного тела дает нам указание на положение длинной оси деформации. Если мы вспомним, что один и тот же эллипсоид может быть

следствием весьма различной динамики, то очевидно, что и в этих случаях можно говорить только о кинематике явлений.

Приведенные выше примеры указывают нам границы применимости тех или иных эмпирических закономерностей и на необходимость большой осторожности при интерпретации этих признаков.

Необходимо отметить, что сложность этих явлений не исчерпывается перечисленными возможностями. Мы видели, что ориентировка представляет собой результат истечения, а механизм, приводящий к параллельной ориентировке минералов, сводится к вращению их при односистемном скольжении. Таким образом, процесс этот по терминологии Зандера может быть назван ориентировкой по форме минералов (Formregelung). Работами Б. Зандера, В. Шмидта и др. установлено, что при определенных динамических условиях такие структуры могут получиться в породах, изначально не ориентированных, как результат односистемного скольжения в твердом теле. Такая вторичная структура не дает никаких указаний на механизм внедрения, по, подобно слапцеватости, является весьма важным тектоническим признаком, закономерно сопряженным с этими более поздними усилиями.

Отличие «растяжения» Клооса от структуры S-тектолитов Зандера (см. ниже) лежит не в механизме их образования, а в относительной подвижности среды, охваченной скольжением. В расплаве вращение отдельных кристаллов осуществляется весьма легко, вместе с тем скалывающее напряжение не может превзойти некоторой весьма небольшой величины; следовательно, кроме ориентировки по форме мы не увидим никаких следов деформации. При скольжении в твердой среде ориентировка по форме или по механической анизотропии кристаллов зависит только от особенностей данного минерала (кристаллической решетки), и в породах, состоящих из нескольких минералов, результирующая структура обнаруживает обе эти закономерности совместно. Критерием для отличия первичной ориентировки от вторичной являются таким образом микроскопический анализ и изучение связи этих признаков с формой интрузивного тела.

Закономерности, связывающие параллельную структуру с вызвавшими ее усилиями, многообразны, и в случае недостаточной ясности этих отношений Зандер рекомендует чисто описательное обозначение «S-структура» (S-Gefüge). При таком понимании этого термина он охватывает и явления «растяжения». Если растяжение сравнительно легко отличить от вторичной структуры, когда оно связано с движениями только в жидкой магме, то в тех случаях, когда давление «переживает» кристаллизацию, оно дает все переходы к вторичной структуре и едва ли легко отличимо от нее.

Итак, мы видим, что ориентировка, представляя собой весьма важный кинематический признак, не относится к разряду простых явлений, и применение ее для интерпретации механизма интрузии требует детального изучения. Стереотипного решения вопросов здесь быть не может.

### Трещины (тектоника твердой фазы)

В предыдущей главе мы рассмотрели достаточно подробно, какие трещины возникают в некотором теле при известном внешнем усилии. Изучение трещинной тектоники интрузивного тела имеет своей непосредственной целью решение обратной задачи, т. е. на основании установленной сетки трещин нужно выяснить кинематику соответствующей фазы деформации. Такая работа сводится к детальному полевому исследованию трещин, развитых в данном массиве, выяснению их механического значения и анализу полученных данных на основе принципов и закономерностей, о которых говорилось выше.

Методика такого исследования разработана Г. Клоосом; поэтому нам следует рассмотреть схему относительного расположения трещин, которую он приводит для изученных им гранитных интрузий, и увязать ее с нашими



теоретическими представлениями. При этом мы вместе с Клоосом будем считать, что давления, которые обусловили само внедрение магмы, продолжают действовать как во время ее кристаллизации, так и после окончательного затвердевания массива. Значение ориентировки, как тектонического признака, мы разобрали выше и были вынуждены ввести некоторые ограничения в эмпирические закономерности, установленные Клоосом. При изложении схемы трещин, которую он дает для гранитных интрузий, мы должны помнить, что горизонтальную проекцию растяжения он считает перпендикулярной к направлению основного бокового давления.

Прежде чем мы перейдем к рассмотрению трещин, нам придется остановиться на одной особенности гранита, тесно связанной с ориентировкой.

При разработке гранита как строительного камня обычно наблюдается, что не во всех направлениях он раскалывается одинаково легко. Обозначим ориентировку, или так называемое «волокно» (Faser), буквой «*F*». Оказывается, что труднее всего гранит раскалывается по плоскостям, перпендикулярным к этому волокну. Вместе с тем поверхность такого излома всегда неровная и в этом смысле до некоторой степени аналогична излому дерева поперек волокнистости. Эти плоскости Клоос обозначает буквой «*k*» (Kopfseite).

По плоскостям, проходящим через ориентировку, порода раскалывается значительно легче, и плоскости раскола получаются гладкие, часто блестящие. При этом из бесконечно большого количества плоскостей, проходящих через волокно, две имеют особое значение. Одна из них, которую Клоос обозначает буквой «*s*» (Spaltfläche), почти вертикальна и, таким образом, перпендикулярна к направлению бокового давления, другая, обозначаемая буквой «*l*» (Lager), почти горизонтальна и перпендикулярна к нагрузке.

Этими тремя плоскостями *k*, *s* и *l* определяется некоторый параллелепипед; положение таких параллелепипедов более или менее однородно во всем массиве. Эту способность гранита раскалываться особенно легко в одних и трудно в других направлениях Клоос называет «делимостью» (Teilbarkeit). «Делимость гранита является, таким образом, механическим проявлением слабой, часто скрытой ориентировки породы и была вызвана давлением, действовавшим на расплав во время затвердевания» (37). В тех случаях, когда ориентировка фиксируется недостаточно отчетливо, делимость определяет ее весьма точно, как линию пересечения плоскостей *s* и *l*.

Очень часто ограниченный этими плоскостями параллелепипед несколько наклонен к горизонту. «Этот наклон объясняется неравномерной нагрузкой во время затвердевания. Если *F* (ориентировка, волокно) дает направление минимального давления, то это направление перпендикулярно не только к боковому давлению, но и к нагрузке. Если мы представим себе, что нагрузка на одно мгновение удалена, то расплав должен был бы под воздействием бокового давления устремляться вверх. Если бы, наоборот, нагрузка была везде равномерна, то относительное расширение могло бы осуществляться только в стороны, т. е. горизонтально. Из того, что, скажем, *F* падает полого на восток, следует, что вес вышележащих толщ уменьшается по направлению с востока на запад. Это уменьшение можно себе представить, как если бы действовало равномерное наклонное давление» (37, стр. 15).

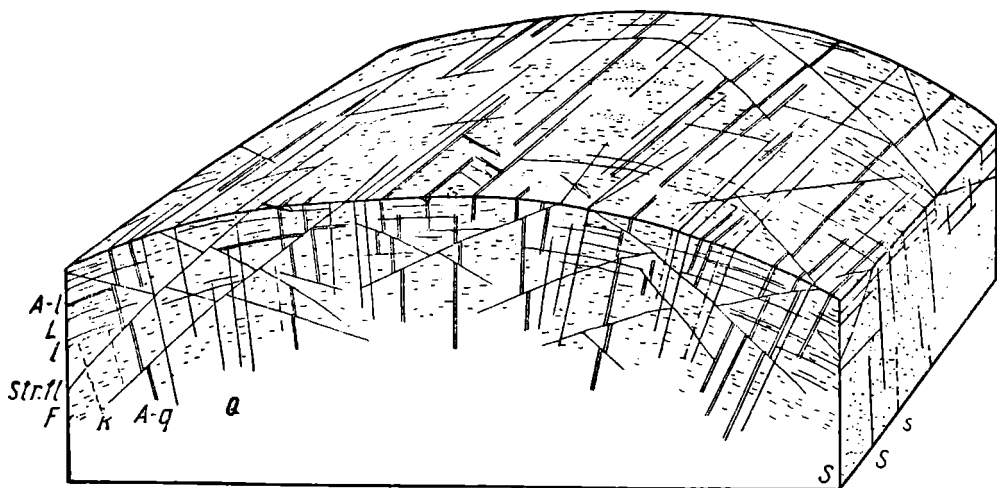
Таким образом, при общей однородности положения этого параллелепипеда (Vauquader) мы будем иметь в различных частях массива местные небольшие отклонения, зависящие от величины нагрузки.

Очевидно, что этот признак искусственной делимости может быть обнаружен главным образом в каменоломнях и в этом случае легко улавливается глазом или просто ощупыванием рукой плоскости излома. Делимость гранита имеет большое значение не только для решения научных вопросов, но и для рационального ведения добычи камня.

Теперь перейдем к рассмотрению трещин, которые наблюдаются в теле гранита. В работе Клооса (38, стр. 5—7) этот вопрос изложен настолько ясно и кратко, что мы считаем целесообразным привести этот отдел дословно:

### Трещины (фиг. 36)

«Трещины занимают нас здесь постольку, поскольку они образовались во время и непосредственно после затвердения расплава. Я мог прежде всего различить две основные группы: продольные трещины  $S$ , которые следуют волокну, ориентировке, сланцеватости, стоят перпендикулярно к давлению и поэтому остаются закрытыми, и поперечные  $Q$ , которые, простираясь сами в направлении максимального давления, не могли быть закрыты последним и поэтому легко заполняются жилами мипералов и по-



Фиг. 36. Блок-диаграмма расположения трещин и других тектонических элементов в граните Исполиновых гор (по Г. Клоосу, 41).  $Q$  — трещины по поперечным плоскостям,  $k$  — делимость по поперечным плоскостям,  $S$  — трещины по продольным плоскостям,  $s$  — делимость по продольным плоскостям,  $L$  — трещины по полого падающим плоскостям,  $l$  — делимость по полого падающим плоскостям,  $F$  — линейная параллельная структура, *Str. fl.* (*Streckflächen*) — плоскости, по которым сброшены более старые трещины и жилы,  $A$  — жилы аплита (двойные линии),  $A-l$  — жилы по  $L$ ,  $A-q$  — жилы по  $Q$ .

род. Ставился вопрос, не играет ли роль при образовании этих главных трещин сокращение объема при остывании, которому до сих пор, главным образом, приписывали образование этих трещин.

«Нет сомнения, что гранит сокращает свой объем. Однако, если он одновременно сжимается с двух сторон, то его контракционные трещины будут закрываться прежде, чем они могли открыться, кроме одного единственного направления, в котором они не подвергаются воздействию давления: это само направление максимального давления. Поэтому первичную трещиноватость гранита можно определить, как контракционную трещиноватость, в значительной мере компенсированную одновременным боковым давлением. На это я указывал уже и раньше, но отмечал, как ограничение, что значение контракции не следует оценивать слишком высоко, так как совершенно аналогичные системы трещин могут образоваться, как известно, и в негранитных складчатых горах.

«Бросается в глаза неодинаковое отношение этих двух главных систем трещин к общим главным плоскостям делимости. В большинстве случаев самые многочисленные и самые ровные трещины  $Q$  следуют самой плохой плоскости делимости, а самые плохие трещины  $S$ , напротив, как раз лучшей делимости. Следовательно, в то время как в направлении  $S$  в любое

время могут образоваться новые трещины, это не имеет места в направлении  $Q - k$ . Трещины  $Q$  представляют собой скорее единовременное, ограниченное, готовое число трещин, которые не могут образоваться этим способом второй раз.

«На причину образования трещин  $Q$  проливает свет частое нахождение на их плоскостях борозд скольжения. Таким образом, при их образовании происходило, повидимому, неравномерное движение соседних глыб, т. е. действовали скалывающие силы.

«На ряду с этими неравнозначными двумя системами трещин существуют равнозначные, которые расположены симметрично к направлению давлений. Основываясь на технических примерах, их также можно вывести из главного давления. Механическое воздействие бокового давления, как-то: брекчии трения, борозды скольжения и т. д., на этих плоскостях, расположенных косо по отношению к давлению, естественно, часто выражено сильнее, чем на плоскостях  $Q$ ».

#### Жилы

«Жилы минералов и пород доказывают, что последние были открыты, и тем самым приобретают для их тектонической интерпретации исключительное значение.

«Я старался показать, что главная масса жил простирается соответственно в направлении давления или расположена по обеим сторонам от последнего в «квадрате растяжения», который делится пополам направлением давления. Поэтому в большинстве случаев по простирацию главных жил можно непосредственно установить направление давления или движения.

«Все же это не всегда так. Скорее каждое изображение на карте должно всегда подвергаться особой проверке на месте».

#### Образование свода (Aufwölbung)

«При открытии этих трещин на ряду с непосредственным «поперечным расширением» (*Querdehnung*) во многих случаях играет очевидную роль одновременное образование свода или расширение вверх.

«Для этого положения, выведенного вначале на основании общих соображений, дают весьма ясный частный пример исследования Е. Клооса (51). Образование свода проявляется во многих тектонических признаках; непосредственно его указывает ориентировка, которая падает на востоке на восток, на западе на запад, а в середине горизонтальна. То же относится к пологим трещинам  $L$ .

«Располагаясь везде перпендикулярно к ориентировке, трещины  $Q$  расходятся поэтому веерообразно кверху, а вместе с ними тысячи первичных жил и т. д. При этом весьма важно, что прекрасно выраженная ориентировка расположена перпендикулярно к оси свода так, что направление давления совпадает с осью свода, тогда как при складчатости оно перпендикулярно к ней. Это поднятие вверх массива менее походит на поднятие антиклипала, скорее оно подобно мощной жиле, простирающейся в направлении давления. Учитывая это, следует обращать особое внимание на направление и угол падения трещин  $Q$  и  $L$ .

«Трещины в жилах заслуживают также особого внимания, так как жилы часто приурочены к плоскостям, по которым происходит движение, и в этом случае трещины могут указать направление движения. Некоторые жилы подобны моделям массивов, на которых многое отражено в миниатюре более резко».

#### Борозды скольжения

«Борозды скольжения находятся преимущественно на поперечных плоскостях и на соседних диагональных трещинах. Если эти борозды первичные, то они указывают нам горизонтальную составляющую движения, которая отвечает направлению максимального давления.

«На ряду с этими нормальными бороздами скольжения, я нашел новую их группу своеобразного характера и положения. Они обнаруживают интимную связь с ориентировкой внутри гранита тем, что горизонтальная проекция царапин при всех обстоятельствах параллельна простиранию ориентировки. Царапины имеют вне зависимости от положения плоскости во всем массиве одинаковое направление, сохраняют его и в тех местах, где ориентировка не выражена, и представляют собой, таким образом, новый, прекрасный тектонический признак».

#### Смещения

«Особое внимание уделялось смещениям, проявляющимся в пределах одной каменоломни, даже если они имеют небольшую амплитуду, ибо, будучи отнесены к известному направлению давления, они могут быть весьма важны для тектонической интерпретации целого».

«Смысл и величина смещения могут быть установлены на смещенных жилах аплита по плоскостям  $l$  на ксеполитах, шлирах и более древних зеркалах скольжения, указанных выше, причем борозды скольжения на этих новых плоскостях оказывают существенную помощь».

Приведенное описание и диаграмма Клооса (фиг. 36) дают нам ясное представление о сетке трещин, развитой в изученных им гранитах. Вместе с тем механизм образования некоторых трещин не совсем понятен. Возникновение трещин  $Q$  Клоос связывает со скальвающими силами, и действительно, некоторые признаки, которые он считает для них характерными, делают этот вывод правдоподобным. Эти трещины длинные, весьма прямолинейные и часто покрыты бороздами скольжения, которые указывают на то, что по ним происходили перемещения. С другой стороны, поверхность их часто неровная, а простирание их всегда перпендикулярно растяжению. Часто Клоос называет их трещинами разрыва (*Zugklüfte*). Здесь, очевидно, имеется некоторое недоразумение. Если исходить из того, что простирание этих трещин действительно параллельно максимальному главному напряжению, то это могут быть только трещины разрыва. Мы видели, что в этом сечении величина скальвающих напряжений равна нулю и, следовательно, по этим трещинам нельзя ожидать перемещений. При этом трещины разрыва теоретически едва ли могут быть особенно прямолинейны. Поскольку динамика явлений нам, очевидно, не дана, а мы заключаем о ней именно на основании трещин, то характер их имеет громадное значение.

Признаки, которые Клоос дает для трещин  $Q$  многих гранитов, не характерны для трещин разрыва, но именно эти трещины выражены лучше всего и являются, таким образом, одним из основных тектонических элементов. Не удивительно, что некоторые авторы (116) высказывают сомнение в том, что эти трещины параллельны линии действующих сил, а тем самым и в правильности некоторых выводов Клооса. Однако последние опираются не на одни трещины  $Q$ , а на всю совокупность тектонических признаков, которые закономерно сопряжены друг с другом. Прежде всего наблюдается весьма постоянное взаимоотношение трещин  $Q$  и трещин  $S$ . При ближайшем рассмотрении оказывается, что последние вообще не находят себе места в теоретической схеме, которую мы приводили в главе I. При этом мы видим, что Клоос связывает их с анизотропией материала — ориентировкой, достигнутой в пластичную фазу. Следовательно, эти трещины не являются непосредственным результатом деформации, а как таковые выступают только благодаря позднейшим процессам.

Ориентировку, которая обуславливает возникновение трещин  $S$ , мы рассмотрели выше довольно подробно и видели, что если она представляет собой результат истечения жидкой или пластичной магмы, то связь ее с тангенциальным усилием часто весьма сложна.

Если параллельная ориентировка минералов достигнута не в пластичную, а в твердую фазу, то обычно она образуется по плоскости максималь-

ных скалывающих напряжений. В этом случае трещины, более или менее перпендикулярные к ней, представляют собой вторую систему плоскостей скалывания.

Таким образом, может встретиться случай, когда трещины, аналогичные  $Q$  и  $S$ , отвечают двум плоскостям Мора. Аплитовые и пегматитовые жилы, приуроченные к трещинам, не могут служить доказательством того, что это трещины разрыва. В схеме Клооса фигурируют трещины Мора, и иногда в них наблюдаются жилы, следовательно, внедрение магматического материала, при известных условиях, возможно и в эти трещины; впрочем, это понятно и теоретически.

Этот краткий критический анализ схемы Клооса ни в какой мере не имеет целью опровергнуть его выводы в целом или в отдельных случаях; мы хотим лишь обратить внимание на то, что нет признаков, которые позволяют решить проблему по определенному шаблону.

Представим себе теперь случай, встречающийся достаточно часто, когда ориентировка выражена плохо. При этом делимость является признаком, выпадающим в большинстве случаев из рассмотрения, так как в естественных обнажениях ее установить трудно, а каменоломни встречаются только вблизи городов и промышленных центров. Пусть мы имеем в интрузивном теле сетку трещин, аналогичную той, которую дает Клоос, т. е. четыре системы их, представляющие собой попарно сопряженные и скрещенные между собой под прямым углом системы, причем одна пара повернута относительно другой на  $45^\circ$ . Совершенно очевидно, что если мы захотим на основании относительного положения этих вертикальных трещин решить вопрос, как были ориентированы главные напряжения, то определенный ответ окажется невозможным.

Необходимо детальное изучение трещин для установления их механического значения; только на основе правильной их классификации возможно получить при сопоставлении всех систем однозначное обоснованное решение.

Если исключить временно из рассмотрения вторичные трещины, в том числе и трещины  $S$ , то в породе под влиянием некоторого воздействия могут возникнуть только трещины Мора и трещины разрыва. Признаки, отличающие их друг от друга, и их положение по отношению к главным осям деформации и напряжения были даны выше и логически вытекают из способа их образования.

Однако иногда мы имеем, повидимому, дело не с одной фазой деформации, а по крайней мере с двумя, причем каждая из них не является необходимо плоской. Первая является продолжением процесса внедрения, характеризующегося движением магмы вверх и соответственно импульсом снизу, вторая отражает воздействие бокового давления. С другой стороны, трехосная деформация, как мы говорили, по своему эффекту подобна двум скрещенным под прямым углом плоским деформациям, и, следовательно, мы можем встретить случай, который является как бы комбинацией трех или четырех плоских деформаций. Кроме того, в природе система главных напряжений вероятно очень часто наклонена под некоторым углом к горизонту.

Совершенно очевидно, что результирующая структура, даже если игнорировать возникающие в первую фазу анизотропии и неоднородность материала, чрезвычайно сложна. Поэтому здесь никакая, хотя бы самая полная схема, не может быть общей, не может быть стандартных решений. Необходимо ясно представлять себе сущность и причины возможных видов деформаций и подходить к интерпретации, учитывая все признаки и прежде всего характер трещин и взаимное их расположение в различных частях массива. Именно поэтому мы остановились выше сравнительно подробно на некоторых главных теоретических вопросах.

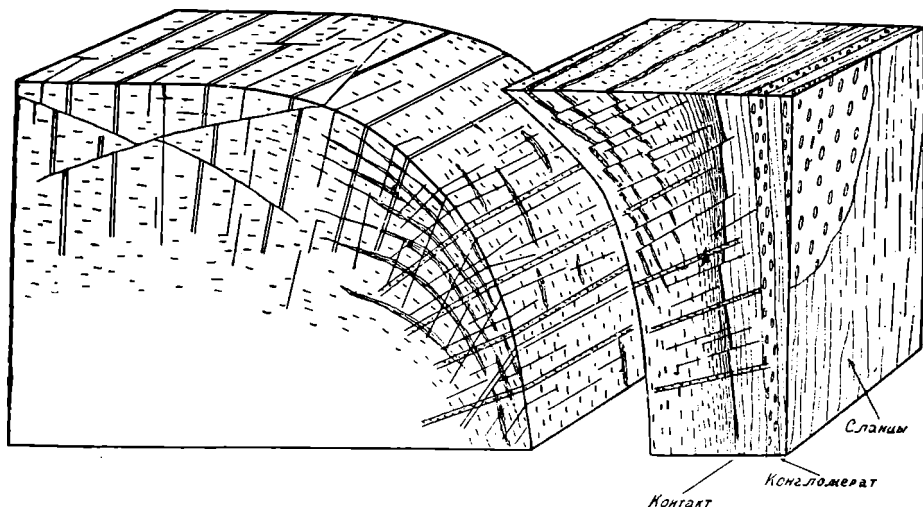
Выше мы рассмотрели кратко общую схему Клооса и старались выяснить пределы ее применимости для интерпретации динамики других

массивов. Однако, поскольку эта методика явилась результатом исследования многих гранитных интрузий, то такое краткое описание не может, конечно, заменить анализа конкретных примеров, которые он приводит.

Несмотря на то, что отвлеченно данную сетку трещин можно толковать весьма различно, в частных случаях сопоставление всех признаков приводит Клооса к весьма интересным выводам. К сожалению, мы не можем останавливаться здесь на этих отдельных работах, но одну из них мы должны рассмотреть хотя бы в самых общих чертах. В ней описана контактная зона большой гранитной интрузии в Сиерра-Невада (Сев. Америка), детально изученная Г. Клоосом и Р. Болком (42) (фиг. 37).

#### Положение плоскостей и линий истечения

В непосредственной близости от контакта плоскости истечения (шлиры) простираются параллельно контакту и падают вместе с ним круто. Линейные признаки истечения лежат в этих плоскостях и притом совпадают с ли-



Фиг. 37. Блок-диаграмма расположения тектонических элементов в граните в Сиерра-Невада (Сев. Америка) (по Г. Клоосу, 42).

нией падения; таким образом, их горизонтальная проекция перпендикулярна к контакту.

По мере удаления от контакта шлиры постепенно выполаживаются и образуют таким образом дуги, выпуклые кверху. Этот изгиб прослеживается в зоне, ширина которой достигает 2—6 км от контакта. Дальше шлиры постепенно теряют свою закономерную ориентировку. Таким образом, здесь они не образуют замкнутого свода, как в других массивах (Исполиновые горы, 41), но последний можно проследить по линиям истечения. Горизонтальная проекция их ориентирована однообразно во всем массиве, но падение становится круче к контакту.

#### Процесс истечения

Клоос расценивает эти изменения положения признаков истечения как результат задерживающего влияния контактов при поднятии магмы вверх. Очевидно, что около контакта магма течет медленнее, чем в центральных зонах массива, и изгибы шпир являются отражением растяжения, которое испытывала при этом магматическая масса.

Положение шпир определяется тем, что среднее и максимальное удлинения лежат в их плоскости, причем последнее совпадает с линией их падения, а минимальное удлинение (максимальное укорочение) перпендикулярно к ним. Необходимо отметить, что эти дуги не строго концентрические, а ступенчатые.

Чем ближе к контакту, тем отчетливее выражена параллельная ориентировка минералов и включений. Таким образом, постепенно из структуры истечения развивается гнейсовидная структура, приуроченная в данном случае к контакту. Этот «краевой гнейс» представляет собой не что иное, как кору интрузии, которая затвердела значительно раньше, но продолжала участвовать в процессе дальнейшего движения. Будучи зажата между жесткой поверхностью контакта и жидкой магмой, она была деформирована под большим давлением и при громадном внутреннем трении. Очевидно, что этот процесс движения должен был сказаться и на боковых породах. Действительно, слои осадочных пород простираются параллельно контакту и падают круто; они сильно метаморфизованы, а галька конгломератов в них вытянута сигарообразно.

#### Следы разлома

Все описанные следы истечения характерны для пластичной фазы. Однако скоро расплав превращается в породу, которая не может реагировать пластично, а ломается. Между тем, внутренние еще пластичные части продолжают двигаться дальше.

Вполне понятно, что зона, затвердевшая в первую очередь, разламывается теми же силами, которые непосредственно перед этим вызывали в ней пластичную деформацию, и возникающие разломы тесно сопряжены со следами истечения.

Мы находим здесь ясно выраженные трещины разрыва. Они расширяются и часто заполняются новым материалом из глубины и таким образом превращаются в жилы. Иногда они переходят в боковые породы, но преимущественно приурочены к области дугообразных шпир и в конечном счете генетически связаны с ними. Эти трещины падают внутрь и образуют со стенкой интрузии острый, открытый книзу, угол. Они представляют собой результат растяжения, которое возникает в силу трения поднимающейся массы о боковые стенки, и аналогичны, таким образом, краевым трещинам ледников и тем трещинам разрыва, которые выступают закономерно в пограничной зоне двух масс, перемещающихся относительно друг друга. Острый угол, образованный этими трещинами с границами, всегда открыт против направления движения той глыбы, в которой они лежат.

#### Веер трещин

Дальше от контакта эти трещины падают часто круче или сменяются более крутыми трещинами, которые образуют самостоятельную, несколько более молодую систему. Последние также становятся круче и, наконец, в центральных частях вертикальны. Таким образом, получается веерообразное расположение этих трещин. В конечном счете мы имеем в дугах, которые образует ориентировка (перпендикулярных к этому вееру трещин), продолжение шпировых дуг.

#### Другие трещины и пологая отдельность (Bankung)

Редко отсутствуют трещины, которые параллельны контакту и встречаются особенно часто вблизи от него. Кроме того, наблюдаются пологие трещины (Bankungsfugen, exfoliation joints), которые более или менее параллельны современной земной поверхности. Они отслаивают иногда очень мощные плиты и представляют собой результат воздействия поверхностных агентов — одну из стадий разрушения данного тела.

#### Плоскости растяжения (Streckflächen, "planes of stretching)

Это громадные плоскости, обычно покрытые многочисленными бороздами скольжения, параллельными растяжению. Они расположены под острым углом к волокну (ориентировке свода), следовательно, падают положе, чем волокно.

Растяжение по этим плоскостям осуществляется смещением всякого бока вниз. Следовательно, они представляют собой нормальные, но весьма пологие сбросы. В больших интрузиях они приурочены главным образом к краевой зоне. В данном массиве они не встречены.

#### **«Краевые надвиги» (Randaufschiebungen, marginal thrusts)**

Вокруг массива протягивается зона трещин, по которым гранитные глыбы смещены полого вверх по направлению к боковым породам. Эти плоскости ровные, наклонены внутрь массива и очень редко выполнены жилами. Почти без исключения они покрыты царапинами и параллельными бороздами, которые вызваны скольжением и указывают его направление. По ним происходит почти всегда смещение верхней части полого вверх, от центра массива к периферии. Амплитуда перемещения не велика и не превосходит нескольких дециметров. Эффект этих «надвигов» сводится к тому, что верхняя кора интрузии делается выше и тоньше, следовательно, они представляют собой продолжение процесса растяжения, проявившегося в пластичной фазе в шпировых дугах, в растяжении и других признаках. Зона «краевых надвигов» приурочена к краевой слабцеватости, иногда они пересекают и контакт. Это явление свидетельствует о том, что импульс снизу и движение вверх продолжают и тогда, когда верхние и краевые зоны интрузии уже затвердели.

#### **Относительный возраст признаков истечения и разлома**

Следы истечения, очевидно, старше, чем разломы; однако встречаются и исключения. Возможно, что один и тот же материал, как при технических экспериментах с варом, дает разломы или течет, смотря по тому, с какой скоростью производится деформация. Определенная последовательность этих признаков с этими оговорками может быть указана только для ограниченной области; у контактов массива те же явления происходят, очевидно, значительно раньше, чем в середине.

В общем эта возрастная последовательность такова: 1) нормальные шпирь с параллельной ориентировкой минералов; 2) жильные шпирь; 3) трещины и разломы (краевые), выполненные гранитом, аплитом и т. п.; 4) крутые трещины, особенно принадлежащие к веерообразной системе; 5) краевые надвиги.

Таким образом, интрузия запечатлевает последовательные следы своих движений. Последние регулируются, с одной стороны, внедрением (Auftrieb) и тектоническими силами в более узком смысле, с другой — процессом кристаллизации. Возникающие формы зависят в общем от того, как долго общее движение продолжается и после затвердения; в этом выражается некоторое отношение между термическим и динамическим режимом интрузии. Кроме того, намечается отношение между динамическим и химическим ее развитием. Минерализация трещин и смещений выражает химическое состояние интрузивного материала в момент образования этих признаков, точнее — трещина дает нижнюю динамическую возрастную границу ее химического заполнения.

---

<sup>5</sup> Чтобы закончить рассмотрение сетки трещин, мы должны коснуться еще так называемой, пологой пластовой отдельности (Bankung). По вопросу о возникновении этой отдельности, разделяющей тело гранита на плиты, ограниченные более или менее параллельными плоскостями, существует довольно большая литература. Вопрос этот решается различными авторами различно; кроме того, следует, повидимому, отличать несколько типов такой отдельности, обязанных своим возникновением различным процессам.

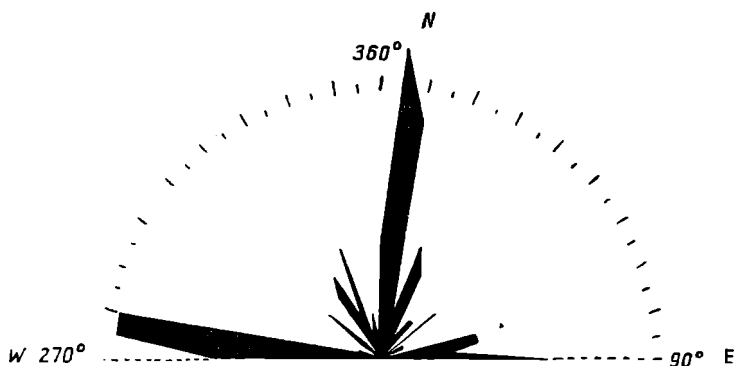
Сводку существующих гипотез и их критическую оценку мы находим в прекрасной работе Е. Лджунгера (81).



Перечислим кратко эти гипотезы. Причинами возникновения этих трещин могут быть: 1) сокращение объема во время кристаллизации и последующего остывания, 2) влияние орогенического давления, 3) влияние нагрузки, 4) комбинированный эффект вторичных процессов и первичных плоскостей механической анизотропии, 5) колебания температуры воздуха и инсоляция, 6) химическое выветривание, 7) эффект упругого расширения при удалении нагрузки (Entlastung).

В результате теоретического анализа этих гипотез и на основании собственных наблюдений Лджунгнер считает случаи 3, 4 и 6 маловероятными. Положительно отделившись в изученных им гранитах он разделяет по характерным особенностям этих плоскостей и плит на несколько типов и причины их образования относит к процессам, сводящимся в общем к сущности гипотез 1, 2, 5 и 7.

Отметим, что по своему типу трещины, возникающие при процессах 1, 5 и 7, являются трещинами разрыва, а гипотеза 2 предполагает скалывание. Следовательно, изучение характера трещин позволяет выделить непосредственно те, которые являются результатом орогенических движений,



Фиг. 38. Роза трещин.

и остается решить вопрос, какими процессами вызвано образование трещин разрыва. Среди остающихся трех типов гипотеза 1 предполагает первичное их образование, т. е. в них могут встретиться, скажем, пегматитовые жилы, а трещины типа 5, очевидно, весьма точно отражают рельеф местности.

Таким образом, на основании целого ряда признаков генезис данной трещины во многих случаях можно выяснить достоверно, но необходимо помнить, что все эти процессы независимы друг от друга, и следовательно, в одном массиве могут встретиться трещины различного происхождения.

Мы видели, что трещины, как тектоический элемент, весьма важны, но вместе с тем очевидно, что все заключения должны базироваться на большом количестве измерений, которые давали бы возможность правильно оценить относительное значение отдельных систем и установить их среднее простирание. Такая оценка может быть произведена путем арифметических вычислений, но значительно нагляднее и удобнее графическое их изображение. В случае желанния получить большую точность, построение диаграмм, конечно, не устраняет необходимости вычисления средних данных арифметическим путем, но сопоставление трещин отдельных участков значительно облегчается, если для них имеются диаграммы.

Способов построения диаграмм существует несколько, но мы отметим лишь два из них, дающих наиболее отчетливую картину.

Способ построения этой диаграммы чрезвычайно прост. От некоторого центра проводят радиусы через каждые  $5^\circ$  и на них в произвольном (одинаковом для данной диаграммы) масштабе откладывают от центра количество трещин данного простирания. Если соединить полученные точки прямыми линиями, то получается довольно отчетливая диаграмма. Точность  $5^\circ$  можно считать достаточной при обычной работе, поскольку точность измерения простирания горным компасом не превышает  $1-2^\circ$ . Более широкие пределы, т. е. нанесение на радиусах, проведенных через каждые  $10^\circ$ , рекомендуются, ибо при этом точность значительно уменьшается, и, кроме того, все данные, имеющие последней цифрой 5, можно отнести совершенно произвольно к тому или иному радиусу. При радиусах, проведенных через  $5^\circ$ , этот элемент произвола устраняется, поскольку отсчет по компасу дает только целые числа, и, соответственно, числа, имеющие последней цифрой 2 или 3, автоматически падают на различные смежные линии.

Такое построение можно провести для количества трещин, для их длины, для угла падения, но эта диаграмма отчетливо отражает только одну величину, скажем только азимут простирания, но на ней нельзя одновременно изобразить и углы падения. Таким образом, если мы имеем исключительно вертикальные трещины, то эта диаграмма вполне удовлетворительна, но если наряду с ними есть и полого падающие, то их трудно изобразить на этой диаграмме.

Этот недостаток «розы трещин» заставляет предпочесть ей во многих случаях круговую диаграмму В. Шмидта (111). Последняя была введена им для изображения данных структурного анализа, но вполне применима и для нанесения трещин (полюсов трещин).

Способ построения сетки В. Шмидта и круговой диаграммы будет дан в главе III.

---

### ГЛАВА III

## СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

### 1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРЕДМЕТА

Основной предпосылкой структурного анализа является предположение, высказанное Б. Зандером еще в 1911 г. (96), о том, что во время деформации в породах происходят дифференциальные движения компонентов и что деформация породы в целом является суммарным результатом этих движений. Породы, характер которых является следствием такого процесса, он назвал «тектонитами» в отличие от тех пород, при образовании которых не происходило дифференциальных движений.

В этом понимании к тектонитам должно быть отнесено большинство метаморфических пород, в частности все динамометаморфизованные, а также гнейсы и изверженные породы, обладающие флюидалной структурой. Последние Зандер называет «тектонитами расплава» (Schmelztektonite) и причисляет к ним также и те породы, которые хотя и не были никогда расплавами, но деформированы при таких условиях (например в глубоких горизонтах земной коры при высокой температуре), которые стирают различия между породами магматического и не-магматического происхождения.

Среди петектоцитов можно различать две группы пород:

1) породы, представляющие собой продукты отложения из движущейся среды (воздуха, воды или магмы), в которых наблюдается ориентировка составных частей, аналогичная ориентировке в тектонитах;

2) породы, в которых такой ориентировки не наблюдается, как, например, породы химического или органогенного происхождения, или отложенные из неподвижной среды, а также метаморфические породы, которые были изменены при статической обстановке.

При дальнейшем изучении этих вопросов Зандер и его ученики выяснили, что признаки дифференциальных движений в тектонитах могут быть установлены, и анализ их проливает свет на характер деформации и способ возникновения этих пород.

Правда, и раньше было известно, что многие метаморфические породы характеризуются параллельным расположением пластинчатых и столбчатых минералов; в частности Лизс и многие другие полагают, что сланцеватость является следствием такой ориентировки. Но в тех случаях, когда такой ориентировки в породе не было из-за отсутствия слюды и других резко гетерометричных минералов, порода считалась неориентированной.

Применение специальной методики изучения, выработанной Б. Зандером и В. Шмидтом, показало, что и такие породы, как кварцит или мрамор, состоящие из изометричных зерен, часто обладают весьма резкой ориентировкой, проявляющейся в закономерном расположении определенных кристаллографических элементов отдельных зерен. Такая ориентировка не может быть установлена обычными способами петрографического исследования, но в то же время может привести например к различию в прочно-

сти мрамора при раздавливании, достигающему 400 кг на см<sup>2</sup> (74), в зависимости от того, как было приложено сжимающее усилие — параллельно или перпендикулярно к плоскости параллельной ориентировки кальцитовых зерен.

При дальнейших исследованиях было установлено, что характер ориентировки в большинстве пород находится в совершенно определенной зависимости от некоторых пространственных векторов, причем зависимость эта выражается прежде всего в том, что ориентировка симметрична по отношению к векторам, определившим общую структуру породы. Такими векторами могут быть: направление потока — для осадков, выпавших из водной среды, движения магмы — для флюидальных изверженных пород, направление тектонического движения — при складчатости.

Для пород, образовавшихся *in situ*, контролирующим вектором является направление облегченного роста (*Wegsamkeit*). Составные части породы, расположение которых определяется этими векторами, обнаруживают определенную ориентировку либо по форме зерен, либо по кристаллографическому строению (например ориентировка оптических осей кварца), либо показывают сочетание обоих типов ориентировки.

Изучение ориентированных структур горных пород в связи с их генезисом Зандер называет «структурным анализом» (*Gefügeanalyse*). Термин структура (*Gefüge*) следует понимать в данном случае в несколько расширенном смысле, так как кроме внешней формы и расположения компонентов учитывается также и характер ориентировки кристаллографических элементов, который не может быть подмечен при обычных методах петрографического исследования пород.

Методика структурного анализа была выработана при изучении деформированных пород, и эту новую область изучения закономерной связи ориентированной микроструктуры деформированных пород с их тектонической историей Зандер называет «петротектоной». В настоящее время область применения этой методики не ограничивается анализом динамометаморфизованных пород, но может оказать большую помощь также при изучении пород осадочных и изверженных.

В соответствии с поставленной задачей — освещения новых методов анализа геологических структур — мы ниже ограничимся рассмотрением только тех вопросов, которые относятся к области петротектоники.

