

АКАДЕМИИ НАУК СССР

А. Н. Казаков

ДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ
МИКРОСТРУКТУРНЫХ
ОРИЕНТИРОВОК
МИНЕРАЛОВ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

А. Н. Казаков

ДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ
МИКРОСТРУКТУРНЫХ
ОРИЕНТИРОВОК
МИНЕРАЛОВ

Ответственный редактор

Ю. М. Соколов

4804



Ленинград
Издательство „Наука“
Ленинградское отделение
1987



К а з а к о в А.Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. - Л.: Наука, 1987. - 272 с.

В книге излагаются теоретические основы и геологические приложения нового направления микроструктурного анализа, пришедшего на смену описательно-кинематической характеристике ориентировок минералов и являющегося одним из главных методов решения петрогенетических и тектонофизических задач. Рассматриваются ориентировки минералов метаморфических тектонитов (карбонаты, слюды, диопсид, роговая обманка, плагиоклазы, кварц). На основании динамического анализа восстанавливается динамическая обстановка при деформации геологических тел, направления действовавших сил, выявляются закономерности ориентировок минералов в различные стадии деформации - упругую, пластическую и суперпластическую, даются рекомендации к решению различных структурно-петрологических задач. Монография имеет методическое значение при исследовании структуры и деформаций кристаллических комплексов.

Библиогр. - 277 назв, Ил. - 100, Табл. - 7. Прил. - 1.

Р е ц е н з е н т ы:

доктор геолого-минералогических наук, проф. К.А. ШУРКИН,
кандидат геолого-минералогических наук Г.М. КОВНУРКО

Анатолий Николаевич К а з а к о в

ДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МИКРОСТРУКТУРНЫХ ОРИЕНТИРОВОК МИНЕРАЛОВ

Утверждено к печати

Институтом геологии и геохронологии докембрия АН СССР

Редактор издательства Л.А. Р е й х е р т

Художник В.А. В а с и л ь е в

Технический редактор Е.В. П о л и е к т о в а

Корректор О.М. Б о б ы л е в а

ИБ № 21636

Подписано к печати 12.01.87. М-20906. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 17 + 1 вкладка (1/4 п.л.). Усл. кр.-от. 17,25. Уч.-изд. л. 18,68. Тираж 750. Тип. зак. № 1180. Цена 3 р. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени

издательство „Наука“. Ленинградское отделение.

199034, Ленинград, В-34, Менделеевская лин., 1.

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография издательства „Наука“.
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12.

К 1904020000-522
042(02)-87 182-86-III

© Издательство „Наука“, 1987

ВВЕДЕНИЕ

Микроструктурный анализ входит в группу дисциплин, объединяемых структурной петрологией. Как и другие отрасли науки, он продолжает развиваться и совершенствоваться.

На первых стадиях исследователей вполне устраивала методика Б. Зандера (Sander, 1930, 1934, 1948, 1950), который стремился придать ей универсальный характер. Тем самым методика считалась пригодной для изучения ориентировки минералов любого происхождения. В число тектонитов были включены метаморфические породы (истинные тектониты) и магматические породы (тектониты плавления). Осадочные породы не относились к тектонитам, но методика исследования ориентировки минералов в них принципиально не отличалась от методики исследования минералов в тектонитах. Методика Б. Зандера предусматривала ряд сравнительно простых операций. Составлялась микроструктурная диаграмма для наиболее легко измеряемого кристаллографического или оптического направления (полюс спайности слюды, оптическая ось кварца и т.д.), определялся ее тип (S -, B -, R -тектонит) и на основании этого высказывались суждения о характере движений (ламинарные, турбулентные). Б. Зандер подчеркивал, что его методика не касается динамики возникновения ориентировки, а касается только кинематики, т.е. исследования следов движений без отношения к силам, которые являются причиной движений. Н.А. Елисеев (1953) указывал, что микроструктурное изучение пород имеет описательный, а не генетический характер.

За первые 40 лет развития микроструктурного анализа (1925-1965) на зандеровской основе были выявлены характерные ориентировки минералов, рассмотрены соотношения микроструктурных ориентировок с элементами макростроения и симметричные закономерности ориентировок, сделаны первые попытки приложения теории физики деформаций и данных эксперимента к природным объектам. Тем не менее существенных сдвигов в познании природных деформаций не произошло, практическая отдача оказалась также слабой. Интерес к микроструктурному анализу стал падать, и метод, на который возлагалось много надежд в познании природных деформаций, фактически оказался не у дел.

К середине 1960-х годов стало очевидным, что ориентированное расположение минералов может быть вызвано различными причинами, которые управляются различными законами из области тер-

модинамики, физики твердого тела, гидродинамики и других специальных дисциплин. Дальнейший формально-кинематический подход уже не давал результата. Требовалась иная методика, которая обещала бы выявление соотношений предпочтительных ориентировок минералов с действующими силами внешней среды, т.е. было необходимо перейти на уровень динамического анализа. Элементы такого анализа появились в 1950-х годах (Turner, 1953; Clark, 1954; Christie, 1958 и др.) и были затем далее развиты в „Методическом руководстве по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов“ (Казаков, 1967), но проделанной работы оказалось недостаточно.

За последние 20 лет, преимущественно за границей, проводились интенсивные экспериментальные исследования по деформации минералов. Активно развивались также и разделы термодинамики и физики деформаций, которые имели прямое отношение к природным ориентировкам минералов. Область действия активных сил внешней среды была расширена – появились микроструктурные исследования с интерпретацией ориентировок исходя из упругих свойств минералов и с позиций текучести (крипа). Эти работы подготовили необходимый теоретический и экспериментальный базис для дальнейшего развития микроструктурного анализа.

Значительные работы в области микроструктурного анализа метаморфических тектонитов за последние десятилетия были выполнены у нас в СССР Ю.И. Лазаревым и В.Н. Кожевниковым. Это были поиски в новых направлениях. Ю.И. Лазарев (1971) предложил выделять структурно-эквивалентные ориентировки на морфологической основе. Однако структурная эквивалентность такого рода была статичной и не связанной с внешними условиями. Возникновение предпочтительной ориентировки возможно лишь в том случае, если порода помещена в какое-либо анизотропное поле (поле стресса, гравитационное, магнитное, неоднородно-температурное и др.). Вскоре это поняли и сами авторы. Уже в работе 1976 г. они интерпретировали минеральные ориентировки как возникающие в упругом поле и равновесные с локальным полем напряжений. В качестве исходной характеристики упругих свойств был вначале выбран модуль Юнга, а затем линейная упругость, определяемая по скорости продольной волны. Это несомненно был шаг в приближении к динамическому анализу. Подкупало также то, что характеристические поверхности выбранной упругой константы могут быть построены с помощью ЭВМ. Однако со временем выявились и просчеты. В частности, ошибочен постулат о том, что упругая симметрия подчиняется ортогональной системе координат, а оси координат совпадают с кристаллографическими осями или нормальными к граням (Кожевников, 1982). Во многих минералах (диопсид, роговая обманка, кальцит, кварц) минимальное значение модуля Юнга отклоняется от кристаллографических осей на острый угол ($30-70^\circ$), а минимальное и максимальное значения модуля расположены под углами, отличающимися от прямого.

Весь ход исследований последних десятилетий показал, что ки-

нематически-описательный период микроструктурного анализа закончен и необходимо создание общей методики на динамической основе. Эту задачу, имея уже опыт в области динамического анализа, автор решил взять на себя.

Освоение всего имеющегося материала по микроструктурному анализу и сопоставление с достижениями последнего времени в области физики деформаций привели автора к выводу, что реакция минерала на действие внешних сил будет различной по существу и результату для трех свойственных ему стадий деформации: в упругом поле, в условиях пластических деформаций и на стадии текучести (суперпластического течения). Ориентировки минералов относительно направлений действовавших сил также будут различными, так как различны физические законы, управляющие деформациями в каждую из этих стадий. Ориентировки в упругом поле наиболее обоснованно объясняются из принципа максимальной величины упругой энергии, когда направление максимальной податливости минерала будет совпадать с направлением действующей силы. Проявления пластических деформаций контролируются положениями учения о сопротивлении материалов, в частности закономерностями распределения в деформируемых телах скальвающих напряжений. Ориентировки суперпластической стадии подчиняются механизмам дислокационного и диффузионного течения в установившемся режиме. На основании этих разных физических принципов выполняется одна задача, составляющая существо динамического анализа — восстановление по характеру микроструктурного узора направления действовавших сил, особенностей поля напряжений и типа деформации агрегата.

В данной книге термин „динамический анализ“, первоначально примененный к узкой области деформаций, связанных с двойникованием, трактуется расширительно — как метод анализа микроструктурных ориентировок, возникающих на всех стадиях кристаллизации и деформации минералов.

Книга построена в соответствии со своим целевым назначением. В первой части излагаются теоретические основы общей методики динамического анализа, во второй части — исследование на их основе ориентировок конкретных минералов метаморфических тектонитов. Все замечания как по содержанию, так и по построению книги будут приняты автором с благодарностью.

Публикуя книгу, автор не может не вспомнить добрым словом своего учителя проф. Н.А. Елисеева, к сожалению ушедшего из жизни, который оказал большое влияние на развитие микроструктурного анализа, и проф. А.В. Пэка, первого пропагандиста микроструктурного анализа в нашей стране, общение и беседы с которым всегда давали благотворные результаты.

ПРИЧИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ ОРИЕНТИРОВОК МИНЕРАЛОВ

Минералы горной породы обладают, как правило, определенным, статистически выявляемым ориентированным расположением их кристаллических решеток. При исследовании породы на федоровском столике такая ориентировка фиксируется в закономерных, предпочтительных концентрациях в пространстве кристаллографических и оптических направлений минералов. Статистически однородное, хаотическое расположение последних встречается редко.

Закономерно ориентированное или, короче, ориентированное расположение кристаллических решеток минералов в горных породах может возникнуть вследствие различных причин. Главнейшие из них следующие.

1. Магматическое течение, при котором кристаллизующиеся минералы, особенно ранние, ориентируются по форме зерен. Такая ориентировка неизбежно вызывает также определенную ориентировку кристаллографических и оптических направлений этих минералов. В условиях магматического течения вследствие высокой вязкости магмы минералы ориентируются во взвешенном состоянии. Предпочтительная ориентировка минералов на дне магматической камеры возможна только в случае гравитационного осаждения.

2. Течение водной среды, в которой происходит осадконакопление. При этом также осуществляется ориентировка по форме зерен. Форма обломочных зерен зависит как от их габитуса, так и от их абразивной способности, т.е. способности к истиранию различных граней минерала. Ориентировка обломочных зерен по форме приводит к определенной ориентировке в них кристаллографических и оптических направлений, хотя последняя ориентировка и не является, как правило, столь совершенной, как в условиях магматического течения. В отличие от последнего предпочтительная ориентировка минералов осуществляется исключительно на дне водного бассейна. Собственно гравитационный эффект не является определяющим, главное значение имеют донные течения и волноприбойные движения водной массы.

3. Движение минералообразующих растворов (или явления сублимации). Возникающие при этом ориентировки составляют группу ориентировок роста. Они характерны для кварцевых, серпентиновых и других жилых гребчатого строения, для некоторых минералов пегматитовых жил, возможны также для метасоматических минералов, образующихся в зоне контакта интрузивных тел с вмещаю-

шими породами при биметасоматозе. Образование таких ориентировок вызывается разницей температурного градиента или градиента концентраций в пределах определенного объема породы. Наиболее быстрый рост минералов происходит в направлении максимальной теплопроводности или максимальной концентрации. Давление при этом преимущественно является гидростатическим (всесторонним) или близким к нему.

4. Кристаллизация, перекристаллизация и деформация минералов в условиях одностороннего давления. Ориентировки, образующиеся при этом, свойственны складчато смятым метаморфизованным и неметаморфизованным породам, породам в зонах разрывных нарушений. Характерной особенностью минералов, подвергнутых действию одностороннего давления, являются упругие и пластические деформации. Перекристаллизация в условиях гидростатического давления не сопровождается возникновением предпочтительных ориентировок.

Поскольку причины, вызывающие образование той или иной ориентировки минералов, различны по своей природе, то каждая из групп ориентировок требует дифференцированного подхода и своей методики исследования, основанной на характерных особенностях процесса и среды. Так, ориентировки по форме зерен исследуются исходя из законов гидродинамики, основу исследования ориентировок роста составляют законы термодинамики в их приложении к изменению концентраций и потенциалов компонентов, а ориентировки, возникающие при одностороннем давлении в условиях кристаллизации, перекристаллизации и деформации минералов, требуют методики, основанной на физике анизотропных тел и теории их деформаций.

Ориентировки одного или разных минералов горной породы нередко являются гетерогенными. Так, в метаморфических породах, образованных в основном за счет перекристаллизации в условиях одностороннего давления, сохраняются обломочные минералы с реликтовыми ориентировками стадии осадконакопления и встречаются также минералы с характерными ориентировками роста. Гетерогенные минералы породы требуют дифференцированного подхода при исследовании ориентировки каждого из них.

СФЕРА ПРИМЕНЕНИЯ ДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Динамический анализ как часть микроструктурного анализа включает в свою сферу только исследование ориентировок, возникающих при одностороннем давлении. Поэтому главнейшим объектом динамического анализа являются метаморфические тектониты, представляющие собой породы, образованные в глубоких зонах земной коры совместным действием метаморфизма и складчатых процессов. Ориентировки минералов метаморфических тектонитов составляют самую характерную и обширную группу ориентировок, возникающих в условиях одностороннего давления

при перекристаллизации и пластических деформациях. К этой же группе относятся и ориентировки некоторых минералов складчато-смятых, но неметаморфизованных пород.

Динамический анализ применим также и к магматическим породам — в тех случаях, когда на ориентировку минералов в них оказывает определенное влияние направление давления самой магмы или стенок камеры. Особенно это относится к изометричным минералам (кварц), которые не могут ориентироваться по форме зерен, и к минералам последних стадий кристаллизации.

Возникновение ориентированного расположения кристаллографических и оптических направлений минералов при одностороннем давлении доказано экспериментально (например, экспериментами по деформации мраморов). Об этом также говорит закономерная связь микроструктурных ориентировок с крупными структурными формами, такая связь четко обнаруживается в складках.

Рассмотрение теории динамического анализа мы начнем с некоторых общих положений теории деформаций.

ВНЕШНЕЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ И ДЕФОРМАЦИЯ

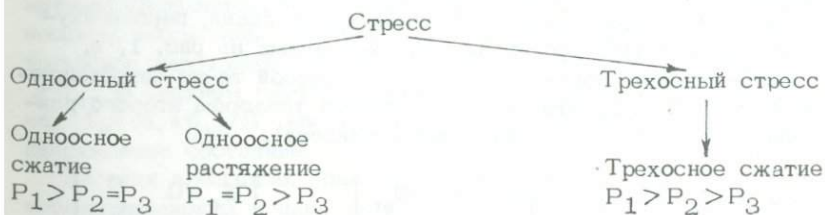
Внешние силы. Теория деформаций твердого тела основана на взаимодействии внешних и внутренних сил. „Внешними“ называют силы, действующие на материальные точки (тела) данной системы со стороны материальных точек (тел), не принадлежащих к этой системе. Внешние силы действуют постоянно на любое тело со всех его сторон, даже в том случае, если величина внешних сил очень мала, но условием, достаточным для определения характера внешних сил, действующих на данное тело, является величина этих сил по трем взаимоперпендикулярным направлениям, которые называются осями приложения сил. По этим осям действуют три главных силы — P_1 , P_2 и P_3 . Величина сил, действующих по другим направлениям, легко определяется исходя из величин главных сил.

В том случае, если величина главных сил одинакова, т.е. $P_1 = P_2 = P_3$, по любому другому направлению, отличному от осей приложения сил, величина силы будет такой же. Эти условия соответствуют всестороннему, гидростатическому давлению. Во всех остальных случаях величина силы минимум по одному направлению будет наибольшей или наименьшей относительно величин сил, действующих по другим направлениям. Это условие отвечает негидростатическому, ориентированному давлению. Такое давление часто называют односторонним. Если точно придерживаться смысла этого слова, то одностороннее давление должно быть таким, при котором одна из главных сил P_1 , P_2 или P_3 должна иметь реальное значение, а две другие должны быть равны нулю, т.е. направления двух последних сил размещены в вакууме, что в природе и практике не встречается. Однако этот случай является прос-

тейшим случаем одностороннего давления и он очень удобен для рассмотрения некоторых теоретических вопросов. Вообще же одностороннее давление понимается как эквивалентное негидростатическому, ориентированному давлению.

Внешние силы могут быть сжимающими или растягивающими. Термин „давление“, строго говоря, может быть применен только к сжимающим внешним силам и не является удачным для характеристики растягивающих сил. Более общим термином, характеризующим как сжимающие, так и растягивающие силы, является термин „стресс“, введенный американскими физиками, который в равной степени относится как к гидростатическим, так и к негидростатическим условиям. Для гидростатических условий термин „давление“ вполне достаточен вследствие того, что гидростатическое растяжение как в природных условиях, так и в эксперименте равносильно снятию гидростатического сжатия. Такое снятие не несет за собой сколько-нибудь интересных физических результатов. Поэтому петрологи как за рубежом, так и в нашей стране нередко применяют термин „стресс“ только к условиям ориентированного, одностороннего приложения внешних сил. Такого толкования термина „стресс“ мы будем придерживаться и в последующем изложении, подразделяя стресс, где это необходимо, на одностороннее сжатие или одностороннее давление и одностороннее растяжение.

При стрессе, общим признаком которого является неравенство минимум одной из величин главных сил двум другим, P_1 рассматривается как главная сила наибольшей величины, P_3 — как сила с наименьшей величиной, а P_2 — как сила, имеющая некоторое промежуточное значение между P_1 и P_3 . P_2 может быть также равна P_1 или P_3 . Силы P_1 , P_2 и P_3 называются также главными стрессами, P_1 — максимальным стрессом, P_2 — промежуточным стрессом и P_3 — минимальным стрессом. Различные типы стресса и соотношения между главными стрессами можно отразить в виде следующей схемы:



Одноосный стресс характеризуется равенством двух главных стрессов при неравном им третьем главном стрессе. В плоскости, перпендикулярной к последнему, равны не только P_2 и P_3 или P_1 и P_2 , но равны им и величины сил по всем промежуточным направлениям между ними. Условия стресса, таким образом, определяются приложением силы только по одной оси.

При трехосном стрессе сжатие производится по всем трем осям. Трехосное растяжение или неравное сжатие по двум осям и растя-

жение по третьей оси (или неравное растяжение по двум осям и сжатие по третьей оси) быстро приводят к условиям одноосного растяжения, поэтому такие условия не являются стандартными условиями стресса. Как особый случай трехосного стресса выделяется такой, при котором промежуточный стресс P_2 равен среднему арифметическому от максимального P_1 и минимального P_3 стрессов, т.е. $P_2 = (P_1 + P_3)/2$. Промежуточный стресс P_2 в данном случае эквивалентен гидростатическому давлению (Kumazawa, 1963, с. 181). В условиях такого стресса может возникнуть так называемое двуосное напряжение и двуосная деформация (см. ниже).

Внутренние силы и напряжение. Внутренними называются силы взаимодействия между материальными точками рассматриваемой системы. Они существуют даже без воздействия внешних сил и обеспечивают существование тела как такового. Вследствие приложения внешних сил в данной системе (теле) возникают дополнительные внутренние силы. Мерой дополнительных внутренних сил является физическая величина, называемая **напряжением**. Напряжение есть величина внутренних сил, действующих на элементарную площадку внутри тела. Таким образом, размерность напряжения — сила (внутренняя), отнесенная к площади.

Наиболее простое распределение напряжений свойственно изотропному телу при условии, что напряжения во всем теле однородны и все части тела находятся в статическом равновесии. Если взять элементарный кубик внутри этого тела и осями координат x_1, x_2 и x_3 избрать нормали к его граням, то напряжение, действующее на каждую грань, можно разложить на три составляющих по осям (рис. 1, а). Компоненты, совпадающие с осями координат, — $\sigma_{11}, \sigma_{22}, \sigma_{33}$, называются **нормальными** или **главными** компонентами напряжения, а остальные — σ_{21}, σ_{23} и др. — **касательными** или **сдвиговыми** компонентами. Первая цифра индекса у знака σ отвечает координатной оси, параллельно которой действует сила, а вторая цифра обозначает плоскость, в которой действует сила. Например, σ_{21} есть сила, действующая в направлении x_2 по грани, перпендикулярной к x_1 . Девять составляющих, показанных на рис. 1, а, определяют тензор напряжений $[\sigma_{ij}]$ в любой точке напряженного тела (тензор 1). Этот тензор является тензором второго ранга (число индексов у σ равно рангу тензора).

$$\begin{array}{ccc}
 \left| \begin{array}{ccc} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{array} \right| & \longrightarrow & \left| \begin{array}{ccc} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{31} \\ \sigma_{12} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{23} & \sigma_{33} \end{array} \right| & \longrightarrow & \left| \begin{array}{ccc} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{array} \right|. \\
 (1) & & (2) & & (3)
 \end{array}$$

Доказано, что касательные компоненты, перпендикулярные к друг другу и направленные навстречу, равны $\sigma_{21} = \sigma_{12}, \sigma_{31} = \sigma_{13}, \sigma_{32} = \sigma_{23}$, или в общей форме $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$. Это справедливо и для

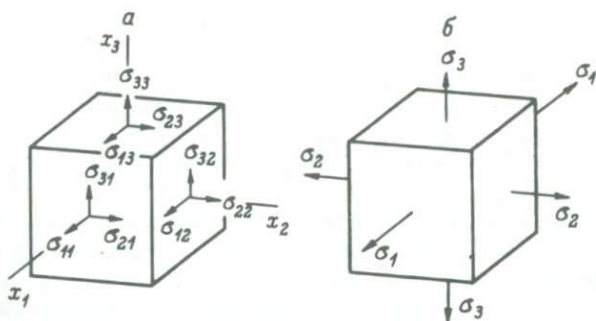


Рис. 1. Распределение напряжений на гранях элементарного кубика внутри изотропного тела.

а — положение нормальных и касательных напряжений; б — главные напряжения. Обозначения см. в тексте.

случаев, когда напряжение неоднородно и тело не находится в статическом равновесии. Тензор становится симметричным (тензор 2) и может быть приведен к главным осям*, в данном случае к главным осям напряжений $\bar{\sigma}_1 = \bar{\sigma}_{11}$, $\bar{\sigma}_2 = \bar{\sigma}_{22}$ и $\bar{\sigma}_3 = \bar{\sigma}_{33}$. Так как направления главных напряжений совпадают с осями координат (рис. 1, а), то сдвиговые компоненты напряжений равны нулю, и тензор приобретает вид (3). При этом на грани элементарного кубика внутри тела будут действовать только главные напряжения (рис. 1, б). С осями координат совпадают также и направления главных стрессов P_1 , P_2 и P_3 . Таким образом, при достижении состояния равновесия между внешними и внутренними силами главные напряжения $\bar{\sigma}_1$, $\bar{\sigma}_2$ и $\bar{\sigma}_3$ соответственно равны по величине главным стрессам P_1 , P_2 и P_3 и противоположно направлены.

В условиях гидростатического давления $\bar{\sigma}_1 = \bar{\sigma}_2 = \bar{\sigma}_3$. Одноосный стресс характеризуется одноосным напряжением или линейнонапряженным состоянием, при одноосном сжатии $\bar{\sigma}_1 > \bar{\sigma}_2 = \bar{\sigma}_3$, а при одноосном растяжении $\bar{\sigma}_1 = \bar{\sigma}_2 > \bar{\sigma}_3$. Трехосный стресс вызывает трехосное напряжение или объемно-напряженное состояние, $\bar{\sigma}_1 > \bar{\sigma}_2 > \bar{\sigma}_3$. В частном случае трехосного стресса при $P_2 = (P_1 + P_3)/2$ или $\bar{\sigma}_2 = (\bar{\sigma}_1 + \bar{\sigma}_3)/2$ возникает двуосное напряжение или плосконапряженное состояние.

На всех площадках элементарного кубика или тела в целом, не перпендикулярных к направлениям действующих сил, касательные компоненты напряжения будут иметь определенные реальные значения. Максимальные касательные напряжения свойственны плоско-

* Главными осями тензора называются три взаимоперпендикулярных направления, каждое из которых перпендикулярно к поверхности, объемно характеризующей то или иное свойство твердого тела (например, эллипсоид деформаций).