Книга Зандера «*Gefügekunde der Gesteine*» (103), в которой с исчерпывающей полнотой изложены как теоретические основы методики структурного анализа, так и сама методика, делится на две части. В первой части приводится теоретический анализ сущности и основных закономерностей деформации и рассматривается ряд вопросов, связанных с анализом геологических структур и, в частности, микроструктуры деформированных горных пород. Во второй части изложена методика структурного анализа и приведены многочисленные примеры, подтверждающие теоретические выводы первой части.

Целый ряд теоретических представлений, на которых основана методика структурного анализа, был изложен мною в главе I, но и в этой главе нам придется рассмотреть некоторые теоретические вопросы, имеющие непосредственное к ней отношение.

## 2. ИЗУЧЕНИЕ И ИЗОБРАЖЕНИЕ МИКРОСТРУКТУРЫ

Имея в виду детальное изучение структуры с применением методики микроструктурного анализа по Б. Зандеру, необходимо прежде всего изучить макроструктуру, т. е. установить положение в пространстве всех структурных элементов — плоскостей (поверхностей) и линий, которые удастся подметить в данном обнажении.

Изучение микроструктуры производится на ориентированных шлифах; очевидно, что образцы, из которых предполагается изготовить такие шлифы,

должны быть также ориентированы, т. е. положение их относительно географических координат необходимо фиксировать путем соответствующих обозначений. Следует стремиться также к тому, чтобы образцы были по возможности просто ориентированы по отношению к установленным или предполагаемым координатам макроструктуры  $a$ ,  $b$ ,  $c$  [в обозначении Зандера ( $ab$ ) — главная плоскость структуры, ( $ac$ ) — плоскость симметрии,  $c$  — перпендикуляр к ( $ab$ ), ( $B$ ) — главная ось; см. ниже].

Для взятия ориентированного образца выбирается блок породы, ограниченный какой-либо плоскостью (желательно одной из главных плоскостей), и на этой плоскости (лучше наклеить раньше кусочек лейкопласта) химическим карандашом наносится простираение (длинная стрелка) и падение (короткая стрелка). Эти данные записываются, причем полезно заметить также направление нормали к данной плоскости (вверх или вниз), и образец отбивается.

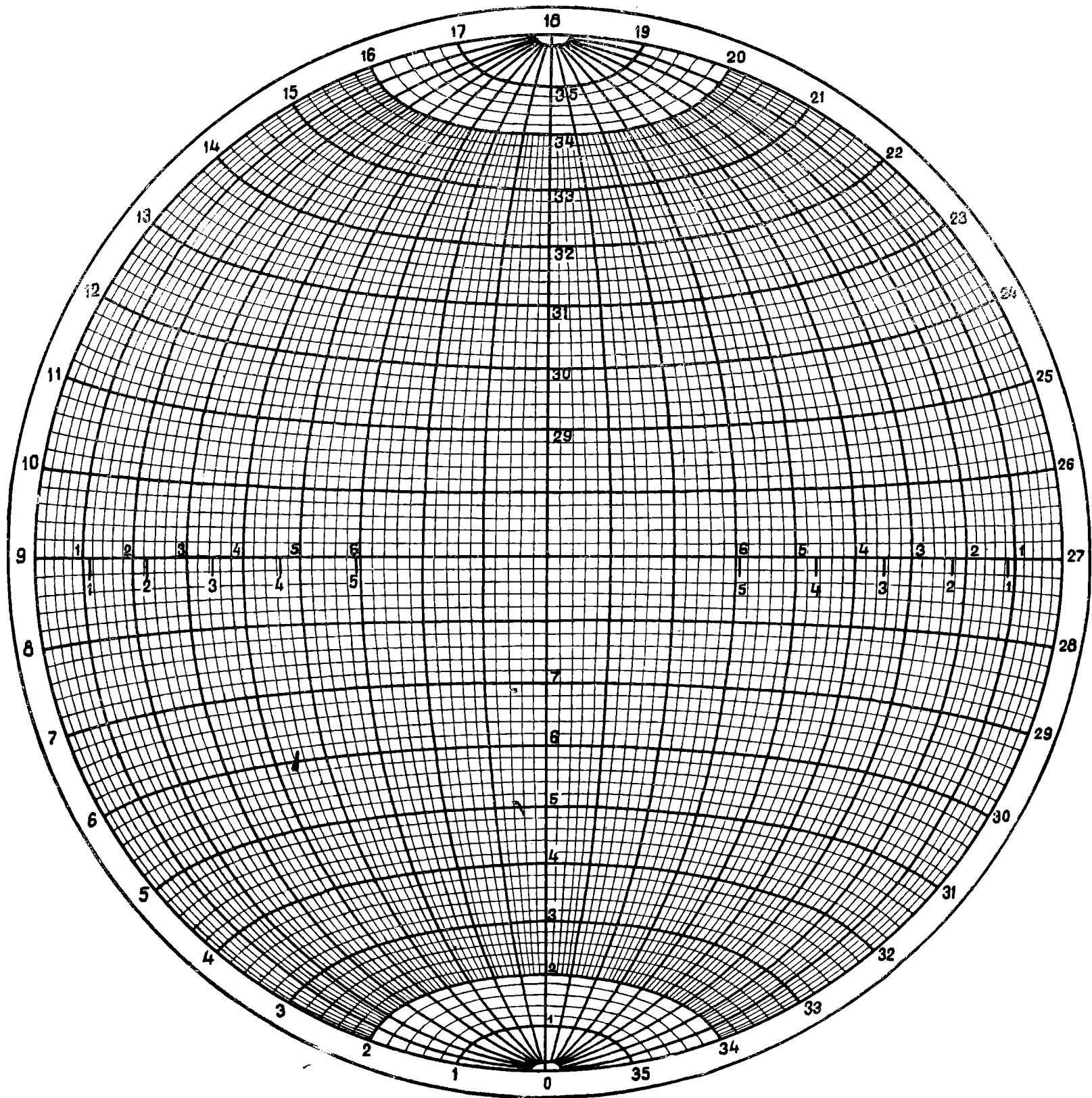
Для изготовления ориентированных шлифов из образца выпиливаются три взаимно перпендикулярных пластинки или пришлифовываются три плоскости и отбиваются осколки; из этих осколков или пластинок готовятся шлифы. При изготовлении шлифов нужно учитывать, какой стороной приклеена пластинка, т. е. как направлена нормаль к плоскости шлифа, а на предметном стекле должны быть проведены стрелки, определяющие ориентировку шлифа по отношению к образцу, а следовательно, и по отношению к координатам макроструктуры. Успех работы зависит в значительной мере от точности ориентировки шлифов, поэтому необходимо следить за тем, чтобы во время последующей обработки пластинка не повернулась. Канадский бальзам должен быть достаточно твердым; иногда можно оставить шлиф не покрытым, так как особенно легко сбить ориентировку при наклеивке покровного стекла твердым бальзамом, а мягкий бальзам может привести к расползанию шлифа во время работы.

Определение ориентировки зерен в породе производится в настоящее время оптическим методом — на федоровском столике или рентгеновским — получением текстур-диаграмм. Пластинки для рентгеновского анализа готовятся таким же способом, и после съемки из них же могут быть сделаны петрографические шлифы. Рентгеновский метод имеет по сравнению с оптическим значительные преимущества, но требует наличия соответствующей установки и пока еще мало распространен.

Оптический метод с применением федоровского столика был выработан В. Шмидтом в 1925 г. (111); до этого Б. Зандер и его ученики пользовались приблизительным определением положения оптических индикатрис в различных зернах с помощью компенсатора. В настоящее время этот метод сохранил значение вспомогательного, позволяющего быстро оценить приблизительно степень ориентировки зерен в данном шлифе.

Изучение ориентированных шлифов на федоровском столике имеет целью установление закономерностей ориентировки зерен данного минерала в породе. В зависимости от характера деформации, состояния вещества и внешних условий ориентировка эта может проявляться в закономерном расположении тех или иных элементов кристаллической решетки зерен или их внешней формы. Соответственно, измерению и нанесению на стереографическую сетку подлежат полюсы определенных кристаллографических плоскостей и проекции точек пересечения со сферой прямых (оптических осей). Сложность механизма ориентировки позволяет предвидеть, что закономерности, возникающие при этом, могут быть только статистическими; отсюда вытекает необходимость измерения большого количества зерен.

Федоровский столик, специально сконструированный фирмой Лейп для структурного анализа, снабжен салазками, позволяющими передвигать шлиф, не нарушая его исходной ориентировки (т. е. параллельно его двум сторонам); тем самым значительно облегчается и ускоряется процесс измерения последовательно одного зерна за другим во всем шлифе. Весьма удобным является также специальный зажим на столике новой модели микроскопа

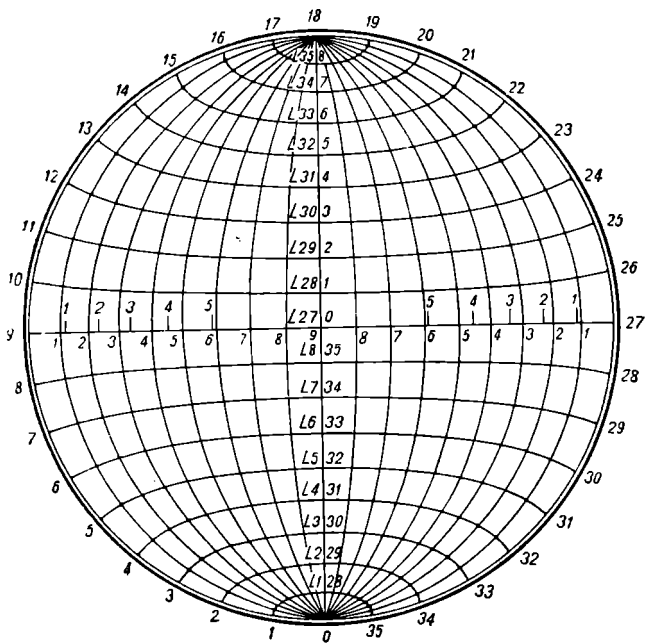


Сетка В. Шмидта для нанесения данных структурного анализа.

Лейца, который позволяет поворачивать весь столик на  $45^\circ$  и возвращать его обратно, не следя за делениями.

Сетка В. Шмидта (фиг. 39), служащая для нанесения данных измерений, подобна сетке Вульфа, но отличается от нее способом построения, а соответственно и линейными расстояниями между меридианами и широтами. В сетке Вульфа длина отрезка от центра до пересечения с некоторым меридианом вычисляется по формуле  $r=2a \operatorname{tg} \frac{\alpha}{2}$ , для сетки Шмидта длина этого отрезка равна  $r=2a \sin \frac{\alpha}{2}$ . Для обычной сетки с диаметром 20 см  $a=7.07$  см.

Как известно, сетка Вульфа сильно искажает площади различных участков сферы, но передает сравнительно правильно величины углов; сетка Шмидта отражает достаточно верно площадные величины за счет некоторого искажения углов. Применение такой сетки необходимо для статистической обработки данных измерений по способу В. Шмидта, так как при этом важно, чтобы площади на соответствующей сфере были верно отражены на круге проекций. Способ нанесения данных на эту сетку ничем не отличается от такового для сетки Вульфа. Обычно при нанесении данных на сетку Вульфа мы рассматриваем ее как проекцию верхней полусферы, Зандер при нанесении данных структурного анализа на сетку В. Шмидта рассматривает ее как проекцию нижней полусферы. Очевидно, что при работе с минералами, обладающими очень сильным двупреломлением, при нанесении данных на



Фиг. 39. Сетка В. Шмидта для нанесения данных структурного анализа (по Б. Зандеру, 103).

сетку иногда необходимо вводить поправки, так как верхний сегмент можно выбрать близким только к одному из главных показателей преломления, но во время работы его менять нельзя.

При определении положения оптической оси она часто не может быть приведена к совпадению с осью микроскопа, и тогда приходится определять ее как полюс оптического экватора, т. е. кругового сечения индикатрисы. Такое косвенное определение следует даже предпочесть непосредственному, так как оптический экватор устанавливается обычно точнее, чем оптическая ось. Однако при работе с кальцитом, выбрав сегмент с показателем 1.648, мы очевидно должны ввести поправку в измерения при установке оптического экватора. Для удобства нанесения в этом случае отсчетов, требующих введения поправок, на горизонтальном диаметре сетки нанесены деления, отвечающие исправленным углам.

В результате измерения большого количества зерен в шлифе и нанесения полученных данных на сетку (на прозрачную бумагу, наклеенную на сетку) последняя покрывается точками, распределенными, как правило, неравномерно по площади круга.

Если ориентировка зерен в породе весьма совершенная, то такая точечная диаграмма даст достаточно ясное представление об основных закономерностях структуры и даже позволяет подметить такие детали, которые могут быть затупшеваны при дальнейшем упрощении диаграммы. Она удобна также тогда, когда количество измерений сравнительно невелико. Однако в большинстве случаев такая точечная диаграмма недостаточно наглядна, и поэтому ее подвергают дальнейшей обработке — вычислению.

Снятая с сетки калька накладывается на сантиметровую сетку или на миллиметровую бумагу и вычисляется плотность точек (полосов плоскостей или выходов оптических осей) по всей площади круга. Для этого служит небольшой кружок, вырезанный в бумаге или в целлулоидной пластинке, площадь которого равна 1% площади сетки. Кружок этот накладывается на точечную диаграмму так, чтобы центр его совпадал с узлом сантиметровой сетки; все точки, лежащие в пределах этого кружка, подсчитываются, и полученное число пишется в центре кружка около этого узла сантиметровой сетки.

Такой подсчет количества точек производится последовательно для всех узлов сантиметровой сетки, лежащих в пределах основного круга диаграммы. В результате вся площадь круга покрывается цифрами. Если теперь эти числа мы разделим на общее количество всех точек и умножим на 100, то новые числа будут выражать в процентах количества точек, приходящиеся на 1% площади круга, т. е. дадут представление о плотности точек в различных местах. Остается соединить линиями точки одинаковой плотности, и мы получим весьма удобную и наглядную диаграмму.

В зависимости от желаемой точности эти изолинии плотностей можно проводить так, чтобы они ограничивали поля, в которых плотность точек отличается на 0.5%, 1% или больше, а важные максимумы и минимумы можно оттенять дополнительно соответствующими обозначениями (зачерпением максимумов или штриховкой).

Совершенно очевидно, что вычисление можно производить не только кружком, равным 1% площади, но и другими, равными 0.5%, 2%, 3% и больше.

При диаметре сетки, равном 20 см, кружки эти будут иметь соответственно диаметры:

|                 |          |
|-----------------|----------|
| 0.5 % . . . . . | 0.707 см |
| 1 % . . . . .   | 1 »      |
| 2 % . . . . .   | 1.414 »  |
| 3 % . . . . .   | 1.732 »  |

Очевидно, что числа, полученные при подсчете кружком, не равным 1%, необходимо разделить на индекс кружка. Подсчет маленьким кружком целесообразно производить в местах большой плотности точек, когда желательно отразить детали; в местах малой плотности следует предпочесть большой кружок, чтобы уменьшить значение случайных точек. Также понятно, что подсчет можно производить не только в узлах сантиметровой сетки, но сколь угодно детализировать вычисление в отдельных местах. Следует отметить, что точки, падающие на линию круга (например оптические оси, лежащие в плоскости шлифа), могут быть нанесены в двух местах на концах одного диаметра; наносить нужно только одну из этих точек. При вычислении периферии круга нужно помнить, что он представляет собою проекцию сферы, и соответственно на концах одного диаметра плотности должны быть одинаковы.

Если подсчет производится в точке, расположенной на внешнем круге сетки, то очевидно, что при наложении кружка, служащего для подсчета, половина его выходит за пределы сетки. Поэтому необходимо наложить кружок также на соответствующую точку на противоположном конце того же диаметра и данные подсчета в обеих точках сложить. Подобным образом поступают во всех тех случаях, когда при подсчете числа точек часть кружка, служащего для подсчета, выходит за пределы сетки.



Изучение ориентировки зерен одного минерала в шлифах нельзя сводить к механическому измерению оптических осей или других элементов во всех зернах без всякого выбора. Зерна в шлифе редко бывают совершенно одинаковы, и значение в структуре зерен разной величины или формы, а также зерен самостоятельных и представляющих собой включения в других минералах, может быть совершенно различное. Поэтому при измерении различные типы зерен следует наносить на разные сетки или, нанеся на одну сетку, выделять их путем особых обозначений. Сопоставление ориентировки различных зерен позволяет нередко расшифровать важные закономерности структуры; если же измерять все зерна механически, то в результате можно получить диаграмму, которую расшифровать уже не удастся.

Нельзя также игнорировать небольшие различия отдельных диаграмм и вообще рассматривать подчиненные максимумы (Untermaxima) как случайные явления. Опыт показывает, что даже небольшие максимумы и минимумы представляют собой закономерные элементы структуры. Только при очень совершенной ориентировке или при большом опыте можно пытаться вывести основные закономерности структуры на основании небольшого числа измерений; обычно, в соответствии со статистическим характером этих закономерностей, они отчетливо проявляются только при измерении большого количества зерен, порядка нескольких сотен.

В тех случаях, когда в обнажении не удастся установить координаты макроструктуры и в образце не видно также никаких элементов симметрии, шлиф может представлять собою совершенно случайную плоскость. Если вместе с тем анализ микроструктуры покажет наличие отчетливой симметрии, то в общем случае элементы последней будут расположены на диаграмме косо. Сопоставление такой диаграммы с другими представляет известные трудности, поэтому прибегают к приведению диаграммы в нужное положение посредством поворота ее на соответствующий угол.

Поворот этот (konstruktive Rotation) осуществляется перемещением соответствующих максимумов по меридианам или параллелям на один и тот же угол. Возможность и способ такого поворота вполне очевидны из того, что диаграмма представляет собою проекцию полусферы. Таким поворотом приходится пользоваться и при сопоставлении диаграмм трех взаимно перпендикулярных шлифов, которые обычно изготавливаются из одного образца, а также при решении многих других вопросов.

### 3. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДИАГРАММ ОРИЕНТИРОВКИ

Диаграммы, полученные в результате структурно-аналитического изучения, обнаруживают прежде всего отсутствие или наличие закономерной ориентировки соответствующих кристаллографических элементов данного минерала в породе. В породе не ориентированной различие в плотности точек, отвечающих положению этих элементов (например оптических осей кварца), в различных местах диаграммы не велико и не обнаруживает какой-либо видимой закономерности (фиг. 40).

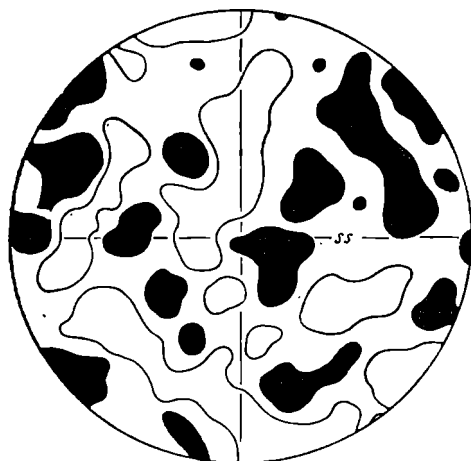
В породе ориентированной степень ориентировки, т. е. концентрации точек на диаграмме, может быть весьма различной: от таких случаев, когда почти все точки сконцентрированы в одном сравнительно небольшом поле [например, все оптические оси кварцевых зерен расположены почти параллельно друг другу (фиг. 53)], до таких, когда наличие закономерного их расположения выражено весьма слабо.

Замечательной особенностью диаграмм ориентированных пород является наличие в них обычно ясно выраженной симметрии рисунка, соответствующей симметрии того движения, которое привело к возникновению ориентировки. Симметрия диаграммы определяется числом плоскостей симметрии, проявляющихся в этом рисунке. Примерами симметрии эллипсоида вращения, ромбической, моноклиной и триклинной могут быть соответственно диаграммы: фиг. 53, 87, 57, 78.

Другим замечательным свойством диаграмм ориентировки является наличие в их рисунке характерных особенностей, которые могут быть приведены в соответствие с характером движения при деформации. Тектониты дают диаграмму, совершенно отличную от диаграмм не тектонитов, а среди тектонитов можно выделить в свою очередь два основных типа, так называемые *S*-тектониты и *B*-тектониты. *S*-тектониты характеризуются концентрацией максимумов вокруг некоторых точек диаграммы (фиг. 56, 57); *B*-тектониты — расположением максимумов в виде определенного пояса (фиг. 69).

Ориентировку тектонитов Зацдер считает результатом дифференциального движения в процессе так называемого «тектонического истечения».

Чтобы понять механизм ориентировки тектонитов, мы должны прежде рассмотреть сущность и симметрию этого процесса тектонического истечения, имея в виду, что во время деформации породы подвергаются глубоким внутренним изменениям, часто совершенно меняющим не только их внешнюю форму, но и внутреннюю структуру.



Фиг. 40. Известняк, перемятый с песчаником; шлиф перпендикулярно к *s*; 290 оптических осей кварца; > 2—1—0. Ориентировка отсутствует.

свойств изменяются также и почти все остальные свойства; по существу это тело постепенно превращается в другое.

Все изменения, происходящие в некотором теле в результате механической деформации, сводятся к перемещениям реальных или мысленно выделенных частиц. Эти движения можно разделить на две группы:

1. Дифференциальные движения, являющиеся непосредственным результатом деформации (перемещаются зерна и группы зерен). Такие движения могут привести не только к изменению механических свойств данного тела, но также и других физических и химических свойств, причем изменения эти могут быть обратимыми, т. е. прежние свойства восстанавливаются после прекращения деформации, или необратимыми. Изменения, обусловленные такими движениями, можно назвать непосредственными или изменениями первого рода.

2. Движения, являющиеся косвенным результатом деформации (перемещаются атомы и группы атомов по законам диффузии, растворения и кристаллизации, химических реакций, разностей температур и т. д.). Эти движения приводят также к изменению физических и химических свойств и притом изменения эти необратимы. Их можно назвать изменениями косвенными или изменениями второго рода. Они также представляют собой анизотропии, векторы которых связаны косвенно с ориентировкой породы (связь эта проявляется особенно отчетливо в их симметрии). Примерами могут служить паракристаллизационно (т. е. во время кристалли-

#### 4. ДЕФОРМАЦИЯ И ИЗМЕНЕНИЕ ПОРОД

При лабораторных опытах, имеющих целью выяснить закономерности изменения какого-либо свойства данного тела в процессе деформации, нередко принимают, что все другие свойства его остаются постоянными.

Даже при лабораторных экспериментах также предположение нельзя считать правильным, а при изучении деформации геологических тел мы можем сказать, что наряду с изменением механических

зации) и докристаллизационно (т. е. до окончания кристаллизации) деформированные породы.

Таким изменениям сильно способствует длительность тектонических деформаций; при кратковременных лабораторных опытах они не играют большой роли. Кроме того, эти изменения не ограничены во времени процессом самой деформации, а могут происходить и после окончания последней. При этом они подчинены основным закономерностям (симметрии) деформации и обусловленной ею ориентировки.

В процессе деформации дифференциальные механические движения и молекулярные перегруппировки могут многократно сменять друг друга, и комбинированный эффект их приводит к глубокому изменению породы.

Под микроскопом сравнительно легко отличить структуры пород, в которых кристаллизация продолжалась после окончания дифференциальных движений (докристаллизационная деформация), от таких, в которых деформация происходила после кристаллизации (послекристаллизационная деформация). Промежуточный тип, когда деформация происходила одновременно с кристаллизацией (паракристаллизационная деформация или синтетектоническая кристаллизация), часто весьма трудно или даже невозможно отличить от случаев докристаллизационной деформации.

Взаимоотношения между деформацией и кристаллизацией проявляются лучше всего в шлифах, параллельных плоскости деформации макроструктуры, т. е. перпендикулярных простиранию, и на микералах, легко реагирующих на внешние механические воздействия. Особенно отчетливо эти соотношения выражены во внутренних частях дуги микроскопических складок.

### Докристаллизационная деформация

Если как на внутренней, так и на внешней стороне складки кристаллы слюды не деформированы и образуют полигональную дугу, то кристаллизация происходила очевидно после деформации. Кристаллы слюды оконтуривают складку и отображают те движения, в результате которых возникла складка, но на них самих напряжения не отразились.

Структура, в которой минералы расположены параллельно плоскости сланцеватости, но не обнаруживают следов деформации, получила название кристаллизационной сланцеватости. Происхождение ее связывали с принципом Рикке, полагая, что если система, находящаяся в равновесии при определенном гидростатическом давлении и температуре, подвергается ориентированному давлению, то фаза, находящаяся под давлением, в конце концов исчезает.

Такое объяснение изменения формы некоторого минерала в породе является неправильным приложением принципа Рикке. Минерал в породе может подвергнуться такому напряжению, что перейдет в жидкую фазу и затем по законам термодинамики он может появиться вновь в виде твердой фазы в том месте, где напряжение отсутствует. Например, растворенное вещество большого кристалла, находящегося под давлением, может появиться вновь в виде многочисленных мелких кристаллов, расположенных в «тени давления» большого кристалла, но растворения на одной грани и перерождения вещества на другой грани произойти не может, так как весь кристалл, как целое, находится в напряженном состоянии (напряжения не приурочены к отдельным поверхностям).

Таким образом, хотя, согласно принципу Рикке, может произойти уравнение величины зерен в породе, но изменение формы отдельных зерен не может быть обусловлено этим процессом.

Согласно Запдеру кристаллизационная сланцеватость есть результат отражения посредством кристаллизации (*Abbildungskristallisation*) той структуры, которая возникла раньше в результате деформации. Такая «миметическая» кристаллизация не связана непосредственно с векторами деформации, а определяется только анизотропией ранее возникшей струк-

туры. Эта анизотропия контролирует движение растворов, которые привели к росту кристаллов, результатом чего является ориентировка роста новых кристаллов, располагающихся (растущих) длинными осями в направлении облегченного роста.

Другим указанием на послетектоническую кристаллизацию является структура включений, при которой порфиробласты более поздней фазы кристаллизации сохраняют следы более древней плоскопараллельной структуры.

### **Паракристаллизационная деформация**

Если на внутренней стороне дуги складки слюда представлена правильными недеформированными кристаллами, а на внешней стороне изогнута, то это может служить указанием на паракристаллизационную деформацию, т. е. мы можем сказать, что деформация и кристаллизация протекали одновременно. Деформация слюды посредством скольжения с изгибом на внешней стороне складки создавала внутри дуги область, защищенную от давления, и в ней слюда могла расти в виде недеформированных кристаллов.

Другим признаком паракристаллизационной деформации могут служить спиральные или S-образные структуры включений в повернутых порфиробластах. Если рост порфиробласта происходит в процессе дифференциального движения, то кристалл при этом вращается. В то же время в процессе роста он может захватывать те внешние зерна, которые не могут войти в состав порфиробласта. Таким образом, эти включения, последовательно захваченные растущим кристаллом, будут расположены в нем от центра к периферии в виде спирали, которая на внешнем конце будет касательной к ориентировке внешней среды, возникшей в результате дифференциального движения.

В. Шмидт (110) показал, что амплитуду и характер ламинарного скольжения можно вычислить математически по этой спирали включений. Плавная спираль указывает на непрерывный процесс движения во время роста кристалла. Если же спираль представляет собой полигон, состоящий из прямолинейных цепочек включений, то дифференциальное движение было прерывным.

Интересный пример такого анализа включений в порфиробласте граната описывает Бекке (19). Изучение включений в этом кристалле, диаметр которого равнялся 3 мм, позволило вычислить угол поворота ( $320^\circ$ ) порфиробласта в результате ламинарного дифференциального движения. Такой угол поворота соответствует относительному смещению крайних плоскостей, между которыми лежит порфиробласт, равному 16.8 мм. Отсюда легко вычислить, что в слое этих расслабцованных пород мощностью 100 м верхняя плоскость ограничения должна была сместиться относительно нижней на 560 м (если это движение было однородным).

Критерием для установления одновременности деформации и кристаллизации может служить также то, что один минерал обнаруживает в породе докристаллизационную деформацию, тогда как другой — деформацию послекристаллизационную.

### **Послекристаллизационная деформация**

Послекристаллизационная деформация приведет очевидно к тому, что кристаллы слюды как на внешней, так и на внутренней стороне дуги складки будут деформированы. Она проявляется также в явлениях катаклаза.

## **5. ДВИЖЕНИЕ И СИММЕТРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ИСТЕЧЕНИЯ**

При любой деформации должно происходить перемещение в пространстве одних частей относительно других. При сбросе участка, перемещающиеся друг относительно друга, разделены поверхностью, нарушающей

непрерывность среды, и движение будет прерывным. При течении ледника движение является непрерывным (если оно не сопровождается образованием трещин) и выражается в пластическом истечении материала. Чем меньше по величине элементы, участвующие в дифференциальном движении, по отношению ко всему телу, подвергающемуся деформации, тем совершеннее непрерывность процесса. Элементами, участвующими в движении, могут быть атомы, молекулы, зерна минералов или группы зерен.

В тех случаях, когда механическая деформация породы совершается посредством таких дифференциальных движений, Загдер говорит о «тектоническом истечении». Истечение магмы также сопровождается дифференциальными движениями, которые могут привести к возникновению ориентированной структуры.

В первой главе мы установили, что сущность пластической деформации материала заключается в дифференциальном скольжении по одной или нескольким системам параллельных плоскостей скольжения, которые Беккер отожествляет с круговыми сечениями эллипсоида деформации. При этом плоскости эти меняют свое положение в процессе деформации, но каждая из этих плоскостей скольжения —  $s_1$ ,  $s_2$ ,  $s_3$  и т. д. — может найти отражение в структуре. Загдер не связывает эти плоскости непременно с круговыми сечениями эллипсоида деформации; в природе мы имеем в большинстве случаев среду механически анизотропную, и скольжение может происходить по любым плоскостям, отличающимся ослабленным молекулярным сцеплением. Такими плоскостями могут быть слоистость, структура истечения, сланцеватость или плоскости, возникшие в процессе данной деформации под воздействием скальвующих напряжений.

Плоскости, по которым происходит скольжение, не всегда совпадают с плоскостями макроструктуры, так как прежде, чем установится конечная плоскость скольжения, движение может происходить по нескольким другим системам таких плоскостей.

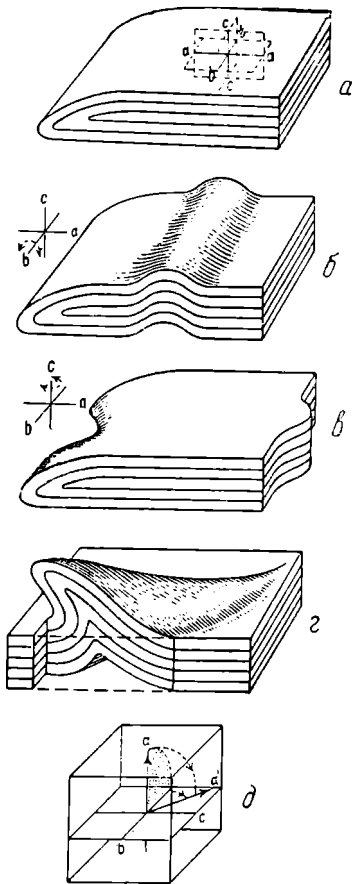
Для того чтобы провести различие между плоскостями слоистости, сланцеватости и т. п. и этими плоскостями пониженного молекулярного сцепления, Загдер обозначает последние как плоскости  $s$ , не вкладывая в это понятие никакого генетического представления.

В метаморфических породах обычно преобладает одна система таких плоскостей  $s$ , но во многих случаях наряду с доминирующей системой могут быть подмечены и другие плоскости, что находится в полном соответствии с изложенным выше представлением о механизме пластической деформации.

В первой главе мы сосредоточили внимание, главным образом, на рассмотрении сравнительно простых случаев деформации — так называемой плоской деформации, что могло казаться весьма существенным ограничением вопроса. Однако при ближайшем изучении геологических структур оказывается, что весьма большая группа тектонических движений характеризуется тем, что они представляют собой в основном деформации плоские.

Если наряду с плоской деформацией имеют место симметричные деформации, перпендикулярные к этой плоскости, то мы говорим о деформации моноклининой. Исключительное значение плоских деформаций в тектонике проявляется хотя бы в том, что обычно геологическое строение изображают посредством разрезов вкрест простирания.

Многие складчатые системы, которые иногда стараются охарактеризовать, как результат «одностороннего давления», в настоящее время значительно правильнее рассматривать как суммарный эффект одной или нескольких плоских (в основном) деформаций с продолжительно сохранявшейся симметрией. Складчатые системы, по простиранию которых наблюдаются значительно меньшие изменения, чем в поперечном разрезе, относятся к структурам такого типа. Следует отметить, что плоские деформации — в строгом смысле этого слова — встречаются значительно реже,



Фиг. 41. *a* — диаграмма складки, представляющей спокойное истечение; (*ac*) здесь является плоскостью симметрии; *b* — складка, представляющая движение, при котором происходит вращение вокруг оси *b*; *c* — складка, представляющая движение, при котором происходит вращение вокруг оси *c*; *г* — складка, представляющая движение, при котором происходит вращение вокруг оси *a* и волочение в задней части блока; *д* — куб, показывающий положение осей координат при истечении в асимметричной складке *г*; плоскость, покрытая точками, — плоскость скольжения (*ab*) свободного истечения; плоскость *aa'* изображает плоскость скольжения, обусловленную волочением в задней части блока (по Е. Кюпф, 71).

Такую стресс-тектоническую и тектоническую обстановку Зандер обозначает как план 1 или кратко (*P1*). Этот план отвечает тапгенциальному движению рассматриваемого участка «между симметричными берегами». Изображение этого плаща на картах удобнее всего давать путем нанесения положения в различных местах оси *b = B*. Если связать друг с другом

чем такие, в которых сохраняется плоскость симметрии плоской деформации, но наблюдаются также деформации, перпендикулярные к этой плоскости.

Таким образом, мы можем сказать, что геологические структуры обнаруживают чаще всего следы движений, имеющих моноклидную симметрию.

Для облегчения анализа векторов тектонического истечения, проявляющихся в микроструктуре деформированных пород, и сопоставления этих векторов с такими элементами макроструктуры, как простирание, падение и т. д., Зандер ввел прямоугольную систему координат *a, b, c*, в которой ось *a* отвечает линии движения, плоскость *ac* — плоскости симметрии моноклидной деформации, а в случае плоской деформации — плоскости деформации, ось *b* — перпендикуляр к плоскости *ac*.

Симметрия моноклидного движения при истечении может быть представлена наглядно в виде складки, по отношению к которой ось *a* соответствует падению пород, ось *b* — простиранию пород и оси складки, плоскость *ac* является плоскостью симметрии и представляет собой самый характерный разрез (фиг. 41, *a*). При этом ось *b* является единственной возможной осью вращения и действительно часто проявляется как таковая (фиг. 41, *b*).

Такое движение подобно течению потока в русле с прямыми и параллельными берегами, но с первым дном.

Соответствующая этому движению стресс-тектоническая обстановка обнаруживает моноклидную симметрию такой же ориентировки, а положение эллипсоида деформации определяется следующим образом (если мы будем исходить из косоугольного, обусловленного большей амплитудой скольжения верхней части по нижней в направлении *a*):

Пусть *A, B, C* — главные оси эллипсоида деформации, а *a, b, c* — введенные выше координаты, тогда  $a \neq A, b = B, c \neq C$  при внутреннем и внешнем вращении эллипсоида деформации вокруг оси  $b = B$ . Последняя является также линией пересечения плоскостей скалывания *s* этого внешнего воздействия. Эти плоскости скалывания могут быть выражены в координатах *a, b, c*, подобно обычным кристаллографическим элементам, как плоскости (*h0l*) с осью зоны  $b = B$ , так же как и отвечающие им круговые сечения эллипсоида.

эти данные плавными кривыми, то общая картина движения будет представлена весьма наглядно. Реальное существование  $P_1$  в настоящее время доказано — во многих структурах отвечающие ему круговые сечения отражаются как плоскости  $s$  ( $h0l$ ).

Точно так же структурно-аналитически удалось установить существование нескольких внешне повернутых вокруг оси  $B$  эллипсоидов. Известны случаи, когда в одной и той же структуре находят ясное выражение две оси  $B$  под некоторым углом друг к другу, что сопровождается появлением плоскостей  $s$  — ( $0kl$ ).

Такую обстановку, когда наблюдается вращение  $P_1$  не вокруг оси  $b = B$ , а произвольное взаимное положение двух  $P_1$ , Запдер обозначает как план 2 ( $P_2$ ). Очень часто  $P_2$  представляет собой  $P_1$ , повернутый вокруг оси  $c$  на  $90^\circ$  относительно  $P_1$ . Такое вращение вокруг оси  $c$  можно представить себе как меандрирование потока. При этом ось  $b$  будет изогнута, что приведет к изменению простирания складки (фиг. 41, в) и отклонению направления потока от  $a$  к  $b$ . Тогда мы имеем случай  $P_2 \perp P_1$  ( $B \perp B'$ ) с хорошо выраженной плоскостью моноклипной симметрии ( $ac$ ) сложного плана, т. е.  $P_2 \perp P_1$  будет моноклипным. Однако уже вращение вокруг оси  $B$  плана 2 нарушает эту симметрию, и  $P_2 \perp P_1$  будет триклипным, что является выражением «различия берегов».

Возможно, что такое скрещение осей  $B \perp B'$  обусловлено одной деформацией, которую можно мысленно разложить на два эллипсоида, но эти эллипсоиды могут относиться также и к двум последовательным, различным по времени деформациям. Во всяком случае план  $P_2 \perp P_1$ , отвечающий скрещенным осям  $B \perp B'$ , встречается весьма часто, и это говорит о том, что обе фазы деформации, отвечающие  $P_1$  и  $P_2$ , сопряжены друг с другом. Микроструктурный анализ показывает, что плану 2 отвечает удлинение по оси  $b$ , точно так же, как плану 1 удлинение по оси  $a$ .

Вращение вокруг оси  $a$  даст эффект бокового отклонения дифференциального движения, которое можно представить наглядно в виде погружающейся несимметричной складки (фиг. 41, з). Основным направлением потока было параллельное боковой стенке блока с осями движения  $a, b, c$ , представленными на фиг. 41, д. В этом движении один берег тектонического потока можно представить себе ровным, следствием чего и является замедление движения вдоль него с результирующим отклонением потока  $a$  на  $90^\circ$  и сопровождающимся поворотом вокруг  $a$ , как показано на фиг. 41, д. В результате симметрия движения будет триклипной.

Явления тектонического истечения могут быть разделены на два основных типа:

1. Участок  $A$  движется по отношению к  $A'$  благодаря скольжению по некоторой пограничной плоскости, с которой внешние силы образуют угол от  $0$  до  $90^\circ$ .

2. Движение  $A$  по  $A'$  сопровождается внешним вращением (качаем) соответствующих участков в  $A$ , в  $A'$  или в том и другом. Ось вращения  $B$  расположена перпендикулярно к главному направлению движения.

В первом случае характерная структура возникает благодаря неравноценному или односистемному скалыванию, сопровождающемуся внутренними вращениями. В таких структурах отчетливо проявляется плоскость  $s$ , и их называют  $S$ -тектонитами.

Во втором случае доминирующим элементом является ось  $B$ , и поэтому такие структуры называются  $B$ -тектонитами.

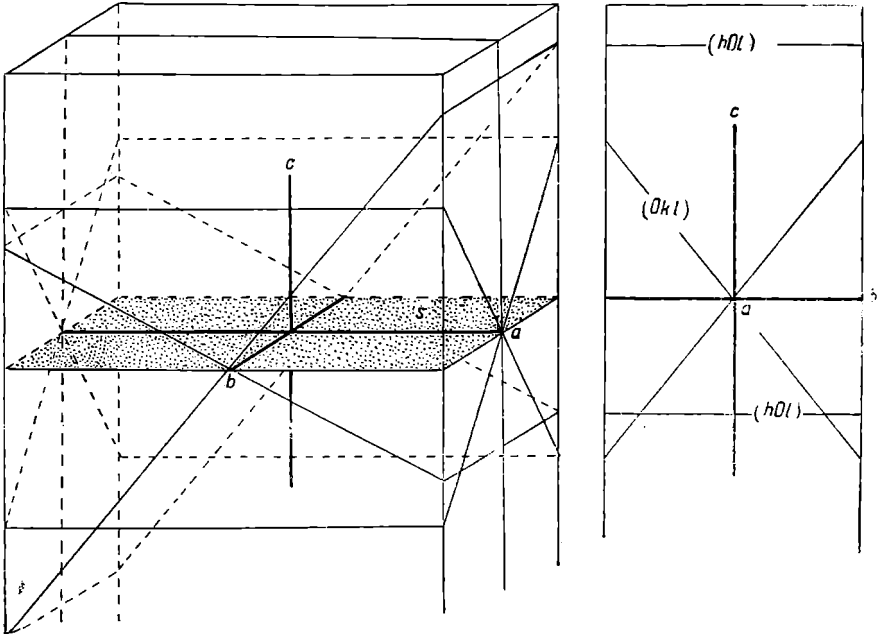
Задачей кинетической тектоники является восстановление всей картины движений при деформации. Такое восстановление будет однозначным только в том случае, если оно получено путем суммирования дифференциальных движений, так как одинаковые деформации могут возникнуть в результате совершенно различных дифференциальных движений. Следовательно, приступая к решению такой задачи, мы прежде всего должны ответить на вопрос, как возникла данная деформация, и только на этой

основе можно ставить вопрос о том, какова была система внешних усилий.

Все тектонические движения сводятся к относительному смещению соседних участков. При этом всегда удастся установить реально, или мысленно представить себе поверхности, по которым происходило движение. В тех пределах, в которых эти поверхности можно считать плоскостями, все направления и плоскости можно выразить, пользуясь координатами  $abc$  и кристаллографическими индексами  $h, k, l$  (фиг. 42).

Тогда  $c$  будет перпендикуляром к данной плоскости,  $a$  — направлением относительного перемещения в плоскости ( $ac$ ); оси  $a$  и  $c$  определяют плоскость ( $ac$ ), которая расположена перпендикулярно к  $s$  и в которой лежит линия скольжения  $a$ ;  $b$  является нормалью к плоскости ( $ac$ ) и вместе с тем она перпендикулярна к линии скольжения.

Любое перемещение масс может быть охарактеризовано указанием положения этих осей относительно географических координат. Опыт показывает,



Фиг. 42. Схема моноклинной деформации плана  $P2 \perp P1$  в координатах плана 1.

что среди всех возможных вращений этой системы координат ( $abc$ ) преобладают повороты вокруг оси  $b$ , которая чаще всего лежит горизонтально.

Вертикальный разрез по ( $ac$ ) является таким образом типичным поперечным разрезом, но следует помнить, что характерным является не всегда вертикальный разрез, а только разрез по ( $ac$ ), так как именно в этой плоскости происходят максимальные относительные смещения. Ось  $b$  расположена далеко не всегда горизонтально, и в этих случаях вертикальный разрез теряет смысл.

Теперь остановимся на рассмотрении симметрии структур, возникающих в результате многофазной деформации или при деформации первоначально анизотропных пород. Как мы видели выше, при анализе однородных деформаций механически изотропных тел удобно пользоваться представлением об эллипсоиде деформации. Этот метод помогает разобраться также и в более сложных случаях многофазной деформации, но для них доминирующее значение приобретает рассмотрение симметрии возникающих структур. В случае многофазной деформации, если она однородная, мы можем сказать, что шар, мысленно вписанный в данное тело, в результате первой деформации переходит в эллипсоид I.



Если теперь это тело подвергнется повторной, произвольно ориентированной деформации, которая превратила бы шар в эллипсоид II, то результатом обеих деформаций будет эллипсоид III и т. д., пока деформация остается однородной и независимо от того, был ли исходный материал изотропным или анизотропным. Однако длина осей и ориентировка последнего эллипсоида зависят от анизотропии тела и от ориентировки второй деформации. Влияние обоих этих факторов удастся выяснить в общих чертах, если ориентировку первого эллипсоида, анизотропии и системы деформирующих внешних сил выразить путем определения положений их элементов симметрии.

Простейшим и в то же время тектонически самым важным примером можно считать следующий случай моноклинической деформации: до тех пор, пока плоскость симметрии моноклинической системы внешних сил (например большинства тангенциальных сил в земной коре) точно совпадает с плоскостью симметрии прежнего эллипсоида  $E$  однородной деформации, все элементы (анизотропии), отвечающие симметрии  $E$ , находятся в данной структуре в соответствии с симметрией новой системы сил. Моноклинические деформации и анизотропии, плоскость симметрии которых совпадает с плоскостью симметрии новой моноклинической системы деформирующих сил, распространены очень широко и являются в тектонике самыми важными.

Мы видели выше, что учение об однородных деформациях позволяет описывать остаточные деформации, но все же далеко не ясно, можем ли мы описать таким образом все такие деформации. Необходимо учитывать, что все геологические тела превращаются во время деформации непрерывно в другие тела, обладающие механической анизотропией. Только тогда, когда мы будем знать законы возникновения анизотропий в данном теле во время рассматриваемой деформации, мы можем рассматривать процесс деформации, как серию дифференциальных фаз упругой деформации при известных постоянных условиях и анизотропиях.

Представим себе, что изотропное тело подвергается остаточной деформации и при этом становится механически анизотропным, например благодаря возникновению ориентированной структуры. Такой случай вполне реален и часто наблюдается при деформации пород и металлов. Деформацию этого тела мы можем рассматривать как суммарный эффект целого ряда отдельных фаз. Вначале доведем деформацию до предела упругости и затем переведем ее в остаточную. Этого можно легко достигнуть путем достаточно длительного нагревания до определенной температуры. Пусть при этом анизотропия, возникающая в этом теле, будет также остаточной. Эта анизотропия обусловлена силами данной фазы деформации и поэтому симметрична по отношению к ним.

Теперь мы можем продолжать деформацию таким же образом, как вначале, т. е. системой сил, обладающих такой же симметрией, как и первая. Тогда ко второй фазе деформации можно применить все рассуждения, приведенные выше, и т. д. Отсюда следует, что деформации и связанные с ними анизотропии (например ориентированные структуры) обладают теми же элементами симметрии (например, если они моноклинические, то они имеют общую плоскость симметрии). Если же после первой фазы деформации продолжать деформацию не симметрично по отношению к возникшей анизотропии, а системой сил, расположенной произвольно по отношению к ней, то во время второй фазы упругой деформации эллипсоид упругости будет расположен несимметрично по отношению к силовому полю.

Таким образом, при анализе непрерывной деформации с постоянной симметрией, которая в это же время приводит к возникновению в данном теле анизотропии, можно пользоваться теорией однородной деформации, т. е. теорией упругости изотропных тел. То же относится и к многократной деформации внешними силами, симметричными по отношению к существующей анизотропии.

Изучение конкретных примеров подтверждает это положение и показывает, что при структурном анализе прежде всего удастся установить симметрию деформации, которая приобретает поэтому особенный интерес.

Кроме дифференциальных движений, являющихся непосредственным механическим эффектом деформации, необходимо учитывать также весьма распространенные изменения тел, обусловленные молекулярными перегруппировками, особенно кристаллизацией во время деформации (паракристаллизационная деформация). Оказывается, что такая кристаллизация происходит в общем также без изменения симметрии анизотропии структуры, связанной с механической деформацией.

Обратимся теперь к рассмотрению того случая (встречающегося очень часто), когда к моменту начала той деформации, которую мы изучаем, породы были уже анизотропны. При однородной деформации таких тел мы также получим из вписанного шара эллипсоид, но положение его относительно внешних сил будет уже не такое простое, как для тел изотропных. Если эти силы привели бы в изотропном теле к образованию эллипсоида деформации  $ABC$ , то в данном случае положение эллипсоида зависит еще от положения анизотропии  $\alpha, \beta, \gamma$  по отношению к этим силам. Кроме того, эллипсоид упругости в общем не совпадает с эллипсоидом деформации, тогда как в телах изотропных они совпадают.

Однако при деформации механически анизотропных тел между эллипсоидом деформации, эллипсоидом упругости, осями анизотропии  $\alpha, \beta, \gamma$  и планом внешних сил существуют сравнительно простые отношения симметрии при данном взаимном их положении. Эти соотношения симметрии для расфигурки структурных диаграмм (в которых проявляется в значительной мере именно симметрия структуры) гораздо важнее, чем восстановление отдельных эллипсоидов деформации. Данные, необходимые для такого восстановления, почти всегда отсутствуют, и, кроме того, отражение в структуре находит не эллипсоид деформации, как таковой, а только его симметрию.

Пусть  $A, B, C$  — оси эллипсоида деформации, который возник бы в изотропном веществе в результате воздействия некоторой системы внешних сил (например косо́го давления). Тогда положение этих осей относительно системы усилий определяется кинематическим анализом Г. Беккера. О соотношении же их симметрии можно сказать следующее:

1. Эта система сил приводит к образованию эллипсоида, положение элементов симметрии которого не противоречит таковому системы сил (внешних сил и реакций). При этом в большинстве случаев эллипсоид деформации отражается в виде моноклиновой структуры (неравноценность круговых сечений). Если в системе сил имеется сингулярная прямая, то она может быть расположена либо в плоскости симметрии моноклинового эллипсоида или перпендикулярно к ней, так как только такие сингулярные прямые не паруются симметрии этого эллипсоида. Если система сил сама обладает плоскостью симметрии, то последняя должна совпадать с единственной плоскостью симметрии эллипсоида. Следовательно, если деформация плоская, то плоскость деформации является плоскостью симметрии деформированной структуры (ее дифференциальных движений и ориентировки) и системы деформирующих сил.

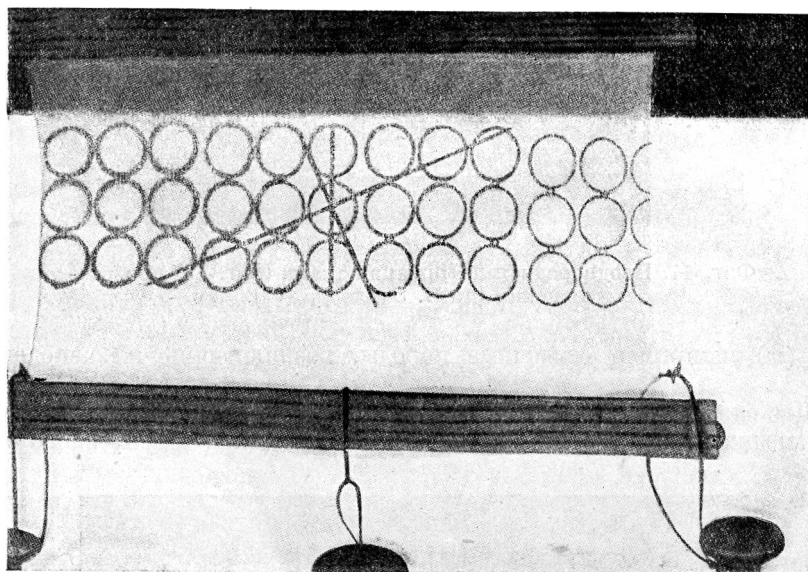
2. Если мы перейдем теперь к рассмотрению деформации анизотропных тел и введем положение осей анизотропии  $\alpha, \beta, \gamma$ , то будем иметь следующие случаи:

а) Если оси анизотропии  $\alpha, \beta, \gamma$  расположены так, что вместе с симметрией эллипсоида деформации для изотропных тел  $ABC$  дают симметрию того же порядка, как  $ABC$  (ромбическую или моноклиновую), то эта анизотропия не влияет на симметрию структуры и на отношение последней к симметрии системы сил. Таким образом, этот случай и случай 1 не отличаются друг от друга, и анизотропия тела не оказывает влияния на симметрию

результатирующей структуры. Этот случай отвечает одной фазе рассмотренной выше деформации с постоянной симметрией.

б) Если оси анизотропии  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  расположены так, что вместе с симметрией  $ABC$  (ромбической или моноклиной) они дают симметрию более низкую, чем  $ABC$  (моноклинную или триклинную), то элементы этой более низкой симметрии соответствуют элементам симметрии нового силового поля, т. е. в данном случае плоскость симметрии ( $Sa'$ ) совпадает с плоскостью симметрии силового поля.

Симметрию  $Sr$  структуры, возникшей благодаря механической деформации механически анизотропного исходного вещества, можно рассматривать как результат наложения друг на друга элементов симметрии первой анизотропии  $Sa$  и элементов симметрии  $Sa'$  (симметрии вращения, ромбической, моноклиной) последней деформации. При этом  $Sa$  может проявиться в структуре либо в виде реликтовых элементов (при наложении — *Überprägung*), или же совсем не проявляется (при переориентировке —



Фиг. 43. Неоднородная ткань с нанесенными на ней осями анизотропии (по Б. Зандеру, 103).

*Umprägung*). В последнем случае  $Sa$  (механически активная анизотропия) могла повлиять на положение в пространстве  $Sr \neq Sa'$  или совершенно не повлиять (механически не влияющая анизотропия), так что  $Sr = Sa'$  возникает так, как если бы рассматриваемое тело было изотропным (деформация псевдоизотропных тел).

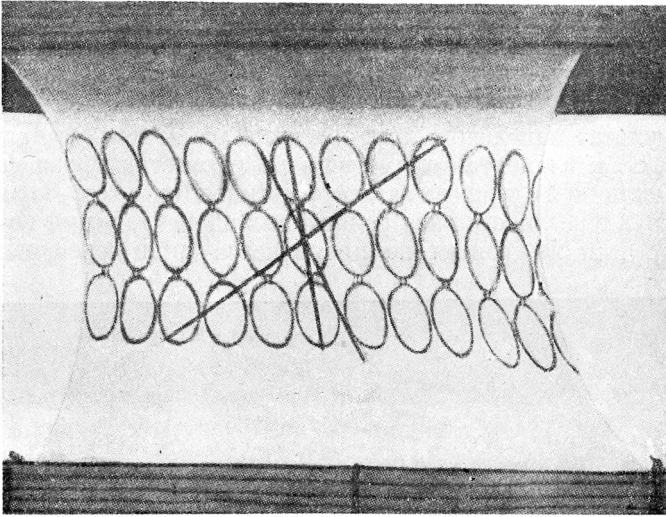
Происходит ли деформация анизотропных тел псевдоизотропно или нет, это зависит не только от относительного положения внешних сил и анизотропии, но также и от внешних условий, при которых происходит деформация. Последнее легко продемонстрировать экспериментально.

Если сильно механически анизотропную ткань закрепить с двух сторон зажимами так, чтобы оси анизотропии были расположены косо по отношению к краям образца (фиг. 43), то при растяжении круги, нанесенные вначале на этой ткани, перейдут в эллипсы, главные оси которых расположены косо по отношению к растягивающему усилию (фиг. 44).

Если при растяжении устранить возможность уклонения в сторону нижнего зажима, то эта анизотропная ткань будет деформирована псевдоизотропно (фиг. 45). На рисунках следует рассматривать только среднюю часть образцов, так как неоднородность ограничений по краям приводит к неоднородной деформации, сопровождающейся вращением.

Симметрия важнейших анизотропных структур горных пород может быть сведена к следующим типам:

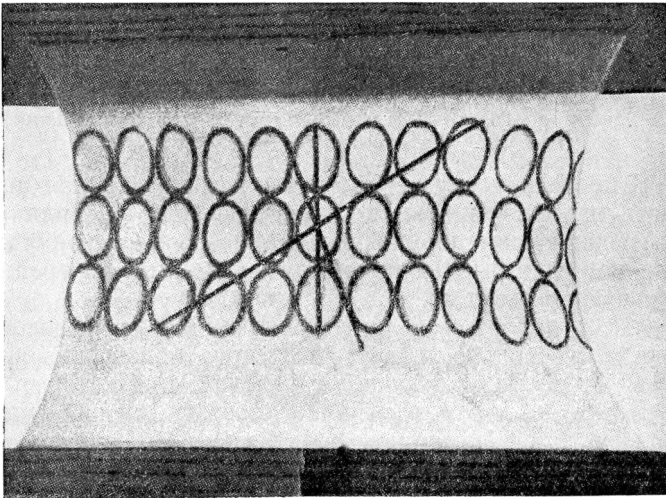
1. Одна единственная система плоскостей  $s$ , без каких-либо преимущественных направлений в этой плоскости — симметрия эллипсоида вра-



Фиг. 44. Неоднородная деформация ткани (фиг. 43) при растяжении (по Б. Зандеру, 103).

щения ( $w$ ), например осадочные породы, возникающие из неподвижной среды.

2. Две одинаковые системы плоскостей  $s_1$  и  $s_2$  или  $s_1^a, s_1^b \dots$  и  $s_2^a, s_2^b \dots$ , пересекающиеся в оси  $b$ , — ромбическая симметрия ( $r$ ) трехосного эллип-



Фиг. 45. Псевдооднородная деформация ткани (фиг. 43) (по Б. Зандеру, 103).

соида, в котором  $s_1$  и  $s_2$  отвечают круговым сечениям, например  $B$ -тектониты с чистым скалыванием при прямом сжимающем усилии (встречаются редко).

3. Две или больше плоскостей  $s_1, s_2, s_3 = (h0l)$ , пересекающихся в оси  $b = B$ , одна плоскость симметрии, перпендикулярная к  $b = B$  — моно-

клипная симметрия ( $m$ ), например  $B$ -тектониты при косом сжимающем усилии или с внешними поворотами (тектониты, встречающиеся чаще всего).

4. Плоскости  $s$  представляют собой как  $(hOl)$  так и  $(OkI)$ , а соответственно линии их пересечения  $b_2 = B_2$  и  $b_1 = B_1$  перпендикулярны друг к другу. Возможны следующие случаи:

- а) комбинационные случаи 2 и 3 — ромбическая симметрия;
- б) комбинационные случаи 2 и 3 — моноклиная симметрия;
- в) комбинационные случаи 3 и 3 — триклиная симметрия.

На этом основании для главных типов анизотропных пород можно представить себе следующие симметричные деформации:

При анизотропии симметрии вращения деформации, не сопровождающаяся понижением симметрии, возможна только при том условии, что эллипсоид деформации является эллипсоидом вращения, ось которого совпадает с осью анизотропии. У осадочных пород, состоящих из анизотропных частей, осевших из неподвижной среды, деформация, обусловленная весом вышележащих толщ, относится к этому типу. Среди тектонитов этому случаю отвечали бы  $B$ -тектониты с совершенно однородным поясом; однако они представляют только теоретический интерес, так как обычно  $B$ -тектониты имеют моноклиную симметрию.

Структуры ромбической симметрии встречаются сравнительно редко. В них отражаются с одинаковой интенсивностью обе плоскости максимальных скальвающих напряжений.

Значительно чаще встречаются моноклинные анизотропные тела с плоскостью симметрии  $(010)$ . Для них всякая деформация симметрична, если отвечающий ей эллипсоид деформации имеет равноценные круговые сечения (т. е. эллипсоид ромбический) и плоскость его  $(010)$  совпадает с какой-либо плоскостью симметрии, или при неравнозначности круговых сечений главное сечение эллипсоида совпадает с  $(010)$ . Очень многие  $B$ -тектониты относятся к этому случаю.

Самой важной и чаще всего встречающейся симметричной деформацией при длительных или повторных деформациях является плоская или почти плоская деформация моноклинной структуры, если плоскость симметрии структуры, т. е. плоскость деформации, перпендикулярна оси  $B$  (все одноосные  $B$ -тектониты).

Примерами могут служить складчатые системы, в которых проявляются различные фазы складчатости с одинаковым простиранием. При этом деформация, параллельная  $B$ , имеет весьма важное значение ( $B \perp B'$ -тектониты — складчатость по простиранию в ту же фазу).

## 6. МЕХАНИЗМ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ОРИЕНТИРОВАННЫХ СТРУКТУР

### Основные положения

Структура называется ориентированной, если при измерении одних и тех же направлений в анизотропных по форме или по внутреннему строению составных частях (кристаллических зернах) представляющие их точки покрывают сетку (поверхность шара) неравномерно, давая не случайные сгущения.

Старые методы исследования позволяли подметить ориентировку только в тех случаях, когда она была выражена очень резко и проявлялась в параллельном расположении удлинённых или пластичатых минералов. Новейшие исследования показали, что среди горных пород ориентированные породы представляют собой скорее правило, чем исключение. Однако при современном состоянии наших знаний еще не всякая ориентировка может быть расшифрована.

До сих пор аналитическому изучению подверглись лишь немногие минералы (кварц, кальцит, доломит, слюда, роговая обманка, авгит, полевой шпат, корунд, гипс и некоторые рудные минералы), но сравнительно

хорошо известны закономерности ориентировки только для кварца, кальцита и слюды.

Ориентировка (т. е. распределение точек на сетке или шаре) симметрична по отношению к тем анизотропиям, которые характеризуют процессы, обусловившие возникновение структуры. Последние могут быть остаточными движениями и им отвечающими системами ориентированных усилий или силами упругой (или частично упругой) деформации, либо они представляют собой уже ранее существовавшие анизотропные структуры. Таким образом, в ориентировке особенно отчетливо отражается симметрия тех систем векторов (сил, путей, скоростей, движений и т. п.), которые действовали во время возникновения данной структуры.

Важнейшими генетическими типами ориентировки являются:

1. Ориентировка кристаллических зерен благодаря дифференциальным движениям (Teilbewegungen) при деформации:

а) ориентировка по форме зерен,

б) ориентировка по внутреннему строению зерен.

2. Ориентировка по форме зерен при отложении из движущейся среды (Aufbereitungsregelung).

3. Ориентировка зерен благодаря росту кристаллов — ориентировка роста (Wachstumsregelung), зависящая от анизотропии структуры, среди которой растут кристаллы или которая служит основой для роста.

Ориентировка может быть простой, если, например, во всех зернах одинаково проявляется только одна система плоскостей, или сложной, если для одной группы зерен проявляется только одна система плоскостей, а для другой проявляются эти плоскости и ось или иначе расположенные плоскости.

Ориентировки отдельных частей (Teilregeln) сложной структуры могут быть взаимно симметричны, т. е. расположены друг относительно друга так, что для всей структуры сохраняются общие элементы симметрии, или же такой взаимной симметрии они не обнаруживают. Таким образом, например, внешняя форма и структура могут быть генетически независимы друг от друга или же взаимно сопряжены.

Внешняя форма и структура могут обладать общими элементами симметрии — гомоосная ориентировка (homoaxe Regelung) или различными — гетероосная ориентировка (heteroaxe Regelung).

Введение этих терминов целесообразно, чтобы избежать кажущегося противоречия с ранее высказанным положением, что всякая структура симметрична по отношению к процессу, обусловившему ее возникновение. При изучении многих форм с макроскопически видимой осью (складки) оказалось, что оси ориентированной структуры могут совпадать, но могут и не совпадать с осями макроструктуры. В последнем случае мы имеем часто дело с наложением друг на друга двух последовательных деформаций (многофазная деформация, многофазная тектоника), причем вторая фаза не могла окончательно уничтожить ориентировку, вызванную более ранней деформацией. Однако возможны случаи возникновения гетероосной ориентировки и в процессе одной фазы деформации, например если в плоскости ламинарного скольжения ( $ab$ ) линия скольжения будет расположена в некотором участке косо по отношению к линии скольжения ( $a$ ) макроструктуры.

Если в сложной структуре частичные диаграммы отдельных типов зерен не обнаруживают противоречивых элементов симметрии, то ориентировка называется гомотактической (homotaktische Regelung), в противном случае — гетеротактической (heterotaktische Regelung). При гомотактической ориентировке возможны весьма большие различия в ориентировке отдельных групп зерен, но симметрия их не может быть противоречивой. Таким образом, говорят о несимметричном изменении структуры, если она испытала изменения, противоречащие симметрии силового поля, непосредственно или косвенно обусловившего деформацию; при этом можно ожидать

существования более старой структуры, гетеротактической по отношению к более молодой. Последующие движения, если они сохраняют симметрию предыдущих, могут происходить без нарушения гомотактичности ориентированной структуры. К таким движениям относятся внешние повороты (Externrotationen) *B*-тектонитов вокруг оси *B* во время складчатости.

Из всего сказанного выше следует, что одной из первых задач при изучении сложной структуры посредством частичных диаграмм является установление гомотактичности или гетеротактичности структуры.

Большое значение симметрии при анализе ориентированных структур делает целесообразной классификацию всех диаграмм прежде всего по этому признаку. Можно выделить следующие основные группы структур:

1. Статистически изотропные, не ориентированные (фиг. 40).
2. Статистически анизотропные, ориентированные:
  - а) симметрия эллипсоида вращения (wirtelig) (фиг. 53),
  - б) ромбические (почти ромбические) (фиг. 87, 88),
  - в) моноклинные (фиг. 54, 57).
  - г) триклинные с центром симметрии (фиг. 55, 78).

Если на диаграмме не видно ни плоскости, ни оси симметрии, то ориентировка породы триклинная. В случае пассивной ориентировки, обусловленной дифференциальными движениями, такая диаграмма указывает на триклинную симметрию процесса движения и соответствующего силового поля. Такие случаи встречаются часто и обнаруживают все переходы к моноклинной симметрии. Движение такого рода позволяет говорить о неоднородности боковых ограничений данного тангенциального перемещения, которое встречается достаточно часто, хотя и реже, чем неоднородность ограничений сверху и снизу. Такова, например, деформация ледника при несимметричном расширении русла и т. п.

Если ориентированная структура вновь подвергается дифференциальному движению несимметрично по отношению к существующей структуре, то передко новая деформация не приводит к полной переориентировке в соответствии с новой деформацией, и общая симметрия структуры будет понижена. На ряду с новой ориентировкой будут видны следы остаточной ориентировки (Restregel), которая относится к более старой фазе деформации.

### Механизм пластической деформации кристаллических тел<sup>1</sup>

Переходя к рассмотрению возможных способов ориентировки и механизма их возникновения, мы должны иметь в виду, что горные породы, как и большинство технических материалов (металлы), представляют собой поликристаллические тела. Поэтому при изучении деформации таких тел мы прежде всего должны попытаться выяснить механизм деформации монокристаллов. Современная физика твердого тела располагает громадным экспериментальным материалом, но, к сожалению, и в этой области объяснение сущности многих явлений сводится к ряду более или менее удачных гипотез. На детальном рассмотрении этого материала мы останавливаться не можем, но все же с механизмом деформации монокристаллов нам необходимо познакомиться хотя бы в самых общих чертах. Особенно показательное и хорошо изучено растяжение монокристаллической цинковой проволоки.

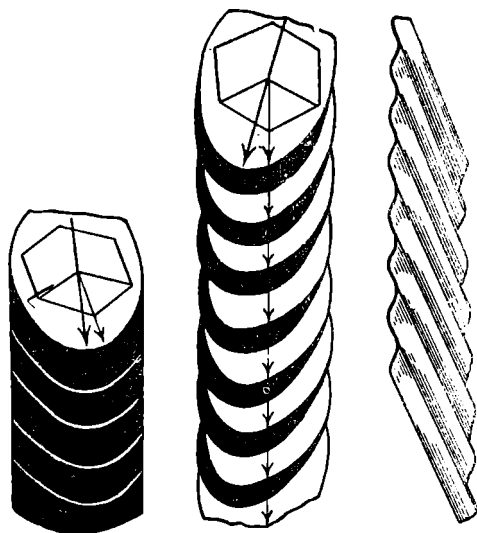
При растяжении при температуре жидкого воздуха такая проволока разрывается по определенным плоскостям, которые чаще всего совпадают с базисом (0001) гексагональной решетки цинка. При обыкновенной или повышенной температуре может быть достигнута весьма значительная пластическая деформация. Она заключается в скольжении друг по другу тончайших пластинок; процесс этот называется трансляцией. При растя-

<sup>1</sup> По В. Д. Кузнецову (3).

жении эти скрытые плоскости скольжения выступают на боковых поверхностях проволоки в виде линий скольжения. Механизм деформации цинка может быть представлен наглядно с помощью деревянной модели (фиг. 46).

Из фиг. 46 видно, что при растяжении цилиндрическая проволока превращается в ленту, причем вершины эллипсов, поворачиваясь, отступают от средней линии ленты, и вследствие этого происходит ее расширение по сравнению с первоначальной шириной проволоки. Только в частном случае, когда направление  $[10\bar{1}0]$  совпадает с большой осью эллипса, растяжение происходит без поворота отдельных слоев, т. е. без расширения ленты. Таким образом, мы видим, что скольжение происходит по плоскостям базиса, но не по линии действующей силы, а по линии пересечения этих плоскостей с гранью призмы первого рода. У цинка мы имеем три равнозначных линии скольжения, но скольжение происходит вначале только по той из них, которая образует наименьший угол с направлением силы.

При этом происходит изменение ориентации пространственной решетки относительно оси проволоки, заключающееся в том, что по мере растяже-



Фиг. 46. Растяжение монокристалла цинка (по В. Кузнецову, 3).

ния плоскость скольжения все больше и больше наклоняется к оси. Вместе с тем одно из кристаллографических направлений  $[10\bar{1}0]$  стремится стать параллельно оси проволоки. Таким образом происходит вполне определенный поворот кристаллической решетки, и в результате получается кристалл, у которого ребро  $[10\bar{1}0]$  расположено почти параллельно линии растягивающего усилия. Кристаллы, вначале ориентированные различно, после деформации приобретают почти одинаковую ориентацию.

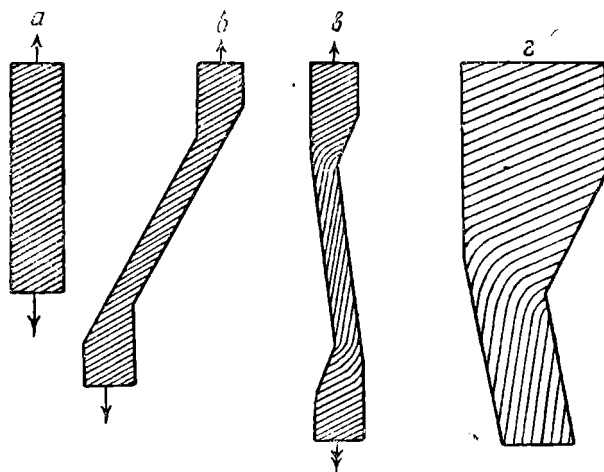
Механизм пластического растяжения металлических монокристаллов в настоящее время для многих металлов достаточно хорошо выяснен с качественной и отчасти с количественной стороны. Он состоит в относительно скольжении слоев кристалла по определенным кристаллографическим плоскостям и направлениям, которые характеризуются низкими значениями индексов. При растяжении сначала происходит скольжение по одной системе плоскостей, которые являются характерными для данного металла и которые, кроме того, благоприятно расположены относительно растягивающего напряжения. По мере растяжения в этих плоскостях происходят упрочнения, сами плоскости поворачиваются относительно направления растяжения и становятся в менее благоприятное положение по отношению к растягивающему усилию. После этого начинается скольжение по другой, до сих пор скрытой, системе плоскостей. В кристалле может быть несколько равнозначных систем плоскостей скольжения, но вначале одна из этих систем находится в положении, благоприятном для скольжения, а другие в неблагоприятном. При достаточном удлинении роли этих систем меняются: положение первой системы ухудшается, а какой-либо из других улучшается. При дальнейшем растяжении скольжение происходит или одновременно по двум системам, или прекращается в первой и переходит на вторую. Пластическая деформация кристаллов иногда достигает весьма большой величины, доходящей до 1000%. Эта деформация представляет собой или чистую трансляцию, т. е. скольжение одних слоев относительно других,



или трансляцию и механическое образование двойников. Трансляция начинается в тот момент, когда скалывающее напряжение в плоскости скольжения и по направлению скольжения достигает определенного критического значения.

Предельное скалывающее напряжение, необходимое для начала трансляции, не является постоянным, а зависит от «истории» кристалла и, в частности, от величины его

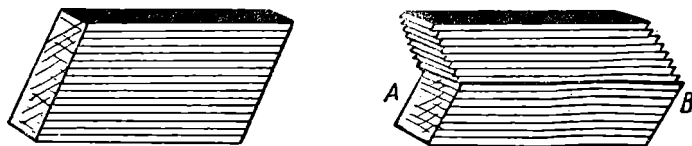
пластической деформации. По мере возрастания пластической деформации обыкновенно происходит повышение скалывающего напряжения, т. е. происходит упрочнение. В приведенном выше примере растяжения цинковой монокристаллической проволоки мы рассмотрели случай чистой трансляции. Однако в действительности чистая трансляция слоев произошла бы только в том случае, если бы одновременно с растяжением концы проволоки смещались в стороны (фиг. 47, б). При испытании материалов растяжение происходит по прямой линии, и поэтому на концах растягиваемой части должны происходить изгибы плоскостей скольжения (фиг. 47, в, г).



Фиг. 47. Растяжение монокристаллической цинковой проволоки (по В. Кузнецову, 3).

а — плоскости трансляции в образце; б — деформация при растяжении образца в случае, если возможно смещение в сторону нижнего края; в — деформация при растяжении по одной линии; г — изгибание плоскостей трансляции при растяжении по одной линии в месте резкого изменения поперечного сечения образца.

Слои скольжения представляют собой очень тонкие металлические пластинки (толщиной от 0.1 до 0.001 мм). На концах растягиваемой проволоки эти пластинки изгибаются и в изогнутом состоянии продолжают скользить друг относительно друга. Они испытывают упругие изгибы и ведут себя, как гибкие, тонкие слои. Получается скольжение с изгибом (*Biegegleitung*), которое особенно отчетливо наблюдается на концах растягиваемых проволок.



Фиг. 48. Схема двойникового скольжения (по В. Кузнецову, 3).

Если проследить расположение плоскостей скольжения и кристаллографических осей в различных местах растянутого монокристалла цинка (фиг. 47, в, г), то оказывается, что в ленточной части все плоскости скольжения и оси ориентированы одинаково, а в переходных областях их положение непрерывно изменяется.

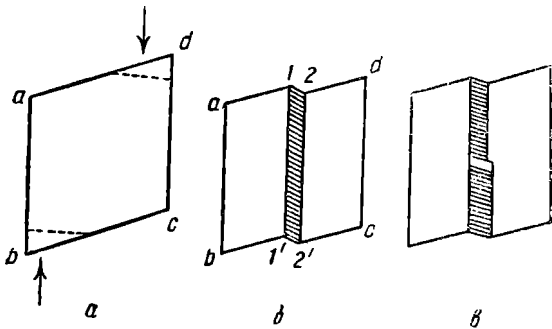
В кристаллах цинка плоскостями скольжения являются главным образом плоскости базиса, и для этих кристаллов механизм пластической деформации сравнительно прост. Если же в кристалле существует несколько систем плоскостей скольжения, то явление происходит значительно слож-

нее. Например, в кристаллах кубической системы могут быть шесть граней ромбического додекаэдра в качестве плоскостей скольжения.

Таким образом, растяжение монокристаллов мы можем рассматривать как совокупность чистой трансляции, скольжения с изгибом и поворота решетки (образования двойников).

Механическое образование двойников, или двойниковое скольжение, состоит в простейшем случае в повороте кристалла относительно определенной кристаллографической плоскости, называемой двойниковой плоскостью, в положение, которое представляет собой зеркальное изображение первоначального кристалла, причем зеркальной плоскостью является двойниковая плоскость. Фиг. 48 представляет собой модель двойникового скольжения.

Если мы возьмем тело, состоящее из ряда дощечек, и сдвинем дощечки верхней части так, чтобы последняя была зеркальным изображением нижней части относительно плоскости  $AB$  (фиг. 48), то мы получим модель двойникового скольжения. Двойниковое скольжение можно рассматривать как простое скольжение параллельно двойниковой плоскости, причем величина скольжения, т. е. путь, пройденный данным слоем, пропорционален удалению слоя от двойниковой плоскости. Существование скольжений в кальците было впервые показано Рейшем. Он приготовил из кальцита путем выкальвания по плоскостям спайности (100) ромбоэдр (фиг. 49, а), затем отшлифовал в ромбоэдре две взаимно параллельные плоскости, как показано на чертеже пунктиром, и сжимал кристалл по направлению стрелок. При этом левая часть кристал-



Фиг. 49. Образование двойника и трансляция в кристалле кальцита (по В. Кузнецову, 3)

ла перемещалась вверх, а правая — вниз.

Между ними образовался участок, ограниченный параллельными плоскостями скольжения (110); в этой полоске произошло скольжение одних слоев относительно других. Угол между боковыми гранями  $ad$  и  $bc$  ромбоэдра и боковыми гранями полоски, в которой происходит скольжение, всегда равняется  $38^{\circ}14'$ . Обыкновенно в ромбоэдре при сжатии появляется большое число таких полосок, вследствие чего на его двух противоположных гранях появляется штриховка (фиг. 49, б, в). Плоскости  $11'$  и  $22'$  являются двойниковыми плоскостями. Иногда двойниковое скольжение происходит сначала относительно одной двойниковой плоскости, а затем переходит в другую плоскость; тогда в кристалле появляется пустое пространство в виде ромбической полости, проходящей через весь кристалл (фиг. 49, в).

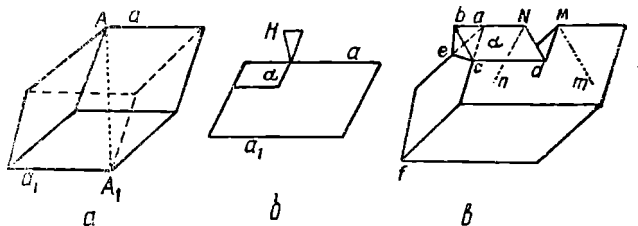
В известковом шпате существует три различных плоскости скольжения, и поэтому пластинки двойникового скольжения могут занимать три различных положения. В одном и том же кристалле могут возникать системы двух различно расположенных двойниковых пластинок, причем в местах их встречи образуются пустые пространства в виде каналов. Такая двойниковая штриховка очень часто наблюдается в природных кристаллах, точно так же часто наблюдаются пустые каналы. Это показывает, что природные кристаллы подвергались давлению, вызвавшему образование двойников.

При двойниковом скольжении кристалл не разрушается и сохраняет все свои первоначальные свойства; только при этом скольжении происходит поворот оптической оси на  $52^{\circ}30'$ , т. е. оптическая ось полоски  $11'$ — $22'$  образует с оптической осью остальной части кристалла угол  $52^{\circ}30'$ .