стям, расположенным под углом 45° к максимальному и минимальному главным напряжениям или стрессам (подробнее см. с. 58 и 62).

Рассмотренные выше закономерности напряженного состояния изотропного тела применимы также к небольшим объемам кристаллических агрегатов (пород), в пределах которых деформация является гомогенной (однородной). Именно такие объекты и входят в сферу микроструктурного анализа.

Деформация. Под деформацией понимается изменение формы или размеров тела или группы точек, взаимное положение которых подчиняется определенным условиям. В кристаллических породах под действием стресса деформация составляющих минералов нередко весьма мала, а иногда даже и незаметна на глаз. Тем не менее микроструктурный анализ позволяет выявить общие особенности деформации.

Деформация пропорциональна величине действующих сил и вызываемых ими напряжений.* Поэтому деформацию можно выразить через напряжения. Объемную характеристику деформация получает посредством объемных фигур, представляющих поверхности напряжений. Для изотропных тел и небольших объемов кристаллических агрегатов такой объемной фигурой является эллипсоид напряжений, который может быть сопоставлен с эллипсоидом деформаций. Эллипсоид напряжений в своем абсолютном объемном выражении может быть больше, меньше или равен эллипсоиду деформаций. Для микроструктурного анализа это обстоятельство не имеет значения, так как результаты измерений изображаются в виде проекций на стереографической сетке (с. 92–95), которая не позволяет сравнивать объемы. Поэтому мы можем принимать, что эллипсоид напряжений эквивалентен эллипсоиду деформаций.

Эллипсоид деформаций характеризуется тремя главными осями: А – наибольшей, В – средней и С – наименьшей, которые совпадают с главными осями напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 и соответственно с главными стрессами P_1 , P_2 и P_3 . Важной характеристикой эллипсоида деформаций является положение в нем поверхностей максимальных касательных (скальвающих) напряжений. Форма и положение этих поверхностей различны для разных условий приложения внешних сил.

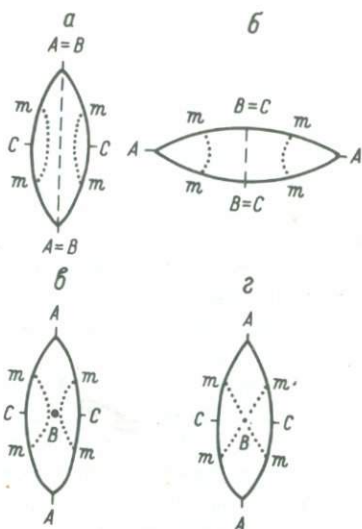
В условиях гидростатического давления и в ненапряженном состоянии деформация характеризуется сферой – шаром, $A=B=C$.

При одноосной деформации (одноосный стресс) сжатие вызывает в плоскости, к нему перпендикулярной, равномерное растяжение во все стороны. Эллипсоид деформаций называется сплюснутым одноосным эллипсоидом (рис. 2, а). Направление сжатия P_1

* Эта тесная связь отражается и в специальной терминологии. Так, например, английское strain, обычно переводимое как „напряжение“, означает также: усилие, давление, растяжение, механическая деформация, состояние текучести.

Рис. 2. Эллипсоиды деформаций.

а — сплюснутый одноосный; б — удлинненный одноосный; в — трехосный; г — двусосный; А, В, С — оси эллипсоида; $m-m$ — поверхность максимальных скальвающих напряжений.



совпадает с осью эллипсоида С, плоскость растяжения $P_2=P_3$ отвечает плоскости АВ (ось А=оси В). Если тело (объем породы) подвергается растяжению в одном направлении, то в плоскости, перпендикулярной к растяжению, происходит равномерное сжатие. Эллипсоид деформации — удлинненный

одноосный эллипсоид (рис. 2, б). Направление растяжения P_3 совпадает с осью эллипсоида А, плоскость сжатия $P_1=P_2$ является плоскостью ВС (ось В=оси С). Поверхностями максимальных скальвающих напряжений при одноосной деформации являются два круговых конуса ($m-m$, рис. 2, а, б). Воспроизвести одноосную деформацию и получить скальвающие поверхности по двум круговым конусам можно, например, при растяжении слегка нагретого стержня из сургуча или пластилина. В месте разрыва стержня образуется шейка, которая состоит из двух конусов (так называемая полоса Чернова-Людерса). Ось круговых конусов совпадает с направлением действующей силы, а их угол для изотропных веществ составляет 45° . Геометрически одноосный эллипсоид соответствует эллипсоиду вращения.

При трехосной деформации (трехосный стресс) прилагается сила по всем трем осям. Эллипсоид деформации — трехосный. Поверхностями максимальных скальвающих напряжений являются два эллиптических конуса (рис. 2, в, рис. 22). Ось этих конусов совпадает с направлением максимального сжатия. Угол между направлением максимального сжатия и точками на поверхности эллиптического конуса закономерно изменяется от 45° и выше. Максимальное значение может быть близким к 90° , но не равно 90° . Чем больше максимальное значение, тем больше эллипсоид деформации приближается к двусосному эллипсоиду (рис. 2, г).

При двусосной деформации, которая по положению плоскостей максимальных скальвающих напряжений является предельным случаем трехосной деформации, такими плоскостями являются круговые сечения $m-m$ (Ферберн, 1949, с. 166). Они пересекаются по оси В (рис. 2, г).

Понятие о пределе упругости и пределе текучести. Если кристалл какого-либо минерала подвергается действию стресса, то в нем возникают напряжения. По мере увеличения давления увеличиваются и напряжения — до тех пор, пока они не достигнут определенного критического значения, при котором кристалл на увеличение давления уже не может реагировать дальнейшим увеличением напряжений, а реагирует скольжением по определенным плоскостям. Скольжения осуществляются посредством пластических деформаций — трансляции или двойникования (с. 47–54). Это критическое значение называется критическим скальвающим напряжением или критической скадывающей составляющей предела упругости и обозначается как τ_c . В общем, τ_c характеризует предел упругости данного вещества при стрессе.

Величина критического скальвающего напряжения τ_c для разных веществ различна. Она в первую очередь зависит от температуры и всестороннего давления, а также от содержания примесей, способа и скорости деформации, условий эксперимента и др. В анизотропных веществах она различна, кроме того, и для разных кристаллографических плоскостей.

На рис. 3 отражена зависимость τ_c от температуры для кальцита. Кривая ab показывает предел упругости для плоскости $e \{01\bar{1}2\}$, по которой в кальците происходит двойникование. Поле I отвечает упругому полю, а поля II и III — полю пластических деформаций. Кривая cd соответствует пределу упругости для плоскости $r \{10\bar{1}1\}$, которая в кальците является плоскостью трансляции. Поля I и II в этом случае являются полями упругости, а поле III — полем пластических деформаций.

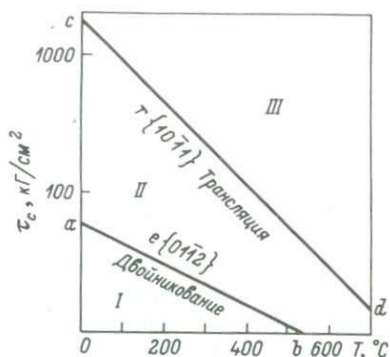
Степень пластической деформации возрастает с увеличением нагрузки, пока не наступает момент, когда удлинение кристалла или агрегата растет без увеличения нагрузки, т.е. материал начинает „течь“. Критическое напряжение $\bar{\sigma}_t$, соответствующее этому моменту, называется пределом текучести. Величина $\bar{\sigma}_t$ может быть для данных условий либо постоянной, либо заключаться в каком-то диапазоне напряжений, крайние значения которого составляют верхний и нижний пределы текучести.

Три стадии деформации кристалла. Таким образом, при прогрессивно нарастающем стрессе в поведении кристалла устанавливаются три стадии: стадия упругой деформации (ниже предела упругости), стадия пластической деформации (между пределом упругости и пределом текучести) и стадия текучести (выше предела текучести).

Если давление достигло какого-то максимального значения, а напряжение в кристалле под влиянием этого давления не превзошло предела упругости, то при последующем уменьшении давления напряжение также будет падать, и кристалл вернется в первоначальное ненапряженное состояние. Упругая деформация является, таким образом, обратимой деформацией. Но несмотря на это, анизотропное напряженное состояние, возникающее при приложении

Рис. 3. Зависимость критического скалывающего напряжения τ_c от температуры для граней кальцита $r \{10\bar{1}1\}$ и $e \{01\bar{1}2\}$. По Ф. Тернеру и др. (1958, с. 173, величина гидростатического давления авторами не указана).

Обозначения ab , cd , I, II, III — см. текст.



внешней силы, существенно влияет на ориентировку кристаллизующегося минерала, о чем подробно будет сказано далее.

Если же предел упругости превзойден и появились признаки пластической деформации (двойникование, трансляция), то последующее уменьшение давления не вернет кристалл в первоначально ненапряженное состояние, а признаки пластической деформации сохранятся. Вследствие этого пластическая деформация является необратимой деформацией. Деформации выше предела текучести также обладают необратимым характером.

В природных тектонических условиях минералам свойственны ориентировки, возникающие во все три стадии деформации. Их проявление зависит от величины действующих сил, скорости деформации на разных стадиях и некоторых других факторов.

Хрупкая деформация кристалла. При некоторых условиях нарастание напряжений в кристалле разряжается не пластической, а хрупкой деформацией, в результате которой сплошность кристалла нарушается или наступает его полное разрушение. Хрупкая деформация, как и пластическая, является необратимой деформацией. Верхний предел хрупкой деформации соответствует пределу упругости, но она может наступить также и ниже предела упругости (Ramberg, 1952, с. 99; Елисеев, 1967, с. 14). Переход упругой деформации в хрупкую или пластическую зависит от ряда факторов, среди которых главное значение имеют температура, величина гидростатического давления и интенсивность нарастания стресса. Низкая температура, небольшая величина гидростатического давления и быстрое нарастание стресса способствуют появлению хрупких деформаций. Высокая температура, большая величина гидростатического давления и медленное нарастание стресса благоприятны для упругих и пластических деформаций. Именно в последних условиях и возникает большинство метаморфических тектонитов. Поэтому при формировании ориентировок минералов метаморфических тектонитов хрупкие деформации не играют заметной роли. Исключение составляют динамометаморфизованные породы, такие как тектонические брекчии, катаклазиты и милониты, образующиеся за счет дробления исходных пород.

Главнейшим, если не единственным, механизмом метаморфических преобразований является перекристаллизация. Начавшись еще на стадии диагенеза, она сопровождает формирование метаморфической породы на протяжении всей ее геологической истории.

Деформация и перекристаллизация тесно связаны. При деформации кристаллов выделяется значительная энергия, которая реализуется посредством перекристаллизации. Действительно, эксперименты по деформации металлов показывают, что для того, чтобы вызвать перекристаллизацию, необходима некоторая минимальная деформация (Кан, 1968). Это справедливо также и для минералов.

Важность перекристаллизации как метаморфического процесса несомненна, но ее законы с полной очевидностью еще не выявлены. Мы можем наметить пока только некоторые общие закономерности, свойственные определенным стадиям деформации и перекристаллизации.

Стадия упругой деформации. Приложение принципов термодинамики к природным системам и экспериментальные данные по деформации карбонатных и силикатных пород показывают, что перекристаллизация осуществляется преимущественно в стадию упругой деформации. Главным фактором перекристаллизации в эту стадию является температура.

Температурный интервал перекристаллизации очень широк. При низких температурах начального этапа процесса происходит неокристаллизация минералов из тонкозернистой или аморфной массы. Минимальные температуры, требуемые для перекристаллизации, зависят от природы материала, энергии напряжения, отношения напряжений и химического окружения (Carter, 1971). Температура начала перекристаллизации уменьшается с увеличением степени напряжения и энергии напряжения. Степень перекристаллизации увеличивается с повышением температуры и с увеличением степени предшествовавших напряжений (Griggs, Paterson, Heard, Turner, 1960). Присутствие воды понижает температуру и повышает скорость перекристаллизации, а также посредством усиливающей диффузии способствует увеличению размера зерен (Hobbs, 1968; Green, Griggs, Christie, 1970).

В условиях всестороннего давления процесс перекристаллизации сопоставим с отжигом. Показателями такого процесса являются полигональная структура агрегата (с. 82), которая представляет собой конечное состояние перекристаллизации отжига, или скопления мелких идиоморфных зерен, свободных от следов каких-либо деформаций (например, зерна кварца без волнистого погасания).

В условиях ориентированного давления процесс перекристаллизации сопоставим с горячей прокаткой металлов (особенно в высокотемпературной части). Перекристаллизованные зерна возникают за счет грануляции более крупных кристаллов. Первыми образуются зародыши на границах зерен, а также вдоль кинк-зон и других областей энергии высоких напряжений в ранее существовавших крис-

таллах (Carter, 1971). Новые кристаллы разрастаются до полного или частичного исчезновения старых зерен. Кристаллизующиеся минералы располагаются в определенной кристаллографической ориентировке относительно направления действующей силы. Степень их предпочтительной ориентировки может быть очень высокой, даже при небольших стрессах и напряжениях. Степень перекристаллизации и степень предпочтительной ориентировки новообразованных зерен еще более возрастают с увеличением силы и продолжительности стресса (Griggs, Turner, Heard, 1960).

Стадия пластической деформации. Приложение деформирующих сил вызывает в раскристаллизованных породах искажение контуров зерен, грануляцию, возникновение двойников, полосок деформации, кинк-зон. Трансляционное и двойниковое скольжение может сопровождаться механическим вращением зерен. Наиболее характерным для этой стадии является возникновение механических двойников, исследование ориентировки которых позволяет воссоздать динамическую обстановку. Перекристаллизация может происходить одновременно с механическим двойникованием (Griggs, Turner, Borg, Sosoka, 1953; Turner, Griggs, Clark, Dixon, 1956; Griggs, Turner, Heard, 1960; Heard, 1963; Kern, Karl, 1968). Она выражается в развитии изометричных или слабобытянутых зерен, располагающихся внутри материнского зерна или на границах между зернами, а также в развитии внутри зерен линзовидных участков, параллельных плоскостям срастания двойников. Оптическая ориентировка этих новообразований отлична от ориентировки материнского зерна. В целом же стадию пластической деформации можно характеризовать как стадию с ограниченным синхронным минералообразованием.

Стадия текучести. Материал интенсивно растекается в направлении наименьшего давления. В этом же направлении зерна за счет редукции и миграции границ перекристаллизуются, сильно удлиняются и меняют свою оптическую ориентировку. Двойниковая структура материала не нарушается. Наоборот, количество двойников на единицу площади увеличивается (например, в кальците). Ведущим процессом является регенерация. Ориентировка регенерированных зерен может быть эффективно исследована посредством динамического анализа.

Стадия посткристаллизационной механической переориентировки. Для этой стадии характерны хрупкие деформации, выражающиеся в дроблении зерен и вращении образовавшихся фрагментов. В прямой зависимости от масштабов дробления и вращения находится сохранность первоначального узора оптической ориентировки минералов, образованного в более ранние стадии деформации. Если дробление и вращение зерен значительны, то происходит частичное или почти полное разрушение первоначального узора и образование нового. При слабых проявлениях механической переориентировки реликтовый узор может хорошо сохраниться.

Вышеприведенный беглый обзор особенностей различных стадий перекристаллизации и деформации показывает, что формирование



окончательной ориентировки минералов породы есть длительный процесс. В одних условиях возникают ориентировки высокой степени анизотропии, при других условиях эти ориентировки разрушаются. Наблюдаемый микроструктурный узор минералов является интегральным выражением ориентирующих и дезориентирующих процессов, на который влияет также реликтовая ориентировка обломочных зерен (особенно это касается кварца).

Таким образом, чтобы выявить полностью историю породы и динамическую обстановку на различных этапах, мы должны как можно полнее проанализировать закономерности формирования микроструктурных ориентировок в различные стадии деформации, провести динамический анализ ориентировок и оценить влияние постдеформационных и посткристаллизационных процессов.

ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ ДЛЯ ДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ОРИЕНТИРОВОК УПРУГОЙ СТАДИИ ДЕФОРМАЦИИ

У п р у г о с т ь к р и с т а л л о в

Константы упругости. В упругую стадию деформации под влиянием внешней силы форма кристалла изменяется. Это изменение незаметно на глаз, но совершенно точно устанавливается специальными методами. При такого рода деформации происходит отклонение узлов кристаллической решетки от нормального положения и изменяются межатомные расстояния. Величина деформации (или просто деформация) соответствует укорочению или приращению длины по выбранному направлению в кристалле к длине, существовавшей до приложения внешней силы, т.е. $\Delta l/l$. По закону Гука деформация прямо пропорциональна величине приложенной силы. В современной формулировке этого закона рассматривают деформацию и напряжение. При малых, упругих деформациях между напряжением и деформацией существует линейная зависимость. Если деформацию $\Delta l/l$ по какому-либо направлению мы обозначим как ϵ , а напряжение σ , то, согласно закону Гука, отношение ϵ/σ будет величиной постоянной:

$$\frac{\epsilon}{\sigma} = S = \text{const.} \quad (4)$$

Константа S называется модулем упругости, а также константой упругой податливости или податливостью для данного направления деформаций в кристалле и для данной конкретной системы напряжений. Если напряжения по данному направлению возникают в результате сжатия, то в этом случае константу S обычно называют сжимаемостью. Константа S определяется в единицах $10^{-11} - 10^{-14}$ см²/дин.

Величиной, обратной S , является жесткость:

$$\frac{\sigma}{\epsilon} = C = \text{const} \quad (5)$$

или

$$C = \frac{1}{S}. \quad (5a)$$

Константа C называется константой упругой жесткости или модулем Юнга и определяется в единицах 10^{11} – 10^{14} дин/см² (в технике кг/см² или кг/мм²). Значения модуля Юнга C и константы податливости S отражают силу межатомных связей в соответственных кристаллографических направлениях. Для целей динамического анализа микроструктурных ориентировок минералов более важной является константа податливости S .

Так как любой кристалл является анизотропным веществом, то упругие его свойства различны по различным направлениям. Определенному направлению в кристалле данного минерала при соответственных условиях приложения внешней силы отвечают конкретные значения S и C . Теорией упругости доказано, что для характеристики упругих свойств кристалла достаточно определенное, конечное количество констант, пользуясь которыми можно вычислить значение упругости для любого направления в кристалле. Подробное изложение этого и других вопросов, касающихся упругости кристаллов, приведено в специальных работах (Шубников, Флинт, Бокий, 1940; Лехницкий, 1977; Ландау, Лифшиц, 1953, 1965; Най, 1967; Auerbach, 1927; Cady, 1946; Беликов и др., 1970). Мы ограничимся коротким обзором с важным для динамического анализа уклоном.

Определение конечного количества констант основано на законе Гука, по которому напряжение связано линейной зависимостью с деформацией (4). В качестве обобщенной формы кристалла мы примем элементарный кубик, изображенный на рис. 1, а. Уравнение (4) мы можем применить к каждому из компонентов тензора напряжений. Например, для компонента σ_{21} мы можем написать

$$\epsilon_{21} = S_{2121} \sigma_{21} \quad (4a)$$

или

$$\epsilon_{ij} = S_{ijij} \sigma_{ij}. \quad (4б)$$

Общая совокупность линейных уравнений типа (4а), выражающая зависимость всех девяти компонентов тензора напряжений σ_{ij} и деформаций ϵ_{ij} , может быть представлена в виде таблицы, имеющей тензорную форму:

	σ_{11}	σ_{22}	σ_{33}	σ_{23}	σ_{32}	σ_{31}	σ_{13}	σ_{12}	σ_{21}
ϵ_{11}	S_{1111}	S_{1122}	S_{1133}	S_{1123}	S_{1132}	S_{1131}	S_{1113}	S_{1112}	S_{1121}
ϵ_{22}	S_{2211}	S_{2222}	S_{2233}	S_{2223}	S_{2232}	S_{2231}	S_{2213}	S_{2212}	S_{2221}
ϵ_{33}	S_{3311}	S_{3322}	S_{3333}	S_{3323}	S_{3332}	S_{3331}	S_{3313}	S_{3312}	S_{3321}
ϵ_{23}	S_{2311}	S_{2322}	S_{2333}	S_{2323}	S_{2332}	S_{2331}	S_{2313}	S_{2312}	S_{2321}
ϵ_{32}	S_{3211}	S_{3222}	S_{3233}	S_{3223}	S_{3232}	S_{3231}	S_{3213}	S_{3212}	S_{3221}
ϵ_{31}	S_{3111}	S_{3122}	S_{3133}	S_{3123}	S_{3132}	S_{3131}	S_{3113}	S_{3112}	S_{3121}
ϵ_{13}	S_{1311}	S_{1322}	S_{1333}	S_{1323}	S_{1332}	S_{1331}	S_{1313}	S_{1312}	S_{1321}
ϵ_{12}	S_{1211}	S_{1222}	S_{1233}	S_{1223}	S_{1232}	S_{1231}	S_{1213}	S_{1212}	S_{1221}
ϵ_{21}	S_{2111}	S_{2122}	S_{2133}	S_{2123}	S_{2132}	S_{2131}	S_{2113}	S_{2112}	S_{2121}

(6)

Тензор (6) является тензором четвертого ранга. Мы можем определить константу S для напряжения по одному направлению и связанной с ним деформации по другому направлению. Так, для напряжения σ_{23} и деформации ϵ_{31} константой S является S_{3123} . Вследствие этого более общая форма уравнения (4б) должна быть выражена в виде

$$\epsilon_{ij} = S_{ijkl} \sigma_{kl} \quad (i, j, k, l = 1, 2, 3). \quad (4в)$$

Принимая во внимание, что $\sigma_{kl} = \sigma_{lk}$, а $\epsilon_{ij} = \epsilon_{ji}$ (с. 10), и заменив четырехзначные индексы S двузначными, тензор (6) можно упростить. Первая и вторая пары индексов заменяются на однозначные индексы: 11, 22, 33, 23 (или 32), 13 (или 31) и 12 (или 21), укорачиваются до 1, 2, 3, 4, 5, 6 соответственно. Константа S_{2132} напишется тогда, например, как S_{64} . Исходя из этого можно написать тензор (6) в более коротком, так называемом матричном обозначении:

	σ_{11}	σ_{22}	σ_{33}	σ_{23}	σ_{31}	σ_{12}
ϵ_{11}	S_{11}	S_{12}	S_{13}	S_{14}	S_{15}	S_{16}
ϵ_{22}	S_{21}	S_{22}	S_{23}	S_{24}	S_{25}	S_{26}
ϵ_{33}	S_{31}	S_{32}	S_{33}	S_{34}	S_{35}	S_{36}
$2\epsilon_{23}$	S_{41}	S_{42}	S_{43}	S_{44}	S_{45}	S_{46}
$2\epsilon_{31}$	S_{51}	S_{52}	S_{53}	S_{54}	S_{55}	S_{56}
$2\epsilon_{12}$	S_{61}	S_{62}	S_{63}	S_{64}	S_{65}	S_{66}

(6а)

Матрица (6а) симметрична относительно ведущей диагонали, проходящей от S_{41} к S_{66} . Поэтому из 36 констант, входящих в эту матрицу, независимыми являются только 21. Обычно употребляются константы, расположенные вправо-вверх от диагональной линии, проведенной в матрице (6а). Тензор и матрица для модулей Юнга аналогичны тензору (6) и матрице (6а) с тем отличием, что значения σ будут располагаться слева по вертикали, а значения ϵ - вверху по горизонтали. Сведение 36 констант к 21 возможно только в том случае, если деформация происходит при изотермических условиях.

Изложенная теория, которая постулирует, что тензор напряжения и деформации является симметричным, считается классической. В отличие от нее по теории упругости Лавалля-Рамана тензор принимается несимметричным, а максимальное количество независимых констант равно 39 (Александров, Рыжова, 1961а). Но эта теория еще нуждается в дальнейших экспериментальных доказательствах.

Влияние симметрии кристалла на количество констант упругости. Максимально возможное количество констант упругости по классической теории равно 21 и свойственно только кристаллам триклинной сингонии. При повышении симметрии кристалла количество констант упругости уменьшается. Это связано с тем, что упругость, как и другие физические свойства кристалла, обнаруживает симметрию, подобную кристаллографической симметрии. Например, любые два направления, симметричные относительно плоскости симметрии, эквивалентны в отношении упругих свойств. Кроме того, в отличие от кристаллографической симметрии в кристаллах существуют и другие направления, не совпадающие с симметричными направлениями решетки, для которых упругие свойства одинаковы. Поэтому вместо 32 классов геометрической (структурной) симметрии имеется только 9 классов упругой симметрии кристаллов.

Количество упругих констант для разных сингоний кристаллов определяется рядом методов (см., например, Най, 1967, с. 168-174). Конечный результат сведен в табл. 1 (конкретные данные для разных порообразующих минералов см. Рыжова и др., 1969; Беликов и др., 1970).

Изотропным телам свойственны только две константы, называемые константами Ламе.

Путем соответствующего подбора осей координат число констант упругости может быть еще несколько уменьшено (Ландау, Лифшиц, 1953, с. 675; 1965, с. 57):

Сингония	
триклинная	- 18
моноклинная	- 12
ромбическая	- 9
тригональная	
и тетрагональная	- 6
гексагональная	- 5
кубическая	- 3

Т а б л и ц а 1

Упругие константы кристаллов

Сингония	Число	Константы (S или C) = α
Триклинная	21	См. матрицу (6а)
Моноклинная	13	α_{11} α_{12} α_{13} α_{16} α_{22} α_{23} α_{26} α_{33} α_{36} α_{44} α_{45} α_{55} α_{66}
Ромбическая	9	α_{11} α_{12} α_{13} α_{22} α_{23} α_{33} α_{44} α_{55} α_{66}
Тетрагональная	7	α_{11} α_{12} α_{13} α_{16} α_{33} α_{44} α_{66}
(два класса)	6	α_{11} α_{12} α_{13} α_{33} α_{44} α_{66}
Тригональная	7	α_{11} α_{12} α_{13} α_{14} α_{25} α_{33} α_{44}
(два класса)	6	α_{11} α_{12} α_{13} α_{14} α_{33} α_{44}
Гексагональная	5	α_{11} α_{12} α_{13} α_{33} α_{44}
Кубическая	3	α_{11} α_{12} α_{44}

Оси координат кристалла и возможности графического изображения констант упругости. При выводе тензора (6) мы видели, что все константы упругости жестко привязаны к прямолинейной системе координат с осями x_1 , x_2 и x_3 , называемой также декартовой или картезианской системой. Для всех сингоний кристаллов существуют определенные правила выбора осей координат. При этом стремятся, чтобы оси координат совпадали с кристаллографическими осями a , b , c . В триклинной сингонии выбор осей координат произволен. В моноклинной сингонии $x_3 = c$ или $\perp (001)$, $x_2 = b$. В ромбической сингонии $x_3 = c$, $x_2 = a$, $x_1 = b$ (иногда применяется система координат с $x_3 = c$, $x_2 = b$, $x_1 = a$; Александров, Рьжкова, 1961б, с. 1340). В тригональной и гексагональной сингониях $x_3 = c$, $x_1 = a$.

Модули S_{11} , S_{22} и S_{33} будут константами упругости по направлениям осей координат x_1 , x_2 и x_3 соответственно. Для кварца и кальцита, например, модуль S_{33} характеризует упругость в направлении кристаллографической оси c , а модуль S_{11} — в направлении оси a . Графически пространственное положение этих модулей не требует пояснений. Модули S_{44} , S_{55} и S_{66} относятся к касательным напряжениям (ср. тензор 6 и рис. 1, а) и должны быть изображены каждый двумя взаимоперпендикулярными прост-

равственными векторами, что вызывает определенные графические сложности. Остальные 15 модулей связывают напряжения и деформации разных направлений и встречаются еще больше сложностей в графическом изображении на пространственной модели кристалла. Вследствие этих причин графическое изображение всех констант упругости данного кристалла невозможно.

Упругая реакция кристалла при стрессе

Оси координат кристалла и оси координат стресса. Рассматривая константы упругости, мы исходили из предположения, что оси координат кристалла x_1 , x_2 и x_3 совпадают с направлениями главных стрессов. Это условие мы назовем стандартным. Если же такого совпадения нет, то фактические значения констант упругости будут зависеть от их значений при стандартном условии и углов с направлениями стресса, которому придается своя система координат x'_1 , x'_2 и x'_3 , повернутая относительно осей x_1 , x_2 и x_3 . Угловых комбинаций между осями обеих систем координат бесчисленное множество, но все они определяются девятью углами, показанными на стереографической проекции рис. 4. Первый индекс у ∂' отвечает оси координат стресса, второй — оси координат кристалла. Фактическая константа упругости при данном направлении стресса определяется при помощи формулы, выражающей закон преобразования тензора четвертого ранга:

$$S_{ijkl} = S_{mnop} \partial_{im} \partial_{jn} \partial_{ko} \partial_{lp}, \quad (7)$$

где S_{ijkl} — искомая константа упругости; S_{mnop} — константа упругости при стандартном условии, ∂_{im} и др. — косинусы углов между осями координат стресса и кристалла (для того чтобы отличить от угла ∂' , штрих у ∂ снят).

Формула (7) определяет только зависимость искомого значения константы упругости (в данном случае податливости) от какой-то одной константы при стандартном условии. Окончательное искомое значение S_{ijkl} выразится многочленом, отражающим сумму всех зависимостей для всех констант, свойственных кристаллу данной сингонии. Для кристаллов триклинной сингонии, например, этот многочлен будет состоять из суммы 21 членов, для моноклинной — из суммы 13 членов и т.д. Понятно, что вычисление всех констант упругости при разных направлениях и типах стресса составляет трудоемкую задачу, особенно для кристаллов низких и средних сингоний.

Характеристика упругих свойств кристалла при стрессе. Упругие свойства кристалла нельзя полностью выразить посредством какой-либо одной характеристической поверхности даже при стандартных условиях. Тем более это относится к случаям, когда оси координат стресса и кристалла не совпадают. Но практически объ-

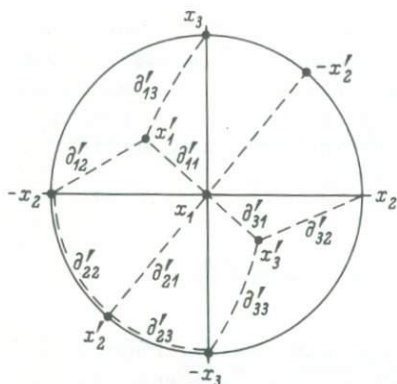


Рис. 4. Соотношения между осями координат кристалла x_1, x_2, x_3 при стандартном условии и осями координат стресса x'_1, x'_2, x'_3 .

θ'_{13} и др. — углы между осями координат разных систем.

линейную сжимаемость для любого произвольно взятого направления в кристалле и представляющую собой линейное напряжение на единицу перпендикулярного стресса, действующего по данному направлению, и строят поверхность этих значений S . Величина S не учитывает поперечных и сдвиговых напряжений, возникающих при действии стресса, т.е. тензор S_{ijkl} как бы редуцируется до вектора S_i .

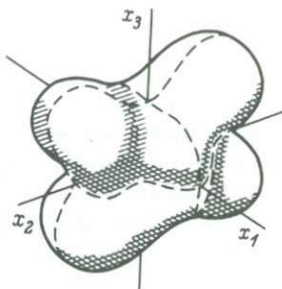
При вычислении значений S ось стресса совмещается с выбранным нами направлением. Так, если ось координат стресса x'_3 совпадает с интересующим нас направлением, то $S = S'_{33}$, т.е. значение S в направлении x'_3 есть S'_{33} (в тензорном обозначении S'_{3333}). При совпадении x'_3 с осью координат кристалла x_3 $S'_{33} = S_{33}$, если x'_3 совмещается с x_1 , то $S'_{33} = S_{11}$. Если исследуемое направление мы располагаем параллельно x'_1 , то значение S выразится как S'_{11} (в тензорном обозначении S'_{1111}). При совпадении x'_1 с осью координат кристалла x_1 $S'_{11} = S_{11}$, если же x'_1 совмещено с x'_3 кристалла, то $S'_{11} = S'_{33}$.

Значения S'_{33} и S'_{11} вычисляются с применением формулы (7). Для определения координат этих направлений относительно осей координат кристалла достаточно трех углов.

Откладывая, например, отрезки с соответствующим значением константы S'_{33} по определенным направлениям в кристалле, можно получить поверхность податливости для данного кристалла (ее также называют поверхностью коэффициентов растяжения). Такая поверхность для ромбических кристаллов изображена на рис. 5. Фигура рис. 5 обладает плоскостями упругой симметрии, которые перпендикулярны к осям координат. Оси пересечения этих плоскостей соответствуют главным осям упругости, которые на рис. 5 совпадают с осями координат.

Для гексагональных кристаллов поверхность податливости является поверхностью вращения вокруг кристаллографической оси C (или стандартной оси x_3). Сечение, перпендикулярное к C -оси, представляет собой круг радиуса $S'_{33} = S_{11}$. Поверхность податливости тригональных кристаллов не является в целом поверхностью вращения, но сечение, перпендикулярное к C -оси, также круговое с радиусом $S'_{33} = S_{11}$.

Рис. 5. Поверхность податливости S'_{33} для кристаллов ромбической сингонии (x_1, x_2, x_3 - оси координат). По Ф. Ауэрбаху (Auerbach, 1927, с. 257).



Так как кристаллы обладают упругой симметрией, то нередко для характеристики их упругих свойств достаточно одного представительного сечения. Такое сечение для кальцита изображено на рис. 6.

Построение полной поверхности податливости в ее абсолютном выражении связано с трудоемкими экспериментальными и вычислительными работами. Некоторые исследователи считают возможным упростить задачу, определяя линейную сжимаемость S только по трем направлениям, совпадающим с кристаллографическими осями. Эти данные как исходные для динамического анализа могут быть достаточными для кристаллов ромбической сингонии (и то не всегда). Во всех остальных случаях необходимы данные по представительному сечению кристалла.

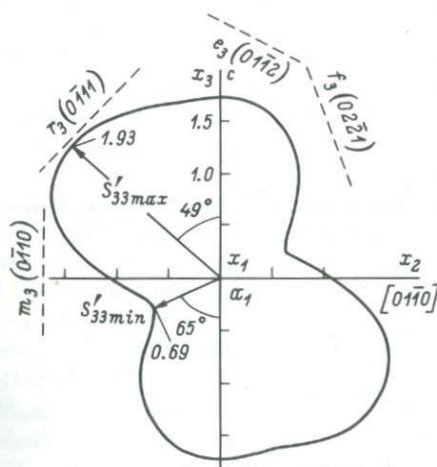


Рис. 6. Эюра податливости S'_{33} в кальците. Сечение, перпендикулярное к одной из двойных осей α_1 . По В. Брейсу (Brace, 1960, с. 14).

S'_{33max} - направление максимальной податливости; S'_{33min} - направление минимальной податливости. Числа отвечают значениям S'_{33} в 10^{-12} см²/дин. x_1, x_2, x_3 - оси координат. Штрихами показаны следы кристаллографических плоскостей.

О р и е н т и р о в к а к р и с т а л л а п р и с т р е с с е

Краткая история вопроса. Р. Зондер впервые высказал предположение о том, что при стрессе упругие свойства минерала могут оказывать существенное влияние на его ориентировку (Sonder, 1933). Согласно Р. Зондеру, минерал относительно действующей силы должен ориентироваться таким образом, чтобы направление, имеющее наименьший модуль Юнга, совпадало с направлением действующей силы. В низкотемпературном кварце модуль Юнга в направлении кристаллографической оси C больше, чем в направлении, перпендикулярном к ней, поэтому Р. Зондер полагал, что оптические оси кварца должны ориентироваться параллельно сланцеватости. Б. Зандер (Sander, 1934) выступил с резкой критикой представлений Р. Зондера. Через некоторое время появились работы П. Эскола и Д. Бейна, в которых развивались и расширялись представления Р. Зондера.

П. Эскола обратил внимание на то, что в низкотемпературном кварце коэффициент сжимаемости S_{41} больше, чем S_{33} , а в высокотемпературном кварце S_{33} больше S_{41} (Eskola, 1939). Он предполагал поэтому, что в низкотемпературном кварце главная ось упругости, совпадающая с оптической осью, должна располагаться параллельно направлению действующей силы, а в высокотемпературном кварце, наоборот, должна быть перпендикулярна к нему. Д. Бейн ориентировку кальцита в мраморах Вермонта объяснял на основании того, что оптическая ось кальцита как совпадающая с главной осью упругости, которую Д. Бейн принимал за направление максимальной сжимаемости, совпадает также и с направлением действующей силы (Bain, 1938).

Позднее Р. Зондер вновь вернулся к этому вопросу (Sonder, 1948), но интенсивная разработка теории ориентировок в зависимости от упругих свойств минералов началась только в середине 1950-х годов и продолжается по настоящее время. Главнейшие работы по этой проблеме были опубликованы В.С. Соболевым, Г. Макдоналдом, В. Кэмбом, В. Брейсом, М. Кумазава, Ж. Гогелем и Дж. Деворэ (Соболев, 1956, 1957, 1964; MacDonald, 1957a, б, 1960, 1961; Kamb, 1959, 1961; Brace, 1960; Kumazawa, 1963; Goguel, 1965a, б, 1967; Devore, 1966). Современные представления о связи упругих свойств минералов с их ориентировками в поле стресса несколько отличается от тех, которые ранее были высказаны Р. Зондером, П. Эскола и Д. Бейном.

Условие равновесной ориентировки. При равновесном состоянии действующие на кристалл или иное тело внешние силы должны полностью уравновешиваться противоположно направленными внутренними силами. Термодинамически общая потенциальная энергия, которая составляет сумму потенциальной энергии внешних сил (W) и потенциальной энергии напряженного тела (F), должна быть минимальной (Sokolnikoff, 1946, с. 281 и др.). Потенциаль-

ная энергия упругоанизотропного минерала будет функцией его ориентировки в поле стресса.

Равновесное состояние определяется через свободную энергию Гиббса (G) и свободную энергию Гельмгольца (F), последняя также называется энергией упругого напряжения или упругой энергией. Свободная энергия Гиббса это есть отношение упругого напряжения к свободной энергии всей системы, которое отражает у м е н ь ш е н и е потенциальной энергии внешних сил в процессе или после деформации. Свободная энергия Гельмгольца представлена потенциальной энергией напряженного тела, т.е. отношением упругого напряжения к энергии деформированной системы и отражает у в е л и ч е н и е внутренней энергии деформируемого тела относительно его первоначального ненапряженного состояния (MacDonald, 1960; Devore, 1966).

Свободная энергия Гельмгольца F зависит от константы податливости S'_{ijkl} кристалла по направлению действующей силы и от величины компонентов тензора стресса P'_{ij} и P'_{kl} :

$$F = \frac{1}{2} V_0 S'_{ijkl} P'_{ij} P'_{kl}, \quad (8)$$

где V_0 — первоначальный объем тела до деформации.

Свободная энергия Гиббса выражается формулой

$$G = F - V_0 S'_{ijkl} P'_{ij} P'_{kl} \quad (9)$$

или

$$G = -F. \quad (9a)$$

Изменение общей потенциальной энергии $W+F$ равно изменению отрицательной свободной энергии Гельмгольца (MacDonald, 1960):

$$d(W+F) = -dF. \quad (10)$$

Из равенства (10) следует, что минимум общей потенциальной энергии как необходимое условие равновесия будет достигнут тогда, когда свободная энергия Гельмгольца будет м а к с и м а л ь н о й. Изменение свободной энергии Гиббса равно изменению общей потенциальной энергии системы:

$$dG = d(W+F). \quad (11)$$

Поэтому если общая потенциальная энергия системы будет минимальной, то и свободная энергия Гиббса также будет минимальной.

Таким образом, условием равновесия кристалла при стрессе является максимальная величина упругой энергии. В соответствии с равенством (8) максимальная величина упругой энергии будет достигнута тогда, когда направление максимальной податливости

S'_{33max} или S'_{11max} кристалла будет совпадать с направлением действующей силы. Такая ориентировка термодинамически устойчива. При этом не имеет значения, будет ли действовать сжимающий или растягивающий стресс, так как свободная энергия Гельмгольца является квадратичной функцией стресса (MacDonald, 1960, с. 5). Идентичность ориентировки при различных знаках стресса была экспериментально доказана в опытах по перекристаллизации кальцита (Kern, 1971, 1979) и в опытах по изучению ориентировки оливина (Tsukahara et al., 1976).

Важная зависимость о совпадении направления максимальной податливости с направлением действующей силы была впервые установлена В.С. Соболевым (1957) путем, несколько отличным от того, который был изложен выше. Затем она была подтверждена последующими работами (Brace, 1960; Devore, 1966 и др.).

Упругая деформация после снятия стресса снимается, но полученная при этом ориентировка кристалла остается.

Приведенные выше условия равновесия кристаллов при стрессе и особенности возникающих при этом предпочтительных ориентировок основаны на том, что термодинамически устойчивая ориентировка независима от механизма или способа, при помощи которого она может быть достигнута (Hoffer, 1961; MacDonald, 1961). Наиболее эффективно такая ориентировка возникает при кристаллизации метаморфических минералов из тонкодисперсного недифференцированного вещества или при кристаллизации из магмы в условиях стресса. Условия равновесия могут быть несколько иными при перекристаллизации уже существующих минералов.

Направление максимальной податливости в минералах. Особо важная роль этого направления как совпадающего с направлением действующей силы позволяет назвать его динамическим направлением. Его положение определяет и ориентировку кристалла в целом.

Направление S'_{33max} определяется при условии, что стресс P_3 имеет реальную величину, а P_2 и P_1 равны нулю. Если взять другие условия (P_3 и $P_2 = 0$, P_1 — реальная величина), то находят S'_{11max} . Направления S'_{33max} и S'_{11max} идентичны, поэтому дальше мы будем их обозначать как S'_{max} .

Направления максимальной податливости для различных минералов были вычислены В. Брейсом и Дж. Деворе (Brace, 1960; Devore, 1966), для кварца первоначально В.С. Соболевым (1957). Их координаты приведены в табл. 2, а положение относительно кристаллографических осей — на рис. 6, 8, 4б.

В тригональных минералах (низкотемпературный α -кварц, кальцит, турмалин, корунд) направление S'_{max} расположено в плоскости, перпендикулярной к двойной оси (кристаллографическая ось α), под косым углом к кристаллографической оси C . Значения этих углов показаны в столбце 5 табл. 2. Для α -кварца, например, угол с $S'_{max} = 71^\circ$. Под таким углом будет расположена оптическая ось кварца к направлению действующей силы. В тригональных минералах имеется три двойных оси, а соответственно и три пер-

Т а б л и ц а 2

Значения и координаты направлений максимальной (S'_{max}) и минимальной (S'_{min}) податливости в минералах, 10^{-13} см²/дин

Минералы	S'_{max}	δ'_{11}	δ'_{12}	δ'_{13}	S'_{min}	δ'_{11}	δ'_{12}	δ'_{13}
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<u>Тригональные</u>								
α -Кварц	14,50	90	19	71	7,89	90	45	-45
Кальцит	19,80	90	40	-50	7,10	90	25	65
Турмалин	6,85	90	55	35	3,99	0	0	90
Корунд	3,61	90	25	65	1,46	90	35	-55
<u>Гексагональные</u>								
β -Кварц	10,94	*	*	30	9,26	*	*	90
Апатит	10,90	90	90	0	6,10	*	*	90
"Биотит"	48,00	*	*	45	5,30	*	*	90
<u>Ромбические</u>								
Оливин	5,88	90	0	90	3,43	0	90	90
Ставролит	14,81	90	90	0	2,76	0	90	90
<u>Моноклинные</u>								
Роговая обманка (отриц.)	12,62	35	90	-55	6,65	80	90	10
Роговая обманка (полож.)	16,08	25	90	-65	5,10	70	90	-20
Диопсид	7,95	60	50	-55	4,54	70	90	20

Примечание. δ'_{11} , δ'_{12} и δ'_{13} - углы между направлением стресса и стандартными осями кристалла; $-\delta'_{13}$ означает угол между направлением стресса и отрицательным концом X_3 . Звездочки показывают, что направления S'_{max} или S'_{min} располагаются по дуге малого круга вокруг X_3 с угловым радиусом, отмечаемым δ'_{13} . По Дж.Деворе (Devore, 1966).

пендикулярные к ним плоскости, поэтому они обладают тремя равноценными направлениями S'_{max} .

В таком гексагональном минерале, как апатит, направление S'_{max} совпадает с кристаллографической осью C и поэтому является единственным. В высокотемпературном β -кварце S'_{max} расположено под углом 30° к кристаллографической оси C . Биотит по своим упругим свойствам приравнивается к гексагональным минералам, так как измерения модулей упругости в нем не обнаружили отклонений от гексагональной симметрии (Kamb, 1959; Александров, Рьжова, 1961b; Schwerdther, 1964; Devore, 1966; Goguel, 1967). Направление S'_{max} в биотите расположено под углом 45° к $\perp (001)$. Так как в гексагональных минералах поверхность податливости является поверхностью вращения вокруг кристаллографической оси c [в биотите вокруг $\perp (001)$], то под угловым радиусом 30° в β -кварце и 45° в биотите будет располагаться бесчисленное множество направлений S'_{max} . На стереографической проекции они разместятся по дуге малого круга соответственного углового радиуса вокруг c или $\perp (001)$.*

* В биотите такая ориентировка достигается редко (с. 154).

В ромбических минералах S'_{max} совпадает с одной из кристаллографических осей, в оливине и энстатите — с осью b , в ставролите — с осью c .

Для разных моноклинных минералов положение направления S'_{max} различно. В амфиболах, например, S'_{max} совпадает с $\perp(100)$, в диопсиде — с $[010]$.

Методика определения констант упругости для триклинных минералов пока еще не разработана. Некоторые триклинные минералы, например полевые шпаты, по своим упругим свойствам очень близки к моноклинным минералам и поэтому могут рассматриваться как упруго-моноклинные (Александров, Рьжова, 1962; Беликов, 1964; Goguel, 1967). Для олигоклаз-андезина S'_{max} совпадает с $\perp(100)$ (рис. 81), а в лабрадоре № 56, по вычислениям Ж. Гогеля, — с направлением, расположенным вблизи кристаллографической оси α .

Линейная упругость, определяемая скоростью продольной волны. Эта величина, как и модуль Юнга, обратна модулю податливости S , т.е. $S'_{max} = V'_{min}$. В последнее время в практику интерпретации микроструктурных ориентировок она была введена В.Н. Кожевниковым (1982), который предположил, что характеристические поверхности линейной упругости, определяемой скоростью продольной волны (или индикатриса скорости волны), для ромбических и моноклинных минералов (оливины, ортопироксены, диопсид, роговые обманки) подобны трехосному эллипсоиду. Ориентировка осей эллипсоида в ромбических минералах совпадает с кристаллографическими осями, а в моноклинных минералах — с $[001]$, $[010]$ и $\perp(100)$. Концепция В.Н. Кожевникова о совпадении осей индикатрисы скорости продольной волны с кристаллографическими осями в моноклинных минералах не подтверждается экспериментальными данными по диопсиду, в котором оси эллипсоида деформаций ϵ_1 и ϵ_3 повернуты в плоскости (010) на 53° в сторону Ng (Levien et al., 1979; см. также с. 169).

Индикатрисы скорости продольной волны биотита (рис. 62) и альбита представляют собой сложные поверхности, не похожие ни на одну из простых геометрических фигур (Беликов и др., 1970, с. 71).

Группы минералов по упругой анизотропии. Термодинамически доказано, что чем больше значения податливости вещества, тем больше система имеет возможность достижения устойчивого состояния (Kumazawa, 1963, с. 195). Обобщенным показателем податливости может служить разность $S'_{max} - S'_{min} = \Delta S'$. Она соответствует максимально возможной разности в податливостях для различных направлений в минерале, дает некоторый критерий "силы" максимума упругой энергии и является показателем общей сжимаемости минерала. Ее обратной величиной в первом приближении можно считать усредненный модуль Юнга. Сравнительные данные по этим константам для разных минералов приведены в табл. 3.

Из этой таблицы следует, что с понижением величины $\Delta S'$ зна-

чение усредненного модуля Юнга \bar{E} возрастает. Исключение составляют ставролит и высокотемпературный гексагональный β -кварц — минералы, имеющие скромное значение в микроструктурном анализе.