Рейш заметил еще одно важное обстоятельство. Если не закончить деформацию двойникового скольжения и повернуть оптическую ось только на угол  $\frac{52^{\circ}30'}{2} = 26^{\circ}15'$ , то кристалл сам по себе возвращается в первоначальное состояние; если же повернуть ось на угол  $> 26^{\circ}15'$ , но  $< 52^{\circ}30'$ , то двойниковое скольжение продолжается даже после удаления давления, и постепенно образуется совершенный двойник. Все это показывает, что для кальцита существуют два вполне определенных состояния, в которых он находится в положении равновесия; остальные состояния являются неустойчивыми, и с течением времени кристалл из этих состояний переходит в устойчивые.

Весьма изящный и легко удающийся опыт произвел впервые Баумгауэр (1879). Этот опыт, имеющий большое теоретическое значение, дает способ получения кристаллических двойников при помощи механического давления. Баумгауэр поставил ромбоэдр (фиг. 50, а) тупым ребром  $a$  на подставку и надавил тупым ножом  $H$  (фиг. 50, б) перпендикулярно на другое тупое ребро  $a$ . Острие ножа, постепенно входя в кристалл, сдвинуло влево часть  $a$  кристалла и образовало двойник (фиг. 50, в).

При этом опыте двойниковая плоскость  $cd$  всегда получается параллельной тупому ребру  $a$ , т. е. имеет вполне определенное направление относительно плоскостей спайности. Угол сдвига, т. е. угол поворота части  $a$ , всегда равняется  $52^{\circ}30'$ , и грани  $cbe$  и  $cef$  всегда образуют одинаковые углы с двойниковой плоскостью. Оптические свойства сдвинутой части  $a$  кристалла не изменяются, только первоначальное направление оптической оси  $Mm$  при повороте части  $a$  поворачивается вместе с нею на такой же угол и занимает положение  $Nn$ .



Фиг. 50. Образование двойника в кальците (по В. Кузнецову, 3).

Таким образом, мы видим, что способность к пластической деформации является одним из основных свойств кристаллов, и существовавшее раньше мнение, что у кристаллов возможны только небольшие упругие изменения, в настоящее время должно быть совершенно оставлено. Вместе с тем мы видим, что деформация монокристаллов представляет собой довольно сложное явление.

В поликристаллических телах пластические деформации не могут происходить так свободно, как в отдельных кристаллах, так как в них отдельные зерна имеют различную ориентацию, и скольжению в одном кристаллите мешают окружающие его кристаллиты. Вполне понятно, что свойства монокристаллов должны резко отличаться от свойств поликристаллических тел.

Разница в поведении моно- и поликристаллов заключается не в каком-либо коренном изменении свойств, а исключительно в том, что монокристаллу можно сообщать однородную пластическую деформацию, тогда как кристаллиты, из которых состоит поликристалл, можно подвергать только весьма сложным деформациям, которые сильно искривляют плоскости скольжения.

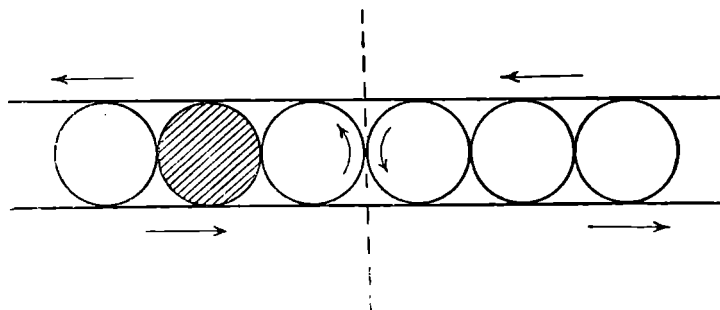
### Механизм ламинарного скольжения

С некоторыми явлениями, возникающими при ламинарном скольжении, мы уже познакомились выше. Очевидно, что ламинарное скольжение представляет собой один из простейших типов деформации, и, соответственно, механизм ориентировки мы постараемся выяснить прежде всего для этого

случая. Однако сначала нам придется разобраться в механизме самого ламинарного скольжения.

Анализ механизма скольжения В. Шмидт (113) проводит на примере течения воды в широком русле. В данном случае вода может быть мысленно разложена на тончайшие слои, которые проскальзывают по отношению друг к другу. Это единственная отчетливая система плоскостей скольжения, в которой можно измерить скальвающее напряжение, и, отсюда понятно, что усилие здесь не гидростатическое. Эта плоскость скольжения должна быть для всех частиц плоскостью максимальных скальвающих напряжений; следовательно, главные напряжения расположены к ней под углом  $45^\circ$  в плоскости, которая проходит через направление истечения перпендикулярно к плоскости скольжения [т. е. в плоскости рисунка (фиг. 51)].

Из этого напряженного состояния следует, что кроме дашной, хорошо выраженной плоскости длительного скольжения, должна существовать вторая, перпендикулярная к ней и к направлению течения, которая испытывает такое же скальвающее усилие. Поскольку в этих плоскостях действуют скальвающие усилия, должны быть и скальвающие напряжения, которые уравнивают эти усилия. Такие напряжения могут быть обусловлены в жидкости только внутренним трением. В таком случае необходимо, чтобы на этих плоскостях происходили движения, ибо иначе не



Фиг. 51. Механизм ламинарного скольжения (по В. Шмидту, 113).

может быть трения. Тем не менее мы не замечаем никаких движений в воде, которые подтверждали бы подобное заключение. Следовательно, играя в динамике процесса истечения ту же роль, что и плоскости истечения, эти движения должны быть вместе с тем существенно иными. Каждую из пластинок, о которых мы говорили выше, которые сохраняют постоянный состав частиц, мы можем рассматривать как молекулярный слой, а самые молекулы как шары (фиг. 51).

Что же происходит с этими шарами в процессе истечения? Напомним, что необходимо трение не только в плоскости истечения, но и на другой плоскости скольжения, ибо иначе равновесие нарушится. Если мы примем, что наши шары участвуют в скольжении не вращаясь, то в плоскости истечения мы получим трение, но не получим его ни в какой другой. С другой стороны, отпадает и возможность простого качения этих шаров между плоскостями, так как это привело бы к отсутствию трения по плоскости истечения. Правда, в этом случае возникло бы трение по другой плоскости — между отдельными шарами одной пластинки, которые в месте соприкосновения обладают равной, но противоположно направленной линейной скоростью. Очевидно, что подлинное положение вещей характеризуется некоторым средним из обоих рассмотренных случаев. Молекулы должны вращаться, но длина пути, проходимого точкой на шаре в плоскости, перпендикулярной к плоскости истечения и проходящей через направление истечения, должна быть вдвое меньше, чем величина соответствующего перемещения пластинки.

Таким образом осуществляется необходимое трение на обеих плоскостях скольжения, причем одна из них проявляется как плоскость, по которой происходит перемещение, другая остается скрытой. Этот процесс с точки зрения деформации, связанной с ним, вполне отвечает сдвигу, и, игнорируя вторую плоскость скольжения, мы можем рассматривать это явление как дифференциальное смещение пластинок, параллельных дну канала.

Ниже мы увидим, что правильность такой интерпретации механизма односистемного скольжения подтверждается наблюдениями над структурными особенностями пород, подвергшихся деформации такого рода. Здесь уместно будет коснуться еще одной особенности этой деформации, которую мы уже знаем из анализа Беккера. Очевидно, что в плоскости истечения не происходит изменений длины или направлений; она отвечает одному из круговых сечений эллипсоида.

С другой стороны, материальные плоскости, перпендикулярные в некоторый момент времени к плоскости и к линии истечения, будут в следующее мгновение выведены из этого положения и наклонены в сторону истечения. Скорость такого поворота будет наибольшая именно для такой плоскости, и если мы проследим ее дальнейшую судьбу, то окажется, что с увеличением наклона скорость поворота будет замедляться, и при увеличивающейся деформации она асимптотически приближается к положению плоскости истечения.

Теперь мы можем перейти к рассмотрению различных типов ориентировки и выяснению механизма их возникновения.

### Ориентировка по форме зерен

При ориентировке этого типа доминирующее значение приобретает форма зерен; ориентироваться по форме могут только гетерометричные (столбчатые и пластинчатые) зерна. Изометричные зерна (и столбчатые кристаллы, расположенные перпендикулярно к линии скольжения) не могут быть ориентированы по форме, но зато они особенно склонны к вращению. Это обстоятельство имеет большое значение, так как нередко эти зерна (например гранат) содержат включения, которые позволяют установить исходное положение зерна и тем самым определить направление и угол вращения, а также положение оси вращения. Ориентировка по форме характерна прежде всего для твердых частиц, погруженных в движущейся среде, причем внутреннее трение среды должно быть меньше предела упругости этих включений. Типичным примером такой ориентировки может служить ориентировка гетерометричных минералов в движущейся магме вблизи от контакта.

В среде, охваченной ламинарным скольжением, гетерометричные зерна подвергаются вращению до тех пор, пока почти из любого исходного положения они не достигнут вполне определенного конечного положения, которое сохраняется, если общее движение не изменит своего характера или направления. Вполне очевидно, что такая ориентировка будет симметрична по отношению к движению среды, в которой залегают эти твердые включения. Таким образом, эта ориентировка позволяет определить положение в пространстве симметрии движения, особенно плоскости симметрии ( $ac$ ) и оси  $B$ , а тем самым и общий план процесса тектонического истечения.

Очевидно, что ориентировка этого типа определяется прежде всего существованием некоторой плоскости. Такими плоскостями могут быть: 1) плоскости максимального относительного смещения, близкие к круговым сечениям эллипсоида деформации, т. е. расположенные под косым углом к главным осям системы внешних усилий (в твердых телах, обладающих пределом упругости); 2) уже существовавшие ранее плоскости скольжения, в которые ложатся зерна, вновь образующиеся в породе в процессе скольжения; 3) максимальное главное сечение и длинная главная ось эллипсоида деформации (для пластичных тел и вязких жидкостей).

При ламинарном истечении столбчатые зерна ложатся в плоскость истечения, но перпендикулярно к линии истечения. Однако идеальное ламинарное скольжение представляет собой относительно редкое явление; обычно необходимо считаться с существованием боковых ограничений такого движения. В этих случаях столбчатые зерна будут располагаться параллельно линии скольжения.

Нередко процесс ламинарного скольжения осложняется изгибами, не нарушающими, однако, общей симметрии процесса. Так, если плоскость скольжения ( $ab$ ) в процессе движения изгибается вокруг оси  $B$ , то деформация остается «плоской» с плоскостью симметрии ( $ac$ ), а слои дадут в результате цилиндрические формы с образующей  $B$ . Ориентированные пластинки и столбики могут испытать при этом также только поворот вокруг оси  $B$ , а полюсы этих зерен расположатся на шаре и на соответствующей ему плоскости проекции (сетке) в пределах определенного пояса в плоскости, перпендикулярной к оси  $B$ .

Такие явления имеют место при завихрениях, в складках и во всех других случаях, когда при ламинарном движении происходит вращение вокруг оси  $B$ . При аналогичных условиях, сопровождающихся скольжением с изгибом, образуются и  $B$ -тектониты. При ориентировке по форме все эти соображения в равной мере применимы как к тектоническому, так и к магматическому истечению вдоль некоторой стенки со скоростью, изменяющейся в направлении, к ней перпендикулярном. Повороты вокруг оси  $B$  являются следствием неровностей этой стенки, неоднородности движущейся среды или процесса истечения.

### Ориентировка по строению зерен

Предположим, что до начала ламинарного скольжения мы имеем тело, состоящее из совершенно неориентированных изометричных зерен. В начале процесса деформации, как мы видели выше, зерна начнут вращаться вокруг оси  $B$ , перпендикулярной к линии скольжения  $a$ . Поверхностями, на которых происходит движение, будут только ограничения зерен. Скорость такого вращения вдвое меньше скорости вращения шара (фиг. 51) при свободном качении его между двумя соседними плоскостями и соответственно вдвое меньше скорости поворота некоторой прямой, мысленно проведенной перпендикулярно к плоскости скольжения.

Таким образом, такая деформация, казалось бы, должна заключаться в бесконечном вращении зерен. Для механически изотропных зерен (например граната) это заключение действительно вполне справедливо. Однако, как мы знаем, многие кристаллы обладают плоскостями трансляции и в них определенными направлениями, скольжение по которым совершается со значительно меньшим трением, чем по другим плоскостям и направлениям.

Поэтому, если в процессе вращения плоскость трансляции и линия скольжения приобретут положение, параллельное плоскости и линии скольжения общего плана деформации, то дальнейшее вращение зерна должно прекратиться. Внутреннее трение при трансляции меньше трения, сопровождающего вращение зерна, и очевидно, что скольжение будет совершаться по плоскостям трансляции. Так как трение на границе зерен, а также трение при трансляции существенно зависят от внешних условий, то в одной породе минеральные зерна могут приобрести отчетливую ориентировку, в другой остаться неориентированными.

Однако этот механизм предполагает длительное вращение, и, кроме того, очевидно, что далеко не всегда плоскость трансляции будет принадлежать к зоне оси  $B$ . В последнем случае зерно, повидимому, никогда не достигнет положения, благоприятствующего трансляции, если макроскольжение происходит без колебаний плоскости скольжения. Во всяком случае вращение должно быть весьма длительным, а изучение многих пород говорит о том, что ориентировка достигается при сравнительно небольшой деформации.

Правда, для прекращения вращения достаточно, чтобы плоскость трансляции зерна образовала сравнительно небольшой угол с плоскостью макроскольжения, и величина этого угла, очевидно, зависит от легкости, с которой происходит трансляция; чем меньше трение на этой плоскости, тем больше может быть этот угол. Отсюда вытекает парадоксальное следствие, что чем больше способность к трансляции данного минерала, тем менее совершенная ориентировка достаточна для прекращения вращения зерен.

Вспомним теперь, что кроме чистой трансляции в кристаллах возможно скольжение с изгибом, т. е. отдельные пластинки, по которым происходит скольжение, могут довольно сильно изгибаться, и после деформации зерно все же представляет собой почти такой же кристалл. Благодаря этому механизму, плоскости трансляции, скользя и изгибаясь, приходят в совпадение с плоскостью макроскольжения значительно скорее, чем это могло бы произойти при простом вращении. Этим объясняется и возможность ориентировки в тех случаях, когда плоскость трансляции не принадлежит к зоне оси  $B$ .

Однако, если плоскость трансляции почти совпадает с плоскостью ( $ac$ ), перпендикулярной к оси  $B$ , то способность к скольжению такого зерна практически не играет роли, и оно едва ли может приобрести ориентировку. Отсюда следует, что наряду с большинством ориентированных зерен может сохраниться некоторое количество их в исходном положении. Очевидно, что ориентировка этих неориентированных плоскостей трансляции будет почти перпендикулярна к общей ориентировке структуры.

Рассмотренный нами процесс ориентировки осложняется дополнительно еще тем обстоятельством, что кроме совпадения плоскости трансляции с плоскостью макроскольжения необходимо, чтобы совпали и линии скольжения обеих плоскостей. Кроме того, многие кристаллы обладают не одной, а несколькими плоскостями трансляции, сопротивление скольжению по которым имеет различную величину. При этом скольжение по некоторой плоскости возможно не бесконечно, а сопровождается упрочнением. Последнее может достигнуть такой величины, что вновь наступит вращение зерна, а последнее в свою очередь приведет к совпадению с плоскостью макроскольжения другую плоскость трансляции.

### Влияние соседних зерен

При рассмотрении механизма ориентировки по строению зерен мы пытались выяснить лишь общую схему и сущность явлений; в действительности они неизмеримо сложнее. Это становится особенно очевидным, если учесть, что большинство пород состоит из нескольких минералов, обладающих различными механическими свойствами.

Если зерна некоторого минерала  $K_2$  окружают со всех сторон зерно минерала  $K_1$ , то на последнее не может быть перенесена сила, превышающая предел прочности зерен  $K_2$ . Если прочность по отношению к сдвигу (*Schubfestigkeit*) зерен  $K_1$  больше, чем  $K_2$ , то зерно  $K_1$  не подвергается деформации, а, так сказать, плавает в среде  $K_2$  и, следовательно, может быть ориентировано только по форме. Такие соотношения мы имеем, например, для зерен кварца, окруженных кальцитом.

<sup>1</sup> Воздействие, которому подвергается некоторое зерно в полиминеральной породе, зависит не только от его положения относительно плана внешних усилий, но главным образом от среды, в которой оно находится. В зависимости от того, какие зерна к нему прилегают, оно будет деформировано или не подвергнется изменениям.

Ориентировка зерен определенного минерала по строению указывает на минимальное значение внутреннего трения в породе в процессе данной деформации. Если мы находим, что зерна минерала  $K_1$  ориентированы механически по строению, то внутреннее трение породы было не меньше трения при трансляции зерен  $K_1$  при данных условиях. Следовательно,

механическая ориентировка зерен  $K_1$  по строению возможна в общем случае только тогда, когда минимальное внутреннее трение в среде, его окружающей, было равно или больше минимального внутреннего трения в зернах  $K_1$ .

В мономинеральных породах дело обстоит проще, так как внутреннее трение их состоит из внутреннего трения зерна (intragranulare Reibung) и внешнего трения между зёрнами (intergranulare Reibung) одного минерала. Последнее не может быть меньше внутреннего трения зерен; то же, следовательно, можно сказать и о внутреннем трении всей породы.

В мономинеральной породе, ориентированной по строению, эти зерна, очевидно, обладают минимальным трением при трансляции.

В породе, состоящей из двух минералов, зерна минерала, ориентированного по строению, обладают меньшим трением при трансляции, чем не ориентированные.

Зерна, не ориентированные по строению, будут или не будут ориентированы по форме в зависимости от того, какова их форма (изометричная или гетерометричная). Очевидно, что в полиминеральной породе все зерна не могут быть ориентированы по строению, так как едва ли может случиться, что все они обладают одинаковым трением при трансляции. Всегда отдельные, труднее транслирующие зерна будут окружены легче транслируемыми соседними зёрнами и, соответственно, могут быть ориентированы только по форме.

Следует ожидать, что зерна одного и того же минерала будут ориентированы в породе частично по строению, частично по форме, в зависимости от того, лежат ли они при деформации среди легче или труднее транслируемых зерен.

В полиминеральных породах чаще всего будут встречаться совместно оба типа ориентировки; даже в мономинеральных породах могут быть следы ориентировки по форме.

### **Структуры роста и ориентировка, возникающая в результате роста**

Под чистыми структурами роста понимают такие, которые возникли в результате роста кристаллов в том месте и положении, в котором мы их наблюдаем. Возникновение их обусловлено, таким образом, исключительно атомными силами. Большое значение при возникновении этих структур имеет среда, в которой растут кристаллы, — жидкая или коллоидальная, газообразная, аморфная или кристаллическая. В особенности в последнем случае симметрия анизотропии среды может найти отражение в симметрии вновь возникающей (благодаря росту) структуры.

Обычно считается, что свободный рост кристаллов возможен только в жидкой и газообразной среде, а в твердой среде этот рост ограничен существующими зёрнами. Однако это верно только в том случае, когда эти зерна совершенно не способны к взаимодействию с растущими, а твердое состояние среды само по себе не играет существенной роли. В самом деле, в метаморфических породах мы нередко встречаем кристаллы весьма совершенной формы, несмотря на то, что они росли в твердой среде. Развитие особенно правильных кристаллов в жидкой и газообразной среде по сравнению с твердой средой обусловлено не столько отсутствием механических препятствий, сколько относительно большей легкостью происходящих в ней атомных движений.

В твердой среде могут также образоваться весьма совершенные кристаллы, если имеется возможность обмена местом (Platztausch) с окружающими их зёрнами. Отсюда следует, что заключение о раннем образовании кристаллов на основании их более правильной формы справедливо только в некоторых частных случаях, например для многих порфиридных изверженных пород. Однако иногда (например для эвтектических структур) и по отношению к изверженным породам такое заключение было бы неправильным. В случае одновременной кристаллизации из расплава первен-



ствующее значение имеет кристаллизационная сила на определенных гранях кристалла.

Ориентировка, возникшая во время роста, генетически является следствием ориентирующих факторов, которые не приводят к поворотам зерен и не связаны с тектоническими движениями. Такая ориентировка может быть отражением ориентировки первых зародышей кристаллов или может возникнуть путем селективного роста. Первый тип ориентировки может возникнуть благодаря: а) влиянию анизотропии поверхности, на которой растут кристаллы; б) влиянию ориентированных движений жидкой среды, из которой кристаллизуются эти зерна; в) влиянию анизотропии структуры той породы, в которой растут кристаллы.

Весьма важное значение, особенно для ориентировки кварца, имеет отражение посредством кристаллизации (*Abbildungskristallisation*) той ориентировки, которая возникла в породе раньше в результате дифференциального движения. Такой последующий рост может отразить ориентировку даже мельчайших зерен (зародышей) или обломков (например в рекристаллизованных милонитах).

Столбчатые кристаллы, если они не обнаруживают ориентировки по строению, могут возникнуть в породе, если при наличии зародышей, склонных к росту, анизотропия среды благоприятствует притоку вещества только в определенном направлении. Если при этом растущие зерна обладают одинаковой скоростью роста во всех направлениях, то в процессе роста никакой ориентировки возникнуть не может; только форма их будет свидетельствовать о специфических условиях роста, т. е. будет отражать анизотропию (в смысле скорости атомных передвижек) среды.

Если растущие зерна обладают различной скоростью роста в разных направлениях, то рост неблагоприятно расположенных зерен будет подавлен, и в результате возникнет ориентировка по строению, но форма зерен будет уже не столбчатая, а клиновидная (*keulenförmig*). Очевидно, что эти две разновидности роста можно различить только путем установления наличия или отсутствия ориентировки по строению зерен.

## 7. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ОРИЕНТИРОВКИ РАЗЛИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ

### Ориентировка кварца

#### *Характер деформации зерен*

Внешнее воздействие достаточной силы может вызвать в зернах кварца образование трещин или привести к пластической деформации посредством трансляции.

Трещины, пересекающие зерна вне зависимости от их ориентировки, встречаются в кварце значительно чаще, чем в слюде и кальците. Такие трещины в сочетании с рекристаллизацией могут, в свою очередь, оказать существенное влияние на ориентировку зерен в породе.

Кроме того, совершенно независимо от этих трещин кварцевые зерна весьма склонны разлагаться при соответствующих обстоятельствах на столбчатые субиндивидуумы параллельно оптической оси с кристаллов. Так называемое «волнистое погасание» кварца в значительной мере обусловлено этим свойством и вызвано незначительным относительным смещением отдельных столбиков.

Другим важным типом деформации кварца является трансляция по пластинкам штриховки Бёма (*Böhmsche Streifung*). Появление пластинок Бёма в кристаллах кварца, по видимому, связано со скольжением по плоскости ромбоэдра: во-первых, они встречаются только в породах, которые подверглись давлению; во-вторых, они нередко обнаруживают скольжение с изгибом, как плоскость (001) слюды и пластинки кальцита; в-третьих, максимумы полюсов непосредственно измеренных пластинок совпадают в тектонитах с максимумами слюд. Угол между нормалью к этим пластин-

кам и оптической осью определялся Запдером непосредственно и косвенно по диаграммам. В среднем угол этот равен  $20\text{--}23^\circ$ . Кроме того, максимумы пластинок совпадают с минимумами осей.

Ориентировка кварца обнаруживает часто весьма тесную аналогию с ориентировкой кальцита, механизм возникновения которой выяснен достаточно достоверно и сводится (см. ниже) к трапсляции по  $10\bar{1}2$ . Это также является веским указанием в пользу того, что ориентировка зерен кварца в тех случаях, когда они обнаруживают штриховку Бёма, является результатом трапсляции по плоскости ромбоэдра, как и в кальците. В тех случаях, когда эти пластинки не проявляются, но диаграмма ориентировки обнаруживает расположение оптических осей кварца на малом круге, составляющем угол около  $23^\circ$  с периферией круга проекции (фиг. 68), можно также предполагать, что ориентировка обусловлена скольжением кварца по плоскостям ромбоэдра.

Таким образом, совершенно так же, как для кальцита, минимумы оптических осей кварцевых зерен, окруженные максимумами, можно приписать за максимумы полюсов пластинок. Иногда в тектонитах ориентированы не оптические оси, а пластинки, и соответственно особенное значение приобретают не максимумы, а минимумы осей, окруженные максимумами.

Однако закономерности ориентировки пластинок установлены с гораздо меньшей достоверностью, чем, например, ориентировка оптических осей кварца параллельно линии скольжения *A*-тектонитов.

### *Структуры тектонитов*

Для вывода основных закономерностей ориентировки кварцевых зерен в тектонитах было использовано 50 диаграмм мономинеральных и полиминеральных пород, притом таких, в которых ориентировка возникла в результате ламинарного скольжения по плоскостям или изогнутым поверхностям. Эти данные позволили построить синоптическую диаграмму положения особенно часто встречающихся максимумов оптических осей кварца (фиг. 52).<sup>1</sup>

Эти максимумы отнесены к координатным осям (*abc*), значение которых было приведено выше [*a* — линия скольжения; *b*  $\perp$  *a* — направление цилиндрических элементов плоской или моноклиной деформации = оси *B* *B*-тектонитов; (*ab*) — ламинарная «плоскость *s*»; *c*  $\perp$  (*ab*); (*ac*) — плоскость деформации и типичная плоскость симметрии чаще всего моноклиной или псевдомоноклиной движения]. Генетическое объяснение ориентировки является в настоящее время во многих случаях еще гипотезой, но несомненно установленным можно считать то положение, что анизотропия структуры, т. е. ее ориентировки, симметрична по отношению к плану движения и системе векторов, обусловивших ее появление.

### **S-тектониты**

Характерным признаком диаграмм *S*-тектонитов является концентрация оптических осей вокруг определенных точек. В тектонитах кварца имеется четыре таких характерных максимума: *I*, *II*, *III* и *IV* (фиг. 52). Они встречаются в диаграммах порознь или совместно, нередко наблюдается также повторение их, отвечающее плоскостям симметрии (*ab*) и (*ac*). Далее, возможны также максимумы на дугах больших кругов, соединяющих эти главные максимумы. Такие максимумы могут возникнуть вследствие наложения друг на друга краевых частей распычатых главных максимумов.

Расположение этих максимумов на круге проекций указывает на скольжение кварцевых зерен по различным системам плоскостей скольжения, и суммарный эффект этих скольжений приводит к ориентировке.

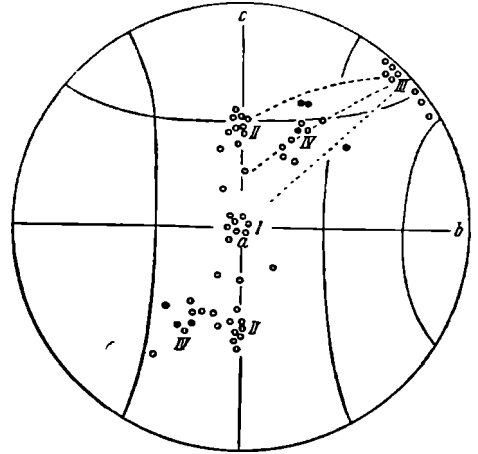
<sup>1</sup> Эта диаграмма и все фигуры, приведенные ниже, заимствованы из книги Б. Зандера «Gefügekunde der Gesteine» (103).

Простейшим и самым резким типом ориентировки кварцевых *S*-тектопитов является концентрация оптических осей в области максимума *I*. Этот максимум является результатом скольжения кварцевых зерен по плоскости призмы параллельно плоскости скольжения (*ab*) всей структуры.

Происхождение других максимумов В. Залдер и В. Шмидт объясняют различно. В. Шмидт считает, что ориентировка достигается в результате скольжения по одной плоскости скольжения макроструктуры, а трансляция кварцевых зерен возможна по различным плоскостям плотной упаковки кристаллической решетки кварца. Ориентировка оптических осей, возникающая при деформации, будет обнаруживать различные максимумы в зависимости от того, какая кристаллографическая плоскость или плоскости трансляции и какое направление трансляции определяет деформацию индивидуальных зерен и ориентируется параллельно плоскости макроскольжения. Например, максимум *I* возникает в результате скольжения кварца по плоскости призмы  $(10\bar{1}0)$  в направлении, перпендикулярном к базису —  $[0001]$ ; максимум *II* — в результате скольжения по плоскости ромбоэдра  $(2\bar{1}\bar{1}2)$  в направлении  $[2\bar{1}\bar{1}3]$ ; максимум *III* является следствием скольжения по  $(10\bar{1}\bar{1})$  в направлении  $[2\bar{1}\bar{1}0]$ , а максимум *IV* — результатом движения, определяющегося компромиссным направлением между  $[2113]$  и  $[2\bar{1}\bar{1}0]$ .

Залдер возражает против такой интерпретации этих максимумов по различным причинам, главным образом потому, что при этом предполагается, что деформация породы возникает в результате скольжения только по одной системе параллельных плоскостей, тогда как анализы ориентировки обнаруживают влияние нескольких таких плоскостей. Кроме того, максимум *IV*, если он предопределяется компромиссным направлением трансляции между направлениями движения, дающими максимумы *II* и *III*, не мог бы появиться совсем, если нет следов движения, отвечающего максимуму *III*, или в том случае, когда этому месту диаграммы отвечает минимум.

Залдер считает, что пластическая деформация осуществляется благодаря скольжению не только по одной, но часто по нескольким плоскостям скольжения, меняющим свое положение в процессе деформации в соответствии с кинематическим анализом Беккера. Ориентировка *S*-тектопитов является следствием приспособления деформации отдельных зерен к общей деформации путем поворота плоскостей трансляции зерен вокруг осей деформации *a*, *b*, *c*. В результате симметрия диаграмм ориентировки отражает общую симметрию деформации, а различные плоскости скольжения



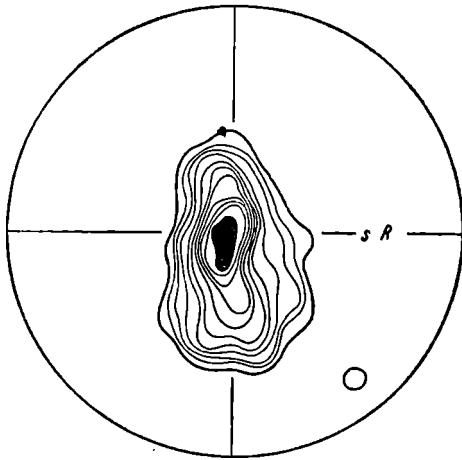
Фиг. 52. Синоптическая диаграмма кварцевых тектопитов. Максимумы оптических осей кварца в шлифах, перпендикулярных к *a*, 19 *B*-тектопитов с постоянными максимумами *I*, *II*, *III*, *IV*, которые встречаются порознь или совместно и распределены симметрично или несимметрично. Черные точки максимумов *IV* принадлежат тем случаям, когда на поле максимума *III* не попадает ни одного зерна; следовательно, этот максимум не может быть результатом наложения друг на друга максимумов *II* и *III*. Максимум *IV* отличается таким же постоянством, как и максимум *III*. Вертикальные круги намечают пути и границы этих максимумов при вращении вокруг *b*. По В. Шмидту эти максимумы отвечают ориентировке следующих линий скольжения в кварце:  $[0001]$  — максимум *I*;  $[21\bar{1}3]$  в плоскости  $(2\bar{1}\bar{1}2)$  — максимум *II*;  $[2\bar{1}\bar{1}0]$  в плоскости  $(10\bar{1}\bar{1})$  — максимум *III*. Диаграмма составлена по диаграммам четырех милолитов на зеркала скольжения, пяти пегматитов и десяти гранулитов.

часто находят свое отображение в структуре в виде соответствующих максимумов.

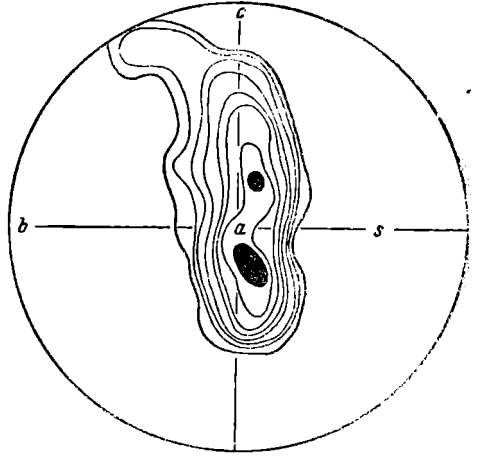
Значение и способ возникновения некоторых типичных структур можно лучше всего пояснить на нескольких простейших примерах.

**Зеркала скольжения.** В случае резко выраженного скалывания на зеркалах скольжения мы видим совершенно изолированный максимум *I*, совпадающий с *a* (фиг. 53). Ориентировка определяется симметрией эллипсоида вращения с осью вращения *a*, отвечающей линии скольжения. Однако нередко наблюдается разделение максимума *I* на два максимума, расположенных симметрично или несимметрично по отношению к плоскости (*ab*). Это указывает на существование двух плоскостей скольжения (*h0l*) (фиг. 54). Обычно в таких милопитах удается установить, что после деформации порода подверглась рекристаллизации.

**Пегматиты.** Сильно раздавленные пегматиты с последующей рекристаллизацией обычно не обнаруживают резких максимумов *II* и *III*, а обнаруживают максимумы промежуточные и почти всегда повторяющиеся



Фиг. 53. Докристаллизационный милопит зеркала скольжения по плоскости скалывания. Гранит. Мелибокус, Оденвальд. Шлиф параллельно *R*; 138 оптических осей кварца; (20—18) — 16—14—12—8—6—4—2—1—0,5—0; зерна двух соседних плоскостей скалывания.



Фиг. 54. То же, что фиг. 53. Шлиф параллельно *R*; 70 оптических осей кварца; (12—10) — 8—6—4—3—2—1—0. Длинный диаметр удлинённых кварцевых зерен и игольчатые кристаллики роговой обманки(?) расположены в плоскости *s* и параллельно *b*. Слой милопита мощностью в одно зерно.

только в противоположных квадрантах (косой пояс—*Schiefgürtel*). Ориентировка в этих породах обычно довольно сложна, но сравнение ее с ориентировкой мономинеральных кварцевых пород показало, что присутствие полевых шпатов не оказывает существенного влияния на структуру.

**Граулиты.** Благодаря резко выраженной удлиненной форме кварцевых зерен в граулитах особенно хорошо удается проследить, что ориентировка по строению не зависит от формы зерен.

Фиг. 55. Измерены типичные граулитовые кварцы. Четкая плоскость *s* проявляется в расположении листочков слюды. На диаграмме намечается колебание осей в плоскости (*ac*) и в плоскости (*okl*).

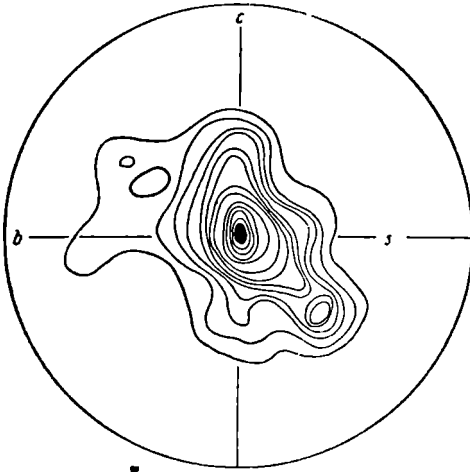
Фиг. 56. В шлифе (*bc*) были измерены отдельно типичные граулитовые кварцы и мелкие зерна основной массы. Обе диаграммы совершенно тождественны, и следовательно, ориентировка не зависит от формы зерен.

Колебание осей в плоскости (*ac*) дает два максимума, расположенных симметрично относительно (*ab*). Если, таким образом, ориентировка кварца в диаграмме фиг. 55 обусловлена существованием одной плоскости скалывания

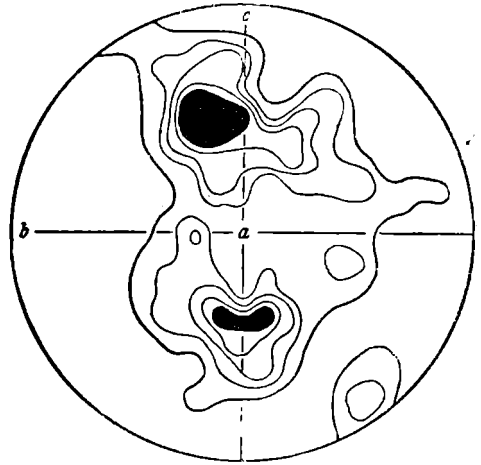
вания ( $ab$ ) с линией скольжения  $a$ , то в диаграмме фиг. 56 мы имеем две плоскости скалывания ( $h0l$ ), расположенных симметрично по отношению к ( $ab$ ), с линией скольжения в них, перпендикулярной  $b$ ; последние и представлены двумя максимумами этой диаграммы.

Фиг. 57 и 58. На диаграмме фиг. 57 представлены плотности оптических осей сильно удлинённых зерен кварца. Эти зерна рассеяны двумя системами очень резких трещинок ( $0kl$ ), количество которых достигает нередко в одном зерне 5—10 и более. Результаты непосредственного измерения трещинок ( $0kl$ ) изображены на диаграмме фиг. 58 (полюса трещин). Кроме того, наблюдаются также трещины разрыва ( $ac$ ); лейсты слюды, непосредственно измеренные, не лежат все в плоскости ( $ab$ ), а обнаруживают довольно сильные колебания (до  $15^\circ$ ) в обе стороны от нее. Положение этих плоскостей  $s$  обозначено в середине диаграммы фиг. 57 тонкими черточками.

В породе имеются зерна граната, нередко содержащие включения кварца. Трещинки ( $0kl$ ) пересекают эти захваченные зерна кварца, а также и внутренние части самих зерен граната, но в периферической части по-



Фиг. 55. Гранулит. Рерсдорф близ Хемница, Саксония. Шлиф перпендикулярно к  $a$ ; 158 осей кварца;  $> 20-18-16-14-12-10-8-6-5-4-3-2-1-0$ . Плоскость ( $ab$ ) =  $s$  проявляется в расположении удлинённых зерен кварца и слюды, ориентированных точно в плоскости  $s$  и часто заключённых в удлинённых зернах кварца.



Фиг. 56. Гейерсберг близ Росвейна, Саксония. Шлиф перпендикулярно к  $a$ ; 197 оптических осей кварца; внизу до 6%, наверху до 10%;  $5-4-3-2-1-0$ . Плоскость ( $ab$ ) =  $s$  выражена удлинёнными зернами кварца и кварцевыми прослойками; никакой разницы в ориентировке удлинённых зерен кварца и мелких изометричных зерен основной массы не наблюдается.

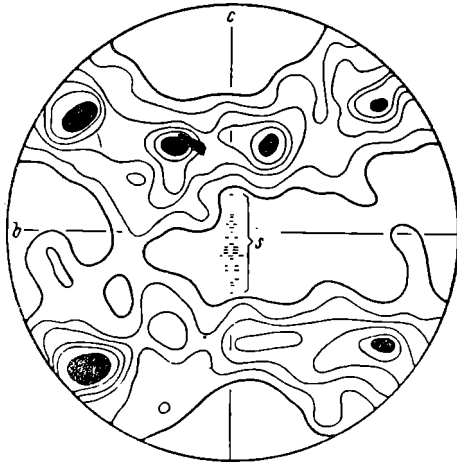
следних никаких следов этих трещин нет. Отсюда следует, что образование трещин ( $0kl$ ) представляет собой деформацию, происшедшую одновременно с кристаллизацией (паракристаллизационная деформация — *para-kristalline Deformation*). Кроме того, в некоторых трещинках наблюдаются новообразования чешуек слюды.

Сильно удлинённые зерна кварца возникли в основном в результате скольжения по плоскостям скалывания ( $0kl$ ), причем дифференциальные движения по ним были лишь весьма незначительными, и никаких непосредственных следов этих скольжений не видно. Те трещинки, которые мы видим в зернах, представляют собой последние следы деформации; громадное большинство трещин, возникших раньше, было впоследствии залечено. Если тем не менее число их так велико, то очевидно, что в процессе всей деформации их было очень много, и отдельные дифференциальные скольжения по ним могли быть ничтожно малы. Вместе с тем такие незначительные смещения оказались достаточноными не только для придания зернам кварца

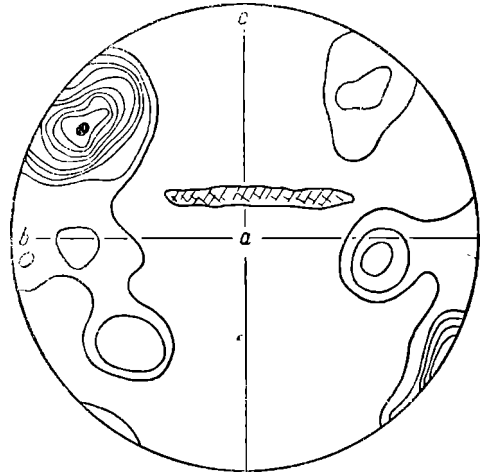
сильно удлиненной формы, но и для пересориентировки зерен по строению.

Такие соотношения наблюдаются вообще очень часто, особенно при паракристаллизационной деформации. Сопоставление диаграмм фиг. 57 и 58 показывает, что эти плоскости скалывания ( $0kl$ ) нашли достаточно ясное отражение в ориентировке оптических осей, так же как и плоскости скольжения ( $h0l$ ), непосредственно зафиксированные в положении чешуек слюды.

Этот пример может служить также прекрасной иллюстрацией того положения, высказанного Г. Беккером, что деформация может быть достигнута вследствие скольжения по круговым сечениям эллипсоида деформации, которые, как известно, почти никогда не совпадают с удлинением возникающих форм. Мы видим также, что ориентировка оптических осей



Фиг. 57. Гартмансдорф близ Бургстеда (Ратсбрух), Саксония. Шлиф перпендикулярно к  $a$ ; 284 оптических осей кварца; в левой части наверху до 8, внизу до 10, в других частях диаграммы до 6;  $> 5-4-3-2-1-0.5-0$ . Вместо одной простой плоскости ( $ab$ )= $s$  проявляется серия плоскостей ( $h0l$ ), которые нанесены в центре (не полюсы, а сами плоскости), по данным непосредственных измерений. Все эти плоскости ( $h0l$ ) выражены удлиненными зернами кварца, в которых наблюдаются трещинки по ( $0kl$ ) и ( $ac$ ); нередко после образования трещинок зерна кварца были охвачены гранатом.



Фиг. 58. Тот же шлиф, что на фиг. 57; 75 нормалей к плоскостям ( $0kl$ ), пересекающим удлиненные зерна кварца, вне зависимости от ориентировки последних;  $> 18-16-14-12-10-8-6-4-2-1-0$ .

кварца подчинена не удлинению зерен, а плоскостям скольжения.

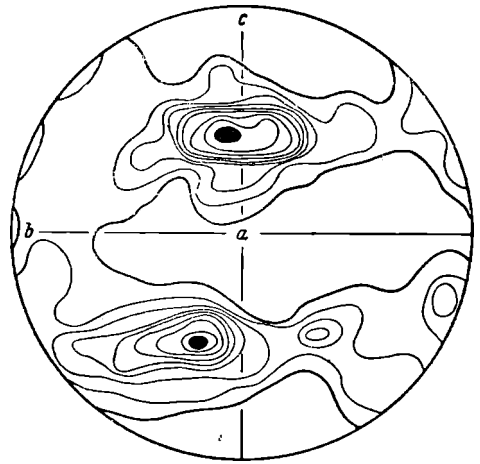
Фиг. 59. В шлифе гранулита, перпендикулярном  $a$ , было измерено всего 380 оптических осей сильно удлиненных зерен кварца. Зерна, разбитые трещинками ( $ac$ ), и такие, в которых этих трещинок не было, измерялись отдельно, но обе диаграммы

оказались совершенно тождественными. Интересно, что некоторые зерна кварца плавно изогнуты вокруг зерен граната, но при этом в кварце не наблюдается никаких следов скольжения с изгибом, как в послекристаллизационных милонитах; эти зерна оптически вполне однородны. Очевидно, что это плавное изгибание представляет собой результат докристаллизационной деформации, т. е. зерна рекристаллизованы после трансляции.

Вполне понятно, что максимумы этой диаграммы могут быть истолкованы как отражение двух плоскостей скольжения ( $h0l$ ), но нельзя отрицать возможности и другого объяснения. При сравнении диаграмм фиг. 56, 57 и 59 можно подметить то обстоятельство, что во всех этих случаях максимумы, расположенные выше и ниже ( $ab$ ), образуют друг с другом угол от  $70$  до  $75^\circ$ .

Такое постоянство угла между ними наводит на мысль о том, что в этих случаях мы имеем ориентировку в плоскости  $(ab)$  двойниковой плоскости, пересекающей оптическую ось под углом около  $37^\circ$ . В пользу этого говорит то, что во многих зернах, сросшихся по линии, параллельной плоскости  $(ab)$ , оптические оси обоих зерен попадают соответственно в пределы обоих максимумов. В этом свете становится также понятным, что угол между этими двумя максимумами и плоскостью  $(ab)$  совершенно не совпадает по величине с углом ( $5^\circ$ ) между максимумами непосредственно измеренных лейт слюды, определяющих положение плоскостей  $(hol) = s$ , и плоскостью  $(ab)$ .

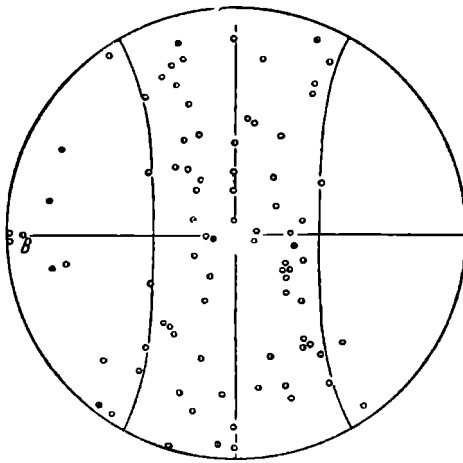
Можно считать вполне доказанным, что во многих случаях аналогичные максимумы являются отражением плоскостей скольжения  $(hol)$ , но нельзя игнорировать также и второго решения, т. е. возможности ориентировки двойниковой плоскости параллельно плоскости  $(ab) = s$ .



Фиг. 59. Рохсбург близ Пенига, Саксония. Шлиф перпендикулярно к  $a$ ; 380 осей кварца;  $> 10-8-6-5-4-3-2-1-0.5-0$ . В плоскости  $(ab)$  расположены удлиненные зерна кварца; в них наблюдаются трещинки по  $(ac)$ . Даже сильно изогнутые зерна представляют собой монокристаллы; следовательно, они рекристаллизованы.

#### В-тектониты

Синоптическая диаграмма В-тектонитов (фиг. 60) показывает, что для них характерен отчетливый пояс, перпендикулярный к  $B$ , но иногда он



Фиг. 60. Максимумы оптических осей 9 В-тектонитов в шлифах, параллельных  $B$  с  $B$ -поясами, расщепленными дугой большого круга, перпендикулярного к  $B$ . Точки — максимумы пород с полным поясом  $(bc)$ .

расщеплен поясом минимумов. Последний, видимо, отвечает полюсам плоскостей трансляции. Всякое вращение равноценных или резко различных плоскостей скольжения (приблизительно совпадающих с круговыми сечениями эллипсоида деформации) вокруг оси  $B$  может привести к такой ориентировке. Иногда в диаграммах удается подметить симметрию прямого сжимающего усилия; как правило, все же вероятнее внешний поворот при косом усилии. Однако нужно иметь в виду, что диаграммы В-тектонитов не могут быть получены непосредственно путем вращения диаграмм S-тектонитов, так как максимум III в первых отсутствует.

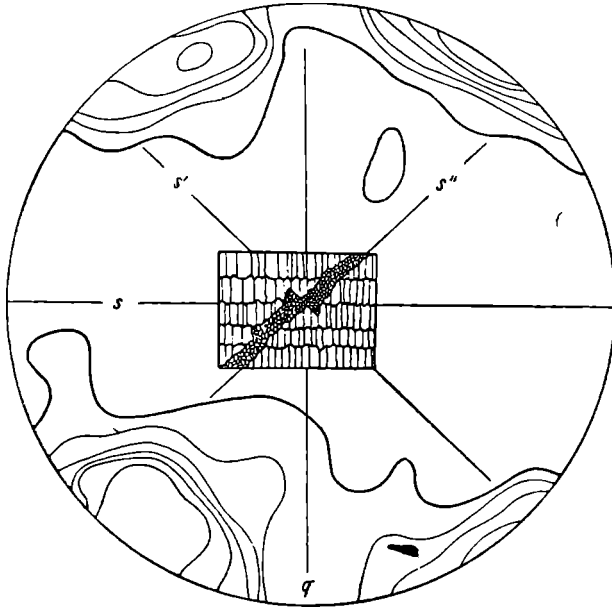
*Связь между деформацией зерен, рекристаллизацией и возникновением ориентировки*

Нередко крупные зерна кварца расщеплены трещинками, которые в свою очередь рекристаллизованы и заполнены мелкозернистым кварцевым агрегатом. Для выяснения механизма ориентировки кварца в тектонитах такие случаи представляют собой особенно благоприятный материал. Один из

таких случаев представлен на диаграмме (фиг. 61), в центре которой дана зарисовка самого шлифа, подвергнутого апализу.

Большой монокристалл кварца, обладающий резким волнистым погасанием, рассечен двумя диагональными трещинками  $s'$  и  $s''$ .

Волнистое погасание этого кристалла обусловлено тем, что он разбит на столбчатые субиндивидуумы по оси  $q$ , которые стоят, подобно книгам на полке, на системе трещин  $s$ , перпендикулярных к оси  $q$ . Трещинки  $s'$  и  $s''$  пересекают этот кристалл под углом  $45^\circ$  к оси  $q$  и трещинкам  $s$  и представляют собой вполне очевидно плоскости скалывания ( $hol$ ). Одна из этих трещинок рекристаллизована мелкозернистым кварцевым агрегатом, обнаруживающим никаких следов механического воздействия. Вначале были измерены отдельно зерна, непосредственно прилегающие к краям трещинки, и те, которые заполняют ее среднюю часть, т. е. не соприкасаются



Фиг. 61. Трещинка скалывания ( $s''$ ) в монокристалле кварца, залеченная мелкозернистым агрегатом кварцевых зерен. Берлинер Хютте;  $s$ ,  $s'$ ,  $s''$  — плоскости скалывания;  $q$  — оптическая ось монокристалла. Диаграмма получена в результате измерения всех зерен кварца, выполняющих трещинку  $s''$ ; 140 оптических осей; > 8—6—5—4—3—2—1—0.

с вмещающим кристаллом. Обе диаграммы оказались совершенно тождественными и были сведены в одну, представленную на диаграмме фиг. 61.

Отсюда следует прежде всего, что ориентировка монокристалла не оказывает никакого влияния на ориентировку зерен, заполняющих трещинку. Вполне очевидно также, что один максимум диаграммы близко совпадает с выходом оси  $a$  плоскости скольжения  $s''$ , другой соответствует линии скольжения  $a$  в плоскости скольжения  $s'$ . Эти максимумы не равноценны по плотности, т. е. мы имеем случай неравноценных плоскостей скалывания, относящихся к одной и той же фазе деформации.

На примере этого монокристалла мы имеем наглядное подтверждение того факта, что кварц весьма легко раскалывается на столбики по оси, и вполне понятно, что при возникновении плоскостей скалывания образовались мельчайшие обломки такой формы. Даже очень небольшого смещения по этим трещинкам было, очевидно, достаточно, чтобы эти столбики приобрели определенную ориентировку. В дальнейшем рекристаллизация отобразила ориентировку этих зародышей, превратив их в мелкозернистый агрегат, заполняющий трещинку. Возникновение максимума  $I$  в тектонитах связано, повидимому, чаще всего именно с этим процессом разложения зерен кварца на столбики параллельно оптической оси, ориентировки их благодаря смещению по плоскостям скалывания и последующей рекристаллизации.

Положение максимума  $I$  не зависит от исходной ориентировки зерен, а сопряжено исключительно с положением в пространстве плоскости скалывания. Таким образом, этот максимум возникает в большинстве случаев не как следствие вращения сформировавшихся зерен, а путем рекристалли-



зации зародышей, возникших и ориентированных в связи с плоскостями скольжения. Максимумы, обусловленные пластической деформацией зерен путем трансляции, возникают в результате ориентировки пластинок.

## Ориентировка кальцита

### Механизм деформации зерен

При деформации зерен кальцита чаще всего происходит трансляция по плоскостям (0112), которые обозначаются буквой *e*. Нередко наблюдается также двойникование по той же плоскости *e*. Деформация, сопровождающаяся образованием трещин разрыва, в кальците наблюдается редко и существенного значения при возникновении ориентированных структур не имеет.

При анализе ориентировки посредством трансляции весьма важно, что скольжение в плоскости *e* происходит не в любом направлении, а только по короткой диагонали этой грани, которая и является линией скольжения. Следовательно, при деформации агрегата кальцитовых зерен не только плоскость *e* отдельных зерен стремится к совпадению с плоскостью (*ab*), но, кроме того, короткая диагональ устанавливается в конечном счете параллельно линии скольжения *a*. При этом чаще всего острый угол между оптической осью и короткой диагональю в плоскости *e* направлен во всех или в большинстве зерен в одну сторону, вероятно в направлении движения по линии скольжения *a*. Это может быть следствием того, что при трансляции скольжение по короткой диагонали возможно только в одном направлении, например в сторону к оптической оси.

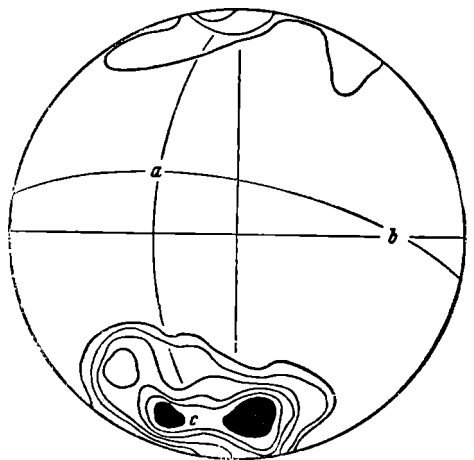
Следует иметь в виду, что в одном зерне имеется несколько плоскостей *e* и все они механически вполне однозначны. Этим объясняется образование в зернах кальцита прямых каналов, которые возникают при последовательной трансляции по различным плоскостям.

### Ориентировка тектонитов

Как уже было отмечено выше, в *S*-тектонитах ориентировка ромбоэдра скольжения *e* определяется плоскостью (*ab*) = *s*, т. е. в процессе ориентировки *e* стремится занять положение, параллельное (*ab*) (фиг. 62). В *B*-тектонитах ориентировка *e* определяется зоной оси *B* (фиг. 63) или плоскостями скальвания, пересекающимися с осью *B*.

При измерении в одном и том же шлифе плоскостей *e* и оптических осей наблюдается отчетливая закономерность в относительном положении тех и других элементов. Минимумы оптических осей, окруженные максимумами, отвечают максимумам полюсов плоскостей *e* (фиг. 64, 65), причем угол между максимумами осей и полюсов *e* равен всегда 26°. Теоретически это вполне понятно, если учесть пространственное соотношение этих кристаллографических элементов в кальците (см. выше).

В этом кольце максимумов оптических осей в *S*-тектонитах обычно отчетливо выделяется один максимум, как правило, расщепленный на две части, расположенные симметрично



Фиг. 62. *S*-тектонит; кальцит. Грившарте, Хохфейлер, Тироль. 206 *e*, все видимые; > 8—7—6—5—3—1—0; плоскость (*ab*) = *s* видна в образце, ось *B* выражена неясно.

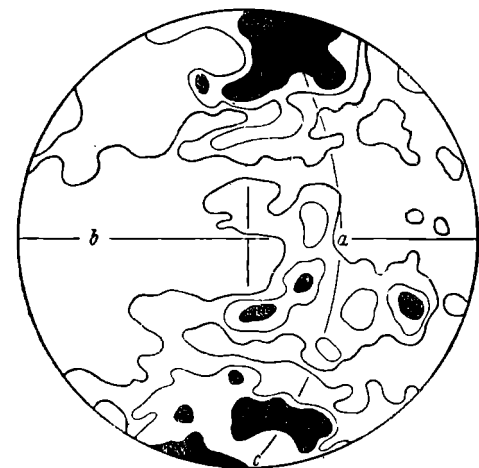
относительно ( $ac$ ). Этот максимум лежит в плоскости ( $ac$ ); положение ( $ac$ ) легко определяется также и по расщепленному максимуму, а тем самым устанавливается и линия скольжения  $a$ .

В тех случаях, когда в этом кольце имеется несколько максимумов, каждый из них отвечает самостоятельной плоскости  $a's$ ,  $a''s$ ,  $a'''s$ , т. е. в процессе ориентировки происходило колебание линии скольжения общего плана деформации или отдельных зерен. Если каждой плоскости ( $ac$ ) на диаграмме отвечает только один максимум осей (или один расщепленный максимум), то при ориентировке скольжение по короткой диагонали плоскости  $e$  в отдельных зернах происходило только в одном направлении. Если же одной плоскости ( $ac$ ) отвечает два максимума, расположенных по обе стороны от ( $ab$ ) (фиг. 87, верхний и нижний максимумы), то скольжение по короткой диагонали происходило в двух направлениях, или, вероятнее всего, ориентировка обусловлена образованием двойников. При этом возникает структура строго ромбическая, а если в двойникованных зернах измерять обе оптические оси, то обе они лежат в плоскости ( $ac$ )

данной структуры более или менее симметрично по отношению к ( $ab$ ).

Так как  $B$ -текtonиты характеризуются вращением в процессе ориентировки плоскостей скальвания ( $h0l$ ) структуры, пересекающихся в  $B$ , то вполне понятно, что характерные максимумы  $S$ -текtonитов приведет в результате вращения к образованию пояса вокруг оси  $B$ . Однако в  $B$ -текtonитах, в плоскости, строго перпендикулярной к оси  $B$ , мы видим обычно не максимумы, а минимумы осей, а максимумы располагаются по обе стороны от этого пояса минимумов.

При измерении плоскостей трансляции необходимо иметь в виду, что видимые трещинки, которые можно измерить, характеризуют только последние фазы деформации, а все более старые трещинки рекристаллизованы и незаметны. Однако непосредственным анализом



Фиг. 63.  $B$ -текtonит; кальцит. Зунк, Штейермарк. Шлиф немного косо к  $B$ . Сводная диаграмма всех  $e$  без пропусков. Сведена из двух диаграмм; всего 538  $e$ ;  $>3$  (наверху до 6)—2—1—0. Пояс плоскостей  $e$ ; в образце ясная ось  $B$ .

установлено, что при рекристаллизации паракристаллизационно деформированных структур ориентировка, возникшая вначале, почти совершенно не нарушается. Поэтому в тех случаях, когда плоскостей трансляции в зернах измерить нельзя, максимумы полюсов  $e$  могут быть установлены косвенным образом, как минимумы осей, окруженные максимумами.

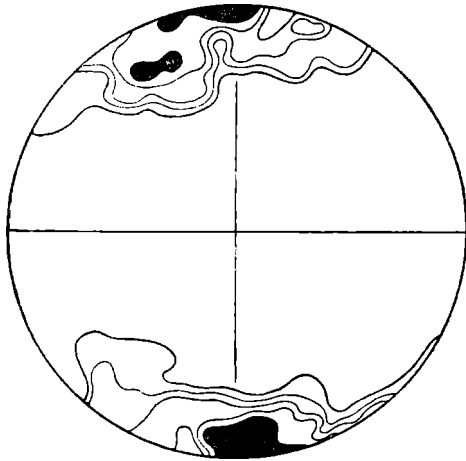
При анализе ориентированных структур с резко выраженным  $s = (ab)$  необходимо считаться с возможностью скальвания не только в этой плоскости, но и в других ( $h0l$ ), расположенных косо по отношению к ( $ab$ ).

### Ориентировка слюд

Слюды (биотит и мусковит) представляют собой минералы, воспринимающие ориентировку чрезвычайно легко, причем при механической деформации в зависимости от условий они могут быть ориентированы по форме или по строению. На ряду с этим ориентировка слюд может возникнуть также в процессе образования осадочных пород (отложения) или благодаря росту слюд в анизотропной среде.

Однако установление генетического типа ориентировки представляет собой часто весьма трудную задачу, так как во всех перечисленных типах ориентированных структур слюды ориентируются плоскостью (001) параллельно плоскости  $s$ . С одной стороны, эта грань в значительной мере определяет гетерометричную форму зерен, с другой стороны, она же является плоскостью трансляции.

В процессе механической деформации слюды вращаются до тех пор, пока плоскость (001) не достигнет положения, почти параллельного плоскости скалывания  $s$  или сечения  $AB$  эллипсоида деформации. В первом случае ориентированное зерно подвергается далее трансляции и превращается в тонкую пленку, во всяком случае вращение зерна прекращается.

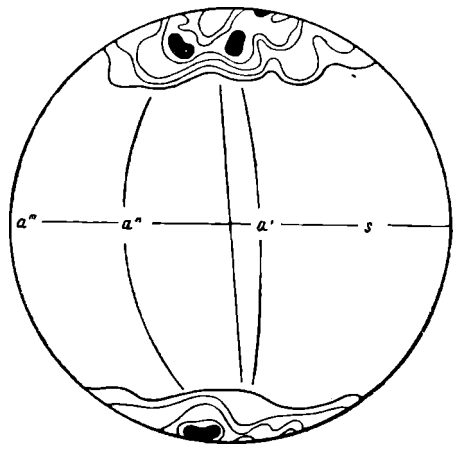


Фиг. 64. Вена-таль, Бреннер, Тироль. Шлиф перпендикулярно к  $s$ ; 336 крупных деформированных зерен, все видимые  $e$ ; (11—6)—4.5—3—2—1—0; в образце хорошо видно  $s$ , но  $B$  не выражено.

Ориентировка, связанная с явлениями кристаллизации в твердой структуре, может привести к образованию слюд по  $s$  или по другим трещинкам, представляющим собой закономерные элементы системы координат ( $abc$ ).

Механизм трансляционной ориентировки у слюд сравнительно очень прост, так как (001) представляет собой единственную плоскость трансляции. Важное значение слюд для расшифровки ориентировки тектонитов заключается в том, что они отражают ось  $b$  плана деформации ( $abc$ ) значительно легче и точнее, чем все другие минералы. Эта ось  $b$  может быть выражена как линия пересечения плоскости  $s$ , установленной по ориентировке других минералов, с плоскостью  $s$ , которую отображает ориентировка слюды, или как ось  $B$ , перпендикулярная к поясу полюсов (001) слюды.

Часто ориентировка слюды позволяет установить в поясе, перпендикулярном к  $B$ , отдельные плоскости  $s$ , а сопоставление ориентировки слюды с ориентировкой других минералов в одном и том же шлифе помогает расшифровать основные закономерности структуры. Даже в  $S$ -тектонитах, в которых ось  $B$  макроскопически совершенно не проявляется, анализ ориентировки слюды позволяет подметить следы концентрации полюсов



Фиг. 65. Тот же шлиф, что на фиг. 64; 246 оптических осей деформированных крупных зерен кальцита;  $> 8—4.5—3—1—0$ . Оси расположены на кольце вокруг минимума, отвечающего максимуму  $e$  диаграммы фиг. 64. На кольце лежат три максимума осей. Этими тремя максимумами и центром тяжести максимума  $e$  (центром кольца) определяются три плоскости деформации, отвечающих скольжению в  $s$ , а именно три максимума линий скольжения отдельных зерен и тем самым три линии скольжения структуры, отвечающие скольжению в плоскости  $s$ . Указанными тремя плоскостями деформации или плоскостями ( $ac$ ) являются дуги больших кругов, проходящие через  $a$ ,  $a''$  и  $a'''$ . Перпендикулярно к ним расположены оси  $b'$ ,  $b''$  и  $b'''$ . Максимумы рекристаллизованных зерен расположены также на больших кругах  $a'$ ,  $a''$  и  $a'''$ .

в определенном поясе и тем самым установить положение оси  $B$ , а иногда и  $B' \perp B$ . В диаграммах ориентировки следов резко выраженное  $s$  без намеков на поясное строение можно встретить лишь в редких случаях. Поведение следов в случаях резкого скалывания на зеркалах скольжения можно видеть на диаграмме фиг. 76. Особенный интерес представляет ориентировка, при которой (001) расположена не параллельно  $s$ , как обычно, а перпендикулярно к  $s$ , — так называемые «поперечные следы» (Querschliff).

### Структуры включений (Interngefüge)

Под термином «структура включений» понимают совокупность зерен  $K_1$ , заключенных в монокристаллах  $K_2$ , независимо от того, имеются ли только отдельные зерна  $K_1$  во многих зернах  $K_2$ , или же многочисленные зерна  $K_1$  в одном или нескольких зернах  $K_2$ . Эти зерна  $K_1$ , представляющие собой включения, могут быть закономерно ориентированы — тогда говорят об «ориентировке включений» (Internregelung). Чисто морфологически можно выделить следующие типы такой ориентировки:

1. Ориентировка включений отражает анизотропию включающего кристалла, т. е. подчинена определенным кристаллографическим элементам последнего.

2. Ориентировка включений такова, что все отдельные зерна можно рассматривать, как части одного и того же кристалла.

3. В ориентировке включений проявляется какая-то закономерность, не связанная со структурой включающего зерна.

Случаи 1 и 2 общеизвестны и рассматриваются в петрографии, случай 3 мы должны осветить подробнее.

Прежде всего следует различать две возможных разновидности такой ориентировки:

а) Вновь растущие кристаллы  $K_2$  захватывают зерна  $K_1$ , которые были ориентированы раньше. Часто включения зерен  $K_1$ , захваченные зернами  $K_2$ , образуют в совокупности  $s$ -структуру; такую  $s$ -структуру включений Заидер обозначает символом ( $si$ ). Эта  $s$ -структура включений ( $si$ ) может быть повернута вместе с включающим зерном  $K_2$  относительно общей  $s$ -структуры зерен  $K_1$ , находящихся вне  $K_2$ . Последняя обозначается символом ( $se$ ). Если ориентированные зерна  $K_1$  захватываются постепенно растущим и в то же время вращающимся зерном  $K_2$ , то включения  $K_1$  образуют в зерне  $K_2$  спираль (Einschlusswirbel).

Все случаи ориентировок такого типа могут быть легко расшифрованы при помощи структурного анализа.

б) Зерна  $K_1$  в зернах  $K_2$  не образуют замкнутой структуры, т. е. мы имеем отдельные зерна  $K_1$  в  $K_2$ , которые в совокупности дают определенную ориентированную структуру.

Рассмотрим несколько разновидностей таких структур, но раньше введем следующие условные обозначения:

$Re$  — ориентировка зерен  $K_1$  свободных, т. е. не включенных в зерна  $K_2$ ;

$Ri$  — ориентировка включений.

1.  $Re = Ri$  (строгая гомотропия):

а) после окончания роста зерен  $K_2$  не происходило ни дифференциальных движений, ни кристаллизации, способных изменить ориентировку зерен  $K_1$ ;

б) ориентировка  $K_2$  является результатом роста зародышей  $K_2$ , ориентированных совместно с  $K_1$ , или результатом селективного роста по анизотропии структуры, приобретенной во время ориентировки  $K_1$ .

2.  $Re \neq Ri$  (гетеротропия). Очевидно, что различие  $Re$  и  $Ri$  возникло после начала роста  $K_2$ . Генетически при этом возможны три случая:

а)  $Ri$  произошло из  $Re$ ;

б)  $Ri$  и  $Re$  обе возникли из более старой ориентировки;

в)  $Re$  возникло из  $Ri$ .

Случаи «а» и «б» теоретически возможны, но еще не доказаны конкретными анализами, поэтому мы на них останавливаться не будем. В случае «в», т. е. когда  $Re$  произошло из  $Ri$ , очевидно, что во время кристаллизации  $K_2$  в породе существовало только  $Ri$ . В зернах  $K_2$  это  $Ri$  сохранилось, а вне  $K_2$  зерна  $K_1$  приобрели впоследствии иную ориентировку.

Примером может служить порода, в которой имеются зерна граната с неориентированными включениями кварца, тогда как вне граната зерна кварца ориентированы. Если они ориентированы посредством скалывания, то зерна граната подверглись вращению, но ориентировка включений при этом не могла измениться.

Анализируя этот генетический тип ориентировки, можно выделить три возможных случая:

1.  $Ri$  представляет собой не смещенную первичную ориентировку, сохранившуюся в  $K_2$ . Тогда различие  $Re$  и  $Ri$  не может быть следствием последующей механической деформации — это различие могло возникнуть только в результате последующей кристаллизации зерен  $K_1$ .

2.  $Ri$  гетеротропно, но гомотактично с  $Re$ , например структура, повернутая вокруг оси  $B$ .  $Ri$  и  $Re$  обладают симметрией, не противоречащей друг другу.  $Re$  отличается от  $Ri$  без изменения типа симметрии подчиненными максимумами диаграммы (*Untermaxima*). В  $Re$  могут прибавиться новые максимумы, а старые максимумы в  $Ri$  и в  $Re$  могут быть смещены друг относительно друга (например, в поясе, перпендикулярном к  $B$ , повернуты вокруг  $B$  по отношению к ориентирующему силовому полю).

3.  $Ri$  и  $Re$  гетеротактичны и имеют различную симметрию; например случай косоугольного повторного усиления, на которое зерна внешние  $K_1$  реагировали сильнее, чем  $K_2$ .

Чем совершеннее гомотропия между свободными зернами и включениями того же минерала в других кристаллах, т. е. чем меньше влияние друг на друга совместно находящихся в структуре минералов, тем вернее и резче удастся разделить во времени механическую деформацию от последующей рекристаллизации. Далее, если в пассивно ориентированной породе, состоящей из взаимнопрорастающих и обрастающих друг друга минералов, наблюдается точное соответствие даже побочных максимумов для разных минералов, то это говорит об ориентировке всех минералов в виде зародышей и последующей спокойной кристаллизации. В случае механической деформации уже крупнозернистой породы трудно думать, что может сохраниться такое точное совпадение диаграмм вплоть до более слабых максимумов.

Примером сложного  $B$ -тектопита (структуры включений) может служить анализ кальцитового филлита из Бреннера в Тироле (фиг. 66—75). Все диаграммы получены при анализе одного и того же шлифа при одинаковом исходном его положении.

Сопоставление этих диаграмм показывает следующее:

1. Симметрия диаграмм совпадает с макроскопически видимой симметрией (в соответствии с которой изготовлен шлиф) в оси  $B$ . Мы имеем в породе гомоосную ориентировку по отношению ко всем минералам.

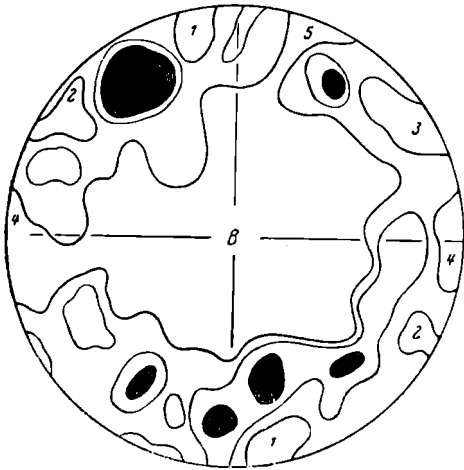
2. Все минералы ориентированы гомотактично, т. е. симметрия ориентировки может быть отнесена к моноклиным векторам деформации и скалывающим усилиям, перпендикулярным к  $B$ , симметрия которых в продолжение всей деформации определялась осью  $B$  и плоскостью симметрии, перпендикулярной к  $B$ . Деформация тектопита характеризуется постоянной симметрией.

3. Между включенными и свободными мусковитами наблюдается гомотропия, за исключением резкого послекристаллизационного максимума в последней структуре (фиг. 69) и поворота диаграмм, о котором будет сказано ниже.

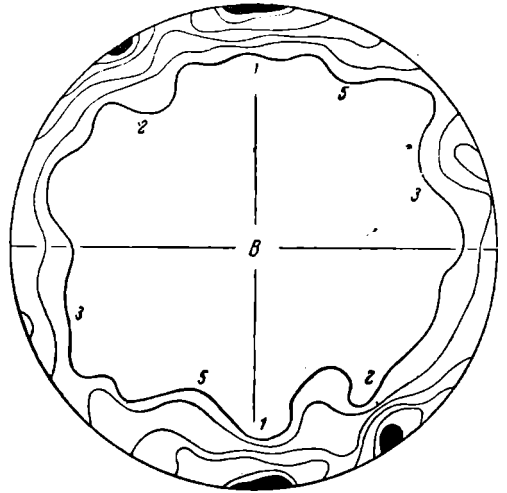
4. По сравнению с послекристаллизационной деформацией и ориентировкой гораздо большее значение имела ориентировка зародышей всех минералов с последующей кристаллизацией.

Итак, мы видим, что все диаграммы обнаруживают пояс, перпендикулярный к оси *B*. Теперь посмотрим, могут ли быть сопоставлены отдельные максимумы различных диаграмм. На диаграммах кальцита, кварца и слюды (фиг. 66, 67, 68, 69) одинаковыми цифрами обозначены максимумы, соответствующие друг другу, т. е. такие, которые можно связать с одним и тем же процессом при возникновении ориентировки.

Сопоставление этих диаграмм показывает, что максимумы мусковитов 1, 2, 3 (фиг. 69) отвечают в диаграмме кальцита (фиг. 67) максимумам полюсов плоскостей *e*, расположенных ближе всего к оси *B*. Следовательно, каждое зерно кальцита обладает плоскостью *e*, ориентировка которой определяется не только поясом, перпендикулярным к *B*, но, кроме того, одним из этих максимумов 1, 2, 3, которые мы видим на диаграмме мусковита. Таким образом, ориентировка плоскостей трансляции *e* кальцита соответ-



Фиг. 66. Сложный *B*-тектонит. Структура зерна в зерне. Известковый филлит Бреннер, Триоль. Диаграммы фиг. 66—75 получены при анализе одного шлифа, перпендикулярного к *B*, при одинаковой установке. 263 оси кальцита без выбора; 4—3 (слева наверху 6—3)—2—1—0. Минимумы осей обозначены теми же цифрами, как соответствующие им максимумы *e* на фиг. 67



Фиг. 67. 117 *e* кальцита, в каждом зерне измерена 1 *e* и притом та, которая образует с осью *B* самый маленький угол («ближайшая к *B*»); (7—6)—5—4—3—2—1—0. Цифровые обозначения см. фиг. 66.

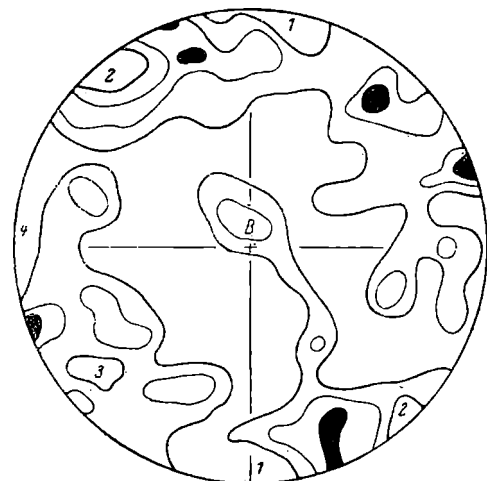
ствует ориентировке плоскостей скольжения (001) слюды. Максимум 4 мусковитов в диаграмме плоскостей трансляции кальцита отсутствует.

Однако на диаграмме оптических осей кальцита этому максимуму отвечает минимум оптических осей, окруженный максимумами, и такие минимумы отвечают всем максимумам мусковита. При этом максимумы оптических осей кальцита расположены на малом круге, находящемся на расстоянии около 26° от периферии круга проекций, а к периферии диаграммы, как мы видели, приурочены максимумы плоскостей скольжения *e* кальцита и (001) слюды. Поскольку угол между оптической осью кальцита и нормалью к плоскости *e* равен 26°, такое расположение максимумов оптических осей вполне понятно.

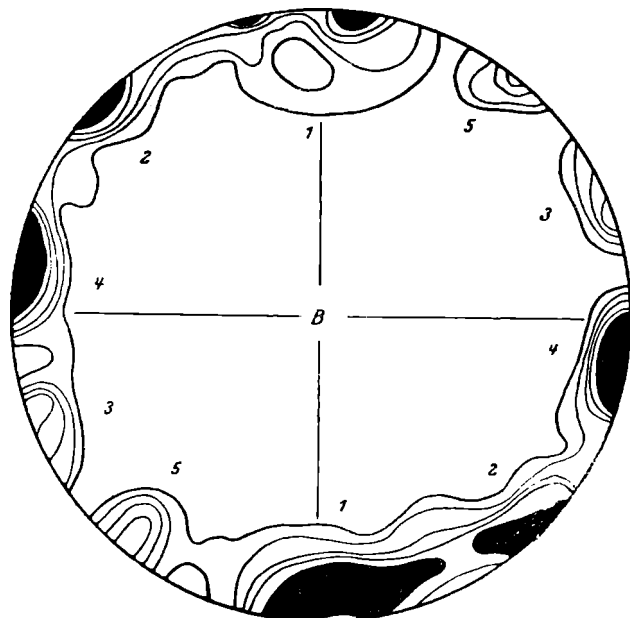
Теперь попробуем сопоставить диаграмму оптических осей кварца (фиг. 68) с диаграммами слюды и кальцита. Для кварца мы не имеем непосредственных измерений плоскостей трансляции, как для кальцита, поэтому такое сопоставление даст нам менее достоверный ответ, но все же и оно не лишено интереса. Нельзя, очевидно, считать случайными резко

выраженный пояс, перпендикулярный к  $B$ , и совпадение некоторых максимумов этой диаграммы с максимумами осей кальцита. Кроме того, мы видим, что максимумы осей кварца обнаруживают тенденцию располагаться на некотором малом круге, а минимумы, окруженные максимумами, тяготеют к периферии диаграммы. При этом максимумы 1, 2, 4 диаграммы слюды отвечают минимумам осей кварца. Такая аналогия в расположении осей кальцита и кварца указывает на то, что механизм ориентировки большой группы зерен кварца был подобен механизму ориентировки кальцита. Возможно, что в кварце мы также имеем плоскость трансляции, расположение которой относительно оптической оси подобно относительному положению этих элементов в кальците.