Чем больше $\Delta S'$, тем легче S'_{max} минерала ориентируется в направлении, параллельном действующей силе. $\Delta S'$ для различных минералов графически изображена на рис. 7. Чем дальше вправо расположена точка минерала от линии упругой изотропии (по перпендикулярному к ней направлению), тем $\Delta S'$ будет больше, а соответственно и ориентировка S'_{max} параллельно действующей силе должна достигаться более легко.

В соответствии с особенностями графика рис. 7 можно выделить три группы минералов с разной степенью упругой анизотропии. К первой группе относится биотит, $\Delta S'$ в нем, равная 42.7×10^{-13} см²/дин, сильно превосходит эту величину во всех других минералах. К этой же группе принадлежат и другие слоистые силикаты, такие как хлориты и тальк. Последний, вероятно, имеет еще большую степень упругой анизотропии, чем биотит (Александров, Рыжова, 1961в). Ко второй группе относятся минералы с $\Delta S'$ от $5 \cdot 10^{-13}$ до $13 \cdot 10^{-13}$ см²/дин — кальцит, ставролит, роговая обманка, α -кварц. Третья группа минералов с $\Delta S'$ до $5 \cdot 10^{-13}$ см²/дин включает β -кварц, апатит, диопсид, турмалин, оливин и корунд.

Если на ориентировку кристаллизующегося минерала влияют только напряжения в упругом поле и исключено влияние других факторов, то стабильная ориентировка биотита будет достигаться легче, чем у минералов двух других групп, а ориентировка минералов второй группы легче, чем минералов третьей группы.

О р и е н т и р о в к а м и н е р а л о в к р и с т а л л и ч е с к о г о а г р е г а т а п р и с т р е с с е

Суммарная ориентировка направлений S'_{max} минералов в кристаллическом агрегате при однокомпонентном стрессе (один компонент реален, два другие равны нулю). Индивидуальный кристалл ориентируется направлением S'_{max} параллельно направлению действующей силы. Ориентировку кристаллов агрегата можно представить как сумму ориентировок составляющих его кристаллов. Оптические направления этих кристаллов на стереографической проекции будут располагаться закономерно относительно суммарного направления S'_{max} , параллельного действующей силе. Это дает возможность решать обратную задачу: по закономерному расположению оптических направлений определять направление действующей силы.

В тригональных и гексагональных минералах, в которых направление S'_{max} расположено под косым углом к оптической оси C_V (α - и β -кварц, кальцит, турмалин, корунд), оптические оси на стереографической проекции будут располагаться по траектории

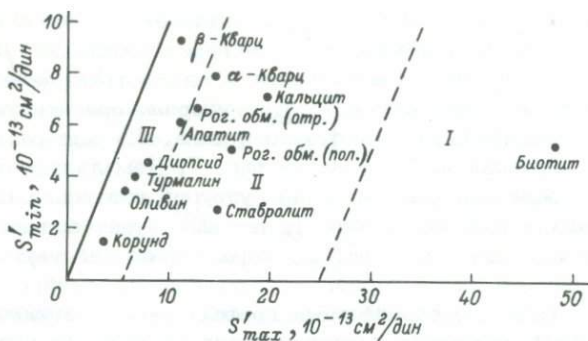


Рис. 7. Графическое выражение разности $S'_{max} - S'_{min} = \Delta S'$ для разных минералов (по данным табл. 2).

Сплошная линия — линия упругой изотропии, слева от нее — неупругое поле. I, II, III — поля минералов с разной степенью упругой анизотропии.

Т а б л и ц а 3

Значения $\Delta S'$ и \bar{E} (усредненный модуль Юнга)

Минерал	$\Delta S', 10^{-13} \text{ см}^2/\text{дин}$	$\bar{E}, 10^5 \text{ кг}/\text{см}^2$
Биотит	42.70	6.97
Кальцит	12.70	8.45
Ставролит	12.05	15.01
α-Кварц	6.61	9.64
Роговая обманка	5.97-10.98	11.02-12.46
Апатит	4.80	11.42
Диопсид	3.47	16.04
Турмалин	2.86	20.00
Оливин	2.45	21.67
β-Кварц	1.68	9.96

П р и м е ч а н и е. Значения \bar{E} взяты из работ Б.П. Беликова (1964) и А.С. Поваренных и др. (1972).

дуг малого круга с угловым радиусом, соответствующим углу $S'_{max} \wedge C_v$ для данного минерала (рис. 8). Центр этих дуг, отвечающий проекции оси кругового конуса, совпадает с направлением действующей силы (Brace, 1960; Соболев и др., 1964).

Во многих минералах направление S'_{max} совпадает с одной из кристаллографических осей. Соответственно направление действующей силы на стереографической проекции ориентировки оливина и энстатита определится как центр тяжести выходов $[010] = Np$, для

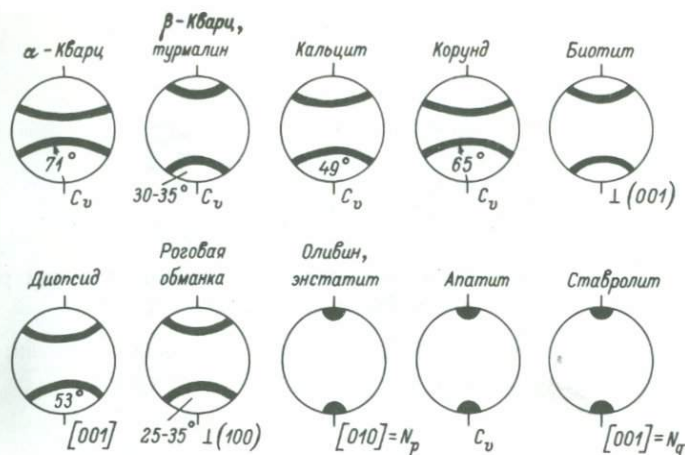


Рис. 8. Ориентировка оптических направлений минералов в соответствии с их упругими свойствами в кристаллических агрегатах.

Направление действующей силы вертикальное в плоскости чертежа.

авгита и диопсида как центр тяжести $[010]=N_m$, для ставролита — как центр тяжести $[001]=N_g$ и для апатита — как центр тяжести C_v .

В моноклинных амфиболах направление S'_{max} совпадает с $\perp(100)$, а в лабрадоре направление действующей силы можно считать совпадающим со среднестатистическим положением (100) , которую можно определить, исходя из ориентировки других компонентов узора.

Влияние стресса с тремя реальными компонентами на ориентировку S'_{max} минералов в кристаллическом агрегате. Выше во всех случаях мы рассматривали влияние упругих свойств минерала на его ориентировку для наиболее простых условий однокомпонентного стресса. В природе также обычны поля стресса со всеми тремя реальными компонентами. Нижеприводимый пример для льда, исследованный В. Брейсом (Brace, 1960), может быть полезен для установления некоторых общих закономерностей.

В. Брейс теоретически исследовал ориентировку агрегатов льда для трех случаев: 1) $\frac{1}{2}P_1 = P_2 = P_3$ (одноосное сжатие), 2) $\frac{1}{2}P_1 = \frac{1}{2}P_2 = P_3$ (одноосное растяжение), 3) $\frac{1}{3}P_1 = \frac{2}{3}P_2 = P_3$ (трехосное сжатие, двuosный случай). Лед относится к гексагональной сингонии, направление S'_{max} образует угол 50° с оптической осью при условии однокомпонентного стресса. Соответственно в агрегате оптические оси будут располагаться по дуге малого круга стереографической проекции с угловым радиусом 50° относительно P_1 . В условиях одноосного сжатия (первый случай) угловой радиус дуги малого круга уменьшается на 3° (рис. 9, а), при одноосном

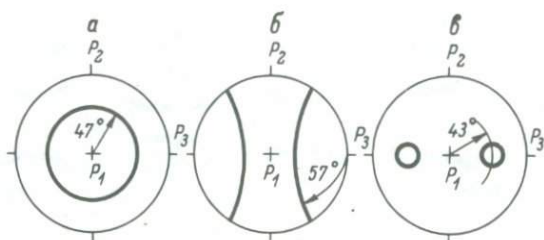


Рис. 9. Ориентировка оптических осей льда в агрегате при различных условиях стресса. По В. Брейсу (Brace, 1960).

P_1, P_2, P_3 - главные стрессы; а - при одноосном сжатии; б - при одноосном растяжении; в - при трехосном сжатии.

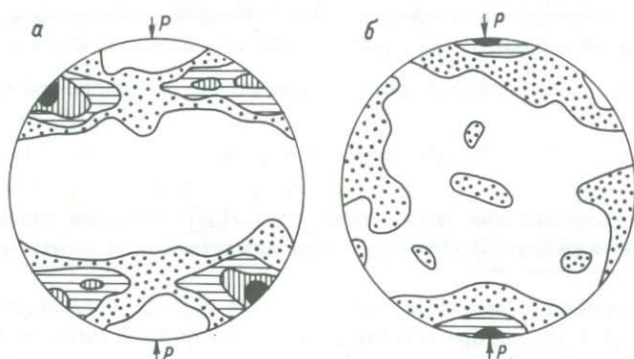


Рис. 10. Два типа ориентировки оптических осей кварца при экспериментальной перекристаллизации. Сетка Шмидта. По Х. Грину (Green, 1967).

а - ориентировка в поле устойчивости α -кварца; б - ориентировка в поле устойчивости β -кварца.

растяжении (второй случай) этот угол увеличивается на 7° (рис. 9, б), а при трехосном сжатии (третий случай) оптические оси концентрируются в двух максимумах, расположенных на дуге 43° относительно P_1 (рис. 9, в).

Из этих данных следуют важные выводы:

1) при одноосном стрессе с тремя реальными компонентами характер ориентировки оптических осей кристаллов в агрегате остается таким же, как и при однокомпонентном стрессе;

2) при трехосном стрессе наблюдается тенденция к образованию максимумов на дуге малого круга с угловым радиусом относительно максимального главного стресса близким к радиусу при однокомпонентном стрессе;

3) при сжатии радиус дуги малого круга уменьшается в пределах первых 10° , при растяжении, наоборот, увеличивается в тех же пределах.

В. Брейс отмечает также, что добавление гидростатического давления изменяет угловой радиус на $5-10^{\circ}$.

Экспериментальные исследования и природные ориентировки.

К настоящему времени экспериментально изучены ориентировки, возникающие при перекристаллизации кварца и кальцита. Х. Грин (Green, 1966, с. 491) для кварца выделяет два типа ориентировок, возникающих при экспериментальной перекристаллизации в условиях одноосного сжатия (рис. 10). Первый тип (рис. 10, а) характеризуется ориентировкой оптических осей по дуге малого круга проекции. Направление сжатия совпадает с осью конуса, траекториями которого на проекции являются дуги малого круга. Такая ориентировка экспериментально получена как самим Х. Грином, так и другими исследователями (Blacic, Griggs, 1965, с. 541; Griggs, Starkey et al., 1965, с. 541; Raleigh, 1965a; Green, 1966, с. 491, 1967; Hobbs, 1968). Ориентировка соответствует той, которая следует из теоретического расчета упругих свойств кварца. Второй тип ориентировки (рис. 10, б) характеризуется концентрацией оптических осей в крупном максимуме, совпадающем с направлением сжатия, и отличается от теоретически предполагаемой ориентировки (Griggs, Starkey et al., 1965, с. 541; Green, 1966, с. 491, 1967). Первый тип ориентировки характерен для области устойчивости α -кварца, второй тип — для области устойчивости β -кварца (Green, 1966, с. 491). Другие условия эксперимента существенно не влияют на тип ориентировки. Так, характер ориентировки независим от среды, в которой проводился эксперимент (водная или безводная), и от первоначального материала (кремнекислота, коллоидный кремнезем, опал, кремль, кварцит). Природные ориентировки кварца отличаются большим разнообразием и их происхождение может быть различным в зависимости от генезиса кварца (с. 227). Однако для перекристаллизованного кварца высокометаморфизованных пород весьма характерны ориентировки первого типа. Подборка таких ориентировок из различных источников приведена на рис. 11. Ориентировки второго типа также встречаются.

Экспериментальная перекристаллизация кальцита была осуществлена в условиях одноосного сжатия и растяжения и трехосного сжатия (Turner, Griggs, Clark, Dixon, 1956; Griggs, Turner, Heard, 1960; Kern, Karl, 1968; Kern, 1971, 1977, 1979). Как и для кварца, получено два типа ориентировок. В одних случаях оптические оси кальцита ориентировались в направлении, близком к направлению максимального сжатия (во многих случаях были значительные отклонения — до $30-40^{\circ}$). В экспериментах Г. Керна (Kern, 1971) выявлены ориентировки оптических осей кальцита по дугам малого круга проекции с угловым радиусом $45-50^{\circ}$, соответствующие теоретическим ориентировкам. В пробе до эксперимента оптические оси кальцита концентрирова-

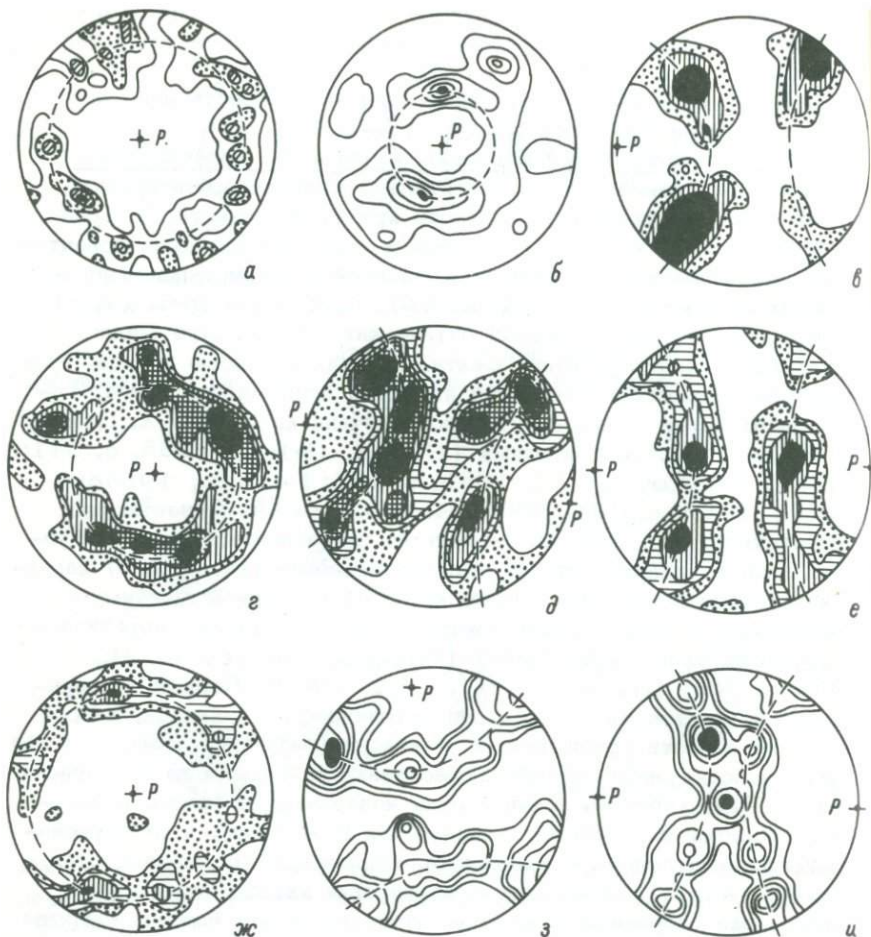


Рис. 11. Диаграммы ориентировки оптических осей кварца по дугам малых кругов проекции из различных пород и районов.

Нагрузка автора: штриховая линия — траектория дуги малого круга; P — направление действующей силы.

а — метаморфический сланец, Симплон, Альпы (Чаттарджи, 1966); б — гранат-двуслудяной сланец, обл. Касиги, Юж. Япония (Hara, 1962); в — магнетитовый кварцит, Костомукша, КАССР (Лазарев, 1971, с. 92); г, д — гранулиты, Финская Лапландия (Sahama, 1936); е — гнейс, Штрелен, Богемия (Němes, 1965); ж — кварцит, Орокопиз, Юж. Калифорния (Christie, Raleigh, 1959); з, и — гранулиты, Саксония, ГДР (Behr, 1961); к — лейкократовый гнейс, Ак-Тас, Сев. Киргизия (Пэк, 1940); л — биотитовый гнейс, Валхалла, Брит. Колумбия, Канада (Reesor, 1965); м — кварцито-сланец, Фрейберг, ГДР (Hofmann, 1965); н — гранулит, Саксония; о — кварцит (Sander, 1930); п — сводная диаграмма мак-

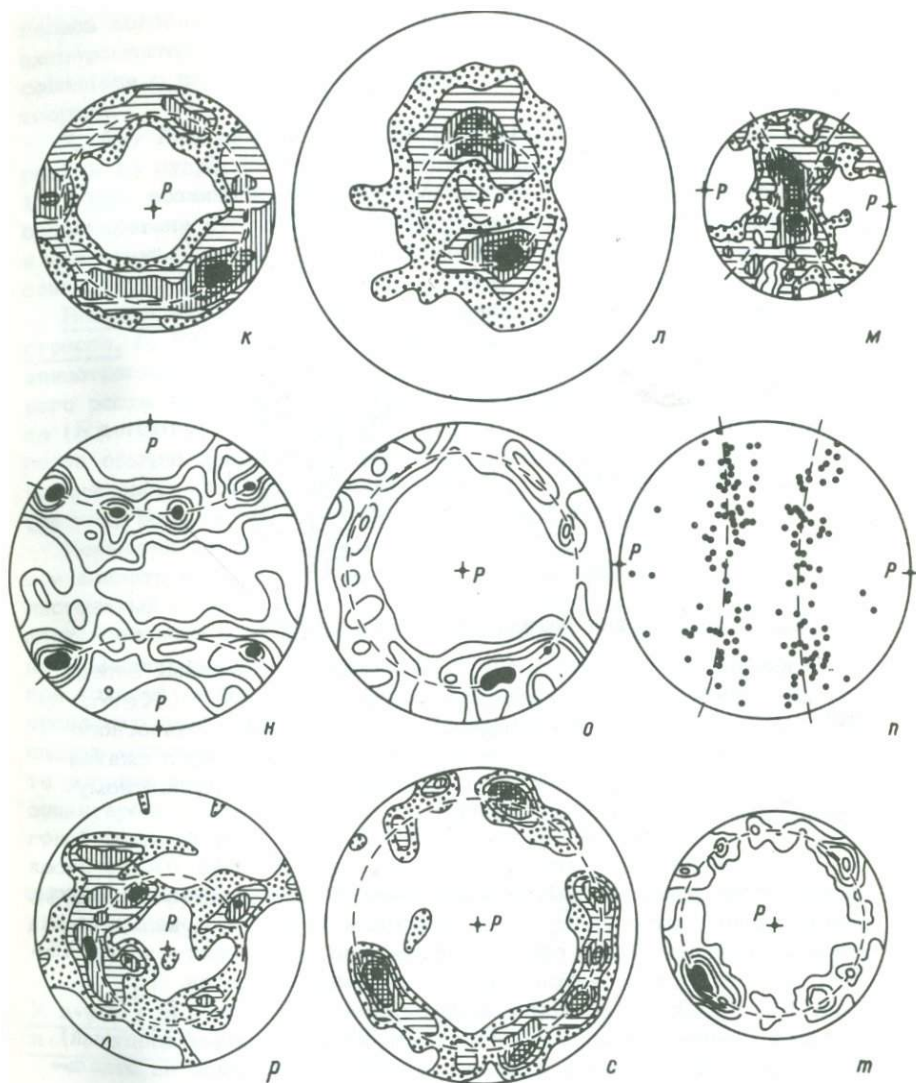


Рис. 11 (продолжение).

симумов кварца в кварците из Бром-Каунти, Квебек (Ферберн, 1949); р - магнетитовый кварцит, Костомукша, КАССР (Лазарев, 1971, с. 90); с - кианитовый сланец, Кейвы, Кольский полуостров (Бельков, 1963); т - милонитизированный кристаллический сланец, Росшир, Сев. Шотландия (Gangohadhyay, Johnson, 1962).

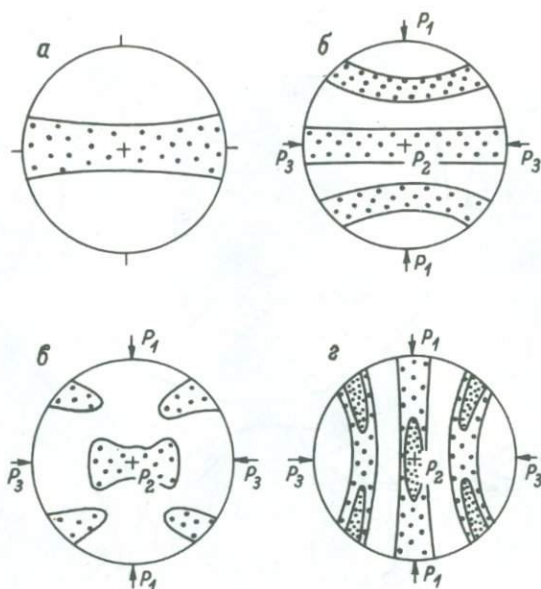


Рис. 12. Ориентировка оптических осей кальцита.

а-г — изменение ориентировки C_{ν} перекристаллизованных зерен кальцита при увеличении промежуточного стресса P_2 (Kern, 1971, с. 60); а — до эксперимента, б — в условиях одноосного сжатия ($P_1 : P_2 : P_3 = 6 : 2 : 2$), в — в условиях трехосного сжатия ($P_1 : P_2 : P_3 = 6 : 3 : 2$), г — при условиях, близких к одноосному растяжению ($P_1 : P_2 : P_3 = 6 : 4 : 2$).

лись в поясе (рис. 12, а), ось которого затем совмещалась с осью максимального стресса P_1 . При одноосном сжатии C_{ν} кальцита новообразованных зерен ориентировались по дуге малого круга $45-50^\circ$, осью конуса является ось максимального стресса P_1 (рис. 12, б). При увеличении промежуточного стресса P_2 (т.е. при превращении однокомпонентного стресса в трехкомпонентный) пояса по дугам большого и малого кругов распадались на отдельные максимумы (рис. 12, в). При дальнейшем увеличении промежуточного стресса P_2 , приближающем эксперимент к условиям одноосного растяжения, C_{ν} кальцита новообразованных зерен концентрировались в двух поясах по дугам большого и малого кругов (угловой радиус последнего $45-50^\circ$), главная ось симметрии поясов совпадала с направлением минимального стресса P_3 (рис. 12, г). В природно-деформированных породах ориентировки оптических осей по дугам малых кругов проекции также известны (рис. 40).

Эксперименты по изучению ориентировки оливина в поле стресса были проведены Х. Аве Лаллеманом и Н. Картером (Ave Lallemant, Carter, 1970) и группой японских ученых (Tsukahara et al., 1976). Образцы мономинерального порошка подвер-

гались холодной и горячей прессовке. Зерна оливина в процессе экспериментов ориентировались таким образом, что их оси $[010]$ совпадали с направлением стресса, как это и предусматривается теорией.

Х. Аве Лаллеман и Н. Картер экспериментировали также с шариками из пудры энстатита. При перекристаллизации (1000°C , 15 кбар) возникали зерна, в большинстве которых $[010]$ была ориентирована субпараллельно направлению действующей силы, как и в оливине. Направление наибольшей податливости в энстатите совпадает с $[010]$ (Hartman, Tex, 1964; Kumazawa, 1969).

Влияние анизотропии роста на ориентировку минералов в поле стресса. Г. Рамберг пришел к выводу, что если минерал обладает анизотропией роста, то в поле стресса направление наиболее быстрого роста минерала будет перпендикулярным к направлению стресса (Ramberg, 1952, с. 112–117). Направление наибольшего роста обычно совпадает с наибольшим удлинением минерала. Анизотропия роста сильно выражена у листоватых и линейных минералов (биотит, роговые обманки).

Несмотря на то что биотит обладает наибольшей степенью упругой анизотропии сравнительно с другими минералами (рис. 7), его листоватый габитус может почти целиком сгладить упругий эффект. Вследствие этого вместо ориентировки полосов спайности по дуге малого круга с угловым радиусом 45° возникает ориентировка, при которой спайность листочков биотита будет перпендикулярна направлению давления P , а с ним на микроструктурной диаграмме совпадает максимум концентраций полосов спайности. Анизотропия роста роговой обманки не вызывает существенных изменений в узоре ориентировки, обусловленном упругими свойствами. Кристаллы роговой обманки вытянуты по $[001]$ и уплощены по (100) . Плоскость (100) будет располагаться перпендикулярно давлению P . На микроструктурной диаграмме с направлением давления P совпадает максимум концентраций полосов (100) .