Перейдем теперь к рассмотрению максимумов частных диаграмм. Максимумы мусковитов, включенных в зернах кальцита (фиг. 70) и в зернах кварца (фиг. 71), совпадают, если игнорировать различие плотностей. Эти максимумы диаграмм фиг. 70 и 71 совпадают лучше с максимумами



Фиг. 68. 222 оси кварца; (4—3)—2—1—0. Важны цифровые обозначения минимумов, которые расположены так же, как соответствующие минимумы осей кальцита на фиг. 66, максимумы  $e$  на фиг. 67 и максимумы мусковитов на фиг. 69.



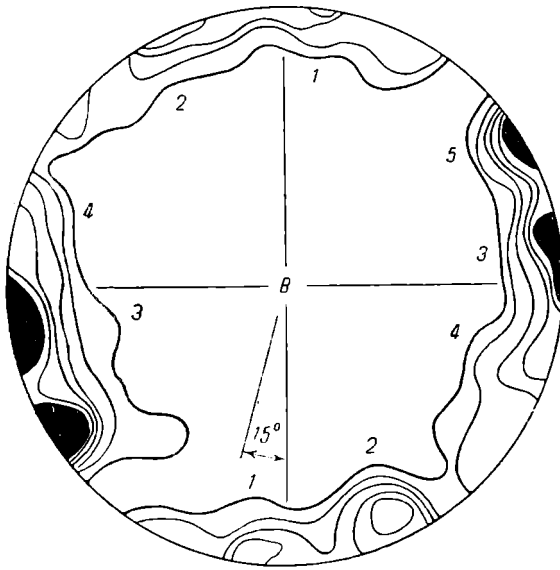
Фиг. 69. 222 мусковита; 8—5 (справа 9—5)—4—3—2—1—0. Цифровые обозначения см. фиг. 68.

диаграммы свободных мусковитов после поворота диаграмм примерно на  $15^\circ$  вокруг оси  $B$  по часовой стрелке. В том же смысле и на такой же угол повернуты максимумы диаграммы кварцевых зерен, включающих мусковиты (фиг. 72), относительно максимумов диаграммы фиг. 68. То же было установлено и для кальцита.

Отсюда можно сделать вывод, что  $B$ -тектонит с ориентированными зародышами был повернут по отношению к внешним силам вокруг оси  $B$ , причем после этого поворота большинство зерен еще подверглось трансляции, которая привела к однозначному смещению осей, т. е. максимумов.

Однако часть зерен не претерпела трансляции и содержит включения мусковита совершенно не деформированные. Именно по этому признаку были выделены эти зерна и измерены отдельно. Ориентировка этих зерен и включений мусковита представлена поясом, перпендикулярным к  $B$ ,

повернутым относительно пояса других зерен вокруг оси *B*. В них мы видим исходную ориентировку зародышей, не претерпевшую изменений.



Фиг. 70. 51 мусковит в зернах кальцита; (8—6)—5—4—3—2—1—0. Максимумы этой диаграммы повернуты относительно максимумов фиг. 69 на  $15^\circ$  по часовой стрелке вокруг оси *B*. Цифровые обозначения см. фиг. 68.

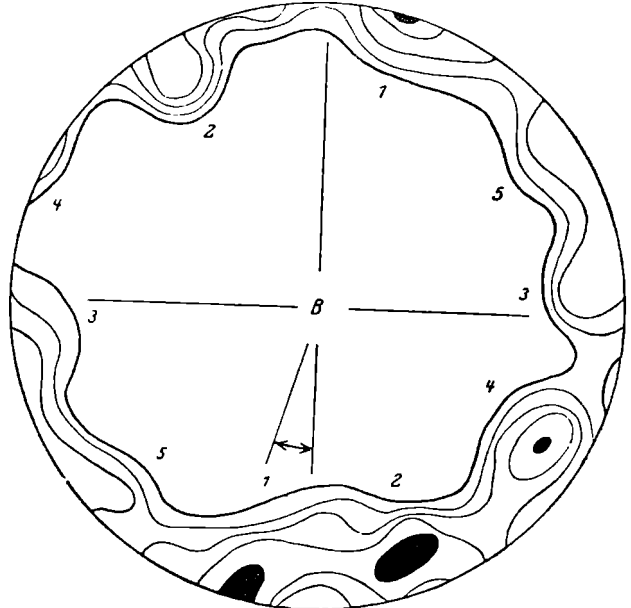
оси *y* кварца, скольжение с изгибом по (001) в слоях.

Возвращаясь к рассмотренному выше примеру, отметим, что уже ориентировка зародышей привела, как мы видели, к тому, что в каждом зерне имеется по крайней мере одна плоскость *e*, полюс которой падает на один из максимумов пояса ориентировки, а следовательно, сама плоскость расположена параллельно оси *B*. Однако многие зерна обнаруживают две плоскости скольжения *e*, ступенчато сдвигающие друг друга с образованием прямых капалов. В этих зернах, обнаруживающих две плоскости *e* в поясе, перпендикулярном к *B*, были измерены обе эти плоскости (фиг. 73), и для каждой такой пары была построена и нанесена на диаграмму биссектриса острого угла между ними (фиг. 74).

Рассмотрение этих диаграмм показывает, что максимумы плоскостей *e* расположены так, что можно принять давление по вертикальному или горизонтальному

На рассмотренном примере можно, кроме того, показать, каким образом иногда удается установить в структуре следы последних давлений, которые еще не привели к пластической деформации всей структуры, но все же отразились на некоторых благоприятно расположенных зернах. Такую деформацию можно назвать (относительно) «стабильной» в отличие от (относительно) «мобильной», при которой деформация зерен указывает дифференциальное движение (истечение) всей структуры.

Следами послекристаллизационной деформации зерен являются резкие трещины разрыва, перпендикулярные к *B*, пересекающие зерна, не считаясь с их ориентировкой, двойники и трещинки по *e* в кальците, волнистое погасание параллельно оптической



Фиг. 71. 47 мусковитов, заключенных в зернах кварца (фиг. 72); (6—5)—4—3—2з—0. Максимумы повернуты, как на фиг. 70. Цифровые обозначения см. фиг. 68.

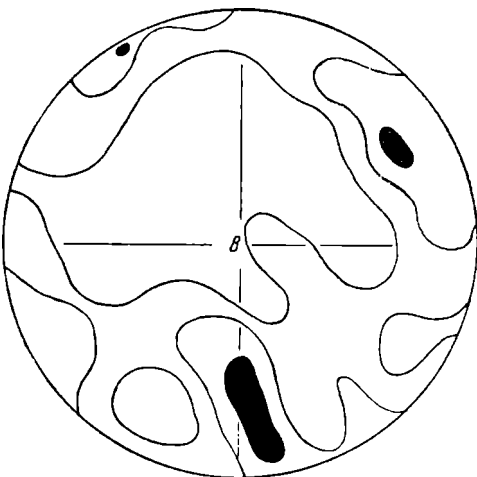


диаметрам диаграммы (схематическая диаграмма фиг. 75). По отношению к такому давлению эти плоскости  $e$  в отдельных зернах отвечали бы симметричным плоскостям скальвания.

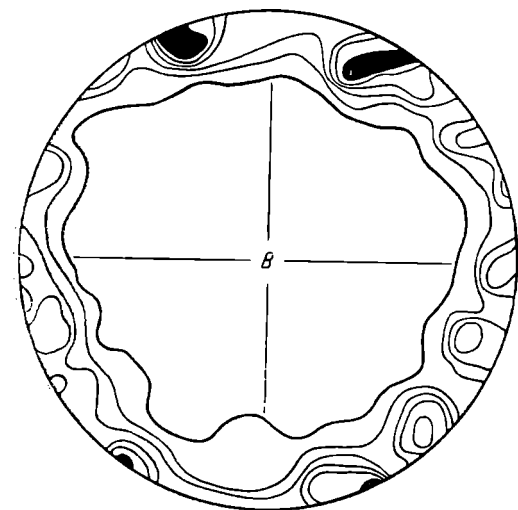
Это давление не привело к ориентировке зерен, а отразилось только на тех зернах, в которых плоскости  $e$  были расположены особенно благоприятно, т. е. симметрично по отношению к линии сжимающих усилий.

Такое положение линии сжимающих усилий находится в хорошем соответствии с положением плоскости  $s$ , выраженной в породе особенно отчетливо (если эту плоскость рассматривать как плоскость скальвания, расположенную косо по отношению к давлению).

Интересно отметить, что слабый максимум биссектрис  $Sy'$  между зернами  $2e$  устанавливается только при построении биссектрис отдельно для каждого зерна, но не проявляется на диаграмме самих плоскостей трансляции. Максимумы этих плоскостей сливаются с максимумами, относящимися к биссектрисам  $Sy''$  и  $Sy'''$ . Однако реальное существование  $Sy'$  представляет интерес: хотя  $Sy'$  является весьма слабым максимумом, он все же нарушает симметричное расположение последних следов деформации по отношению к давлениям  $D$  и  $D'$  схематической диаграммы фиг. 75 значительно сильнее, чем можно было бы предположить при рассмотрении



Фиг. 72. 45 оптических осей кварца тех зерен, в которых заключены мусковиты, представленные на фиг. 71; (4—3)—2—1—0.



Фиг. 73. 150  $e$ , ближайших к  $B$ , в зернах, в которых проявляется  $2e$ , измерены обе плоскости  $e$ , т. е.  $2e$  в каждом зерне (7—6)—5—4—3—2—1—0.

диаграммы  $2e$  фиг. 73. В этой симметрии мы можем усмотреть уже следы мобильной деформации, проявившейся в зарождении несимметричной системы гипотетических плоскостей (отмеченное выше  $s$ ). В этом случае  $Sy'$  дают те зерна, которые уже захвачены ориентирующим влиянием плоскости  $s$  и претерпели некоторый поворот.

Однако возможно и другое объяснение, — что произошел поворот всей структуры вокруг оси  $B$  по отношению к внешним силам, и слабое  $Sy'$  отвечает новому относительному положению плана внешних усилий.

Кальцит представляет собой, таким образом, повидимому, минерал, особенно благоприятный для исследования и установления

«последних воздействий», так же как слюды должны считаться минералами, особенно хорошо отражающими пластическую деформацию. Плоскости скольжения  $e$  кальцита представляют собой, вероятно, первые следы усилий, превысивших прочность, направления которых удаётся

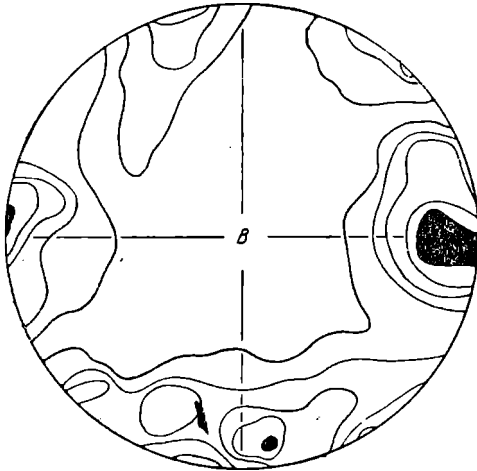
установить. В примере, который мы рассмотрели выше, порода была расположена симметрично по отношению к последнему плану внешних воздействий, т. е. деформация происходила до самого конца с постоянной симметрией.

## 8. ПЛОСКОСТИ СТРУКТУРЫ

При рассмотрении симметрии деформации и системы внешних усилий мы указывали на то, что тектонические движения характеризуются в большинстве случаев моноклинной симметрией. Соответственно, структуры с отчетливо выраженной плоскостью  $s$ , но при полном отсутствии в этой плоскости каких-либо сингулярных прямых, должны представлять собой сравнительно редкое явление. Обычно в этих плоскостях  $s$  выражены довольно хорошо по крайней мере две взаимно перпендикулярных прямых.

Одним из важных практических применений структурного анализа следует считать возможность установления положения и значения этих прямых в тех случаях, когда макроскопически они совершенно не проявляются. Кроме того, сами плоскости  $s$  часто не совпадают с теми плоскостями легкого раскола, которые обнаруживаются при отбивании образцов.

Ниже мы остановимся подробнее на рассмотрении главных плоскостей, обычных для геологических структур,  $(ab)$ ,  $(ac)$ ,  $(h0l)$  и более редких  $(hkl)$ .



Фиг. 74. 75 биссектрис меньшего угла между  $2e$  всех зерен, измеренных на фиг. 73; 5 (справа до 8)—4—3—2—1—0.

### Плоскости сланцеватости $(ab)$ и $(h0l)$

Вопрос о генезисе сланцеватости представлял собой еще недавно предмет горячей полемики. Сорби, Добрэ и Лизс (Sorby, Doubrée, Leith) определяли сланцеватость как следствие параллельного расположения гетерометричных минералов.

Вопрос о генезисе сланцеватости представлял собой еще недавно предмет горячей полемики. Сорби, Добрэ и Лизс (Sorby, Doubrée, Leith) определяли сланцеватость как следствие параллельного расположения гетерометричных минералов, и основным вопросом являлся способ образования такой ориентировки. В настоящее время сланцеватость этого типа мы могли бы определить как ориентировку минералов по их форме.

В противовес этой, в то время господствовавшей точке зрения, Г. Беккер предложил другое генетическое объяснение сланцеватости пород, строго обоснованное кинематическим анализом механизма пластической деформации. Он указал на то, что сланцеватость далеко не всегда является следствием гетерогенности породы и, как показал Добрэ, может возникнуть даже в таком однородном материале, каким является стекло. Возникновение сланцеватости в процессе деформации горных пород он связывал с дифференциальным скольжением по круговым сечениям эллипсоида деформации, причем скалыванию он приписывал вообще исключительное значение, как основному механизму деформации твердых тел.

Сущность взгляда Беккера на возникновение сланцеватости можно сформулировать кратко следующим образом: сланцеватость (cleavage) развивается всего совершеннее, если внешнее усилие длительно не изменяет своего направления, так как в этом случае сопротивления, обусловленные вязкостью материала, не играют существенной роли. В случае деформации с вращением (rotational strain) существуют две системы плоскостей максимального скольжения, которые пересекаются в оси вращения.

Эти плоскости максимальной амплитуды скольжения только в первый момент деформации совпадают с круговыми сечениями эллипсоида. В процессе деформации эти плоскости поворачиваются, захватывая последовательно клинообразные участки в данном теле. При этом обе системы этих плоскостей вращаются с различной скоростью. Одна система обладает значительно большей скоростью вращения, чем другая.

В плоскостях, которые вращаются быстрее, внутреннее трение (вязкость, viscosity) увеличивает прочность материала; время, в течение которого функционирует данная плоскость, оказывается недостаточным для достижения заметной амплитуды скольжения, и если не образуется при этом трещин, то эффект, обусловленный этой системой, весьма невелик.

В другой системе плоскостей, вращающейся медленно, вязкие сопротивления не играют существенной роли; тело может деформироваться путем истечения, и возникает сланцеватость. Энергия, выделяющаяся на плоскостях скольжения, может привести к изменению минералогического состава, но последнее не обязательно.

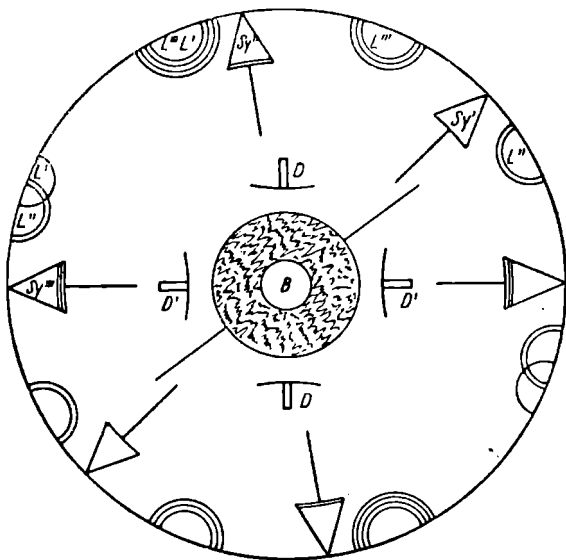
С точки зрения теоретических взглядов Б. Загдера, подкрепленных многочисленными анализами структур с ясно выраженной плоскостью  $s$ , ни одна из этих теорий не может претендовать на исчерпывающее решение проблемы сланцеватости горных пород.

Такое положение явилось в значительной мере следствием недостаточно ясного и однозначного определения самого понятия сланцеватости.

Загдер определяет сланцеватость как плоскопараллельную или линейнопараллельную структуру, возникшую при ламинарном движении в процессе образования или изменения породы. Это определение сланцеватости самое правильное, но несколько более широкое, чем обычно.

Если определять сланцеватость как структуру, которая свойственна сланцам и так называемым рассланцованным породам, то такая сланцеватость вообще не является достаточно ясным понятием и генетически не может быть сведена к единому принципу.

Следовательно, обычное выражение «сланцеватость» многозначно и должно быть заменено более строгим определением. В тех случаях, когда речь идет о параллельной структуре, генетическое значение которой не выяснено, Загдер предлагает ввести обозначение «плоскость  $s$ ». Таким образом, плоскости  $s$  — это механически выделяющиеся плоскости плоскопараллельной структуры.



Фиг. 75. Схема для последнего сжимающего усилия, которому подверглась порода (без истечения), при том предположении, что в тех зернах кальцита, в которых  $2e$  расположены симметрично к давлению, при воздействии, недостаточном для общей пластической деформации, все же произошло скольжение по этим плоскостям  $e$  и обе они проявились.  $L', L'', L'''$  схематически представляют максимумы полюсов  $e$ , которые принадлежат максимумам плоскостей симметрии углов между  $2e - s', s'', s'''$ , определенных последовательно во всех зернах. Количество колец максимумов отвечает их относительной плотности.  $DD'$  или  $D'D'$  — линия действующего сжимающего усилия.

В свете данных структурного анализа существующие противоречия между теориями сланцеватости, подчеркивающими форму и расположение зерен, и другими, указывающими на генетическую связь сланцеватости с плоскостями скольжения, теряют смысл.

Плоскопараллельные структуры могут возникнуть как следствие механической деформации путем дифференциальных движений (*Durchbewegung*). Исходная порода могла быть при этом механически изотропной или анизотропной; в последнем случае эта анизотропия может оказать существенное влияние на положение вновь возникающей структуры.

Выше мы видели, что плоскостями дифференциальных движений могут быть круговые сечения эллипсоида деформации при простом сжимающем усилии, и если не происходит вращения данного участка, то они образуют с линией сжимающего усилия угол от  $45^\circ$  до  $90^\circ$ . Иногда эти плоскости отвечают сечению *AB* эллипсоида деформации при сжатии (пластичные тела) и расположены под углом почти  $90^\circ$  к направлению сжимающего усилия.

Вопрос о том, под каким углом к внешним сжимающим усилиям (перпендикулярно к ним или косо) возникает сланцеватость, решается разными авторами различно. Однозначный ответ требует прежде всего точного определения соответствующей плоскости *s*. Если речь идет о плоскостях *s*, вновь возникших благодаря скалыванию, а под давлением понимать внешнее механическое воздействие на плоскость, ограничивающую данный участок до его разложения (при косом усилии) на нормальную и тангенциальную составляющую, то положение этой плоскости скалывания относительно внешнего усилия определяется кинематическим анализом Беккера.

Угол этот в общем случае не прямой, но может приближаться к прямому по мере того, как данное тело приближается по своим свойствам к жидкости, т. е. при уменьшении внутреннего трения и предела упругости, или же он приближается к прямому в результате внутреннего вращения плоскостей скалывания в процессе деформации.

Таким образом, если даже известно, что данная плоскость возникла благодаря скалыванию, то все же нельзя говорить, что внешние силы были расположены косо или под углом  $45^\circ$ , как в начальный момент деформации, или же были расположены перпендикулярно к этим силам.

Если параллельные структуры, связанные с круговыми сечениями эллипсоида деформации, т. е. возникшие путем скалывания, мы назовем плоскостями *s* скалывания, то такая структура будет соответствовать кливажу (*cleavage*) Г. Беккера.

Интересно то, что путем структурного анализа удалось не только подтвердить генетическую связь плоскостей *s* с плоскостями скольжения, но и проследить самый процесс вращения этих плоскостей. Анализы показали, что отображение в структуре обеих плоскостей скалывания с одинаковой интенсивностью встречается сравнительно редко.

В большинстве случаев мы имеем две плоскости *s* (*hOl*), а в структурах с внутренним вращением часто  $2n$  таких плоскостей; в структурах с внешними поворотами также всегда больше одной плоскости. При наличии всего одной видимой плоскости она часто получает выражение в структуре как плоскость симметрии острого угла между двумя (или  $2n$ ) реальными плоскостями скалывания. В этих случаях она вообще не представляет собой плоскости скалывания, и мы не имеем односистемной структуры — она является только средней компромиссной плоскостью легкого раскола. Точно также и плоскости (*OkI*) обычно представлены двумя системами (*OkI*) и (*OkI*). Подлинное односистемное скольжение представляет собой, таким образом, более редкий случай, чем скольжение по двум неравноценным системам.

Предложенное Беккером объяснение неравноценности плоскостей скольжения в зависимости от скорости их вращения и специфических свойств материала является до сих пор гипотезой. Однако это объяснение находится пока в полном согласии с результатами структурного анализа.

В. Шмидт предложил другое объяснение причины односистемности этих плоскостей. Он полагает, что только та система становится заметной, движение по которой встречает существенно меньшее сопротивление. Эту мысль бесспорно следует иметь в виду при объяснении подобных явлений.

Определение сланцеватости, как плоскостей  $s$  скалывания, охватывает многие, но все же не все случаи плоскостей  $s$ .

То, что понимают под сланцеватостью ван-Хайз и Лизе, мы можем назвать отражением путем кристаллизации плоскостей  $s$  (в том числе и плоскостей скалывания) с ориентировкой минералов по форме зерен. Мнение Беккера, что параллельное расположение пластинчатых зерен, т. е. «ориентировка по форме», не существенно для возникновения сланцеватости, можно теперь заметить положением, что плоскости  $s$  могут быть следствием ориентировки по форме, но значительно чаще они возникают благодаря ориентировке по строению. Возможность ориентировки по строению, особенно для таких минералов, как кварц, Лизе, как известно, еще отрицает.

Мы видели выше, что возникновение плоскостей  $s$  в структуре может быть связано с ориентировкой минералов не только по строению, но и по форме.

Ориентировка по форме, в свою очередь, может возникнуть в процессе образования породы путем отложения гетерометричных минералов из подвижной или неподвижной среды, а также в твердой породе вследствие роста минералов в анизотропной среде или в результате механической деформации.

В последнем случае сланцеватость часто является следствием скольжения по плоскостям скалывания, которое приводит к ориентировке гетерометричных зерен в плоскости  $s$ , расположенной в общем косо по отношению к плану внешних усилий, но она может возникнуть и параллельно длинной оси эллипсоида деформации.

Это имеет место прежде всего при деформации пластичных материалов, но также и в твердой среде, если ориентировка зерен обусловлена их расплющиванием в плоскости, перпендикулярной сжимающему усилию. Однако в последнем случае часто удается установить, что деформации самих зерен сводится к скольжению по круговым сечениям эллипсоида деформации, т. е. под косым углом по отношению к его главным сечениям. Таким образом, в этом случае сланцеватость обусловлена линзовидной формой зерен, но структурный анализ позволяет выяснить механизм деформации самих зерен и определить положение плоскостей скалывания.

Нельзя игнорировать также и возможность возникновения ориентировки благодаря рекристаллизации системы трещин разрыва, перпендикулярных к оси  $B$ .

### Трещины разрыва ( $ac$ )

Эти трещины всегда сопряжены с осью  $B$  ориентировки, возникшей в ту же фазу деформации. Однако в каждом конкретном случае необходимо выяснить вопрос, являются ли трещины ( $ac$ ) самостоятельными элементами, или возникновение их обусловлено наличием ориентировки. Может иметь место также и обратная связь, т. е. ориентировка может быть следствием рекристаллизации трещин. В  $B$ -тектонитах количество этих трещин иногда весьма велико, а если учесть, что многие из них, возникшие раньше, рекристаллизованы, то очевидно, что появление их могло оказать существенное влияние на ориентировку структуры.

Трещины ( $ac$ ) пересекают зерна обычно вне зависимости от их положения, как это хорошо установлено например для кварца. Если исключить случаи последующего смещения по трещинам, то края трещин ( $ac$ ) должны точно соответствовать друг другу, что указывает на их природу, как трещин разрыва. Гладкие стенки трещин не могут служить критерием; но признаки трещин характеризуют трещины скалывания. Наличие в одном и том же зерне трещин разрыва на ряду с трещинами ( $011$ ) указывает на то,

что они совершенно самостоятельны, и трещины ( $OkI$ ) не уменьшают возможности возникновения трещин ( $ac$ ).

Существование ориентированной структуры не является необходимым условием возникновения трещин ( $ac$ ), но если деформация вызывает также и ориентировку, то трещины ( $ac$ ) закономерно сопряжены с последней, и пояс ориентировки структуры совпадает с этими трещинами, поэтому иногда их называют поясными (Gürtelklüfte).

Часто эти трещины не проявляются макроскопически, а выражены тончайшими трещинками, заметными только под микроскопом, или как плоскости легкого раскола, не связанные с ориентировкой минералов. Если эти трещины имеют видимую величину, то это может быть следствием не столько способа их образования, сколько других причин.

Таким образом, трещины разрыва ( $ac$ ) сингенетичны с другими плоскостями и элементами структуры. Все эти плоскости связаны генетически с одним и тем же процессом деформации, симметрия которого проявляется также и в ориентировке зерен структуры. Если последняя такова, что ею обусловлена легкая раскальваемость породы по ( $ac$ ), например при ориентировке осей кварца по ( $ac$ ), то трещины эти могут быть функцией уже существующей ориентировки. Однако способность легко раскалываться по некоторой плоскости, как общая функция анизотропии ориентировки, достоверно еще не доказана.

### Трещины ( $OkI$ )

Эти трещины расположены косо, но симметрично по отношению к  $B$ . Они встречаются, по видимому, несколько реже, чем трещины ( $ac$ ), но так же, как последние, выражены в виде волосных трещинок свободных или рекристаллизованных: иногда они могут привести даже к сланцеватости породы. Как и плоскости ( $hOl$ ) они редко дают две равноценных системы; почти всегда они неравноценны вплоть до таких случаев, когда выражена отчетливо только одна система, а другая не отражается в структуре совершенно (фиг. 58). Они отвечают во всех отношениях деформации с осью  $B' \perp B$ , т. е. плану 2, и сопряжены с соответствующей ориентировкой.

Именно широкое распространение трещин ( $OkI$ ), выраженных часто очень резко, вплоть до образования по ним сланцеватости, вместе с поясами  $B'$  и прямыми указаниями на движения вдоль  $B$  являются основанием для отнесения соответствующей ориентировки к плану 2.

### Зеркала скольжения, кажущиеся зеркала и милониты скольжения

На зеркалах скольжения с бороздами  $R$  (Riefung) линия скольжения может быть расположена перпендикулярно к  $R$  — поперечные борозды  $R_1$  (Striemung) и параллельно  $R$  — продольные борозды  $R_2$  (Rillung). Таким образом,  $R$  отвечает либо цилиндрическим элементам, расположенным перпендикулярно к линии истечения ( $\parallel B$ ), а плоскость деформации и симметрии расположена перпендикулярно к  $B$  и  $R$ , или  $R$  отвечает линиям скольжения ( $\perp B$ ) в плоскости деформации и симметрии, перпендикулярной к  $B$  и параллельной  $R$ .

Пока еще не вполне выяснено, но весьма вероятно, что  $R$  плоскостей скалывания при медленном относительном движении проявляются, как поперечные борозды ( $R_1 = b$ ), при быстром движении — как продольные борозды ( $R_2 = a$ ). Несомненное значение имеют также форма зерен, трение и способность зерен к вращению.

Вполне возможно, что на одной и той же плоскости скалывания в ориентировке одного и того же или разных минералов будет выражено как  $R_1$ , так и  $R_2$ ; положение друг на друга двух скрещенных линий скольжения не является при этом необходимым условием. При одном и том же движении зерна одного типа (например столбчатые) могут быть уже ориентированы параллельно линиям скольжения, и волокно шелковистой поверх-

ности зеркала отвечает  $R_2$ , и одновременно ориентировка другого типа зерен может отражать  $R_1$ .

Таким образом, борозды на настоящих зеркалах скольжения соответствуют линиям скольжения (продольные борозды  $R_2$ ) на кажущихся зеркалах — цилиндрическим элементам, параллельным  $b$  (поперечные борозды  $R_1$ ).

При изучении таких плоскостей скалывания на ряду со структурным анализом следует пользоваться также окраской пигментом по Гиршвальду полировальных плоскостей ( $\parallel R$  и  $\perp R$ ). Это дает возможность установить величину промежутков между трещинами и их ширину, а также констатировать наличие трещин, сопряженных с главной системой.

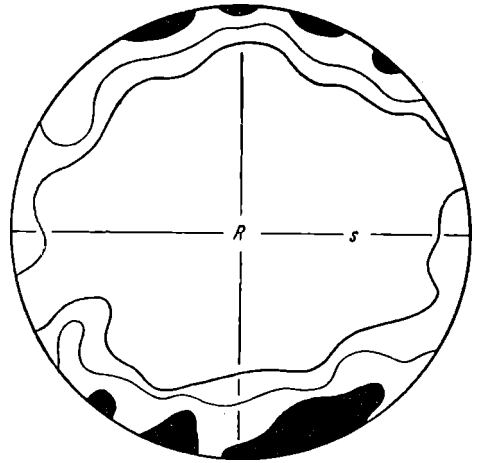
Между плоскостями скалывания во многих случаях заключены прослои милонитов; иногда слой такого милонита виден только под микроскопом. Среди милонитов могут быть породы с послекристаллизационной, паракристаллизационной и докристаллизационной деформацией отдельных компонентов или частично докристаллизационной, частично послекристаллизационной деформацией зерен (бластомилониты).

В качестве примера приведем анализ милонитов, приуроченных к плоскостям скалывания в граните (Мелибокус), представляющих собой чистые докристаллизационно-деформированные кварцевые милониты. Микроскопически тонкие слои милонитов содержат иногда несерицитизированную брекчию трения из олигоклаза в рекристаллизованном альбитовом агрегате. На ряду с деформированными биотитами гранита в них имеются новообразования биотита. Эти биотиты и роговые обманки, а также тонкие несопределимые иголки (роговой обманки или эпидота) расположены параллельно  $R$ .

Диаграмма фиг. 76  $\perp R$  показывает отчетливое уплотнение периферии, на первый взгляд не отличимое от пояса, перпендикулярного к  $R$ . Этот кажущийся пояс очень неоднороден по плотности, что говорит о том, что ориентировка слюд подчинена волнообразным бороздам. Таким образом, ориентировка слюд для небольших участков (порядка борозд скольжения) не однородна и характеризуется кажущимся поясом. Кроме биотита, характер  $R$  определяется также структурой кварца.

Шлиф по  $(ab)$ , т. е. параллельный плоскости скалывания (фиг. 77), позволяет видеть, что строго перпендикулярно к  $R$  расположены: 1) отчетливое удлинение кварца, 2) оптические оси кварца, 3) следы на плоскости  $s$  очень частых тонких прямолинейных трещинок ( $ac$ ) (на рисунке — черта, проведенная перпендикулярно к  $R$ ). Параллельно  $R$  имеются более редкие, зигзагообразные трещинки. Частичные диаграммы «строчек» кварца указывают на однородность ориентировки, причем максимум  $I$  дает нам  $a$ , а  $b \parallel R$ .

Типичной формой зерен кварца в таких милонитах является: в  $s$  — тонко сплюснутая, максимальное удлинение, перпендикулярное к  $R$ , меньшее удлинение, параллельное  $R$ , оптическая ось, параллельная большему диаметру. Ориентировка кварца в милонитах часто не отличается от ориентировки в сильно расплюснутых докристаллизационно деформированных гранулитах.

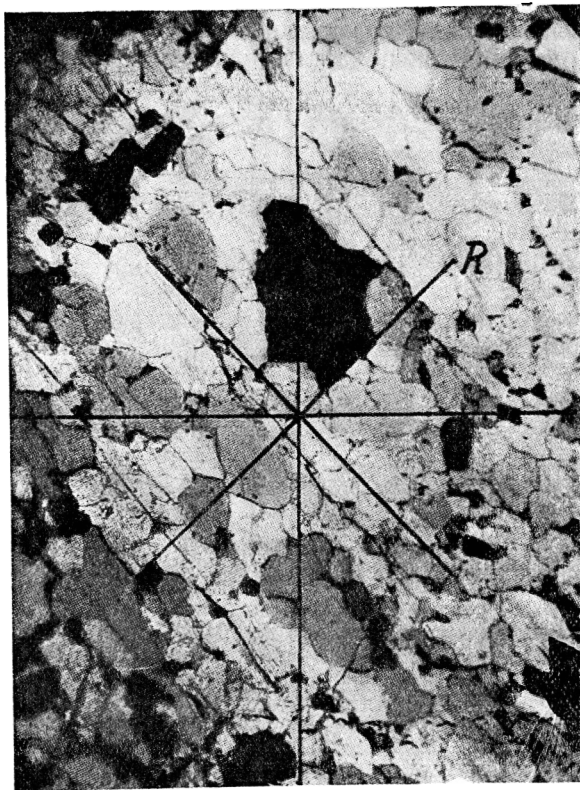


Фиг. 76. Докристаллизационный милонит зеркала скольжения по плоскости скалывания. Гранит Мелибокус, Оденвальд. Шлиф перпендикулярно к  $R$ ; 140 нормалей к  $(001)$  биотитовых зерен;  $(8-4)-2-1-0$ ;  $R$  — выход борозд,  $s$  — среднее положение следа плоскости скалывания (зеркала скольжения).

## 9. СТРУКТУРЫ ВРАЩЕНИЯ

Чисто описательно структуры вращения можно определить как такие, в которых одинаковые элементы (например максимумы, отвечающие одному и тому же направлению трансляции, плоскости  $(h0l)$  и др.) повторяются таким образом, что при вращении вокруг некоторой оси их можно привести к совпадению, или же они создают вокруг этой оси пояс более или менее однородной плотности. Не каждому случаю такой структуры вращения должно отвечать генетически действительное вращение данного участка по отношению к полю внешних воздействий, создающему ориентировку. Например, это не имеет места в случае двух плоскостей  $(h0l)$ , возникших при простом сжимающем усилии. Однако в большинстве случаев это действительное вращение происходит или в форме увеличения угла между

уже существующими плоскостями скальвания в процессе дальнейшей деформации, или в форме внутреннего или внешнего вращения.



### **S-Тектониты, V-тектониты, R-тектониты**

Несмотря на то, что структуры с резко выраженным  $s$ , но без сингулярных прямых в этом  $s$ , встречаются крайне редко, все же деление на  $S$ -тектониты и  $V$ -тектониты вполне целесообразно. В  $S$ -тектонитах доминирующим элементом является плоскость, в  $V$ -тектонитах — сингулярная прямая. В ясно выраженных  $V$ -тектонитах структурный анализ позволяет подметить не только внутренние повороты, но и внешние повороты плоскостей скальвания и отвечающих им максимумов вокруг оси  $V$ . При этом диаграммы  $V$ -тектонитов могут быть получены либо путем вращения максимумов  $S$ -тектонитов (слюда), либо в  $V$ -тектонитах изменятся также и состав постоянных максимумов (кварц). Так как среди  $V$ -тектонитов встречаются

Фиг. 77. То же, что фиг. 76. Шлиф по  $(ab)$  структуры. Увеличение около 35;  $R$  — борозды зеркала; перпендикулярно к  $R$  под углом  $45^\circ$  к скрещенным николям — положение оптических осей кварцевых зерен и резких трещинок. См. диаграммы фиг. 53, 54 и 76.

нередко такие, в которых ось  $V$  проявляется как линия пересечения плоскостей скальвания  $(h0l)$ , но без диаграммы вращения, то  $V$ -тектониты с отчетливо выраженной диаграммой вращения иногда называют  $R$ -тектонитами.

### **V-структуры**

В качестве цилиндрических элементов, параллельных  $V$ , могут быть названы складки и некоторые линейные структуры.

Поясные структуры возникают или благодаря нескольким  $(h0l)$  — плоскостям скальвания всей структуры или отдельных зерен, или благодаря положению зерен, отражающему вращение, или благодаря складча-



тости и бороздам с  $R = B$ . Примером возникновения пояса при складчатости может служить анализ складки изгиба (см. ниже). Отдельные небольшие участки в разных частях складки дают диаграммы поясных тектонитов с резко выраженными максимумами. Если рассматривать ориентировку во всей складке в целом (хотя бы путем наложения друг на друга этих диаграмм), то мы получим резко выраженный пояс довольно однородной плотности.

Ширина пояса в некоторых случаях может возрасти так, что только около самой оси  $B$  плотность будет значительно меньше. Вращение вокруг оси  $B$  может быть внешним или внутренним, и эти случаи необходимо различать.

Чтобы отличить линию пересечения двух произвольных, генетически независимых друг от друга плоскостей скальвания от оси  $B$ , можно пользоваться следующим критерием. Если мы имеем ось  $B$ , то необходимо и достаточно, чтобы линии скольжения  $a$  были в обеих плоскостях перпендикулярны к оси  $B$ . Из сказанного ясно, что ось  $B$  может быть линией пересечения плоскостей скальвания или осью складки.

Чтобы не перепутать ось  $B$  с цилиндрическими элементами в  $a$ , необходимы некоторые разъяснения. И те и другие элементы являются цилиндрическими и, следовательно, имеют плоскость симметрии, перпендикулярную к оси цилиндра; таким образом, по симметрии формы они не отличимы, пока движение остается ламинарным.

Если это движение происходит с местными завихрениями, то отличить эти две формы не трудно. При моноклинной деформации с главной плоскостью, перпендикулярной к  $B$ , и линией перемещения, перпендикулярной к  $B$ , эти завихрения и их отражения в структуре имеют плоскость симметрии, перпендикулярную к  $B$ , т. е. к волокну.

Если же при продольном волокне местные неоднородности приводят к завихрениям, то их ось расположена перпендикулярно к волокну, и плоскость симметрии, перпендикулярная к волокну, для этого участка отпадает. Оба эти явления можно наблюдать при течении воды в щелевых желобах. Следовательно, продольное и поперечное волокно в случае появления завихрений можно отличить по внешней форме путем рассмотрения их симметрии.

Отсюда можно вывести правило, позволяющее отличать эти формы на практике. Если проводить пальцем по бороздам зеркала скольжения в обе стороны и при этом наблюдается разница (например, в одном направлении палец проскальзывает гладко, а в противоположном чувствуется зазубренность; обычно считают, что движение происходило в том направлении, в котором палец проскальзывает гладко), то мы имеем дело с продольным волокном, в котором проявляются местные нарушения, сопровождающиеся устранением симметрии, перпендикулярной к волокну, — это настоящее зеркало скольжения. Если такого различия нет, то вопрос не решается однозначно, так как движение может быть достаточно близким к плоскому ламинарному. В таком случае необходимо прибегнуть к структурному анализу, и, если известно, какое кристаллографическое направление данного минерала ориентируется при ламинарном истечении параллельно линии скольжения, то вопрос решается непосредственно по диаграмме. Этот способ применим в большинстве случаев для кварца, для кальцита и до известной степени для светлых слюд.

Если известна только плоскость, которая ориентируется в плоскости ламинарного скольжения (по прямой, которая ориентируется параллельно линии скольжения, мы не знаем), то эти плоскости лежат либо точно в плоскости скольжения (редко), и эти случаи не отличимы друг от друга, либо плоскости лежат тавтозоноально вокруг волокна, как оси зоны, а их полюсы на поясе, перпендикулярном к волокну, и тогда мы имеем волокно поперечное или неопределенное, случай  $B' \perp B$ .

Положим теперь, что нам неизвестно ничего, кроме симметрии диаграммы, и, исходя из нее, необходимо решить, с каким волокном (продольным

или поперечным) мы имеем дело. Мы не знаем механизма ориентировки путем вращения при скольжении одного слоя по другому, который привел бы к совершенной ориентировке; чаще вращение это неполное. Это приводит к тому, что вращение не нарушает заметно обусловленную скольжением плоскость симметрии ( $ac$ )  $\perp B$  в случае поперечного волокна, т. е. перпендикулярную к волокну, а при продольном волокне мы можем ожидать, что плоскость симметрии, перпендикулярная к волокну, будет выражена плохо.

Следовательно, в случае поперечного волокна плоскость симметрии, перпендикулярная к волокну, будет выражена резко, а в случае продольного волокна плоскость симметрии, перпендикулярная к волокну, будет выражена неявно. При  $B' \perp B$  решение такой задачи невозможно и очевидно не имеет смысла.

## 10. ТРИКЛИННЫЕ ТЕКТОНИТЫ (КОСОЙ ПОЯС $B' \perp B$ )

При всем значении моноклиных тектонитов, все же и триклинные структуры встречаются не редко, притом такие, в которых внешняя форма отражает моноклипную симметрию (например складки). Примерами слегка триклиных структур могут служить

многие  $S$ -тектониты и  $B$ -тектониты (фиг. 78, 55). Эти примеры показывают, что триклинная симметрия может возникнуть при несимметричной плотности максимумов, существующих в моноклиных структурах, и соответственно в процессе той же деформации.

Черты, которые устраивают моноклипную симметрию, можно свести к вращениям вокруг оси  $c$  или к наложению друг на друга двух скрещенных эллипсоидов деформации  $B' \perp B$ . Если первая деформация представляет собой чистое скалывание в плоскости  $s$  с вращением вокруг оси  $B$ , а вторая деформация не сопровождается вращением, т. е. обладает ромбической симметрией, то моноклипная структура сохраняется. Если же вторая деформация моноклипная, то результирующая структура будет триклинной.

Фиг. 78. Триклинный  $B$ -тектонит; 203 оптических оси рекристаллизованных зерен кальцита; (5—4)—3—2—1—0. По-верер Иохль, Ваттенталь, Тироль.

Как в случае моноклиных структур неоднородной плотности, так и при двух скрещенных моноклиных деформациях в структуре находит свое выражение неоднородность боковых ограничений (берегов) общего плана движения.

При несимметричном колебании  $a$  в плоскости ( $ab$ ) имеет место облегченное движение в одну сторону или сужение берегов, несимметричное по отношению к плоскости моноклиной деформации. Кроме того, в процессе одной деформации, скольжения в структуре могут отразиться как плоскости скалывания ( $hOl$ ), так и ( $OkI$ ).

## 11. ИЗГНУТЫЕ СТРУКТУРЫ

### Типы складок

Изучение структуры складок позволяет установить различные способы их образования и различные соотношения между деформацией и кристаллизацией. При моноклипном движении эти изогнутые структуры характеризуются формами с отчетливой осью  $B = b$  (осью складки), перпенди-

кулярной к направлению основного перемещения ( $a$ ). Так как однородная деформация не может привести к изгибанию первоначально прямых линий, то всякое изгибание прямых и плоских элементов является следствием деформации неоднородной. Однако и однородная деформация может в некоторых случаях привести к дальнейшему искривлению уже изогнутых элементов (например превращение круга в эллипс), поэтому сужение складок не может служить признаком неоднородности соответствующей деформации.

Ниже будет показано, что складки, возникшие в результате неоднородной деформации, могут вместе с тем обнаруживать однородную ориентировку. Внешняя форма складки и ориентировка не сопряжены друг с другом непосредственно, но имеют общую плоскость симметрии ( $ac$ ), пока движение остается моноклиным. Плоскость ( $ac$ ) почти всегда является плоскостью симметрии складок, плоскость ( $ab$ ) значительно реже, а ( $bc$ ) никогда не является плоскостью симметрии.

Выше мы говорили, что изгибание может происходить двумя способами: путем скальвания в телах механически изотропных (искривление каких-либо элементов, не оказывающих влияния на механические свойства материала) — с к л а д к и с к а л ы в а н и я, и путем скольжения с изгибом в плоскостях минимальных критических скальвающих напряжений, причем в процессе скольжения эти плоскости в то же время изгибаются — с к л а д к и с к о л ь ж е н и я с и з г и б о м.

Элементы, не оказывающие влияния на механические свойства материала, в однородной и изотропной среде могут быть изогнуты вначале только посредством скальвания. Однако, как только в этой среде возникла система плоскостей минимальных критических скальвающих напряжений, изгибание этих плоскостей может происходить в дальнейшем путем скольжения с изгибом.

При образовании складок основными дифференциальными движениями являются скольжения. В породах, обладающих плоскостью механической анизотропии, скольжения происходят более или менее в этой плоскости, а при резко выраженной плоскости  $s$  скольжение происходит в  $s$  почти при любой системе внешних воздействий. Такие складки скольжения с изгибом резко отличаются от складок, возникших путем скальвания в среде изотропной, если даже их внешняя форма совершенно одинакова. Однако существует целая серия смешанных типов складок. Возникновение складки того или иного типа зависит от величины критического скальвающего напряжения в плоскостях  $s$ , уже существующих к моменту начала данной деформации. Так, например, плоскость  $s$ , возникающая в породе благодаря скальванию по системе параллельных плоскостей, может перейти впоследствии в поверхность, по которой происходит скольжение с изгибом. Образование складок без скольжения с изгибом может происходить только при условиях, не допускающих возникновения какой бы то ни было механической анизотропии, т. е. плоскостей минимальных критических скальвающих напряжений. Это может иметь место, например, при достаточно медленной деформации расплавов.

Основные свойства и особенности складок, возникших путем скольжения с изгибом, сводятся к следующему: слои, проскальзывающие друг по другу, если рассматривать каждый слой отдельно, скользят и в то же время изгибаются. Если внутри этих слоев не происходит дифференциальных движений, то внешние ограничения слоев и внутреннее их строение подвергаются изгибанию с сохранением одной и той же симметрии  $i$ , соответственно, в отношении ограничений и внутреннего строения складка будет не однородной.

Если слой обладал первоначально однородным внутренним строением (с сингулярным направлением перпендикулярно плоскостям ограничения и без преимущественного направления параллельно плоскостям ограничения), то после изгибания внутреннее строение складки отражает плоскость

симметрии (*ac*) внешней формы. То же имеет место и в том случае, если изогнутая пластинка обладала внутренним строением, характеризующимся плоскостью симметрии (*ab*), и изгибание происходит с сохранением той же плоскости симметрии. Этот случай часто осуществляется в *B*-тектонитах.

Первоначальное положение всех этих впоследствии изогнутых внутренних структур может быть восстановлено путем анализа и развертывания.

От этих элементов структуры, существовавших вначале и только впоследствии изогнутых, необходимо отличать такие, которые возникли только в процессе изгибания. Эти элементы не поддаются развертыванию и тем отличаются от первых. К ним относятся, например, различия структуры на внешней и внутренней стороне данного слоя в шарнире складки — это различие является характерным признаком изгиба и имеет место в слоях любой мощности. Для складок этого типа весьма характерно скольжение слоя по слою, причем при моноклинном движении линия скольжения лежит в плоскости (*ac*), т. е. перпендикулярно к оси складки. Эти линии скольжения дают в совокупности кривую, отвечающую сечению складки плоскостью (*ac*), и часто проявляются в виде продольных борозд ( $\parallel a$ ). Они могут иметь направление движения везде одинаковое или изменяющееся в шарнире складки на обратное.

Складки скольжения с изгибом (*Biegegleitfalten*) можно отличить от складок чистого скальвания (*Scherfalten*) по целому ряду признаков.

Очень часто в системах складок изгиба величина складок подчиняется следующему правилу: более мощные (более прочные) слои образуют складки большего радиуса. Это правило величины складок имеет место как в микро- так и макротектоническом масштабе и является выражением того, что в определенных пределах проявлялась резкая механическая анизотропия вследствие существования плоскостей с уменьшенным критическим скальвающим напряжением. Если таких плоскостей не было, то это правило не соблюдается, как, например, во многих расплавах-тектолитах, мигматитах и во всех других изотропных пластических материалах.

Для складок изгиба характерно, что мощность изогнутых слоев весьма часто (особенно, если складка не очень сжатая) в шарнире остается постоянной. Это важный критерий, позволяющий сразу же исключить возможность образования складок путем чистого скальвания, если даже в той же самой пачке складчатых слоев встречаются шарниры с резко увеличенной мощностью.

В складках изгиба весьма часто наблюдается гетерогенное заполнение пространства в шарнире между соседними слоями. Приток вещества в это место складки происходит путем выжимания материала из крыльев. Характер движений, происходящих при этом, иногда удается установить по направлению вкрапленников, содержащих включения (*si*).

В складках чистого скальвания соответствующее место, отвечающее шарниру складки изгиба, не играет аналогичной роли. В пачке согласных складок изгиба отдельные шарниры могут остаться не утолщенными, в то время как другие обнаруживают значительное изменение мощности.

Таким образом, мы видим, что увеличение мощности в шарнире может иметь место и в складках изгиба, но наличие хотя бы одного слоя, мощность которого осталась неизменной, позволяет отбросить возможность чистого скальвания. При рассмотрении увеличения мощности в шарнирах складок изгиба необходимо иметь в виду, что приток вещества происходит в направлении к выпуклой стороне складки. Перемещение вещества к выпуклой части складки I может производить впечатление выжимания в вогнутую часть складки II, если складка I находится в ядре складки II. Для степени такого перемещения материала в складках изгиба решающее значение имеют различия внутреннего трения материала различных слоев.

Если в системе плоскостей (*ab*) складки удастся установить перемену направления относительного скольжения в шарнире, то складка не может быть складкой скальвания.

В противовес этому структура складок скалывания (возникших благодаря искривлению каких-либо плоскостей или рисунков<sup>1</sup> в результате скольжения по системе параллельных плоскостей скалывания) не обнаруживает характерных особенностей, перечисленных выше для складок изгиба. Не все складки чистого скалывания представляют собой однородную деформацию, но плоскости функционирующей системы отличаются друг от друга только амплитудой скольжения. Однако степень скольжения обычно не находит отражения в структуре, и поэтому ориентировка является однородной. Образование таких складок можно ожидать при скалывании изотропных тел, однако такие складки доказаны и в анизотропных материалах.

Характерной особенностью этих складок является то, что при измерении в плоскости скольжения и по линии скольжения  $a$  мощность первоначально плоскопараллельных слоев остается постоянной. Через такую складку всегда можно мысленно провести систему параллельных плоскостей таким образом, что величина относительного скольжения по линии скольжения в соседних плоскостях будет различной, но в одной плоскости остается постоянной на значительном протяжении.

Все эти признаки являются указанием на изгибание путем скалывания, но еще не доказывают этого, так как складки скольжения с изгибом могут впоследствии подвергнуться скалыванию по системе параллельных плоскостей. Следует также иметь в виду, что скольжение может происходить не только по одной, но и по нескольким системам плоскостей скалывания, пересекающихся в оси  $B$ . Возможны также и внешние повороты вокруг оси  $B$  по отношению к системе внешних сил. В этом случае разнообразие возможных форм таких складок весьма велико. В случаях сложного скалывания указанные выше признаки складок скалывания и складок изгиба оказываются часто недостаточными, и решить этот вопрос не удастся.

Примером складок сложного скалывания могут служить те сложные формы, которые возникают при сминании окрашенной пластичной массы. Дифференциальные воздействия в процессе такого сминания представляют собой косые давления, а деформация, отвечающая каждому отдельному акту, является комбинацией сдвига и чистого сдвига.

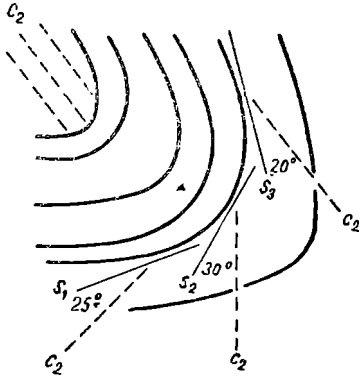
Такие сложные складки, которые нельзя связать только со скольжением с изгибом или со скалыванием, лучше всего рассматривать как складки многофазного скалывания (*mehrphasige Scherfalten*) или же складки истечения. Среди геологических тел ближе всего по своим свойствам к жидкостям стоят тектониты расплавов (*Schmelztektonite*). Величина складок в них совершенно не зависит от мощности отдельных слоев. Следовательно, изгибание происходило в системе, механически однородной и изотропной. При этом плиры служат теми рисунками, которые, не влияя на механические свойства материала, были изогнуты при плоском или криволинейном истечении.

Складкообразно изогнутые плиры дают с точки зрения кинематики в большинстве случаев картину моноклиной деформации и в этом отношении они не отличаются от обычных складок изгиба. Однако часто наблюдается и резкое различие этих складок, обусловленное тем, что скольжение с изгибом возможно только в таком материале, в котором могут существовать плоскости механической анизотропии. Только для таких материалов и свойственно скольжение с изгибом в отличие от флюидалльных складкообразных форм, в которых не существует механических анизотропий. Флюидалльные складки встречаются не только в магматических расплавах, но также и в тектонитах глубинных зон, которые все же не были никогда расплавлены.

Резюмируя все сказанное об изгибах поверхностей (о складках), возникших вследствие искривления плоскостей, влияющих или не влияющих

<sup>1</sup> Не влияющие на механические свойства материала.

на механические свойства материала, можно сказать: все такие складки представляют собой неоднородные деформации и возникли под влиянием одного из следующих двух типов дифференциальных движений или комбинированного участия обоих:



Фиг. 79. Положение кварцевых осей ( $c_2$ ) в кварцевой складке; к диаграммам фиг. 80, 81, 82; естественная величина.

пению к первой и не влияющей на механические свойства материала. Следует различать случаи односистемного и многосистемного скольжения; последнее может быть одноосным с постоянной плоскостью деформации ( $ac$ ) и неподвижной осью  $B$  и многоосным, когда имеется несколько плоскостей ( $ac$ ).

Произвольно изменяющаяся деформация механически изотропной, непрерывно деформированной массы дает вначале ламповидные структуры и из них складки, не отличимые от складок многократно смятых пород (магматические расплавы, породы глубинных зон). Такие складки обычно трудно свести к односистемному скольжению.

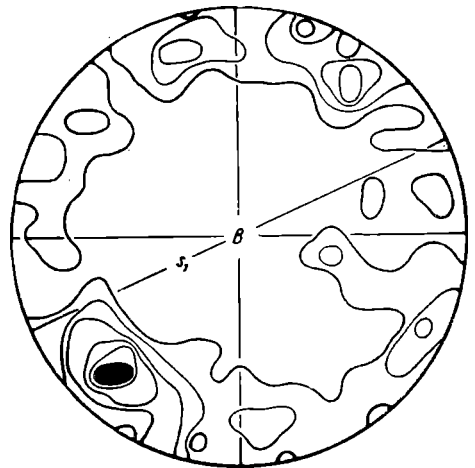
### Примеры анализов

1. Примером развертывания складки изгиба может служить анализ складки кварцевого филлита. Было изготовлено три шлифа, характеризующих разные секторы складки, т. е. отвечающих трем различным радиусам. Среднее простирание слоистости в соответствующих местах складки обозначено буквами  $s_1$ ,  $s_2$  и  $s_3$  (фиг. 79). Ориентировка кварца, полученная при анализе этих шлифов  $s_1$ ,  $s_2$  и  $s_3$ , представлена на диаграммах фиг. 80, 81, 82. Все три диаграммы расположены одинаково и в каждой из них помечено положение плоскостей  $s$ , т. е. соответственно  $s_1$ ,  $s_2$ ,  $s_3$ .

При сопоставлении этих диаграмм мы видим, что ориентировка кварца во всех трех шлифах одинаковая, и максимум оптических осей образует с плоскостью  $s$  от 20 до 30°. Эта ориентировка оптических осей кварца (максимумы диаграмм) отмечена на фиг. 79 прерывистыми линиями. Легко

1. Скольжения с изгибом в плоскостях механической анизотропии, изгибание которых и приводит к складчатым формам. Этот тип деформации возможен только в механически анизотропных слоистых материалах и невозможен в механически строго изотропных материалах — жидкостях и пластичных массах. Скольжение происходит не в плоскостях, а по поверхностям, изгибающимся в процессе скольжения. Результатом являются складки скольжения с изгибом.

2. Прямолинейного скольжения в плоскостях, сечения которых с плоскостью ( $ac$ ) представляют собой прямые линии. Складка возникает не вследствие изгибания плоскости скольжения, а некоторой плоскости, произвольно расположенной по отношению к первой и не влияющей на механические свойства материала.



Фиг. 80. Шобершпитце, Бреннер, Тироль. Перпендикулярно к  $B$ . Шлифы фиг. 81 и 82 имеют ту же пространственную ориентировку; в каждом из этих шлифов измерено по 300 оптических осей кварца >6—5—4—3—2—1—0. Сектор касательной  $s_1$ .

видеть, что ориентировка кварца во всех трех шлифах сопряжена со слоистостью и в процессе образования складки была повернута вместе с ней на соответствующий угол.

Отсюда следует непосредственно, что мы имеем здесь складку изгиба с ориентировкой неоднородной, обладающей только плоскостью симметрии ( $ac$ ), причем ориентировка кварца возникла в породе еще до образования складки, т. е. порода представляла собой до складчатости типичный кварцевый тектонит. Изгибание произошло с полным сохранением плоскости симметрии ( $ac$ ) и положения оси  $b$  этого тектонита, причем никаких следов ориентировки, отражающей самый процесс изгиба, не наблюдается, за исключением внешнего поворота всей структуры вокруг оси  $b$ .

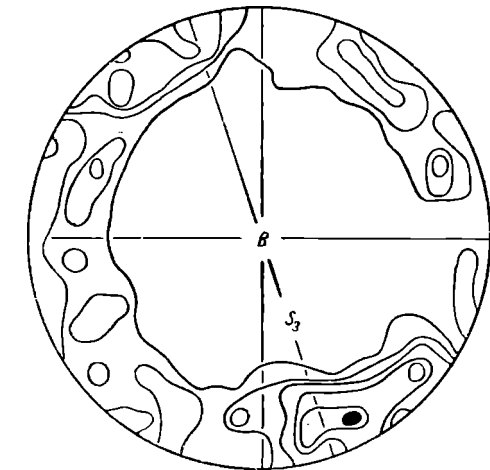
Таким образом, при сохранении того же общего плана моноклинического движения и плоскости симметрии из  $S$ -тектонитов могут возникнуть впоследствии  $B$ -тектониты. Для выяснения общей ориентировки всей складки в целом достаточно наложить друг на друга эти три диаграммы с сохранением их относительного положения. Тогда мы получим отчетливый  $B$ -тектонит с довольно равномерной плотностью всего пояса, перпендикулярного к  $B$ .

2. Теперь рассмотрим несколько примеров однородно ориентированных складок, которые не обнаруживают характерных признаков, свойственных складкам изгиба. Если при этом мощность слоев (при измерении, не перпендикулярно к слою, а по линии

$a$ ) остается везде постоянной, то они могут быть складками скальвания, но, как было указано выше, этот признак еще не решает вопрос однозначно.

Происхождение складок путем скальвания является бесспорным только при строгой однородности материала, исключая возможность скольжения с изгибом. В противном случае мы можем иметь дело со складкой изгиба, которая впоследствии подверглась скальванию. Последнее могло привести к возникновению однородной ориентировки, свойственной складкам скальвания, но все же сама складка является результатом изгиба.

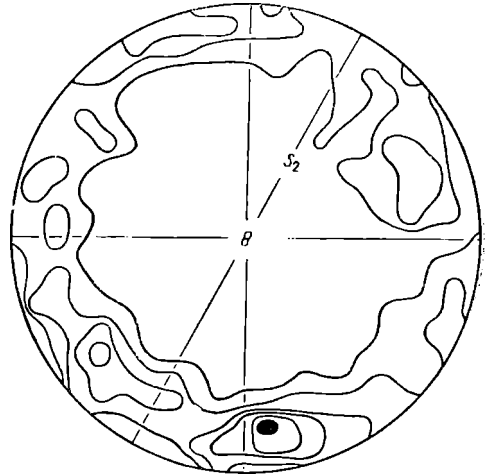
Так, например, изогнутая складка кварцита и мрамора (фиг. 83,



Фиг. 82. Та же складка, что на фиг. 80; сектор касательной  $s_3$ .

84) обнаруживает одинаковую и однородную ориентировку кальцита и кварца, отвечающую нанесенным координатам  $abc$ . Однако вполне очевидно, что эта ориентировка совершенно не связана с этой складкой.

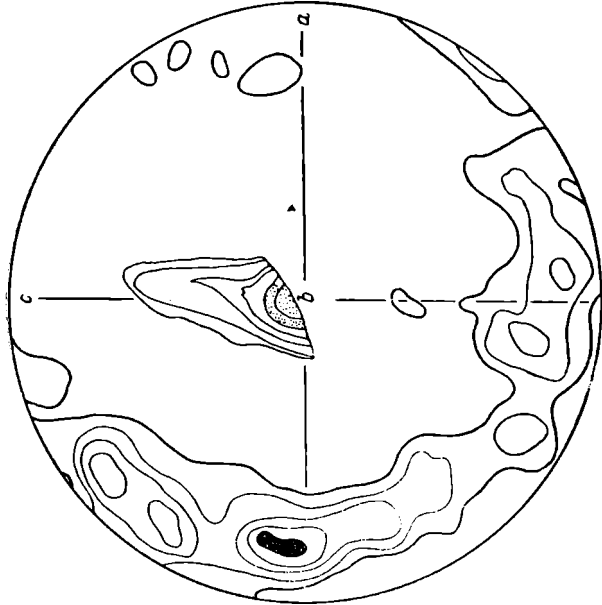
Прежде всего  $a$  формы складки повернута относительно  $a$  ориентировки на  $90^\circ$  вокруг оси  $b$ , общей как для ориентировки, так и для складки, по-



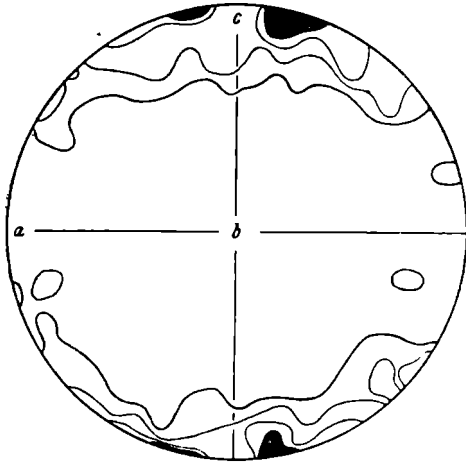
Фиг. 81. Та же складка, что на фиг. 80; сектор касательной  $s_2$ .

Этому складка не может быть следствием скольжения в плоскости ( $ab$ ).

Во-вторых, эта складка не является складкой скальвания потому, что в слоях кварцита не наблюдается увеличения мощности в шарнире, тогда как мощность в шарнире кальцитового слоя увеличивается совершенно несоизмеримо. Отсюда следует, что эта складка возникла в результате изгиба с очень сильным выжиманием кальцитового вещества к выпуклой части слоя кварцита; при этом движения обладали моноклиной симметрией. В процессе последующей деформации положение оси  $b$  не изменилось, но движение проявилось в скальвании, которое вызвало однородную ориентировку и привело к искривлению кальцитовой части складки.



Фиг. 83. Складчатая кварцевая структура. Кварцево-кальцитовая структура и кальцитовая структура в кварцевом филлите. Ваттеншпитце, Тироль. Шлиф перпендикулярно к  $B$ . Искривленная складка. 390 оптических осей кварца; чистая структура кварца в кварце; (5—4)—3—2—1—0.



Фиг. 84. Тот же шлиф, что фиг. 83; 385  $e$  кальцита, минимум  $1e$  в каждом зерне; плоскость ( $ab$ ) выступает в диаграмме так же, как и макроскопически; >5—4—3—2—1—0.

Таким образом, эта слегка изогнутая складка является складкой изгиба, изогнутой путем скальвания при постоянстве оси  $b$  и плоскости симметрии ( $ac$ ) общего плана движения.

Ось  $b$  сланцеватости совпадает с осью  $b$  складчатости, и следовательно, вся складка повернута вокруг оси  $b = B$  относительно внешнего воздействия.

Это вращение не подлежит сомнению, так как возникновение складки при условиях, которые привели к образованию видимой в настоящее время сланцеватости  $s$ , невозможно.

3. В противовес этому, складка, изображенная на диаграмме фиг. 85, отвечает по всем признакам складке скальвания. Ориентировка кальцита в ней вполне однородна, а плоскость ( $ab$ ) ориентировки отличается от плоскости ( $ab$ ) формы складки при общей оси  $b$  всего на  $13^\circ$ . Под микроскопом дуга складки обнаруживает не только ступенчатость, отвечающую толщине отдельных пластинок скольжения, но в противовес плавно изогнутым пластинкам слюды, облегающим шарниры складок изгиба, в этой складке прослой с содержанием хлорита имеет также форму дуги, отдельные же лейсты ориентированы по плоскостям скольжения.

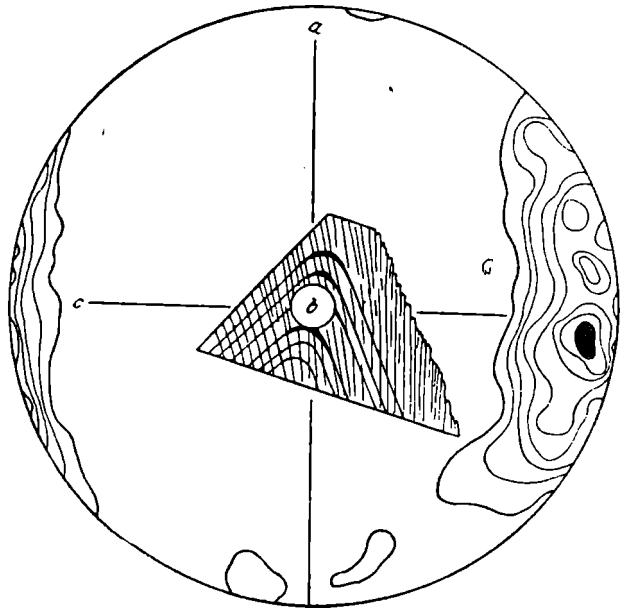


Схематический рисунок фиг. 86 показывает расположение слюды в ступенчатом шарнире складки скальвания (правая часть рисунка) и в гладком шарнире складки изгиба (левая часть).

4. Примером однородно ориентированной складки скальвания может служить также кварцево-кальцитовая складка (диаграммы фиг. 87—90).

Сравнение диаграмм показывает, что координаты  $abc$  для кальцита и кварца точно совпадают с координатами формы складки. В структуре кальцита удается определить не только плоскость ( $ab$ ), но и линию скольжения  $a$ . Она представляет собой, с одной стороны, линию пересечения ( $ab$ ) с плоскостью, в которой лежат максимумы осей и плоскостей трансляции кальцита, с другой стороны—линию пересечения ( $ab$ ) с плоскостью, в которой лежат обе оси двойников кальцита.

Несмотря на то, что из плоскостей скальвания, пересекающихся в оси  $b$ , только одна определенная плоскость диаграмм ( $ab$ ) сообщает складке скальвания ее форму, кварц и кальцит (фиг. 89, 90) обнаруживают отчетливый пояс вокруг оси складки.



Фиг. 85. Мрамор. Хинтертукс, Тироль. Перпендикулярно к  $B$ ; 500  $e$  кальцита  $>13-11-9-7-5-3-2-1-0$ .

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы рассмотрели последовательно некоторые общие теоретические представления о механизме деформации хрупких и пластичных тел, основные закономерности в сочетании складчатости и сопряженных с ней трещин, некоторые особенности распределения трещин и других структурных элементов в интрузивных телах и, наконец, новую методику анализа деформированных горных пород (Б. Зандера).

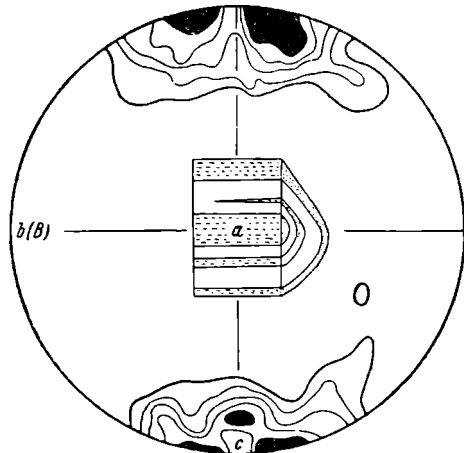
Быть может, не лишним будет в заключение перечислить те основные вопросы, при решении которых применение «трещинной тектоники» и структурного анализа Зандера может оказать известную помощь.

Прежде всего отметим, что трещины представляют собой структурные элементы, во мно-

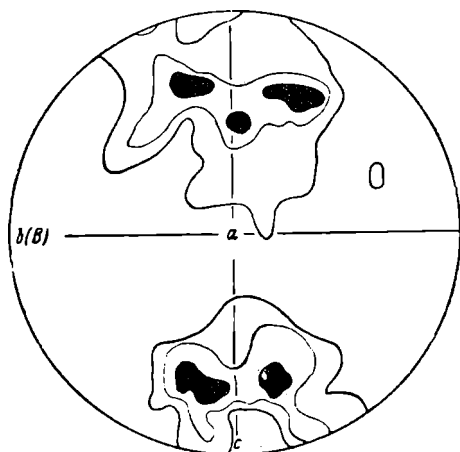


Фиг. 86. Расположение чешуек слюды в ступенчатом шарнире складки скальвания (правый рисунок) и в гладком шарнире складки изгиба (левый рисунок).

гих случаях не менее важные, чем залегание пластов, которое каждый геолог привык фиксировать при полевой работе. В относительно простых случаях сопоставление условий залегания пород в различных местах и прослеживание отдельных горизонтов дают достаточно ясное представление о складчатой структуре, но в областях более слож-



Фиг. 87. Кальцитсодержащий филлитовый гнейс. Химмельрейх близ Маульса, Южный Тироль. Перпендикулярно к  $a$ ; 330 е кальцита, все видимые, минимум. 1 е в каждом зерне;  $>5-4-3-2-1-0$ .



Фиг. 88. Тот же шлиф, что фиг. 87; 416 осей кальцита (4—3)—2—1—0. Диаграммы фиг. 87 и 88 позволяют принять симметричные колебания  $a'$  и  $a''$  линий скольжения зерен около нанесенного положения  $a$  — линии скольжения всей породы. Если представить себе, что  $e$  ориентировано в  $(ab)$  с линией скольжения  $a$ , то ориентировка диаграммы фиг. 88 отвечает тому, что оба положения осей кальцита, совместимые с этим положением  $e$ , встречаются среди зерен одинаково часто (двойниковая структура). Так как линия скольжения в  $e$  имеет определенное направление, то плоскость симметрии  $(ab)$  диаграммы указывает на участие в процессе ориентировки двойникового скольжения в  $e$ .

сланцеватости и о связи ее со слоистостью. Если связь такая имеется, то сланцеватость может приобрести при геологическом картировании значение не менее важное, чем слоистость; залегание ее и соотношение со слоистостью позволяет нередко решить непосредственно во-

пного строения основные особенности структуры выяснить иногда не легко. При этом часто оказывается, что распределение трещин в различных породах более или менее однородно и укладывается в сравнительно простую схему, которая в то же время отражает общие закономерности структуры и тем самым помогает в них разобраться.

Кроме того, мы должны, к сожалению, сказать, что о механизме возникновения складок мы знаем еще очень немного. Приято обычно считать, что складчатость обусловлена тангенциальными силами или перемещениями масс, т. е. является результатом продольного изгиба слоев. Однако это положение нельзя считать очевидным, и игнорировать возможность поперечного изгиба или возникновения волнообразных форм при тектоническом истечении мы, строго говоря, не имеем права. Складчатые формы, возникающие в результате неоднородного ламинарного скольжения, стали известны лишь в последнее время благодаря работам В. Шмидта и Б. Зандера.

Выяснение всех этих вопросов требует прежде всего изучения дифференциальных движений между пластами и в них самих в пределах отдельных складок. При этом большую помощь может оказать рассмотрение закономерного распределения трещин и сланцеватости в различных местах отдельного слоя и складки в целом; трещины и сланцеватость являются лишь иными выражениями того же процесса деформации, в результате которого образовалась данная складка. Таких детальных описаний отдельных складок со всеми сопутствующими явлениями мы еще почти не имеем.

В тех областях, где в породах наряду со складчатостью проявляется сланцеватость пород, громадное значение приобретает вопрос о генетическом значении этой слоистостью.

Если связь такая имеется, то сланцеватость может приобрести при геологическом картировании значение не менее важное, чем слоистость; залегание ее и соотношение со слоистостью позволяет нередко решить непосредственно во-

прос о том, в какой части складки мы находимся, а следовательно, и о структурно-геологической последовательности пород.

Наконец, в областях широкого распространения метаморфических пород сланцеватость приобретает значение главного структурного элемента и заслуживает особенно детального изучения.

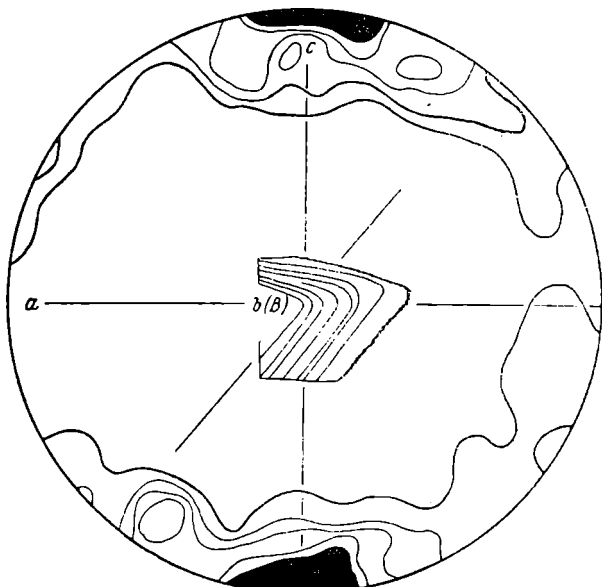
Методика структурного анализа Зацлера позволяет нам отличать друг от друга различные типы сланцеватости, и только на этой основе можно пытаться расшифровать основные особенности геологического строения в таких районах.

Отсюда следует, что не только при структурно-геологическом изучении, но и при геологическом картировании метаморфических толщ необходимо иметь в виду структурно-аналитическую обработку материала по В. Зацлеру и в поле брать ориентированные образцы расслацованных пород.

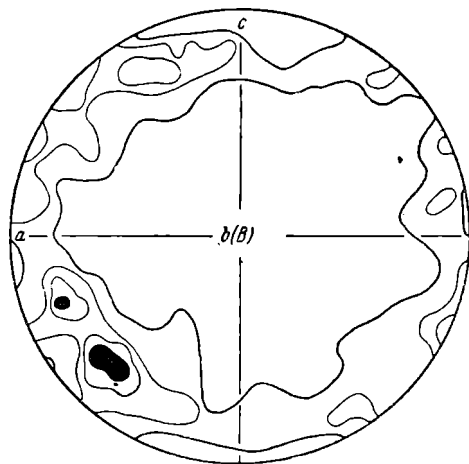
Для этого удобнее всего воспользоваться плоскостью сланцеватости и непосредственно на ней (или пактене на нес раньше кусочек лейкопласта) прочертить простирание и отметить стрелкой направление падения данной плоскости. Эти измерения записываются, и образец отбивается.

Взятие ориентированного образца по сравнению с неориентированным отнимает несколько лишних минут, но зато позволяет сопоставить результаты структурного анализа с положением других тектонических элементов, зафиксированных в данном обнажении.

К таким элементам, которые следует отмечать при полевой работе, относятся кроме сланцеватости и слоистости также и трещины, развитые в этих породах. Результаты измерения трещин в большинстве случаев удобно представлять в виде полюсной диаграммы, составленной на сетке В. Шмидта, которая служит для нанесения данных структурного анализа. В соответствии со статистическим характером закономерностей в расположении и взаимном сочетании трещин для получения отчетливой диаграммы необходимо довольно большое количество измерений (порядка нескольких сотен, если в обнажении ясной закономерности в их положении



Фиг. 89. Та же складка, что фиг. 87; 216 е, все видимые, минимум 1 е в каждом зерне ( $>7-5$ )-4-3-2-1-0. Косая линия — положение (001) хлорита в участке, в котором производилось измерение. Однородное скалывание в крыльях складки. По сравнению с фиг. 87 ясный пояс вокруг В.



Фиг. 90. Тот же шлиф, что фиг. 89; 340 оптических осей кварца; кварц в кварце; (5-4)-3-2-1-0.

подметить не удастся, и нескольких десятков, если такая закономерность выражена отчетливо).

Для структурного анализа сланцеватых пород из ориентированного образца необходимо изготовить по крайней мере два взаимно-перпендикулярных шлифа, ориентированных по возможности просто по отношению к координатам макроструктуры. Удобнее всего один из них срезать точно перпендикулярно к простиранию и к плоскости сланцеватости, другой — перпендикулярно к плоскости сланцеватости, но параллельно простиранию. В таких шлифах основные закономерности ориентировки проявляются особенно отчетливо и, кроме того, в большинстве случаев именно в них легче всего производить измерения. Например, в *B*-тектонитах в шлифах, перпендикулярных к оси *B*, мы почти не будем иметь при измерении непосредственных выходов оптических осей кварца, а будем фиксировать их как нормали круговых сечений индикатрис. Последние устанавливаются, как известно, много точнее, чем выходы оптических осей.

Сопоставление диаграммы трещин с диаграммой ориентировки породы позволяет часто однозначно определить механическое значение отдельных систем трещин, если трещины и ориентировка относятся к одной и той же фазе деформации. Так, например, трещины, перпендикулярные к оси *B* ориентировки, очевидно параллельны плоскости (*ac*), т. е. являются трещинами разрыва, а трещины, параллельные оси *B*, отвечают плоскостям скальвания (*h0l*). Подкрепляя друг друга, эти данные дают отчетливое представление о симметрии соответствующих тектонических движений, а следовательно, и об основных закономерностях этих движений.

Различные генетические типы сланцеватости или плоскостей *s* (по Зандеру) были описаны выше. Здесь мы перечислим их еще раз, чтобы подчеркнуть необходимость анализа этих структур и точного их определения.