Упругие свойства минералов и растворимость

При стрессе раствор нередко становится активным, изменяет форму зерен, действует селективно на твердые фазы, а в условиях открытой системы может переносить растворенные компоненты диффузионным или фильтрационным способом на значительные расстояния. Переотложение компонентов может сопровождаться химическими реакциями (метасоматоз). Эффективность действия раствора на твердые фазы—кристаллы зависит от упругих свойств кристаллов. Можно также предполагать, что такая зависимость будет существенно влиять на возникновение определенных ориентировок минералов. Ниже рассматриваются некоторые аспекты этой проблемы.

Влияние стресса на химический потенциал и растворимость. Развивая первоначальные выводы Дж. Гиббса (1950, с. 262),

Г. Макдоналд детально показал, что величина химического потенциала компонента твердого тела в жидкости зависит от давления (MacDonald, 19576). Примем первоначально, что на все грани твердого тела (кристалла) действует гидростатическое давление P , передаваемое через жидкость. Химический потенциал компонента твердого тела в жидкости μ тогда будет равен

$$\mu = PV + U - TS, \quad (12)$$

где V, U, S - объем, внутренняя энергия и энтропия на моль твердого тела; T - абсолютная температура. Увеличим затем давление на одну из пар параллельных граней до P_1 , оставив давление P на остальные грани кристалла прежним. При увеличении давления мы увеличим работу на твердое тело, т.е. изменим его внутреннюю энергию, объем и энтропию. Химический потенциал вдоль грани, на которую действует давление P_1 , станет равным

$$\mu_1 = P_1 V_1 + U_1 - T S_1. \quad (12a)$$

Разность химических потенциалов составит

$$\mu_1 - \mu = P_1 (V_1 - V) + (U_1 - U) - T (S_1 - S), \quad (13)$$

или

$$\mu_1 - \mu = P_1 \Delta V + (\Delta U - T \Delta S), \quad (13a)$$

или

$$\mu_1 - \mu = W^0 + W, \quad (136)$$

где W^0 - работа, произведенная твердым телом для перемещения жидкости, а W - работа, произведенная на твердое тело, чтобы привести его в напряженное состояние (по первому и второму законам термодинамики $W = \Delta U - T \Delta S$). Работа W всегда будет положительной. В соответствии со вторым законом термодинамики в условиях гидростатического давления $W = W^0$, а при стрессе $W > W^0$. Химический потенциал будет выше вдоль той грани, на которую произведена наибольшая работа. Поэтому химический потенциал вдоль грани, на которую действует давление P_1 , будет выше, чем потенциал вдоль грани, которая подвергается давлению P .

При сжатии происходит поглощение упругой энергии, причем, чем сильнее сжатие, тем это поглощение больше. Поглощенная энергия упругости, согласно закону сохранения энергии, вновь проявляется в виде теплоты растворения. Химический потенциал отражает определенную активность раствора в растворении твердого тела. Растворимость прямо пропорциональна химическому потенциалу. Вследствие этого грани, подвергшиеся большему давлению, будут растворяться сильнее. В соответствии с выводами Дж. Гиб-

бса материал будет растворяться с этих граней и отлагаться на гранях, на которые действует меньшее давление, что подтверждено экспериментами по перекристаллизации кварца (Ферберн, 1954; Carter, Christie, Griggs, 1964; Raleigh, 1965a) и экспериментами по растворению и росту каменной соли (Russel, 1935). Эта особенность растворения-переотложения известна в петрологии как „принцип Рикке“, хотя заслугу открытия правильнее было бы отдать Дж. Гиббсу. Работа Э. Рикке касалась только гомогенного сдвига точки плавления твердого тела при стрессе (Rieske, 1895), а то, что теперь называют „принципом Рикке“, целиком обнимается приложением теории Дж. Гиббса о локальных равновесиях гетерогенных веществ.

Принцип „растворения под давлением“ получил дальнейшее обособование в разработке механизма диффузионного переноса вещества вдоль межзерновых границ (Coble, 1963), носящего название крипа Коубла (MacClay, 1971a, б).

Влияние упругих свойств кристалла на растворимость. Выше мы принимали *a priori*, что кристалл в отношении своих упругих свойств является квазиизотропным. Для реальных упругоанизотропных кристаллов работа прямо пропорциональна упругой энергии (формула 13а), поэтому растворимость в направлении S'_{max} кристалла как обладающего максимальной величиной упругой энергии будет при прочих равных условиях максимальной, а в направлении S'_{min} минимальной. Различия химических потенциалов (=растворимостей) для направлений S'_{max} и S'_{min} или близких к ним очень малы — на порядок калорий на моль для различий стресса в тысяче бар (MacDonald, 1957б, с. 279). Так, В. Кэмб вычислил, что при разнице стресса 1000 бар разность химических потенциалов для α -кварца в направлении оптической оси и перпендикулярной к ней составляет всего 0,07–0,08 кал/моль⁻¹, а для кальцита — 0,22–0,27 кал/моль⁻¹ (Kamb, 1959, с. 160). Естественно, что такие малые разности в химических потенциалах слабо могут влиять на избирательную растворимость за короткие промежутки времени. В. Кэмб замечает, что только большая длительность геологических процессов может привести к тому, что небольшие различия в растворимости станут явными.

Ориентировка минералов при растворении и переотложении *in situ* (по гипотезе Ж. Гогеля). Так как растворимость минерала в направлении S'_{min} минимальна, то зерна, в которых S'_{min} совпадает или близко к направлению сжатия, будут при растворении наиболее устойчивыми. Происходит естественный отбор: зерна с другими ориентировками, особенно зерна с ориентировкой S'_{max} параллельно направлению сжатия, будут растворены, а зерна с ориентировкой S'_{min} параллельно направлению сжатия будут расти за счет остальных зерен. Такой вывод также следует из более ранних расчетов Г. Макдоналда (MacDonald, 1957б; Остапенко, 1977, с. 119). Он может быть проиллюстрирован результатами исследований И.С. Делицына (1979) по вторичному росту зерен кварца. И.С. Делицын выявил, что минимальное значение модуля Юнга E_{min}

в замещаемом зерне параллельно максимальному значению модуля Юнга E_{max} в замещающем зерне. Поскольку модуль Юнга есть величина, обратная податливости S , то замещение происходит так, что направление S'_{max} в старом зерне заменяется направлением S'_{min} в новом зерне. Окончательная ориентировка, таким образом, будет существенно отличаться от ориентировки минерала при обычной перекристаллизации (S'_{max} параллельно действующей силе). Эти особенности ориентировки были подробно рассмотрены Ж. Гогелем (Goguel, 1965a, б, 1967).

При растворении и переотложении *in situ* должна существовать тенденция к образованию зерен линзовидной формы, уплощенных перпендикулярно к сжатию. Однако такая тенденция в полной мере может и не проявиться, так как кристалл, растущий в направлении, перпендикулярном к сжатию, стремится к увеличению площади под нагрузкой, что уменьшит давление, действующее на сжатую плоскость. Уменьшение давления приведет к уменьшению химического потенциала на сжатой плоскости, а соответственно и к уменьшению разности потенциалов, и процесс растворения-переотложения в данном месте сильно замедлится или прекратится.

В условиях растворения и переотложения *in situ* направление S'_{min} приобретает свойства динамического направления, т.е. направления, совпадающего с действующей силой. Координаты S'_{min} для разных минералов приведены в табл. 2, а его положение — на рис. 6. Табл. 2 и график показывают, что перпендикулярное положение S'_{min} относительно S'_{max} обязательно. Ориентировка оптических направлений минералов кристаллического агрегата в соответствии с гипотезой Гогеля приведена на рис. 13.

В тригональных минералах (α -кварц, кальцит, корунд) направление S'_{min} как и S'_{max} , расположено в плоскости перпендикулярной к двойной оси, под косым углом к кристаллографической оси c (см. 9-й столбец табл. 2). Каждый из тригональных минералов обладает тремя равноценными направлениями S'_{min} . В суммарной ориентировке оптические оси будут располагаться по дугам малых кругов проекции соответственного углового радиуса. Направление действующей силы определится как ось конуса, траектория которого на проекции отмечается дугой малого круга.

Гексагональные β -кварц, апатит и псевдогексагональный биотит обладают бесчисленным множеством направлений S'_{min} в плоскости базопинакоида. Направление действующей силы будет лежать в этой плоскости. Определить его точнее для кристалла невозможно. Для кристаллического агрегата направление действующей силы будет перпендикулярным к поясу оптических осей (β -кварц, апатит, также турмалин) или поясу полосов (001) (биотит).

В ромбических минералах (оливин, ставролит) направление S'_{min} совпадает с осью [100]. Для агрегата направление действующей силы определится на стереографической проекции как центр тяжести точек, соответствующих выходам осей [100] индивидуальных зерен. В моноклиновых минералах (роговая обманка, диопсид) на-

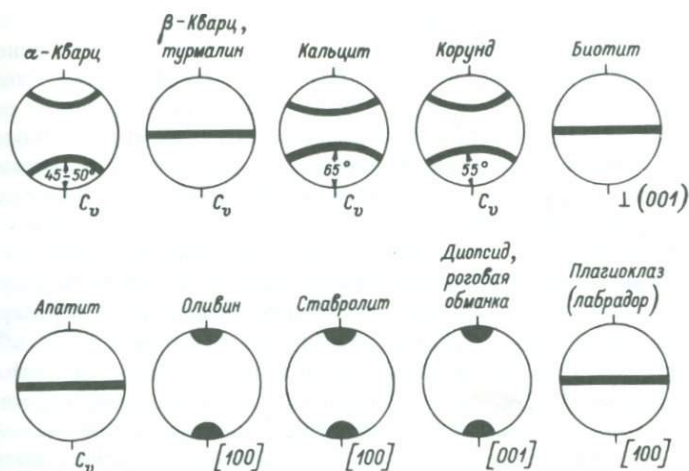


Рис. 13. Ориентировка оптических направлений минералов кристаллических агрегатов в условиях растворения и переотложения *in situ* по гипотезе Гогеля.

Направление действующей силы вертикальное в плоскости чертежа.

правление S'_{min} совпадает с $[001]$. Триклинные минералы, например плаггиоклазы, могут рассматриваться как упругомоноклинные. По расчетам Ж. Гогеля в лабрадоре минимальные значения упругой энергии располагаются в полосе, субпараллельной (100) . Направление действующей силы будет также лежать в этой плоскости.

Ориентировка минералов направлением S'_{min} параллельно действующей силе при растворении и переотложении *in situ* во многих случаях неустойчива механически. Особенно это относится к минералам с хорошо развитой спайностью, в которых S'_{min} лежит в плоскости спайности или располагается близко. При такой ориентировке S'_{min} трещины спайности благоприятствуют проникновению раствора внутрь зерна и полному или почти полному его растворению. Термодинамический эффект может оказаться слабее, чем эффект механический. По степени вероятности сохранения термодинамически устойчивой ориентировки минералы могут быть разделены на три группы (по входящей линии):

- 1) биотит, роговая обманка, кальцит;
- 2) ставролит и оливин;
- 3) α - и β -кварц, корунд, турмалин, апатит.

В первую группу включены минералы с совершенной и весьма совершенной спайностью. В биотите S'_{min} лежит в плоскости спайности, в роговой обманке почти совпадает с пересечением спайности по призме, а в кальците расположено под небольшим углом к плоскости спайного ромбоэдра $\Gamma \{10\bar{1}1\}$. Вероятность сохранения термодинамически устойчивой ориентировки этих минералов небольшая. Минералы второй группы обладают хорошей спайностью по

(010), S'_{min} лежит в этой плоскости. Термодинамически устойчивая ориентировка этих минералов более вероятна, чем минералов первой группы. В третью группу включены минералы без спайности или с плохой спайностью. Их термодинамически устойчивая ориентировка наиболее вероятна. Плаггиоклаз по характеру спайности принадлежит к минералам первой группы, но большинство направлений S'_{min} в нем лежит косо к спайности, поэтому его лучше было бы отнести ко второй группе.

Приложимость гипотезы Гогеля на природных объектах пока еще не проверена. Однако принципиальную возможность таких ориентировок надо иметь в виду, чтобы наиболее полно проконтролировать полученные результаты. Нужно отметить при этом, что на образование ориентировок при растворении и переотложении *in situ* действуют два взаимоисключающих обстоятельства. С одной стороны порода стремится сохранить ориентировки с минимальной величиной упругой энергии (S'_{min} параллельно действующей силе), которые неустойчивы термодинамически, но наиболее устойчивы при растворении. С другой стороны, вновь кристаллизованные зерна могут приобрести ориентировку с максимальной величиной упругой энергии (S'_{max} параллельно действующей силе), наиболее устойчивую термодинамически, но наименее устойчивую при растворении, а не нарастать эпитактически на зерна, устойчивые при растворении. Первому обстоятельству благоприятствует то, что скорость растворения кристалла обычно больше скорости роста данного кристалла. Раствором может быть вынесено значительное количество растворенного вещества. Вероятность второй ориентировки увеличивается с уменьшением количества раствора и возрастанием роли диффузии. В итоге суммарная ориентировка зерен данного минерала может быть сложной, в значительной своей части метастабильной.

Узор ориентировки оптических направлений в зависимости от S'_{max} и S'_{min} для многих минералов принципиально одинаков (кварц, кальцит, корунд, роговая обманка — рис. 8, 13). Величины углов в обоих случаях отличаются мало и при исследовании природных объектов разница в углах вряд ли может быть надежно выявлена. Кардинальные отличия в ориентировках обнаруживаются для четырех минералов — биотита, апатита, оливина и лабрадора (не считая ставролита — минерала, образующегося преимущественно посткинematически).

В отношении этих минералов можно наметить еще одну перспективу: если гипотеза Ж. Гогеля верна, то для этих минералов открывается принципиальная возможность определения направления движения растворов при переотложении вещества по ориентировкам их кристаллографических элементов. В соответствии с гипотезой Ж. Гогеля на месте растворения остаются кристаллы с ориентировкой S'_{min} параллельно направлению действующей силы (тогда как кристаллы иных ориентировок растворяются), а на месте переотложения кристаллизуются зерна, S'_{min} которых параллельно направлению действующей силы, что

находит соответственное отражение и в оптических ориентировках.

Наиболее возможен результат по ориентировке апатита. Направление движения растворов в каком-то объеме апатитовой породы (линза, жила) идет в направлении от участка с поясовой концентрацией оптических осей на диаграмме (рис. 13) к участку, ориентировка апатита в котором характеризуется на диаграмме максимумом оптических осей (рис. 8). Для оливина, биотита и лабрадора более характерны иные способы образования.

Влияние диффузионного пути раствора на образование стабильной ориентировки минералов. В. Кэмб (Kamb, 1959, 1961) подчеркнул, что особенности возникающих предпочтительных ориентировок зависят не только от упругих свойств минералов, но и от физического и агрегатного состояния объема породы, подвергающегося перекристаллизации. В частности, большое значение имеет расстояние диффузионного пути раствора при перекристаллизации.

Различные варианты, рассматриваемые В. Кэмбом, можно свести в две категории.

1. Диффузионный путь раствора значительно превышает размеры кристалла. Процесс перекристаллизации подчиняется „принципу Рикке“. В породе возникает сильно подчеркнутая директивная (линзовидная) текстура.

2. Диффузионный путь раствора очень мал сравнительно с размером зерен. Все преобразования происходят на границах или у границ зерен. Текстура породы существенно не меняется.

Учет фактора диффузионного пути приводит к значительным изменениям в соотношениях кристаллографических направлений с направлением действующей силы сравнительно с термодинамической теорией Г. Макдоналда. В обеих категориях условий для низкотемпературного α -кварца, например, сильно уменьшается угол между C -осями и направлением действующей силы. По расчетам В. Кэмба при очень малом диффузионном пути раствора кальцит, оливин, слюды образуют ориентировки, отличающиеся по отношению к действующей силе на 90° от тех, какие возникают в случае большого диффузионного пути.

* * *

Природные ориентировки минералов, образованные в упругую стадию деформации, оказываются более разнообразными и нередко более сложными, чем это предполагается теорией, которая учитывает только термодинамически устойчивые ориентировки при отдельных упрощенных условиях. Так, например, особенности ориентировки минералов в соответствии с требованием максимальной величины упругой энергии рассматривались при условиях, что 1) температура и упругое напряжение полностью характеризуют состояние материала, 2) деформация подчиняется закону Гука, 3) явления на границах зерен и поверхностная энергия минерала не учитываются,

4) стресс принимается однокомпонентным. Природные ориентировки всегда отклоняются от идеальных ориентировок, предсказываемых теорией, не только потому, что при расчетах были взяты упрощенные условия, но и вследствие того, что на образование ориентировки влияют еще и другие факторы, кроме фактора упругой анизотропии. Участие упругой анизотропии в термодинамических функциях, определяющих условия, очень неравномерно (Kumazawa, 1963, с. 204). Оно может быть значительным и очень малым и зависит от роли других свойств анизотропного характера, таких, например, как габитус кристалла, определяющий анизотропию роста. Упругая анизотропия, по-видимому, является определяющим свойством для изометрических минералов (Соболев, 1956, с. 55), ее значение для линейных и пластинчатых минералов снижается.

Кроме анизотропии роста в предшествующих разделах было обсуждено влияние на ориентировку некоторых других факторов физического порядка: температуры, характера стресса и особенностей селективной растворимости. Учет этих факторов может быть сделан, во всяком случае четко намечается общая тенденция изменения ориентировки под их влиянием.

При расчетах ориентировок в соответствии с их упругими свойствами не учитывалось влияние поверхностных явлений на внешних ограничениях зерен, в частности влияние положения граничных поверхностей инертных твердых фаз, на которых или между которыми кристаллизуется новая фаза. Для агрегата в целом это влияние равноценно влиянию ранее существовавшей структуры. М. Кумазава доказал термодинамически, что влияние граничных поверхностей в условиях одностороннего давления должно быть существенным (Kumazawa, 1963, с. 167, 184, 205). Сейчас пока еще трудно дать количественную и даже качественную оценку этому фактору, так как для этого требуется учесть в термодинамических функциях особенности структуры граничных поверхностей и их геометрические отношения с внешними силами. Эта сложная задача ждет будущего исследователя.

Кроме факторов собственно физического порядка на ориентировку минералов в горных породах влияют и геологические причины. В частности, можно предполагать, что при метаморфизме движения и реакции совершаются медленно и постепенно, а отклонения в направлении и характере стресса являются более быстрыми. Вследствие этого первоначально возникшие узоры ориентировки остаются незавершенными и осложняются более поздними преобразованиями.

Таким образом, окончательный характер ориентировки будет определяться относительной интенсивностью всех факторов и их сочетаний. В этих условиях, обычных в природе, полное термодинамическое равновесие в породах никогда не достигается. Ориентировки не являются устойчивыми термодинамически, состоянием лучше было бы назвать стационарно-устойчивым состоянием. Однако, опыт изучения ориентировок, возникших в уругую стадию деформа-

ции, показывают, что их особенности определяются в основном упругими свойствами кристаллов. Осложнения, вызванные другими причинами, можно оценить только после выяснения роли этого главного фактора.

ДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ОРИЕНТИРОВОК ПЛАСТИЧЕСКОЙ СТАДИИ ДЕФОРМАЦИИ

Пластические деформации

Общие сведения. Если предел упругости превзойден, то кристалл реагирует на воздействие внешних сил скольжением по определенным плоскостям. Скольжения происходят на ионных уровнях, не сопровождаются нарушением сплошности тела и сохраняются после прекращения действия силы. Упругие свойства кристалла в стадию пластической деформации оказывают очень слабое влияние или не оказывают совсем (Миркин, 1968, с. 196; Kumazawa, 1963, с. 187).

Пластические деформации в кристаллах осуществляются следующими основными способами:

- 1) трансляционным скольжением (т.е. постепенным скольжением одних частей кристаллов относительно других его частей),
- 2) двойникованием или двойниковым скольжением (т.е. скольжением, сопровождающимся симметричной переориентировкой областей кристаллической решетки или всего кристалла),
- 3) переориентировкой отдельных областей внутри кристалла с поворотом решетки на разнообразные углы (возникновение дислокаций, сбросообразование или блокирование, „двойники“ по иррациональным граням).

Трансляционное скольжение. Плоскости трансляционного скольжения выявляются, например, при ударных деформациях (пластинки деформации, планарные элементы), при образовании полос пластического излома (кинк-зоны). Дислокации тесно связаны с трансляционным скольжением и представляют собой его начальную стадию. Трансляция осуществляется посредством дислокационного механизма. Ее „можно рассматривать как результат прохождения вдоль плоскостей скольжения большого количества одинаковых дислокаций, генерирующихся в процессе пластической деформации под действием внешних сил, приложенных к кристаллу“ (Юшкин, 1971, с. 41). В случае скольжений одновременно по нескольким плоскостям возникает явление блокирования или сбросообразования, проявляющееся локализованно.

Зерна, деформированные посредством трансляции, как правило, не имеют хорошо выраженных кристаллографических ограничений. Наоборот, при образовании идиоморфных кристаллов трудно подозревать действие трансляции. При трансляционном скольжении (рис. 14, а, б) происходит параллельное перемещение слоев кристаллической решетки вдоль одной неподвижной кристаллографической

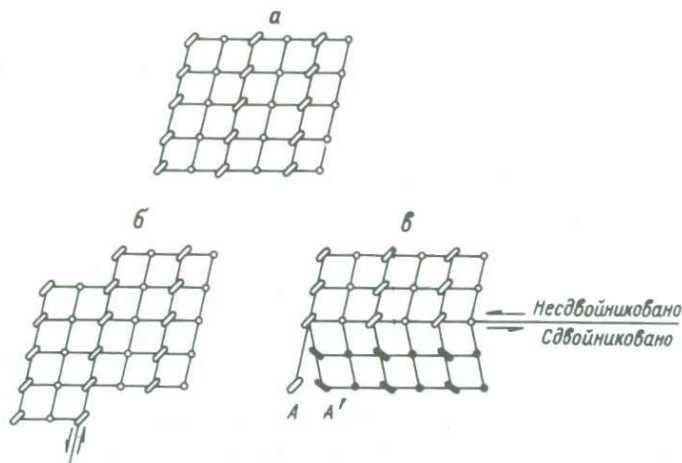


Рис. 14. Схема трансляционного и двойникового скольжения.

а – недеформированная кристаллическая решетка; б – трансляционное скольжение; в – двойниковое скольжение, ион А перемещается в положение А'. Стрелки показывают направление скольжений.

плоскости – плоскости скольжения. Эту плоскость или ее полосу мы обозначим как Р. Она обладает высокой плотностью атомов или ионов (хотя это и не всегда обязательно) и является, как правило, гранью одной из простых форм кристалла. Величина смещения при трансляционном скольжении может быть различной, но она должна быть в любом случае кратной параметру решетки; вследствие этого трансляционное скольжение не вызывает оптически видимых эффектов. Смещение происходит параллельно определенной линии, называемой линией скольжения (L), которая обычно совпадает с наиболее плотным атомным рядом. Направление скольжения может быть взаимнообратным или односторонним (полярным). В последнем случае оно описывается при условии движения верхнего слоя кристаллической решетки по нижнему слою, исходя из принятого стандартного положения кристалла. Нормалью к верхнему слою для моноклинных и ромбических кристаллов является положительный конец соответственной кристаллографической оси. Например, для роговой обманки линией скольжения при трансляции является $[001]$, направление скольжения – от $[00\bar{1}]$ к $[001]$. Если плоскостями скольжения являются грани ромбоэдра (например, в кальците и магнезите), то направление скольжения удобно определить как „к оптической оси” или „от оптической оси”.

Трансляционное скольжение иногда может сопровождаться перекристаллизацией с образованием новых зерен. Тем не менее значение трансляционного скольжения как причины образования новой ориентировки в пластическую стадию деформации зандреровской ме-

тодикой преувеличивалось. Его роль практически сводится к изменению формы кристаллов посредством скольжения по планпараллельным плоскостям без разрыва сплошности кристаллов. Поэтому посредством динамического анализа трансляционных элементов мы узнаем только направления действующих сил и тип деформации в стадию пластической деформации, ориентировка же зерен агрегата остается в основном унаследованной от упругой стадии деформации.

Значительно большее значение трансляционное скольжение имеет в стадию текучести, когда входят в действие все системы скольжения. Положение плоскостей и линий скольжения в деформированном материале укажет направление его течения.