Плоскости *s* могут быть следствием:

А. Ориентировки по форме зерен:

1. В результате отложения —
  - а) из неподвижной среды,
  - б) из движущейся среды.
2. В результате роста зерен.
3. В результате механической деформации —
  - а) в плоскостях (*h0l*) и (*0kl*) вследствие скольжения по этим плоскостям,
  - б) в плоскости *AB* эллипсоида деформации — в пластичном материале, в твердой породе (*s*-сплющивания).
4. В результате отражения посредством кристаллизации ранее возникших плоскостей *s*.
5. В результате рекристаллизации трещин (*ac*).

Б. Ориентировки по строению зерен: плоскости *s* скальвания (*h0l*) и (*0kl*) или плоскости симметрии острого угла между  $2n$  таких плоскостей.

Не менее важное значение имеет изучение трещин и структурный анализ при выяснении характера отдельных тектонических линий.

Очевидно, что при смещении по сбросу, падвигу или сдвигу, породы, прилегающие к поверхности скольжения, подвергаются деформации, и изучение последней может во многих случаях пролить свет не только на характер смещения, но и на относительное его направление.

Во второй главе было показано, что положение трещин разрыва, возникающих благодаря трению по поверхности тектонического контакта при смещении двух соседних блоков, может служить непосредственным указанием на направление относительного перемещения. Часто по таким поверхностям скольжения мы встречаем зоны рекристаллизованных мионитов и зеркала скольжения; иногда породы, прилегающие к контакту, обнаруживают ясную сланцеватость. В этих случаях структурный анализ

ориентированных образцов позволяет определить однозначно положение линии скольжения. Возможность решения такой задачи имеет, очевидно, большое значение не только при структурно-геологической съемке, но и при разведке месторождений полезных ископаемых.

Правильное представление о распределении и характере трещин в районе месторождения и в самом рудном теле может также оказать большую помощь при разведке и дальнейшей эксплуатации месторождений. Обоснованный прогноз о поведении рудных жил на глубине возможен только на основании детального изучения трещин. Знание общего характера деформации рудного поля позволяет предвидеть направление смещения рудных тел по трещинам определенной системы и соответственно вести разведочные работы с минимальной затратой средств.

При изучении тектоники интрузивных тел трещины являются по существу основными структурными элементами, закономерно и сравнительно просто сопряженными с общей деформацией данной области.

Другая группа структурных элементов в интрузивных телах может быть обобщена под названием «следы истечения». К ним относятся параллельное расположение пластинчатых и столбчатых минералов, обуславливающее так называемую ориентировку или «растяжение» Клооса, а также расположение ксенолитов и шпир в теле интрузии. Иногда этим признакам истечения приписывают особенно большое значение, а собственно «трещинной тектонике» уделяют мало внимания.

Однако сравнивать трещины и следы истечения по их относительному значению нельзя, так как первые являются обычно отражением более общих тектонических движений, а ориентировка и расположение ксенолитов и шпир характеризуют движения магмы. Если последние отражают только процесс внедрения, то непосредственной связи между ними и общими тектоническими движениями нет вообще, и они важны лишь при решении вопроса о форме интрузивного тела. Как регионально-тектонический элемент, следы истечения в этих случаях не имеют значения. Однако, если интрузивное тело подвергалось деформации уже после того, как внедрение магмы было закончено, следы истечения могут обнаруживать (особенно в центральных частях интрузии) более или менее однородное простирание, отвечающее положению длинной оси эллипсоида деформации.

Иногда ориентировка в обнажениях устанавливается плохо, тогда можно прибегнуть к сбору ориентированных образцов и при обработке материалов пытаться определить положение ориентировки на полированной поверхности образцов, а если порода не слишком крупнозерниста, то можно воспользоваться анализом ориентированных шлифов.

Если ориентировка является следствием истечения магмы, мы не можем ожидать в породе ориентировки кварца или других минералов по строению; скалывающие напряжения в жидкой магме едва ли могут достигнуть тех значений, при которых возможна трансляция большинства минералов. В движущейся магме минералы могут быть ориентированы только по форме зерен (растяжение Клооса гетерически соответствует ориентировке по форме зерен), и, соответственно, измерению в ориентированных шлифах подлежат определенные грани минералов, характеризующие их внешнюю форму.

В тех случаях, когда около контакта интрузии породы обнаруживают очень резкую ориентировку, Г. Клоос называет их «краевыми гнейсами», и такая структура, очевидно, улавливается отчетливо непосредственно в поле. Образование «краевых гнейсов» он связывает с движениями магмы во внутренних частях интрузии, продолжающимися после того, как зона, прилегающая к контакту, уже затвердела. Следовательно, в этих случаях ориентировка является в значительной мере следствием дифференциальных движений в твердой породе.

Такое толкование происхождения «краевого гнейса» может вызвать известные сомнения, так как внутреннее трение в магме и в затвердевшей

породе совершенно несравнимы, и едва ли движения жидкой магмы способны вызвать ориентировку в уже затвердевшей коре интрузии. С другой стороны, если ориентировка возникала в твердой породе, то вполне вероятно, что по поверхности контакта интрузии с боковыми породами также происходило движение, т. е. контакт этот будет уже не чисто интрузивным, а скорее тектоническим. Далеко не всегда удается установить характер контакта с полной достоверностью, и, соответственно, мы должны считаться с возможностью иного объяснения происхождения «краевого гнейса».

Контакт интрузии с боковыми породами, отмеченный зоной гнейсовидных пород, может быть и чисто тектоническим, т. е. по возрасту моложе интрузии. Тогда «краевой гнейс» будет следствием расслабления породы в твердом состоянии вследствие движения по этому контакту и, очевидно, совершенно не характеризует процесса внедрения.

При решении вопроса о происхождении «краевого гнейса» нам также может прийти на помощь структурный анализ. Если при этом окажется, что в этой гнейсовидной породе кварц обнаруживает ориентировку по строению, то возникновение этой структуры едва ли можно связывать с движениями жидкой магмы, и контакт этот вероятнее всего тектонический. Отсутствие такой ориентировки в общем случае не решает вопрос однозначно в пользу первого толкования, так как возможность ориентировки кварца по строению зависит как от условий, при которых происходит деформация породы, так и от ее минералогического состава (влияние соседних зерен).

Нельзя не отметить также, что структурный анализ позволяет нам заглянуть значительно глубже в сущность тех явлений, которые обобщаются под названием метаморфизма горных пород. Он дает нам возможность расчленить этот процесс на несколько последовательно сменяющих друг друга фаз деформации и рекристаллизации породы, а также определить характер самой деформации. Достаточно неопределенный термин «гнейс» можно теперь заменить обозначением «тектонит» с указанием минералогического состава породы, типа структуры и времени возникновения ориентировки по отношению к моменту конца кристаллизации отдельных минералов.

В настоящее время еще трудно предвидеть, какое влияние окажет эта новая методика анализа деформированных горных пород на дальнейшее развитие наших познаний в области тектоники и структурной геологии. Сама методика эта еще не может считаться выработанной окончательно, много вопросов еще только поставлено, но все же и сейчас можно смело сказать, что введение этой методики является крупным шагом вперед в области изучения механизма и сущности деформации горных пород.

В противовес петрографии и другим геологическим дисциплинам, опирающимся на громадное количество детальных описаний соответствующих объектов, в тектонике гипертрофированное развитие получила тенденция к синтезу и широким обобщениям часто на материале, проработанном совершенно недостаточно, и на ряде гипотетических построений. В результате и в области структурной геологии, задачей которой является детальное описание и расшифровка геологических структур, мы видим стремление к непосредственной динамической интерпретации явлений, минуя изучение механизма возникновения соответствующих структурных форм. С этой точки зрения методика структурного анализа и чисто кинематическая интерпретация данных, которой придерживается Б. Зандер, бесспорно окажет громадное влияние на общее направление дальнейшего развития структурной геологии, указывая на необходимость изучения прежде всего кинематики тектонических движений; она же открывает нам новые возможности в этом направлении.

Несмотря на новизну методики и сравнительно пока еще очень небольшое число геологов, работающих в этой области, целый ряд вопросов, не

находивших до последнего времени однозначного ответа, с помощью структурного анализа уже решен в достаточной мере успешно.

К ним относятся прежде всего некоторые общие представления о механизме пластической деформации горных пород и поведении при этом некоторых главных породообразующих минералов.

На основе большого количества анализов так называемых сланцеватых пород Б. Зандеру удалось вычислить механизм возникновения плоскопараллельных структур и примирить различные и часто противоречивые точки зрения, существовавшие в этом вопросе. Если учесть значение, которое имеет сланцеватость при структурно-геологических работах, и как много геологов в течение десятков лет пытались найти универсальное решение проблемы генезиса этой структуры, то это достижение структурного анализа мы должны оценить как блестящий успех методики Б. Зандера.

Складки было принято до сих пор рассматривать почти исключительно как результат изгиба слоев; возможность существования складок скалывания обычно совершенно упускалась из виду. При помощи структурного анализа реальное существование складок скалывания и других эндогенных неоднородных деформаций теперь доказано.

Точно так же и борозды, которые часто наблюдаются на зеркалах скольжения, истолковывались всегда как отражение линии скольжения; возможность существования цилиндрических элементов, подобных бороздам, но расположенных перпендикулярно к линии скольжения, не привлекала во внимание совершенно. Зандер показал, что существуют как продольные, так и поперечные борозды и что часто структурный анализ позволяет отличить эти случаи друг от друга.

Анализ борозд на зеркалах скольжения является лишь частным примером решения более общей задачи — определения положения линии скольжения в плоскостях скольжения в тех случаях, когда макроскопически она не проявляется. Возможность однозначного решения такой задачи может иметь большое значение при выяснении не только структурно-геологических, но и чисто практических вопросов, связанных с разведкой месторождений.

К сожалению, в области применения этой новой методики к расшифровке структуры рудных полей сделано еще очень мало, но не подлежит сомнению, что внедрение структурного анализа в практику геологоразведочной работы может дать весьма интересные и в практическом отношении важные результаты.

Несомненное влияние, которое оказывает ориентировка породы (часто не проявляющаяся макроскопически и при обычных методах петрографического изучения) на технические свойства строительного камня, требует сочетания технологических испытаний со структурным анализом. Отсюда следует, что и при рациональной добыче камня нельзя игнорировать те возможности, которые дает нам эта методика.

Особенно интересные результаты обещает дать применение структурного анализа к изучению горных пород, деформированных в лабораторных условиях при высоких гидростатических давлениях. Первые шаги на этом пути показали, что в мраморе удастся искусственно вызвать ориентировку, которая близко напоминает структуры многих естественных тектозитов. Можно ожидать, что в процессе таких исследований будут выяснены также и те закономерности ориентировки различных минералов и связи ориентированных структур с кинематическими и динамическими векторами деформации, которые до сих пор еще не получили вполне однозначного толкования.

Если, таким образом, теснейшая связь с физикой, и в частности с физикой высоких давлений, уже намечается и будет беспорочно углубляться в дальнейшем, то все же надо помнить, что предмет этот относится прежде всего к разряду геологических дисциплин, и поэтому необходимо поз-

можно более широкое внедрение этой методики в практику полевых геологических исследований. Применяя в своей работе закономерности структурного анализа, геологи будут, с одной стороны, совершенствовать методы структурно-геологического изучения и, в частности, расшифровки структуры рудных полей, с другой стороны — проверять эти закономерности на природных объектах и ставить новые вопросы в области дальнейшего развития самой методики.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

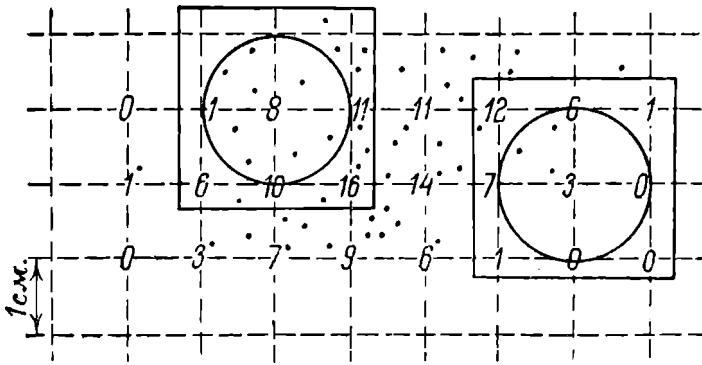
1. Елисеев Н. А. О геологических структурах Хибинского и Ловозерского интрузивных массивов. Проб. сов. геол., 1936, 1, 3—20.
2. Елисеев Н. А. Структурный анализ интрузивных массивов. Литографированное изд. ЛГРТ. 1935.
3. Кузнецов В. Д. Физика твердого тела. Изд. «Кубуч», Томск, 1932, 1—503.
4. Лебедев Э. Э. О деформациях горных пород района села Надвоиц АРССР. Тр. Ленингр. общ. естествоисп. 1927, 57, 4, 82—103.
5. Надаи А. Пластичность (механика пластического состояния вещества). ОНТИ, М.-Л. 1936, 1—279.
6. Пэк А. В. К вопросу о генезисе южноуральской группы месторождений титаномагнетита. Титаномагнетитовые месторождения Урала, ч. 2. Тр. СОИС Акад. Наук, сер. Уральская, 1936 г. 2, 5—68.
7. Пэк А. В. Материалы к тектонике Хибин. Матер. по петр. и геохим. Кольского п-ова. Ч. 6. Тр. СОИС Акад. Наук, сер. Кольская, 1935, 9, 5—54.
8. Судовиков Н. Г. Результаты обследования каменных строительных материалов по восточному берегу Онежского озера. Тр. Глав. геол.-развед. управ. 1931, 114, 1—50.
9. Тетяев М. М. Основы геотектоники, Л.-М. 1934, 1—288.
10. Тимошенко С. П. Сопротивление материалов (3-е изд.). Гос. тех.-геор. изд. Л.-М. 1934, ч. 1, 1—328; ч. 2, 1—320.
11. Хвольсон О. Курс физики, том I. СПб. 1908, 1—686.
12. Adams F. D. An Experimental Investigation into the Flow of Rocks. C. R. XI Congr. Géol. Intl., 1910, 911—945.
13. Adams F. D. An Experimental Investigation into the Action of Differential Pressure on Certain Minerals and Rocks Employing the Process suggested by Professor Kick. Journ. Geol. 1910, 18, 6, 489—525.
14. Adams F. D. An Experimental Contribution on the Question of the Depth of the Zone of Flow in the Earths Crust. Journ. Geol. 1912, 20, 97—118.
15. Adams F. D. a. Bancroft J. A. Internal Friction during Deformation and the Relative Plasticity of Different Types of Rocks. Journ. Geol. 1917, 25, 597—637.
16. Adams L. H. a. Gibson R. E. The Elastic Properties of Certain Basic Rocks and of their Constituent Minerals. Proc. Nat. Acad. of Sci. 1929, 15, 9, 713—724.
17. Balk R. Structural Geology of the Adirondack Anorthosite. Min. u. Petr. Mitt. 1931, 41, 3—6, 308—434.
18. Balk R. Structural and Petrologic Studies in Dutchess County, New York. Part I. Geologic Structures of Sedimentary Rocks. Bull. Geol. Soc. of America, 1936, 47, 5, 685—774.
19. Becker F. Struktur und Klüftung. Fortschr. d. Min. Krist. u. Petr. 1924, 9, 185—220.
20. Becker G. F. Finite Homogeneous Strain Flow and Rupture of Rocks. Bull. Geol. Soc. of America, 1893, 4, 13—90.
21. Becker G. F. Schistosity and Slaty Cleavage. Journ. Geol. 1896, 4, May — June, 427—443.
22. Becker H. Über Ausweich-Bewegungen in Mulden. Cbl. f. Min., Abt. B, 1932, 11, 561—567.
23. Billings M. P. On the Mechanics of Dike Intrusion. Journ. Geol. 1925, 33, 140—150.
24. Bowen N. L. Deformation of Crystallizing magma. Journ. Geol. 1920, 28, 3.
25. Bridgman P. W. The Failure of Cavities in Crystals and Rocks under Pressure. Amer. Journ. Sci. 1918, 45, 243—268.
26. Bridgman P. W. Shearing Phenomena at High Pressure of Possible Importance for Geology. Journ. Geol. 1936, 44, 6, 653—669.
27. Broderick T. M. Fissure Vein and Lode Relations in Michigan Copper Deposits. Econ. Geol. 1931, 26, 8, 840—856.
28. Bucher W. The Mechanical Interpretation of Joints. Journ. Geol. 1920, 28, 707—730, 1921, 29, 1—28.
29. Chamberlin R. T. The Appalachian Folds of Central Pennsylvania. Journ. Geol. 1910, 18, 3, 228—251.
30. Chamberlin R. T. A Peculiar Belt of Oblique Faulting. Journ. Geol. 1919, 27, 8.



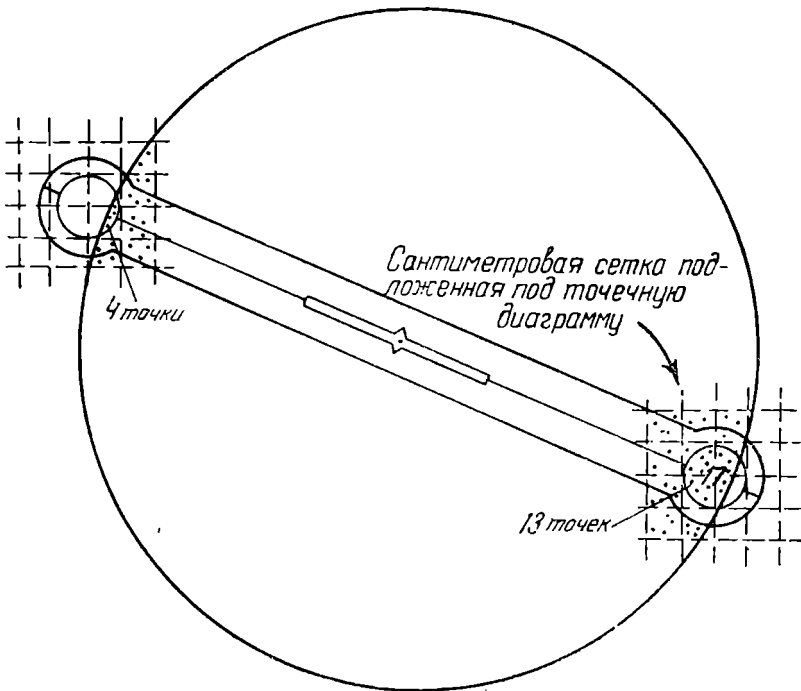
31. Chamberlin R. T. The Wedge Theory of Diastrophism. Journ. Geol. 1925, **33**, 755—792.
32. Chamberlin R. T. The Strain Ellipsoid and Appalachian Structures. Journ. Geol. 1928, **36**, 1, 35—90.
33. Chamberlin R. T. a. Link T. A. The Theory of Laterally Spreading Batholiths. Journ. Geol. 1927, **35**, 4, 319—352.
34. Clar E. Gefügestatistisches zur Metasomatose. Min. u. Petr. Mitt. 1933, **43**, 129—143.
35. Cloos H. Geologische Beobachtungen in Südafrika. Granite des Tafellandes und ihre Raumbildung. N. Jahrb. f. Min. 1919, **42**, 420—456.
36. Cloos H. Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen. Neue Untersuchungen im Grenzgebiet der Gebirgsbildung. Abhandl. d. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., 1920, **81**.
37. Cloos H. Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Sammlung Vieweg, 1921, 57.
38. Cloos H. Tektonik und Magma (Untersuchungen zur Geologie der Tiefen). B. I. Abhandl. d. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., 1922, **89**.
39. Cloos H. Das Batholithenproblem. Fortschr. d. Geol. u. Palaeontol. 1923, **1**.
40. Cloos H. Tektonik und Magma B. II. Abhandl. der Preuss. Geol. Landesanst., N. F., 1924, **96**.
41. Cloos H. Tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen. I. Das Riesengebirge. Berlin 1925.
42. Cloos H. Bau und Bewegungen der Gebirge in Nordamerika, Skandinavien und Mitteleuropa. Forschungen in den Jahren 1924 bis 1927. Fortschr. d. Geol. u. Palaeontol., **7**, 21.
43. Cloos H. Zur Kritik der Granittektonik. Cbl. f. Min., Abt. B, 1926, 481—492.
44. Cloos H., B a l k R., C l o o s E., S c h o l t z H. Die Plutone des Passauer Waldes, ihr Bau und Werdegang und ihre innere Tektonik. Monograph. z. Geol. u. Palaeontol., Berlin 1927, Ser. 2, Heft 3.
45. Cloos H. Zur Terminologie der Plutone. Helsingfors 1928.
46. Cloos H. Experimente zur inneren Tektonik. Cbl. f. Min., Abt. B, 1928, **12**, 609—621.
47. Cloos H. Zur experimentellen Tektonik. Geol. Rundschau, 1930, **21**, 6, 353—367.
48. Cloos H. Zur experimentellen Tektonik. Die Naturwissenschaft, 1931, **11**, 242—247.
49. Cloos H. Der Gang einer Falte. Fortschr. d. Geol. u. Palaeontol. 1934, **11**, 33.
50. Cloos E. Mother Lode and Sierra-Nevada Batholith. Journ. Geol. 1935, **43**, 225—249.
51. Cloos H. Einführung in die Geologie. Berlin 1936, 1—503.
52. Drescher F. K. Über Quarzgefügeregelung im Dattelquarzit von Krummendorf (Schlesien). Min. u. Petr. Mitt. 1932, **42**, 217—263.
53. Eskola R. On the Origin of Granitic Magmas. Min. u. Petr. Mitt. 1932, **42**, 455—481.
54. Fairbairn H. W. Notes on the Mechanics of Rock Foliation. Journ. Geol. 1935, **43**, 6, 591—609.
55. Fairbairn H. W. Elongation in Deformed Rocks. Journ. of Geol. 1936, **44**, 670—680.
56. Fischer G. Mechanisch bedingte Streifungen an Quarz. Cbl. f. Min., Abt. A., 1925, 210—213.
57. Fischer G. Zum Problem der Schieferung. Cbl. f. Min. 1929, **10**, 474—484.
58. Fourmarier P. Essai sur la distribution, l'allure et la genèse du clivage schisteux dans les Appalaches. Bull. Soc. Geol. Belgique, 1936—1937, **60**, 2, 69—131.
59. Gilluly J. Mineral Orientation in some Rocks of the Shuswap Terrane as a Clue to their Metamorphism. Amer. Journ. Sci. 1934, **28**, 165, 182—201.
60. Griggs D. T. Deformation of Rocks under High Confining Pressures. Journ. Geol. 1936, **44**, 5, 541—577.
61. Grout F. F. Movements in Crystallizing Magma. Journ. Geol. 1920, **28**, 3, 255—264.
62. Grout F. F. Fundamental Problems of the Batholiths and Methods for their Attack. Journ. Geol. 1927, **35**, 4, 311—318.
63. Gutenberg B. Handbuch der Geophysik. Berlin 1931. Die Elastizität der Gesteine, 25—37.
64. Hegemann F. Tektonik und Entstehung dioritähnlicher Gesteine im nord-westlichen Bayerischen Wald. N. Jahrb. f. Min. 1932, Abt. A, **65**, 2, 233—283.
65. Hill M. L. Mechanics of Faulting near Santa Barbara, California. Journ. Geol. 1932, **40**, 6, 535—556.
66. Van Hise C. R. Studies for Students. Deformation of Rocks III. Cleavage and Fissility. Journ. Geol. 1896, **4**, 4, 449—483.
67. Hubbert K. The Direction of the Stresses Producing Given Geologic Strains. Journ. Geol. 1928, **36**, 1, 75—84.
68. Hulin C. Structural Control of Ore Deposition. Econ. Geol. 1929, **24**, 1, 15—49.
69. Johnston W. D. a. Cloos E. Structural History of the Fracture Systems at Grass Valley, California. Econ. Geol. 1934, **29**, 1, 39—54.

70. J o h n s M. Der Granitporphyr von Thal-Heiligenstein im Thüringer Wald (eine gefügeanalytische Untersuchung). Min. u. Petr. Mitt., N. F., 1933, **43**, 283—318.
71. K a u f m a n n T. Festigkeitversuche unter allseitigem Druck. V. D. I. 1911, **5**.
72. K a u f m a n n R. Die Klufftektonik des Kambrosilurs von Gotland, Öland und dem Kalmargebiet. Geol. Rundschau, 1931, **22**, 5, 292—305.
73. K n a e b e l J. B. The Veins and Crossings of the Grass Valley District, California. Econ. Geol. 1931, **26**, 4, 375—398.
74. K n o p f E. B. Petrotectonics. Amer. Journ. Sci. 1933, **25**, 150, 433—470.
75. K o r n L. Tektonische und gefügeanalytische Untersuchungen im kristallinen Vorspessart. Min. u. Petr. Mitt. 1933, **43**, 1—44.
76. K ö l b l L. Bemerkungen zu H. Cloos, «Zur Kritik der Granittektonik». Cbl. f. Min. Abt. B, 1927, **104—108**.
77. L a h e e F. H. Field Geology. McGraw. Hill Book Company Inc. (3-d ed.), N. Y. a. London 1931.
78. L e i t h C. K. Structural Geology. N. Y. 1923.
79. L e i t h A. The Application of Mechanical Structural Principles in the Western Alps. Journ. Geol. 1931, **39**, 7, 625—640.
80. L i n k T. A. En Echelon Folds and Arcuate Mountains. Journ. Geol. 1928, **36**, 6, 526—528.
81. L j u n g n e r E. Spaltentektonik und Morphologie der Schwedischen Skagerrak-Küste. Bull. Geol. Inst. of Upsala, 1930, **21**, 1—478.
82. L o v e r i n g T. S. The Fracturing of Incompetent Beds. Journ. Geol. 1928, **36**, 8, 709—717.
83. L o v e r i n g T. S. Field Evidence to Distinguish Overthrusting from Underthrusting. Journ. Geol. 1932, **40**, 7, 651—663.
84. M a r o s c h e k E. F. Beiträge zur Kenntniss des Granites von Mauthausen in Oberösterreich. Min. u. Petr. Mitt. 1933, **43**, 375—405.
85. M a s o n W. The Lüders Lines on Mild Steel. Proc. Phys. Soc. of London, 1911, **23**, 305—333.
86. M e a d W. J. Notes on the Mechanics of Geologic Structures. Journ. Geol. 1920, **28**, 6, 505—523.
87. M e a d W. J. The Geologic Rôle of Dilatancy. Journ. Geol. 1925, **33**, 685—698.
88. N e v i n C. M. Principles of Structural Geology (2-d ed.) N. Y. 1936, 1—348.
89. O s b o r n e F. a. A d a m s F. Deformation of Galena and Pyrrhotite. Econ. Geol. 1931, **26**, 8, 884—893.
90. Q u i r k e T. T. Concerning the Process of Thrust Faulting. Journ. Geol. 1920, **28**, 5, 417—438.
91. R i e d e l W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen (ein Beitrag zum Problem der Fiederspaltten). Cbl. f. Min., Abt. B., 1929, **8**, 354—368.
92. R i e d e l W. Das Aufquellen geologischer Schmelzmassen als plastischer Formänderungsvorgang. Ein Beitrag zur Mechanik des Parallelgefüges. N. Jahrb. f. Min. Abt. B, 1929, **62**, B. B. I., 151—170.
93. R i n n e F. Über die Auslösung tektonischer Spannungen in Tonschiefern. Fennia 1928, **50**, 3.
94. R i n n e F. Bemerkungen über künstliche Bruchsysteme und ihre geologische Analogien. Cbl. f. Min., Abt. B. 1928, 553—569.
95. S a n d e r B. Abbildung der bei geologischen Experimenten auftretenden Kräfte und Verschiebungen im Material. Verhandl. d. K. K. geol. Reichsanst. 1909, **16**, 357—360.
96. S a n d e r B. Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. 1911, **30**, 281—315.
97. S a n d e r B. Zur Granittektonik, Mikrotektonik u. s. w. Verhandl. d. Geol. Bundesanst. 1923, **4**, 81—86.
98. S a n d e r B. Zur petrographisch-tektonischen Analyse I. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. 1923, **74**, 3—4, 133—253.
99. S a n d e r B. Zur petrographisch-tektonischen Analyse II. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. 1925, **75**, 1—2, 181—236.
100. S a n d e r B. Zur petrographisch-tektonischen Analyse III. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. 1926, **76**, 3—4, 323—406.
101. S a n d e r B. Über das Gefüge einiger Gesteinsfalten. Cbl. f. Min., Abt. B., 1926, **168—173**.
102. S a n d e r B. Zu H. Cloos «Gegenkritik betr. Granittektonik». Cbl. f. Min., Abt. B., 1927, **97—103**.
103. S a n d e r B. Gefügekunde der Gesteine. Wien 1930, 1—352.
104. S a n d e r B. Fortschritte der Gefügekunde der Gesteine. Anwendung, Ergebnisse, Kritik. Fortschr. d. Min., Krist. u. Petr., 1934, **18**, 2, 111—170.
105. S h a r p e D. On Slaty Cleavage. Quart. Journ. Geol. Soc. London 1846, **3**, 74—105; 1849, **5**, 111—129.
106. S c h e l d o n P. G. Some Observations and Experiments on Joint Planes. Journ. Geol. 1912, **19**, 53—179; 164—183.
107. S c h e l d o n P. G. On the Association of Faulting with Dike Intrusion. Journ. Geol. 1927, **35**, 4, 353—367.

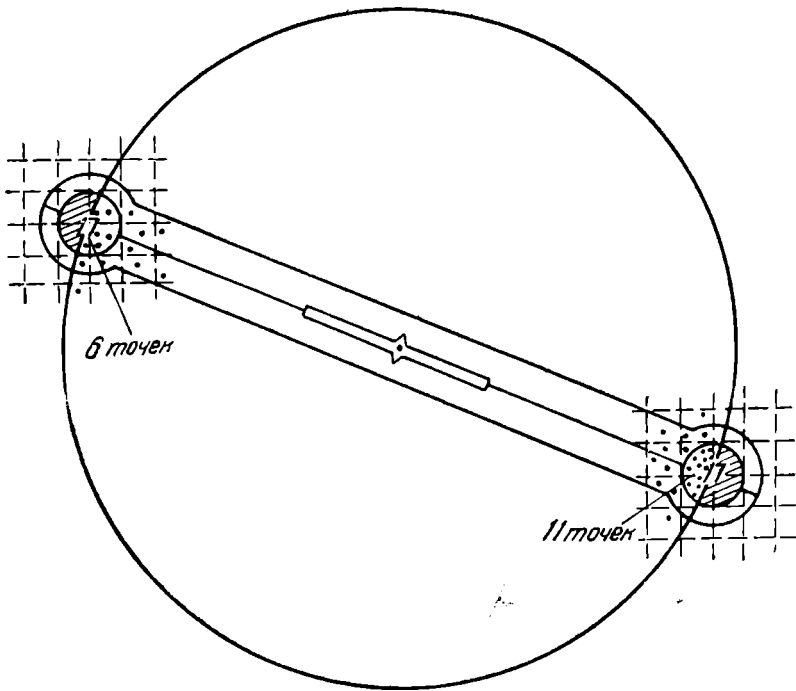
108. S c h e l d o n P. G. Note on the Angle of Fracture Cleavage. Journ. Geol. 1928, **36**, 2, 171—175.
  109. S c h m i d t W. Zum Bewegungsbild liegender Falten. Verhandl. d. K. K. geolog. Reichsanst. 1912, 3.
  110. S c h m i d t W. Bewegungsspuren in Porphyroblasten. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien 1918, **127**, Abt. I, 293—310.
  111. S c h m i d t W. Gefügestatistik. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. 1925, **38**, 392—423.
  112. S c h m i d t W. Zu Sanders «Zur petrographisch tektonischen Analyse II». Verhandl. d. Geol. Bundesanst. 1926, 9.
  113. S c h m i d t W. Tektonik und Vervormungslehre. Berlin 1932, 1—208.
  114. S c h o l t z H. Zur inneren Tektonik einiger Intrusivkörper aus dem Saar-Nahe Gebiet. Cbl. f. Min., Abt. B, 1933, **11**, 605—616.
  115. S c h w i n n e r R. Scherung der Zentralbegriff der Tektonik. Cbl. f. Min. 1924, **15**, 469.
  116. S c h w i n n e r R. Der Begriff «Scherung» in der Tektonik. Cbl. f. Min., Abt. B. 1928, 31—43.
  117. S c h w i n n e r R. Eine technologische Diagnose im Kristallin. Min. u. Petr. Mitt. 1932, **42**, 59—63.
  118. S e i d l E. Bruch und Fliess-Formen der technischen Mechanik und ihre Anwendung auf Geologie und Bergbau. Berlin 1930. Bd. 2 — Scher-Form, Bd. 3 — Zer-reiss-Form.
  119. S o r b y H. C. Anniversary Address of the President. Quart. Journ. Geol. Soc. London 1879, **36**, 68—92.
  120. S t e i d t m a n E. The Secondary Structures of the Eastern Part of the Baraboo Quartzite. Journ. Geol. 1910, **18**, 3, 259—270.
  121. S t i l l e H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. 1924.
  122. S w a n s o n C. O. Notes on Stress, Strain and Joints. Journ. Geol. 1927, **35**, 3, 193—223.
  123. T a b e r S. Fault Troughs. Journ. Geol. 1927, **35**, 7, 577—606.
  124. V i c k e r y F. P. The Structural Dynamics of the Livermore Region. Journ. Geol. 1925, **33**, 608—628.
  125. W e l l h ö f e r B. Kluffttektonik in der nördlichen Frankenabl. Cbl. f. Min., Abt. B, 1928, 179—183.
  126. W i l l i s B. Rocky Mountains Structure. Journ. Geol. 1925, **33**, 272—277.
  127. W i l l i s B. a. R. Geologic structures (3-d ed.). N. Y. a. London 1934. 1—544.
  128. W i l l i s R. Development of Thrust Faults. Bull. Geol. Soc. of America, 1935, **46**, 409—424.
-



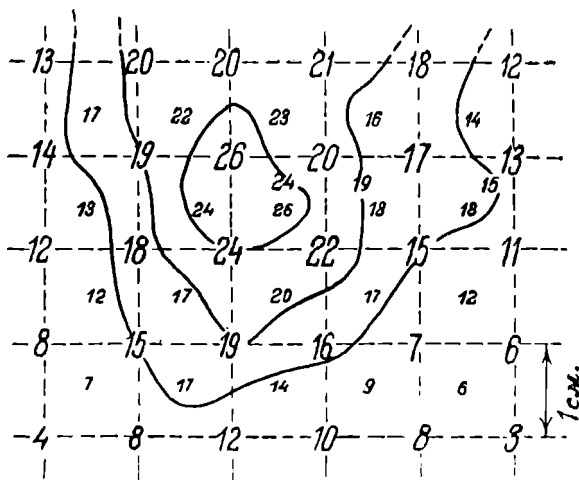
Схема, показывающая способ подсчета количества точек в узлах сантиметровой сетки, положенной под точечную диаграмму.



Схема, показывающая способ подсчета точек около периферии круга в том случае, если часть кружка, служащего для подсчета, выходит за пределы круга. Данные, полученные при подсчете на обоих концах диаметра, складываются, и полученное число пишется около того узла сантиметровой сетки, с которым совпадает центр кружка для подсчета. В этих случаях удобно пользоваться специальной линейкой, изображенной на рисунке. (J. Naff. The Amer. Min. 23, 9 1938 543—574.)



Способ подсчета точек, расположенных на периферии круга.



Способ проведения изолиний плотностей. Цифры в середине сантиметровых квадратов получены интерполяцией.

## О ГЛАВЛЕНИЕ

|   | <i>Стр.</i> |
|---|-------------|
| Предисловие . . . . .   | 3           |
| Введение . . . . .  | 4           |
| Г л а в а I. Сила и деформация  | 7           |
| 1. Основные определения . . . . .   | 7           |
| 2. Некоторые понятия о механических свойствах материалов .                                  | 8           |
| 3. Внешнее воздействие и напряженное состояние материала                                    | 11          |
| 4. Пластическая деформация . . . . .  | 15          |
| 5. Деформация хрупких материалов  | 22          |
| 6. Механические свойства горных пород при высоких гидростатиче-<br>ских давлениях . . . . . | 32          |
| 7. Основные типы неоднородных деформаций  | 38          |
| Г л а в а II. Трещинная тектоника . . . . .   | 44          |
| 1. Трещины и общая геологическая структура  | 44          |
| 2. Тектоника интрузивных тел  | 62          |
| Г л а в а III. Структурный анализ   | 78          |
| 1. Определение предмета . . . . .   | 78          |
| 2. Изучение и изображение микроструктуры  | 79          |
| 3. Основные особенности диаграмм ориентировки   | 83          |
| 4. Деформация и изменения пород . . . . .   | 84          |
| 5. Движение и симметрия тектонического истечения  | 86          |
| 6. Механизм возникновения ориентированных структур  | 95          |
| 7. Основные типы ориентировки различных минералов   | 107         |
| 8. Плоскости структуры  | 124         |
| 9. Структуры вращения   | 130         |
| 10. Триклинные тектониты  | 132         |
| 11. Изогнутые структуры   | 132         |
| Заключение  | 139         |
| Литература  | 146         |

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

ИМЕЮТСЯ В ПРОДАЖЕ:

**Известия** Сектора платины и других благородных металлов. Вып. 14 (Институт общей и неорганической химии). 1937. 244 стр. Ц. 11 руб.

**Известия** Сектора физико-химического анализа. Том X (Институт общей и неорганической химии). 1938. 372 стр. Ц. 20 р.

**Кижнер, Н. М.** Исследования в области органической химии. Посмертное издание (Институт органической химии). 1937. 634 стр. Ц. в пер. 28 р.

**Роде, Е. Я. и Роде, Т. В.** Физико-химическое изучение марганцевых минералов и руд (СОПС, серия Закавказская, вып. 21). СОПС и Институт общей (неорг.) химии (ИОНХ). 1937. 78 стр. Ц. 3 р.

**Труды** Юбилейного Менделеевского съезда. II. 1937. 472 стр. + VIII (46) фиг. + 10 вклеек. Ц. 19 р.

**Шемаев, Ф. М., Михалев, П. Ф.** Физико-химические периодические процессы. Институт общей и неорганической химии. Коллоидо-электрохимический институт. 1938. 183 стр. Ц. 7 р.

**ЗАКАЗЫ НАПРАВЛЯТЬ:**

Конторе по распространению изданий „Академкнига“ — Москва, Больш. Черкасский пер., д. № 2

**ФИЛИАЛАМ КОНТОРЫ „АКАДЕМКНИГА“**

*Ленинград* 104, проспект Володарского, 53-а

*Киев*, ул. Свердлова, 15

*Харьков* 3, ул. Свободной Академии, 13

*Одесса*, ул. 10-летия Красной Армии, 28

*Ростов н/Дону*, ул. Энгельса, 68

*Минск*, Советская, 57

**ПОДПИСНЫМ ПУНКТАМ КОНТОРЫ „АКАДЕМКНИГА“**

*Новосибирск*, Центр. почтамт, БОСК 47

*Свердловск*, Центр. почт. ящ. № 104

*Горький*, п/я № 46

*Саратов*, Советская, 3, кв. 18

*Воронеж*, ул. Таранченко, 34, кв. 26

*Тбилиси*, ул. Баркова, 22

*Ташкент*, Главный почтамт, п/я № 128

Заказы принимаются также доверенными, снабженными удостоверениями Конторы „Академкнига“