Двойниковое скольжение. Можно себе представить геометрически, что при двойниковом скольжении (рис. 14, в) каждый ионный слой смещается последовательно таким образом, что сдвойникованная часть кристалла оказывается в симметричном положении относительно несдвойникованной его части. Результат двойникового скольжения оказывается аналогичным простому сдвигу. Скольжение осуществляется по ряду плоскостей, параллельных между собой и параллельных плоскости зеркального отражения двойника (плоскости двойникового). Аналогичный результат можно получить, поворачивая часть кристалла вокруг серии параллельных друг другу шарниров, лежащих в плоскости двойникового (шарнирное скольжение — Кузьмин, 1969а). Такой механизм образования двойников подтверждается экспериментами по деформации кристаллов кальция, проткнутого свинцовыми стержнями (Чесноков, 1970).

Плоскость двойникового принимается как эквивалент плоскости скольжения. В отличие от трансляции при двойниковом скольжении смещения происходят только в одном направлении, т.е. всегда полярно. Проекцией этого векторного направления на плоскость скольжения является линия скольжения. Направления скольжения для данной грани при двойниковании и трансляции всегда противоположны.

При двойниковании частицы кристалла изменяют свою ориентировку путем поворота на 180° вокруг перпендикуляра к двойниковой плоскости или вокруг двойниковой оси. Иначе говоря, атомы как бы перевертываются. Вследствие этого двойники, как правило, различимы оптически.

Двойники можно разделить на две категории: двойники недеформационного и деформационного происхождения. К первым относятся двойники трансформации, образующиеся при инверсии одного структурного состояния минерала в другое, и двойники роста. Ко второй категории принадлежат механические двойники, возникающие под воздействием стресса. В динамическом анализе микроструктурных ориентировок используются только механические двойники.

Для динамического анализа ориентировок, связанных с трансляцией и двойникованием, важна еще одна геометрическая линия в пластически деформированных кристаллах — линия, лежащая в плоскости скольжения и расположенная перпендикулярно к линии скольжения. Мы ее назовем шарниром скольжения (R).

Элементы трансляции и двойникования минералов

Минерал	Трансляция			Двойникование (механические двойники)			Авторы
	Плоскость скольжения P	Линия и направление скольжения \mathcal{L}	Шарнир скольжения R	Плоскость скольжения P	Линия и направление скольжения \mathcal{L}	Шарнир скольжения R	
1	2	3	4	5	6	7	8
Кальцит	$r\{10\bar{1}1\}$ $f\{02\bar{2}1\}$	Ребро $r:f$, взаимооб- ратно	Крист. Ось α	$e\{01\bar{1}2\}$	Ребро $e:r$, к опти- ческой оси	Крист. ось α	Тернер, Григгс, Хэд (1958); Handin, Griggs (1951); Turner, Ch'in (1951); Turner, Orozco (1976); Spiers (1981)
Доломит	$c\{0001\}$ ($>600^\circ\text{C}$) <hr/> $f\{02\bar{2}1\}$ ($>300^\circ\text{C}$) <hr/> $r\{10\bar{1}1\}$	Крист. оси α , взаимо- обратно Длинная диагональ ромбоэдра $f\{02\bar{2}1\}$ К опти- ческой оси <hr/> Короткая диагональ ромбоэдра $r\{10\bar{1}1\}$, взаимооб- ратно	\perp крист. осям α	$f\{02\bar{2}1\}$ (300- 600 $^\circ\text{C}$)	Длинная диагональ ромбоэдра $f\{02\bar{2}1\}$, от опти- ческой оси	Крист. ось α	Johnsen (1902); Turner, Griggs, Heard, Weiss (1954); Handin, Fairbairn (1955); Higgs, Handin (1959); Weiss, Turner (1972); Wenk, Shore (1975); Barber et al., (1980)

Магнезит	$r\{10\bar{1}1\}$	Ребро $r:f$, от опти- ческой оси	Крист. ось α	Двойникование отсутствует			Higgs, Handin (1959)
Биотит	(001)	$[100]$ От $[\bar{1}00]$ к $[100]$ Дополни- тельные: $[110]$, $[1\bar{1}0]$	$[010]$	(210) (120) (двойники роста)	$[110]$ $[310]$	$[3\bar{1}0]$ $[110]$	Казаков (19686, 1969а, б) Etheridge, Hobbs, Paterson (1973)
Диопсид	$\{100\}$	$[001]$ От $[00\bar{1}]$ к $[00\bar{1}]$	$[010]$	(001) (100)	$[100]$ от $[100]$ к $[100]$ $[001]$ от $[00\bar{1}]$ к $[00\bar{1}]$	$[010]$ $[010]$	Griggs, Turner, Heard (1960); Raleigh (1965); Raleigh, Talbot (1967)
Клиноэ- статит	(100)	$[001]$ От $[00\bar{1}]$ к $[001]$	$[010]$	(100)	$[001]$ От $[00\bar{1}]$ к $[00\bar{1}]$	$[010]$	Griggs, Turner, Heard (1960); Borg, Handin (1966a); Carter (1971)
Сподумен	(100)	$[001]$ От $[00\bar{1}]$ к $[00\bar{1}]$	$[010]$	Нет данных			Головачев, Мокиевский, (1960); Казаков (19686)
Роговая обманка	(100)	$[001]$ От $[00\bar{1}]$ к $[00\bar{1}]$	$[010]$	(100) $[\bar{1}01]$	$[001]$ От $[00\bar{1}]$ к $[00\bar{1}]$ $[\bar{1}01]$	$[010]$ $[010]$	Казаков (19686); Buck (1970); Rooney et al. (1970, 1975); Dollinger, Blacic (1975); Paulitsch (1980)

Т а б л и ц а 4 (продолжение)

Минерал	Трансляция			Двойникование (механические двойники)			Авторы
	Плоскость скольжения P	Линия и направление скольжения L	Шарнир скольжения R	Плоскость скольжения P	Линия и направление скольжения L	Шарнир скольжения R	
1	2	3	4	5	6	7	8
Плагиоклазы: альбит, лабрадорит (упорядоченная структура)	(010)	[001] От [001] к [00 $\bar{1}$]	$\frac{\perp [001]}{(010)}$	(010) RS	$\perp RS$ $\perp (010)$	$\frac{\perp [010]}{RS}$	Seifert (1965); Borg, Handin (1966a); Казаков (1968б); Borg, Heard (1970)
Кварц	Выше 500 °С, любые стрессы с(0001) m(10 $\bar{1}$ 0)		$\alpha [11\bar{2}0]$ с [0001] $\alpha [11\bar{2}0]$	Дофинейские и бразильские двойники			Ave Lallemand, Carter (1971)
	Ниже 500 °С, очень высокие стрессы с(0001) r(10 $\bar{1}$ 1) z(01 $\bar{1}$ 0) d(10 $\bar{1}$ 2) π(01 $\bar{1}$ 2) Редко m(10 $\bar{1}$ 0) $\alpha(11\bar{2}0)$		$\alpha [11\bar{2}0]$				Christie, Heard, LaMori (1964); Cristie, Green (1964)

Дистен	(100)	[001]	$\frac{\perp [001]}{(100)}$	Нет данных	Mugge (1898); Raleigh (1965); Казаков (1968б)
Мусковит	(001)	[100]	[010]	Нет данных	Larsen, Bridgman (1938); Дядькина (1964)
Энстатит	(100)	[001]	[010]	Нет данных	Griggs, Turner, Heard (1960); Turner, Heard, Griggs (1960); Raleigh (1965); Borg, Handin (1966a); Riecker, Ronney (1967); Carter (1971)
	(010)	[100]	$\frac{\perp [100]}{(010)}$		
Оливин	(0kl)	[100]	$\frac{\perp [100]}{(0kl)}$		Carter (1971)
	(110)	[001]	$\frac{\perp [001]}{(110)}$		

Примечания: 1. Для кальцита не приведены второстепенные системы трансляции и двойникования. 2. Для кварца к трансляции приравнены дислокационные явления. 3. Элементы трансляции энстатита определены при очень высокой температуре (деформация при других условиях сопровождалась инверсией в клиноэнстатит). 4. Для оливина элементы трансляции расположены снизу вверх с повышением температуры и давления, система (0kl) [100] наиболее часто встречается в большинстве перидотитов.

Направления P, L, R в реальных минералах совпадают с определенными оптическими или кристаллографическими направлениями. Характеристика этих соотношений выражается как "элементы трансляции или двойникования" (табл. 4).

Особенности образования и морфологии механических двойников. Р.И. Гарбер (1947а, б) на основании экспериментов по двойникованию кальцита и натронной селитры установил четыре стадии образования механических двойников.

1. Стадия упругой деформации. Эта стадия, собственно, предшествует образованию двойников, но является обязательной для достижения предела упругости.

2. Стадия "упругих" двойников. Возникающие двойники имеют клинообразную или линзовидную форму, сплющены в плоскости двойникования. Для образования зародыша двойника нужны очень большие напряжения, для дальнейшего двойникования достаточны сравнительно небольшие напряжения. Размеры "упругого" двойника увеличиваются с увеличением нагрузки. При снятии нагрузки "упругие" двойники исчезают, но при некоторых условиях остаются "заклинившиеся упругие двойники", которые исчезают только при отжиге. "Упругие" двойники были получены экспериментально также Ф. Лавесом в неупорядоченном альбите (Laves, 1952).

В метаморфических породах "заклинившиеся упругие двойники" встречаются часто (рис. 83). Они тонкие, выклинивающиеся, нередко собираются в группы на одной стороне кристалла, часто изогнуты.

3. Стадия устойчивых двойников. При дальнейшем увеличении нагрузки "упругий" двойник превращается в тонкий плоскопараллельный двойник. Возникают также группы плоскопараллельных двойников — полисинтетические двойники. При снятии нагрузки они не исчезают, исчезают только при отжиге.

4. Стадия утолщения двойников. Под воздействием приложенной нагрузки плоскопараллельные двойники утолщаются, как бы поедая смежные части материнского кристалла. Утолщенные двойники не исчезают даже при отжиге.

Большинство полисинтетических двойников плагиоклаза, кальцита и доломита метаморфических пород относится к механическим двойникам. В табл. 5 приведены признаки отличия двойников роста от механических двойников, установленные для природных двойников плагиоклаза (см. также Чесноков, 1970). Эти отличия характерны также и для двойников других минералов.

Перекристаллизация в условиях пластического течения. В соответствии с опытами В. Рачингера по деформации алюминия (Rachinger, 1952; Conrad, 1961, с. 241-243) можно предполагать, что трансляционное скольжение может сопровождаться перекристаллизацией. На одновременность перекристаллизации с трансляционным скольжением указывает также и закономерная связь кристаллографических направлений минералов с элементами складчатой структуры. Так, в складках ламинарного течения, по существу своего генезиса синкристаллизационным, ось $[010]$ роговой

Т а б л и ц а 5

Признаки отличия двойников роста от механических двойников.
По И. Вансу (Vance, 1961)

Двойники роста	Механические двойники
<ol style="list-style-type: none"> 1. Двойникование простое (два индивида), а если сложное, то полисинтетических пластинок немного 2. Пластины в пределах зерна сильно варьируют по ширине 3. Пластины обычно довольно широкие и крупные. Они часто изменяются по ширине или заканчиваются внутри кристалла резко и неправильно 4. Пластины утолщаются или уменьшаются независимо одна от другой. Изменения в ширине происходят ступенями, резко, угловато и независимы от поздних изгибов 5. Индивидуальные пластины оканчиваются независимо одна от другой и безотносительно к поздним изгибам или трещинам 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Двойникование сложное, полисинтетические пластинки многочисленны 2. Ширина пластинок существенно одинакова для каждой системы или для всех пластинок в пределах зерна 3. Пластины тонкие или чрезвычайно тонкие. Они обычно очень правильные и могут проходить через все зерно, сохраняя одну ширину 4. Пластины утолщаются или уменьшаются постепенно и правильно, в унисон, и в одном направлении, часто в связи с изгибами в кристалле 5. Пластины оканчиваются группами, закономерны, и заостряются к концам, часто локализованы в области изгиба и могут быть изогнуты сами по себе, оставаясь у препятствий — у трещинок, у границ с двойниками других систем

обманки, которая является шарниром скольжения при трансляции, совпадает с шарниром складки, т.е. наблюдается соответствии физических свойств отдельного кристалла физическим свойствам складки в целом. Такая идеальная ориентировка и соответствие физических свойств не могут быть достигнуты механическим поворотом ранее существовавших кристаллов роговой обманки, а могут возникнуть только при синктектонической перекристаллизации.

Эксперименты по деформации мраморов показали, что перекристаллизация может происходить одновременно с механическим двойникованием (Griggs, Turner, Borg, Sosoka, 1953; Turner, Griggs, Clark, Dixon, 1956; Griggs, Turner, Heard, 1960; Heard, 1963; Kern, Karl, 1968). Можно выделить два типа такой перекристаллизации. Первый из них характеризуется развитием изометричных или слабо вытянутых зерен, располагающихся внутри материнского зерна или на границах между зернами, а также развитием внутри зерен линзовидных участков, па-

параллельных плоскостям срастания двойников. Оптическая ориентировка этих новообразований отлична от ориентировки материнского зерна, а их оптическая ось близка к направлению действующей силы. Такая ориентировка характерна для упругой стадии деформации кальцита. Второй тип перекристаллизации заключается в редукции и миграции границ зерен, в изменении формы зерна без нарушения его двойниковой структуры.

С о о т н о ш е н и я д е й с т в у ю щ е й с и л ы с п л о с к о с т ь ю с к о л ь ж е н и я

Вводные замечания. В условиях пластической деформации внешняя сила действует на уже сформированный кристалл, который на это воздействие реагирует скольжением по плоскостям трансляции или двойникования. Положение кристалла при этом стабильно, так как иначе скольжение возникнуть не сможет. В таком стабильном кристалле скольжение происходит только по плоскостям, которые расположены наиболее благоприятно к направлению действующей силы. Зависимости между ориентировкой плоскостей скольжения и направлением действующей силы составляют основу динамического анализа ориентировок пластической стадии деформации.

Если внешние силы приложены неравномерно к различным частям тела, то и напряжения в нем будут неравномерными (например, в балке, концы которой лежат на опорах, а груз находится посередине балки). Но нередко осуществляются и внешние сплошные нагрузки (например, при нагрузке полов сыпучими телами). В этом случае напряжения в каждом из уровней тела, параллельных внешней нагружаемой площади, равны, а напряжение на элементарной площадке равно напряжению на таких же площадках по всей нагружаемой площади, т.е. общее напряжение, которое мы обозначим σ , эквивалентно действию внешней силы.

Действие силы на кристалл в общем случае можно приравнять к действию внешней сплошной нагрузки независимо от того, как приложена внешняя сила — перпендикулярно к плоскости кристалла или под углом к ней. Даже в случае неравномерных нагрузок на грань кристалла за счет, например, выступов соседних зерен общий результат пластической деформации является таким, какой был бы при равномерной нагрузке, так как в любом случае возникающие двойниковые пластинки, пластинки деформации или активизированные действием внешней силы плоскости трансляционного скольжения параллельны друг другу и прямолинейны. Это наблюдается даже при мгновенных нагрузках, например при ударе (Derlich, 1968; Müller, Defourneaux, 1968; Müller, Hornemann, 1968, 1969; Hornemann, Müller, 1971.). Поэтому мы можем вести расчет, исходя из равномерной нагрузки.

Действие силы на внешнюю единичную плоскость кристалла при равномерной нагрузке соответствует так называемому граничному условию: на площадке внешней поверхности тела, находящегося

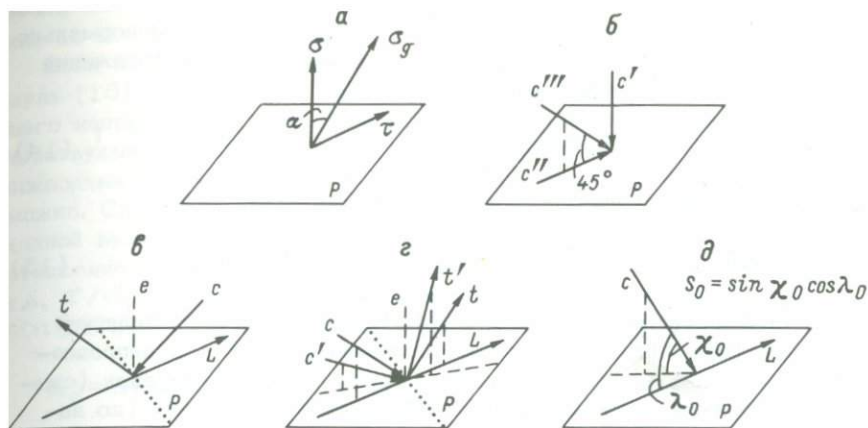


Рис. 15. Диаграммы, поясняющие соотношения действующих сил с плоскостью скольжения P и линией скольжения L .

а - разложение общего напряжения σ_g на составляющие: нормальное напряжение σ и скальвающее напряжение τ ; α - угол между σ_g и σ ; действующая сила совпадает с σ_g , но противоположно направлена; б - частные направления сжатия на плоскости скольжения с любым направлением скольжения (см. текст); в - направление действующих сил, неблагоприятное для скольжения; г - направление действующих сил, благоприятное для скольжения; д - зависимость S_0 от углов χ_0 и λ_0 . Рис. 15, в-д показывают соотношения действующих сил с плоскостью скольжения, имеющей определенное направление скольжения L ; c, c^I, c^{II}, c^{III} - частные направления сжатия; t, t' - частные направления растяжения; e - полюс плоскости скольжения, точечный пунктир - след плоскости, перпендикулярной к линии скольжения, штрихами показаны вспомогательные линии.

в равновесии, напряжение равно силе, действующей на эту площадку и отнесенной к единице площади. Поэтому для установления общих закономерностей мы можем заменить действующую силу общим напряжением σ_g . Имея в виду отмеченные особенности, рассмотрим распределение напряжений на грани (плоскости) кристалла при действии внешней силы.

Соотношения действующей силы с плоскостью скольжения, по которой скольжение может осуществляться в любом направлении. Если на кристалл с плоскостью скольжения P (рис. 15, а) действует сжатие под косым углом к этой плоскости, то общее напряжение σ_g , равное по величине сжатию и противоположно направленное, можно разложить на две составляющих: нормальное напряжение σ , перпендикулярное к плоскости скольжения, и скальвающее (касательное, тангенциальное) напряжение τ , направленное в плоскости скольжения.

Величина составляющих напряжений зависит от величины общего напряжения (σ_g) и угла между направлениями общего и нормального (σ) напряжений (угол α). Величина нормального напряжения при сжатии определяется формулой

$$\sigma = \frac{\sigma_g}{2} (1 + \cos 2\alpha), \quad (14)$$

а величина скальвающего напряжения будет равна

$$\tau = \frac{\sigma_g}{2} \sin 2\alpha. \quad (15)$$

Пользуясь формулами (14) и (15), рассмотрим соотношения действующей силы с плоскостью скольжения, в которой направление скольжения может быть любым (рис. 15, б). Если сила (сжатие) приложена перпендикулярно к плоскости скольжения (по направлению C'), то общее напряжение σ_g совпадает с нормальным напряжением σ , а угол $\alpha=0$. Подставляя значение α в формулы (14) и (15) получаем, что $\sigma = \sigma_g$, а $\tau=0$, т.е. значение нормального напряжения является максимальным, а скальвающее напряжение равно нулю. Иначе говоря, сколько бы мы ни увеличивали нагрузку, скольжения не произойдет.

Скольжения также не вызовет сила, приложенная параллельно плоскости скольжения (например, по направлению C''). В этом случае угол $\alpha=90^\circ$, $\sigma=0$ и $\tau=0$, т.е. отсутствуют как нормальное, так и скальвающее напряжение. А это означает, что отсутствует и общее напряжение σ_g ; иначе говоря, сила действовать не будет.

Наибольшее значение величина скальвающего напряжения имеет при $\alpha=45^\circ$. Действующая сила направлена к плоскости скольжения также под углом 45° . Этот угол можно назвать оптимальным углом скальвающего напряжения. Если вектор оптимального угла C''' (рис. 15, б) вращать вокруг перпендикуляра к плоскости скольжения C' , то он опишет конус оптимального угла. При $\alpha=45^\circ$ формула (14) приобретает вид

$$\sigma = \frac{\sigma_g}{2}, \quad (16)$$

а формула (15) преобразуется в такое же выражение:

$$\tau = \frac{\sigma_g}{2}. \quad (17)$$

Как видно из формул (16) и (17), при $\alpha=45^\circ$ величина нормального напряжения σ равна величине скальвающего напряжения τ и каждая из них соответственно равна половине общего напряжения σ_g .

Экспериментальные данные показывают, что нормальное напряжение σ не оказывает существенного влияния на сопротивление скольжению (Коттрел, 1958, с. 16), т.е. скольжение не зависит от нормального напряжения σ (Friedman, 1964, с. 492). По-

этому мы не будем на нем останавливаться, а сосредоточим внимание на скалывающем напряжении τ и общем напряжении σ_g .

Если бы мы знали величину общего напряжения σ_g , то по формуле (15) легко можно было бы определить величину скалывающего напряжения τ и оперировать ей при анализе соотношений действующей силы с плоскостью скольжения. Однако для конкретных природных объектов и процессов такой расчет сделать пока невозможно. Следовательно, надо выбрать единицу, независимую от исходной величины общего напряжения σ_g . Такой единицей является отношение скалывающего напряжения τ к общему напряжению σ_g , т.е. τ/σ_g . Обозначив τ/σ_g как S_0^* и в формуле (15) заменив $\sin 2\alpha$ на более удобное выражение $2\sin\alpha\cos\alpha$, получим

$$S_0 = \sin\alpha\cos\alpha. \quad (18)$$

Если заменить угол α углом между направлением действующей силы и плоскостью скольжения (угол χ_0), то формула (18) примет такой вид:

$$S_0 = \sin\chi_0\cos\chi_0. \quad (19)$$

Из формулы (19) следует, что отношение $\tau/\sigma_g = S_0$ зависит только от угла приложения силы к плоскости скольжения. Максимальное значение S_0 в соответствии с формулой (17) равно 0,50.

Пользуясь формулами (18) или (19), можно рассчитать изолинии S_0 на плоскости скольжения (рис. 16, а). Изолиния 0,50 соответствует конусу оптимального угла. С увеличением угла приложения силы от 45° до 90° или с его уменьшением от 45° до нуля значения S_0 постепенно уменьшаются. Пример чтения диаграммы рис. 16, а: если сила приложена в точке d , то $S_0 = 0,40$, если в точке d_1 , то $S_0 = 0,20$ и т.д.

Для рассмотренного случая скольжения по плоскости, в которой направление скольжения может быть любым, сжатие можно заменить растяжением в направлении, противоположном сжатию.

В кристаллах вследствие их анизотропии, строго говоря, не существует плоскостей скольжения, по которым скольжения могло бы осуществляться в любом направлении. Максимальное число направлений скольжения в данной плоскости редко превышает три-четыре. Рассмотренные закономерности важны для понимания последующего текста.

Соотношения действующей силы с плоскостью скольжения, имеющей определенное направление скольжения. Полярные свойства направления скольжения оказывают существенное влияние на соотношения действующей силы с плоскостью скольжения. В частности:

* Индекс S_0 , употребляемый в данном смысле, не имеет ничего общего с аналогичным индексом, применяемым в структурной геологии для обозначения слоистости.

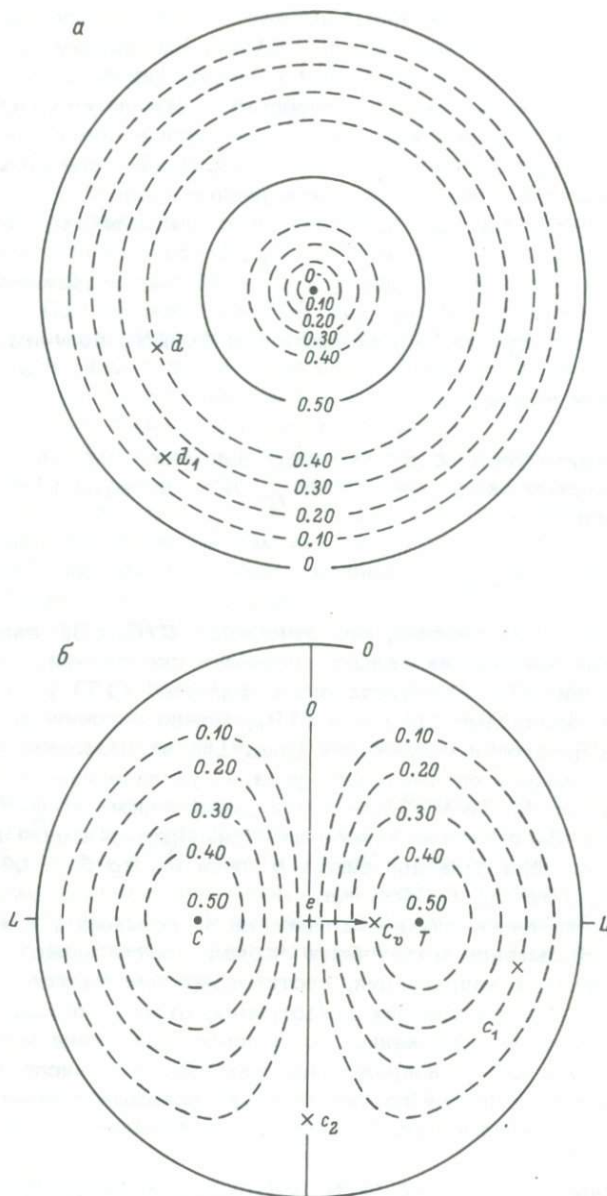


Рис. 16. Стереографические проекции изолиний S_0 , выведенные теоретически для плоскости скольжения, в которой направление скольжения может быть любым (а), и для плоскости скольжения с определенным направлением скольжения (показано стрелкой) (б).

d, d_1 - вспомогательные точки. На рис. 16, б дана проекция изолиний для одной из граней двойникового ромбоэдра кальцита e $\{01\bar{1}2\}$; C_v - оптическая ось; e - полус грани; C - ось сжатия;

1) сжатие или растяжение, приложенные в сторону, обратную направлению скольжения, под любым углом от нуля до 90° как к плоскости, так и к линии скольжения (рис. 15, в), не вызовут эффекта скольжения, как бы ни была велика приложенная сила;

2) вызывает скольжение только сила, действующая в направлении скольжения под любым углом от нуля до 90° * как к плоскости так и к линии скольжения (рис. 15, г);

3) каждому направлению сжатия (s, s' , рис. 15, г) соответствует адекватное направление растяжения (t, t'). Эти направления расположены в плоскости, перпендикулярной к плоскости скольжения. Угол между ними 90° .

Если скольжение осуществляется по определенному направлению в плоскости скольжения, то формула (19) для вычисления значений S_0 видоизменяется:

$$S_0 = \sin \chi_0 \cos \lambda_0, \quad (20)$$

где χ_0 — угол между направлением действующей силы и плоскостью скольжения, а λ_0 — угол между направлением действующей силы и линией скольжения (Шмид, Боас, 1933, с. 100; Handin, Griggs, 1951, с. 867). Эта зависимость графически изображена на рис. 15, д. Видоизменение формулы (19) в формулу (20) очевидно из следующего. Если в данной плоскости скольжение возможно в любом направлении, то реальное направление скольжения при данном направлении действующей силы всегда будет проекцией последнего на плоскость скольжения. Вследствие этого в формуле (19) угол является не только углом между направлением действующей силы и плоскостью скольжения, но также и углом между направлением действующей силы и линией скольжения. Первый член правой части формулы (19) отражает угловые взаимоотношения действующей силы с плоскостью скольжения, а второй член — с линией скольжения. Для разбираемого случая линия скольжения не является проекцией действующей силы на плоскость скольжения (рис. 15, д). Истинный угол скольжения определяется как λ_0 , что и отражено в формуле (20).

Расчитанные на основании формулы (20) изолинии S_0 для одной из граней двойникового ромбоэдра кальцита $e\{01\bar{1}2\}$ показаны на рис. 16, б. В сравнении с рис. 15, б и 16, а обнаруживаются следующие особенности:

1) скальвающее напряжение τ будет равно нулю не только при приложении силы параллельно плоскости скольжения, но и в плос-

* Исключая крайние значения — 0 и 90° .

T — ось растяжения; \mathcal{L} — линия скольжения; s_1 и s_2 — вспомогательные точки. Проекция рис. 16, а рассчитана автором, проекция рис. 16, б — В. Хандиным и Д. Григгсом (Handin, Griggs, 1951, с. 868).

кости, перпендикулярной к линии скольжения (след этой плоскости показан точечным пунктиром на рис. 15, г, вертикальная плоскость рис. 16, б);

2) конус оптимального угла отсутствует, сохраняются только два вектора оптимального угла (точки С и Т - рис. 16, б). При любом другом направлении приложения силы под углом 45° скалывающее напряжение будет иметь более низкое значение;

3) плоскость, перпендикулярная к линии скольжения и имеющая $S_0 = 0$, разделяет проекцию рис. 16, б на две зоны: зону сжатия (слева) и зону растяжения (справа). При данном направлении скольжения (слева направо, рис. 15, г и 16, б) скольжение можно вызвать, приложив сжатие под любым углом слева от этой плоскости или растяжение справа от нее. Изолинии рассчитаны в зоне сжатия для частных направлений сжатия, а в зоне растяжения - для частных направлений растяжения.

Примеры чтения диаграммы рис. 16, б: 1) если сжатие приложено в точке С, то $S_0 = 0.50$, растяжение скольжения не вызовет; 2) если растяжение приложено в точке C_1 , то $S_0 = 0.20$, сжатие скольжения не вызовет; 3) если сжатие или растяжение приложено в точке C_2 , то $S_0 = 0$, при данном направлении действующей силы скольжения не возникнет.

Динамические направления в кристалле при пластической деформации

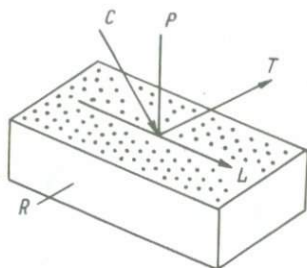
Общая характеристика. Динамическими направлениями в кристалле являются оси С и Т, положение которых относительно плоскости скольжения показано на рис. 17. Целесообразно также выделять структурные элементы динамического характера, т.е. такие направления в плоскости скольжения или относительно этой плоскости, которые отражают положение этой плоскости в пространстве, определяют направление скольжения в ней и закономерно ориентированы относительно действующих сил. К ним относятся элементы трансляции или двойникования: перпендикуляр к плоскости трансляции или двойникования Р, линия скольжения L, шарнир скольжения Р (рис. 17).

Динамические направления С и Т. Изолинии рис. 16, б располагаются по концентрическим овалам. Чем больше значение S_0 тем уже овал. Максимальное значение $S_0 = 0.50$ дает точку. Таких точек на проекции две - в зоне сжатия и в зоне растяжения. Они на рис. 16, б обозначены как С и Т. Точки С и Т находятся в плоскости, параллельной линии скольжения и перпендикулярной к плоскости скольжения, и отстоят на 45° от полюса плоскости скольжения. Такое положение С и Т свойственно всем кристаллическим веществам.

Таким образом, направления С и Т обладают максимальным значением $S_0 = 0.50$. Они определяются исходя из положения полюса трансляционной или двойниковой грани и оптической оси или оси

Рис. 17. Динамические направления в кристалле при трансляции или двойниковании.

С — ось сжатия; Т — ось растяжения; Р — перпендикуляр к плоскости трансляции или двойникования; \mathcal{L} — линия скольжения (или направление скольжения); R — ось скольжения. Заштрихована плоскость трансляции или двойникования.



индикатрисы (см. разделы, посвященные конкретным минералам). Это делает возможным исследование ориентировки направлений С и Т в породе аналогично исследованию ориентировки оптических направлений. Ф. Тернер (Turner, 1953) предложил называть направление С осью сжатия грани или индивидуально-го зерна в целом, а направление Т — осью растяжения (от compression — сжатие и tension — растяжение). Оси сжатия и оси растяжения являются наиболее важными динамическими направлениями.

Физический смысл динамических направлений С и Т. Согласно закону Шмида скольжение может возникнуть только в том случае, если действующее вдоль плоскости скольжения скальвающее напряжение τ достигнет определенного критического значения τ_c .

Зависимость между τ_c , S_0 и общим напряжением σ_g может быть выражена формулой

$$S_0 \sigma_g = \tau_c = \text{const.} \quad (21)$$

Из формулы (21) следует, что чем выше значение S_0 , тем при меньшем значении общего напряжения σ_g достигается критическое скальвающее напряжение τ_c . Это подтверждается и экспериментально (рис. 18). Если сила приложена параллельно динамическим направлениям С или Т, т.е. $S_0 = 0,50$, то критическое скальвающее напряжение τ_c является наименьшим и достигается наиболее быстро. Наличие двойников в исследуемом минерале свидетельствует о том, что критическое скальвающее напряжение было достигнуто. При этом если двойникование возможно по нескольким граням, то оно осуществляется преимущественно по той грани, на которой значение S_0 является наивысшим (Griggs, 1938, с. 31). Количество двойниковых пластинок на 1 мм сечения кристалла, поперечного плоскости срастания двойников, увеличивается с увеличением значения S_0 (рис. 19). Это показывает, что при действии силы параллельно динамическим направлениям С или Т, когда значение S_0 максимально и равно 0,50, обеспечивается также и наиболее интенсивная деформация.

Интерпретируя результаты экспериментальных деформаций монокристаллов и кристаллических агрегатов кальцита, Ф. Тернер сделал вывод, что динамические направления С и Т не являются ис-

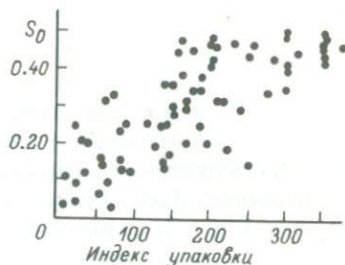
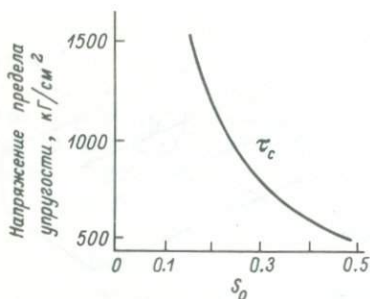


Рис. 18. Зависимость критического скальвающего напряжения τ_c от S_0 и напряжения предела упругости для граней $\{01\bar{1}2\}$ и $\{10\bar{1}1\}$ кальцита (по Тернеру и др., 1958).

Рис. 19. Зависимость количества двойниковых пластинок на 1 мм (индекс упаковки) от S_0 (экспериментально деформированный доломит, Handin, Fairbairn, 1955).

тинными осями стресса, а отражают в равной степени влияние ориентировки кристаллической решетки и движения, вызванные условиями стресс-поля (Turner, 1962; Turner, Weiss, 1963, с. 414). Подробное рассмотрение теоретических основ динамического анализа показывает, что относительно монокристаллов вывод может быть сформулирован более определенно: динамические направления С и Т — это направления, совпадающие с направлениями действующих сил (осями стресса) при минимальном значении критического скальвающего напряжения τ_c . Поэтому вслед за М. Фридманом можно принимать, что для грани монокристалла ось сжатия С соответствует оси стресса P_1 , ось растяжения Т — оси P_3 , а ось P_2 перпендикулярна к плоскости, в которой располагаются P_1 и P_3 (Friedman, 1964, с. 492).

В кристаллическом агрегате, подвергнутом действию внешних сил, разным кристаллам и их граням свойственны разные значения τ_c , поэтому взаимоотношения действующей силы с динамическими направлениями С и Т являются более сложными (см. следующий раздел).

Соотношения динамических направлений С и Т с осями деформации, тип деформации при скольжении по плоскости с определенным направлением скольжения. Ось сжатия С и ось растяжения Т грани монокристалла соответствуют главным осям деформации С и А. Ось деформации В перпендикулярна к плоскости, в которой располагаются динамические направления С и Т, и совпадает с пересечением двух плоскостей с $S_0=0$ (рис. 16, б одна из этих плоскостей совпадает с плоскостью чертежа, другая вертикальна). Деформация на плоскости скольжения с определенным направлением скольжения является, следовательно, двуслойной. Плоскостями круговых сечений эллипсоида деформации служат плоскости с $S_0=0$,

т.е. плоскость скольжения и плоскость, перпендикулярная к линии скольжения. Вследствие того что направление скольжения полярно, динамически активным является только одно из круговых сечений (совпадающее с плоскостью скольжения).

О р и е н т и р о в к а д и н а м и ч е с к и х н а п р а в л е н и й и н д и в и д у а л ь н ы х з е р е н в к р и с т а л л и ч е с к о м а г р е г а т е

Особенности ориентировки, методический подход. В условиях эксперимента и в геологических условиях большое значение имеет то обстоятельство, насколько благоприятно расположена относительно действующей силы та или иная плоскость скольжения кристалла. Наиболее благоприятное ее расположение под углом 45° к действующей силе в направлении скольжения. Если бы общее напряжение σ_g было таким, при котором достигалось бы только минимальное значение критического скалывающего напряжения τ_c , то скольжение происходило бы только по плоскостям, расположенным наиболее благоприятно относительно действующей силы. В этом случае ориентировка всех активизированных плоскостей, по которым происходило скольжение, была бы идеальной, а ось сжатия S каждого зерна в условиях сжатия совпадала бы с направлением внешней силы. Однако в природных условиях достигаются высокие значения общего напряжения σ_g , которые вызывают τ_c значительно большие, чем минимальные. Поэтому скольжение происходит по плоскостям, расположенным под разными углами к действующей силе, причем чем больше значение общего напряжения σ_g , тем больше эти углы отличаются от 45° в ту или другую сторону. В результате этого оси сжатия S или оси растяжения T индивидуальных зерен находятся в переменных угловых отношениях к силе, действующей на агрегат. Это часто наблюдающееся затруднение может быть обойдено двумя путями. Мы можем выбрать для исследования ориентировки только зерна с одинаковым и максимальным индексом упаковки двойников и тогда получим картину, близкую к идеальной. Но таким приемом мы искажим действительную картину, которая должна отражать ориентировку всех зерен без выбора.

Второй путь, который и используется в динамическом анализе, заключается в выявлении среднестатистического положения динамических направлений или их концентраций, образующих динамические плоскости и поверхности или позволяющих судить о положении этих плоскостей и поверхностей. Первоначально для каждого зерна мы принимаем, что $S_0 = 0.50$, а ось сжатия S и ось растяжения T находятся в обычном положении, как на рис. 16, б. Вести исследование по реальному значению S_0 для каждого зерна мы не можем, так как оно неизвестно, а также потому, что только значение $S_0 = 0.50$ на проекции дает точку. Более низкие значения S_0 распределяются по концентрическим овалам (рис. 16, б), т.е. угол, под

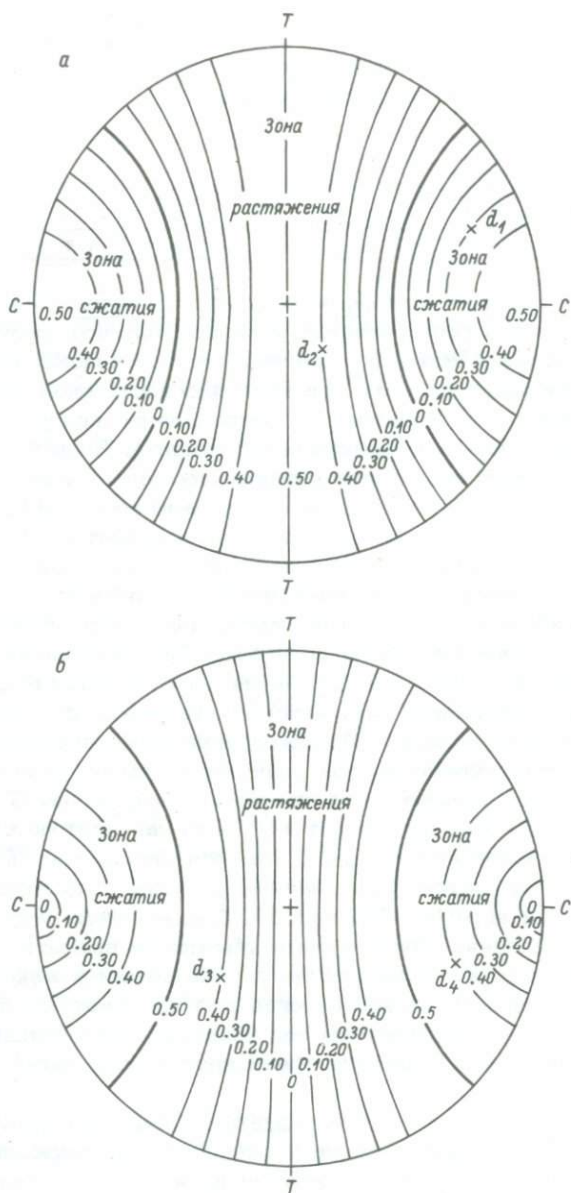


Рис. 20. Стереографические проекции изолиний S_0 , выведенные теоретически для одноосной деформации кристаллического агрегата (тип сплюснутого одноосного эллипсоида).

а - для осей сжатия и растяжения индивидуальных зерен; б - для линий скольжения и полосов плоскостей скольжения индивидуальных зерен; С - направление сжатия; ТТ - плоскость растяжения; $d_{1,2,3,4}$ - вспомогательные точки (см. текст). Рассчитано автором.

которым расположена действующая сила к плоскости и линии скольжения, даже при равном значении S_0 не является одинаковым. Составляется диаграмма ориентировки, например, осей сжатия С индивидуальных зерен. Определяем среднестатистическое положение этих осей, которое и будет соответствовать направлению приложенной силы. Теоретический контроль исследования ведется на основании сравнения полученных данных со стереографическими проекциями изолиний S_0 для разных типов деформаций, содержание и физический смысл которых излагаются ниже.* С помощью этих проекций и исходя из направления внешней силы и положения динамических направлений С или Т мы можем определить также, если это необходимо, реальное значение S_0 для каждого зерна, которое отражает величину угла между направлением внешней силы и положением динамических направлений С или Т.

Стереографические проекции изолиний S_0 для кристаллического агрегата при одноосной и двуосной деформации. Главные конические сечения в одноосном эллипсоиде и круговые сечения в двуосном эллипсоиде (рис. 2) ограничивают зону сжатия и зону растяжения эллипсоидов. В одноосном эллипсоиде угол конических сечений при деформации кристаллических агрегатов зависит от статистически преобладающего положения плоскостей и линий скольжения индивидуальных зерен на той стадии деформации, когда осуществляется трансляционное или двойниковое скольжение. При наиболее благоприятном положении плоскостей и линий скольжения индивидуальных зерен относительно направлений действующей силы угол конических сечений составляет 45° . Это главные конические сечения.

В сплюснутом одноосном эллипсоиде (рис. 2, а) ось сжатия С (ось эллипсоида С) является осью зоны растяжения, а плоскость растяжения ТТ (плоскость эллипсоида АВ) — плоскостью симметрии зоны растяжения. В удлиненном одноосном эллипсоиде (рис. 2, б) ось растяжения Т (ось эллипсоида А) является осью зоны растяжения, а плоскость сжатия СС (плоскость эллипсоида ВС) — плоскостью симметрии зоны сжатия. В двуосном эллипсоиде (рис. 2, г) ось сжатия С является осью зоны сжатия, а ось растяжения Т — осью зоны растяжения.

Зоны сжатия и растяжения внутренне неоднородны. В каждой точке (векторе) этих зон различны значения нормального напряжения σ , скальвающего напряжения τ и других величин, характеризующих напряженное состояние тела (объема породы). Внутренняя неоднородность зон сжатия и растяжения наиболее хорошо отражается стереографическими проекциями изолиний S_0 (рис. 20, 21).

Проекции рис. 20 и 21 построены на основании зависимостей между ориентировкой динамических направлений индивидуальных зе-

* Дополнительные данные о взаимоотношениях осей стресса и динамических направлений С и Т в агрегате при различных типах деформаций см. на с. 70–72.

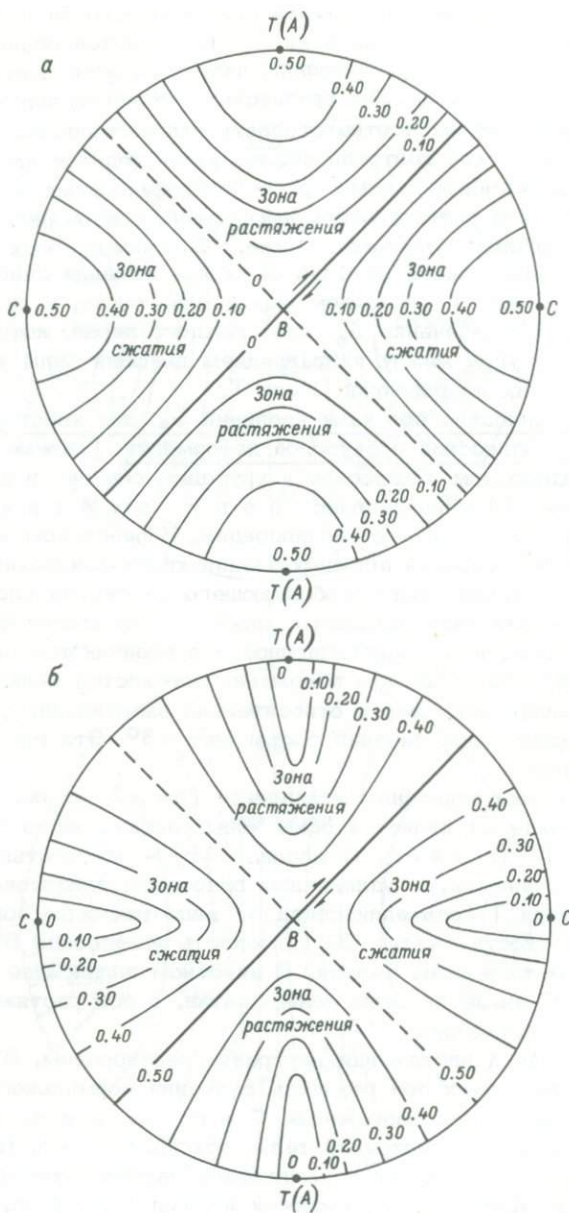


Рис. 21. Стереографические проекции изолиний S_0 , выведенные теоретически для двуслойной деформации кристаллического агрегата. а — для осей сжатия и растяжения индивидуальных зерен; б — для линий скольжения и полюсов плоскостей скольжения индивидуальных зерен; С — направление сжатия и наименьшая ось эллипсоида деформаций; Т — направление растяжения, совпадающее с наиболь-

рен породы и значением S_0 для данного зерна. Рис. 20, а и 21, а отражают зависимость между ориентировкой осей сжатия и осей растяжения индивидуальных зерен и значением S_0 , рис. 20, б и 21, б — зависимость ориентировки линий скольжения индивидуальных зерен и значений S_0 .

При деформации агрегата по типу сплюснутого одноосного эллипсоида со стабильным положением сжимающей силы в точке С (рис. 20, а, 21, а) оси сжатия индивидуальных зерен будут концентрироваться в зоне сжатия, а оси растяжения — в зоне растяжения. Если ось сжатия данного зерна совпадает с направлением сжатия С (рис. 20, а), то $S_0 = 0,50$, а ось растяжения этого зерна должна располагаться от оси сжатия на 90° , т.е. в плоскости растяжения ТТ, которая также имеет $S_0 = 0,50$. Если оси сжатия индивидуальных зерен размещены на изолинии 0,40 в зоне сжатия, то оси растяжения этих зерен располагаются по изолинии 0,40 в зоне растяжения, отстоящей от предыдущей изолинии на 90° .

Среднестатистическая ось сжатия С зерен кристаллического агрегата определяется как центр тяжести полученного контура концентрации осей сжатия С индивидуальных зерен (соответствует оси С рис. 20). Она отвечает действительной оси сжатия для данного однородного участка, но в то же время может являться производной от разложения силы, приложенной на более крупный гетерогенный объект, частью которого является данный однородный участок. Среднестатистическое положение плоскости растяжения ТТ отвечает главной плоскости симметрии зоны, в которой концентрируются оси растяжения Т индивидуальных зерен. Она соответствует плоскости концентрации осей растяжения Т индивидуальных зерен с $S_0 = 0,50$. Эту плоскость мы будем именовать плоскостью растяжения агрегата (соответствует плоскости ТТ рис. 20).

Если деформация отвечает типу удлинённого одноосного эллипсоида, то место оси С занимает ось растяжения Т агрегата, а место плоскости ТТ — плоскость сжатия СС агрегата (плоскость концентрации осей сжатия С индивидуальных зерен с $S_0 = 0,50$). Соответственно меняются местами зоны сжатия и растяжения рис. 20. При двусосной деформации выделяются ось сжатия агрегата и ось растяжения агрегата, они отвечают точкам С и Т рис. 21.

Проекции изолиний S_0 для линий скольжения (рис. 20, б, 21, б) подобны проекциям для осей сжатия и растяжения индивидуальных зерен (рис. 20, а, 21, а). Но так как линия скольжения располо-

шей осью эллипсоида А; В — средняя ось эллипсоида. При деформации минералов скольжения происходит по одному из круговых сечений (показано линиями со стрелками), другое круговое сечение пассивно (показано штрихами), или по обоим круговым сечениям [диопсид при одновременном двойниковании по (001) и по (100), плагиоклаз]. Рассчитано автором.

жена под углом 45° к оси сжатия и к оси растяжения, то порядок изолиний S_0 обратный. При направлении сжатия С и при преобладающем значении S_0 зерен, равном 0,50, линии скольжения индивидуальных зерен будут концентрироваться по изолинии с максимальным значением $S_0 = 0,50$, т.е. по поверхности максимальных скальвающих напряжений (одноосная деформация) или по одному из круговых сечений (двуосная деформация). Проекция рис. 20, б и 21, б отражают также зависимость ориентировки полюсов двойников или полюсов плоскостей трансляции и значений S_0 . Эти полюсы располагаются под 90° к линии скольжения на соответствующей изолинии S_0 . Если, например, линия скольжения проектируется на изолинии 0,40 в зоне растяжения (точка d_3 , рис. 20, б), то полюс грани, в которой лежит эта линия скольжения, располагается на изолинии 0,40 в зоне сжатия (точка d_4 , рис. 20, б). Так как полюс грани совпадает с направлением нормального напряжения на этой грани, то проекции рис. 20, б и 21, б отражают и ориентировку направлений нормального напряжения σ на индивидуальных плоскостях скольжения.

Проекция рис. 20 и 21 позволяют по ориентировке того или иного динамического направления определить значение S_0 для данного зерна. Например, если ось сжатия зерна проектируется в точке d_1 (рис. 20, а), то значение S_0 для него соответствует 0,30. Если ось растяжения зерна выходит на проекцию в точке d_2 (рис. 20, а), то $S_0 = 0,40$. Грань, линия скольжения которой проектируется в точке d_3 (рис. 20, б), обладает $S_0 = 0,40$.

Замечания о эллипсоиде и характере деформаций применительно к кристаллическому агрегату. Рассмотренные выше проекции изолиний S_0 при одноосной и двуосной деформациях являются стереографическим выражением соответственных эллипсоидов деформаций (рис. 2, а, б, г) с развернутой характеристикой напряженного состояния на их поверхности. В этом качестве эллипсоиды деформаций не являются просто геометрическими фигурами, а несут более глубокую смысловую нагрузку. Расчет значений S_0 позволяет охарактеризовать напряженное состояние в каждой точке эллипсоида деформаций. Приводимые проекции приложимы к эллипсоидам с любой относительной величиной главных осей, которая отражается реальным значением S_0 в исследуемой ориентировке. Такой подход к эллипсоиду как обобщенному выражению напряжения и деформации кристаллического агрегата, показывает, что характеристика напряжений и деформации может быть дана более детально, чем это обычно принимается. Кроме того, анализ напряженного состояния и исследования ориентировки динамических направлений в реальных породах приводят к необходимости введения некоторых новых понятий.

Так, в частности, в деформированных породах нередко встречаются такие ориентировки, когда оси сжатия С и ось растяжения Т индивидуальных зерен концентрируются вблизи поверхности максимальных скальвающих напряжений (изолиния $S_0 = 0$, рис. 20, а). Кристаллы (грани) в этом случае обладают очень низким значением S_0 (что указывает на очень слабое проявление скальвающих

напряжений), плоскости скольжения кристаллов субперпендикулярны к направлению действующей силы, а ориентировка динамических направлений С и Т предельно отклоняется от направления действующей силы и приобретает поэтому определенные „нейтральные“ черты. Условия, таким образом, близки к тем, когда действующая сила вообще не может вызвать скольжения в кристалле. Образование таких ориентировок без вращения кристаллов возможно только при очень высоких значениях общего напряжения σ_g . Аналогичные ориентировки возникают также в том случае, если после двойникования или трансляции, вызванных действием силы под оптимальным или близким к нему углом к плоскостям скольжения, наступает состояние ползучести, при котором эти плоскости механически поворачиваются в положение, перпендикулярное к стрессу. Эллипсоид деформации для рассматриваемых ориентировок можно условно назвать „нейтральным“ одноосным эллипсоидом. Полностью нейтральным эллипсоидом является шар, т.е. фигура, не несущая признаков и характеристик ориентированного давления, а ориентировки, отвечающие такому эллипсоиду, изотропны. „Нейтральный“ одноосный эллипсоид является частным случаем одноосного эллипсоида, когда вследствие малых значений S_0 трудно определить является ли он сплюснутым или удлинненным. Несмотря на слабую степень проявления скальвающих напряжений, ориентировки, контролируемые таким эллипсоидом, резко анизотропны. Понятие „нейтральный одноосный эллипсоид“ приложимо только к реальным ориентировкам, теоретически такой эллипсоид не существует. В случае деформации типа нейтрального одноосного эллипсоида по суммарной ориентировке осей сжатия С и осей растяжения Т индивидуальных зерен часто невозможно определить характер стресса (сжатие или растяжение). Возможно определить только ось, по которой действовала сила, и перпендикулярную к ней плоскость. Им даются условные наименования — динамическая ось Х и динамическая плоскость Y Y.

Вопрос о том, какой из типов деформации — одноосный, двусосный или трехосный — преобладает в природе, до сих пор еще остается слабо разработанным. Многие исследователи полагают, что природным тектоническим деформациям свойствен главным образом трехосный характер, особенно при деформации крупных геологических объектов. Динамический анализ показывает, что одна группа ориентировок, возникающих при деформации кристаллического агрегата в определенном, достаточно ограниченном участке породы, хорошо контролируется одноосным эллипсоидом деформации, а другая, подчиненная, группа — двусосным эллипсоидом. Встречаются также ориентировки, объединяющие в себе некоторые особенности одноосного и двусосного эллипсоидов деформации (см. с. 118). Четких ориентировок, отвечающих трехосной деформации, пока не выявлено. Это, вероятно, связано со следующими причинами. Поверхности максимальных скальвающих напряжений в трехосном эллипсоиде деформаций занимают промежуточное положение между аналогич-

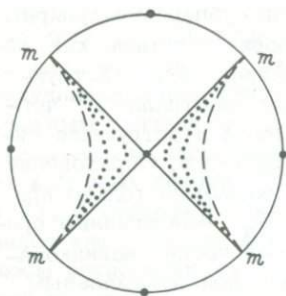


Рис. 22. Стереографическая проекция поверхностей максимальных скальвающих напряжений ($m-m$) в различных эллипсоидах деформации.

Точки — оси эллипсоидов, сплошные линии — плоскости $m-m$ в двусосном эллипсоиде, штриховой пунктир — поверхность $m-m$ в одноосном эллипсоиде, точечный пунктир — поверхности $m-m$ в трехосном эллипсоиде (этих поверхностей бесчисленное множество, показаны только две).

ными поверхностями в одноосном и двусосном эллипсоидах (рис. 22). Ориентировка динамических направлений на реальных микроструктурных диаграммах не является настолько идеальной, чтобы можно было выявить положение поверхности максимальных скальвающих напряжений с абсолютной точностью. Поэтому мы можем различать только крайние случаи, соответствующие одноосной и двусосной деформациям или приближающиеся к ним. Оценка роли и особенностей трехосной деформации в природных ориентировках составляет одну из будущих задач динамического анализа.

Ориентировка динамических направлений С и Т в экспериментально деформированных породах. На рис. 23, а приведен пример ориентировки осей сжатия С индивидуальных зерен кальцита в образце известковистых песчаников, подвергнутых сжатию при давлении 2 кбар и температуре 300 °С (Friedman, 1963, с. 35). Плоскость диаграммы перпендикулярна к длинной оси цилиндра породы, подвергнутого испытанию, ось нагрузки расположена в центре. Оси сжатия индивидуальных зерен кальцита образуют крупный максимум, расположенный вблизи оси нагрузки.

На рис. 23, б показана ориентировка осей сжатия и растяжения зерен диопсида в перидотите, сдвойникованных при сжатии 5 кбар и температуре 800 °С (Raleigh, Talbot, 1967, с. 162). Оси сжатия индивидуальных зерен диопсида располагаются в секторе, осью которого является направление сжатия при эксперименте. Оси растяжения зерен концентрируются в зоне, плоскость симметрии которой перпендикулярна к направлению сжатия при эксперименте (т.е. эта зона является зоной растяжения).

Рис. 23, в отражает ориентировку динамических направлений кальцита в цилиндре, вырезанном из мрамора и подвергнутом растяжению при давлении 10 кбар и температуре 20 °С (Turner, Weiss, 1963, с. 415). Оси растяжения индивидуальных зерен кальцита располагаются компактно в секторе, центр тяжести которого совпадает с направлением растяжения при эксперименте. Оси сжатия зерен образуют пояс, полюсом которого является направление растяжения.

Эти эксперименты показывают, что в соответствии с теорией среднестатистическое положение осей сжатия индивидуальных зерен

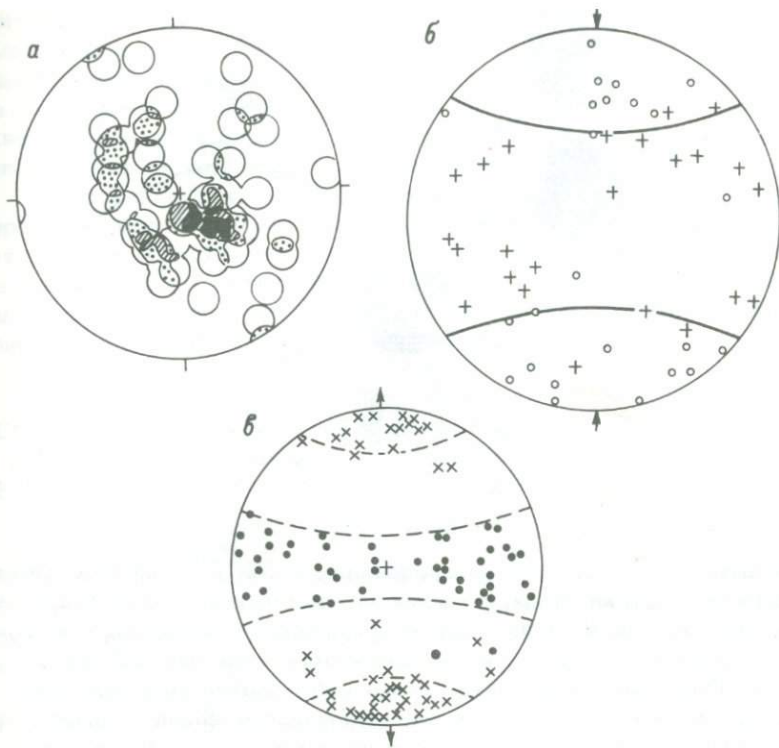


Рис. 23. Ориентировка динамических направлений в экспериментально деформированных породах.

а - диаграмма ориентировки осей сжатия С индивидуальных зерен кальцита в экспериментально деформированных известковистых песчаниках. Изолинии: 2-4-6-8%. Ось нагрузки - в центре (по М. Фридмэну); б - ориентировка осей сжатия (кружки) и осей растяжения (крестики) индивидуальных зерен диопсида в перидотите, сдвойникованных в процессе эксперимента. Ограничены секторы концентраций, стрелками показано направление сжатия при эксперименте (по С. Ралэй и Дж. Тэлботу); в - ориентировка осей растяжения (крестики) и осей сжатия (точки) индивидуальных зерен кальцита в экспериментально деформированных мраморах. Штрихпунктиром ограничены зоны концентраций, стрелками показано направление растяжения при эксперименте (по Ф. Тернеру и Л. Вейсу).

породы совпадает с направлением сжатия, а среднестатистическое положение осей растяжения - с направлением растяжения.

Рис. 24, а воспроизводит опыт Е. Зейдла по перекристаллизации стали в изогнутом бруске (Seidl, 1934; Hills, 1963, с. 224-225). С внешней стороны изогнутой части бруска перекристаллизованные зерна вытянуты параллельно поверхности бруска,

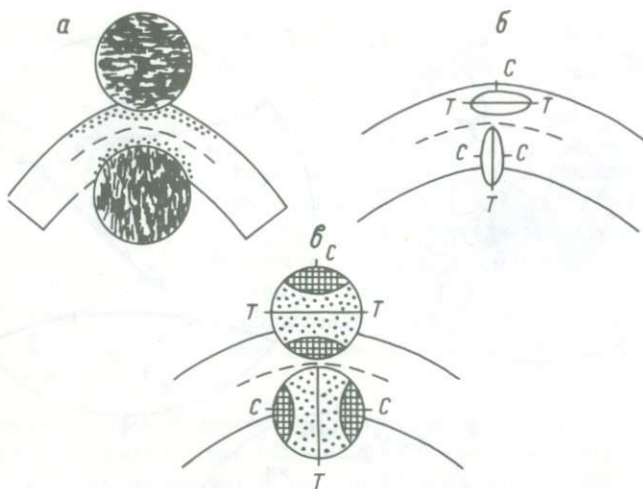


Рис. 24. Напряженное состояние в складчатых изгибах.

а — вытянутость перекристаллизованных зерен в различных частях изогнутого бруска стали, точками заштрихованы перекристаллизованные участки (по Е. Зейдлу); б — ориентировка эллипсоида деформаций в нижней и верхней частях изогнутого слоя плотной резины (по Г. Рамбергу); в — ориентировка осей сжатия (перекрестная штриховка) и осей растяжения индивидуальных зерен кальцита (точечная штриховка) в ядре складки известняков (по Д. Конелу); С — ось сжатия; ТТ — плоскость растяжения, штрихпунктир — нейтральная линия. Обобщено автором.

с внутренней — перпендикулярно к этой поверхности. Вытянутость зерен отвечает направлению растяжения. В соответствии с этим локальное сжатие с внешней стороны бруска происходило в вертикальном направлении, а с внутренней его стороны — в горизонтальном направлении. На рис. 24, б показано положение эллипсоида деформаций в нижней и верхней части изогнутого слоя плотной резины, установленное в опыте Рамберга (Ramberg, 1963, с. 16). В верхней части слоя плоскость растяжения ТТ располагается горизонтально, ось сжатия С — вертикально. В нижней части слоя, наоборот, плоскость растяжения вертикальна, а ось сжатия — горизонтальна. Рис. 24, в отражает результаты исследования ориентировки динамических направлений кальцита в ядре складки силурийских известняков западного Мэриленда, выполненого Д. Конелом (Friedman, 1964, с. 500–501). В верхней части слоя оси сжатия С индивидуальных зерен кальцита концентрируются в пределах конуса, ось которого вертикальна. Оси растяжения этих зерен дают концентрации в экваториальной зоне проекции с горизонтальной плоскостью растяжения ТТ. В нижней части слоя, наоборот, ось конуса концентрации осей сжатия индивидуальных зерен кальцита гори-

зонтальна, а оси растяжения этих зерен концентрируются в вертикальной зоне. Распределение осей сжатия и растяжения индивидуальных зерен на рис. 24, в соответствии с теоретическому (рис. 20, а). На этих примерах можно убедиться в идентичности ориентировки динамических направлений С и Т природного объекта положению эллипсоида деформаций при экспериментальных исследованиях.

Ориентировка динамических направлений индивидуальных зерен породы, особенно направлений С и Т, надежно контролируется теоретически и обнаруживает четкую связь с направлениями действующих сил. Это позволяет решать обратную задачу: установление направлений действующих сил и типа деформации данной породы по ориентировке динамических направлений.

ОСОБЕННОСТИ СТАДИИ ТЕКУЧЕСТИ И ДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ОРИЕНТИРОВКИ РЕГЕНЕРИРОВАННЫХ И ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗОВАННЫХ МИНЕРАЛОВ

Состояния текучести. Процессы течения (ползучести, крипа) в поликристаллических материалах по своим внутренним преобразованиям — механизмам течения могут быть подразделены на две группы — диффузионные и дислокационные. Действие и тех, и других вызывается приложением внешних сил.

Диффузионное течение. Связано с диффузией ионов и подразделяется на две подгруппы: диффузия внутри зерен, осуществляющаяся посредством заполнения вакансий в решетке, — крип Набарро—Херринга и диффузия на границах зерен — крип Коубла, представляющий собой процесс диффузионного массопереноса вдоль межзерновых границ. Степень диффузии зависит от размеров зерен и обычно обратно пропорциональна их объемам. Оба способа диффузионного течения осуществляются при очень высоких температурах, близких к точке плавления материала.

Крип Набарро—Херринга не наблюдался в экспериментах с горными породами (только в экспериментах с металлами) и его геологическое значение невелико. Температуры, при которых осуществляется крип Коубла, могут значительно снизиться в присутствии флюидов. Действие крипа Коубла подтверждается наблюдениями над особенностями строения горных пород (Elliot, 1973; MacClay, 1977a, б) и более известно как „растворение под давлением“. Материал, отлагающийся на теневых сторонах зерна, нарастает на него эпитаксически в той же оптической ориентировке, что не представляет интереса с точки зрения микроструктурного анализа. Дж. Рамсей трактует действие крипа Коубла расширительно, допуская миграцию вещества с разрывом сплошности на значительные расстояния, например из крыльев складок в их замковые части (MacClay, 1977б).

Диффузионное течение не может привести само по себе к течению в установившемся режиме — основному виду ползучести в горных породах (см. ниже).

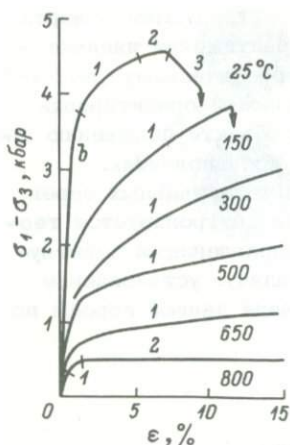


Рис. 25. Зависимость деформации ϵ от разности напряжений $\sigma_1 - \sigma_3$ (Griggs, Turner, Heard, 1960, с дополнениями автора).

Мрамор, $\sigma_1 = 5$ кбар; в - восстанавливающийся крип; 1 - первичный крип; 2 - вторичный (суперпластический) крип; 3 - третичный крип.

Дислокационное течение. Выражается в перемещении дислокаций в кристаллах, начинающихся еще в упругую стадию деформаций. В этих условиях после снятия нагрузки атомы или ионы возвращаются в свое исходное положение. Текучесть этой стадии обозначается как восстанавливающийся крип.

В стадию пластической деформации происходит интенсивная текучесть материала посредством размножения дислокаций при трансляционном скольжении и посредством двойникового скольжения. Деформация необратима. Подвижность дислокаций ограничена, скорость крипа при постоянном стрессе уменьшается со временем, и течение происходит при неустановившемся режиме. Текучесть этой стадии обозначается как низкотемпературный или первичный крип. На диаграмме „напряжение - деформация” он выражается отрезком кривой с постепенно возрастающими значениями напряжения и деформации (рис. 25, кривая 1).

С переходом предела текучести материал „течет” при постоянном стрессе, т.е. в установившемся режиме. Явления, происходящие собственно в стадию текучести, принято называть высокотемпературным, вторичным или суперпластическим крипом. На рис. 25 он отражается отрезками, параллельными оси абсцисс (отрезки 2). Между первичным и вторичным крипом нет резкого скачка: с повышением температуры кривые первичного крипа постепенно склоняются к оси абсцисс.

При низких температурах после кратковременного вторичного крипа (рис. 25, отрезок 2 при 25 °C) может наступить состояние, при котором с падением напряжений деформация будет увеличиваться (отрезок 3), что в конце концов приведет к разрушению материала. Это состояние получило название течения в ускоряющемся режиме или третичного крипа.

Стадия текучести, как это принимается в физике деформаций, соответствует высокотемпературному или вторичному крипу, обозначаемому далее как суперпластическое течение. Именно о нем пойдет речь в дальнейшем тексте.

Факторы, влияющие на степень текучести. К ним мы можем отнести внутренние и физические свойства минералов, температуру, величины стресса и насыщенность водой при деформации. Реальная степень текучести будет зависеть от сочетания этих факторов.

Внутреннее строение минералов прежде всего определяется их симметрией. Замечено, что высокосимметричные минералы, такие как галит, гипс, кальцит, более текучи, чем низкосимметричные минералы, например роговые обманки и полевые шпаты. Несиликатные минералы более текучи, чем силикатные минералы. Степень текучести зависит от количества возможных плоскостей и линий скольжения в минерале. В высокосимметричных минералах много систем скольжения, поэтому при любом направлении стресса какие-то из них будут изначально благоприятно ориентированы для того, чтобы скольжение, выражающее состояние текучести, началось ранее и более интенсивно, чем в других минералах. Низкосимметричные минералы (ромбические, моноклинные, триклинные) имеют одну, реже две системы скольжения, что отражается на их более ограниченной текучести.

Текучесть напоминает поведение вязкой жидкости, поэтому кроме количества систем скольжения в минерале имеют большое значение его константы упругости. При постоянном стрессе степень текучести минерала увеличивается с уменьшением величины его упругих констант.

По поведению в экспериментальной системе температура–степень стресса (рис. 26) породообразующие материалы можно разбить на две группы – более низкотемпературные и более высокотемпературные. В низкотемпературную группу входят породы коры – мрамор, кварцит и доломит, отражающие соответственно свойства текучести кальцита, кварца и доломита. Суперпластический крип в них осуществляется при температурах 300–700 °С, причем влияние стресса (разность наибольшего и наименьшего значений) значительно сильнее, чем влияние температуры, что выражается в слабом наклоне линий относительно температурной оси. Мрамор обладает наибольшей степенью текучести, с которой сравнима только текучесть некоторых пород, насыщенных водой, при высоких температурах. Кварцит и доломит обладают примерно одной степенью текучести – меньшей, чем у мрамора. Близкая степень текучести кварцита и доломита, выявленная экспериментально, является несколько неожиданной, так как в соответствии с геологическими данными кварциты представлялись более жесткими породами, чем доломиты.

Высокотемпературную группу составляют дунит и энстатолит – породы верхней мантии, которые отражают свойства оливина и энстатита. Суперпластический крип в них происходит при температурах 500–2000 °С. Влияние стресса и температуры на степень текучести примерно одинаково. По экспериментальным данным степень текучести дунита меньше, чем энстатолита, что не всегда находит подтверждение в геологических наблюдениях.

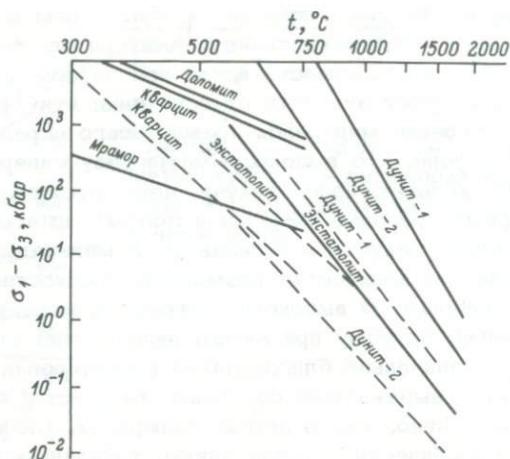


Рис. 26. Линии наименьших значений суперпластического крива для различных пород (при деформации $\dot{\epsilon} = 10^{-14}/\text{с}$). По Н. Картеру (Carter, 1976).

Сплошные линии – сухие образцы, штриховые – образцы, насыщенные водой.

Породы, насыщенные водой, всегда показывают степень текучести большую, чем аналогичные сухие породы (рис. 26).

Регенерация. В процессе суперпластического крива зерна породы пластинчато удлиняются в направлении растяжения. Первоначально происходит небольшой механический поворот зерен в положение, при котором плоскости трансляционного или двойникового скольжения становятся субпараллельными направлению растяжения, а затем вступает в действие механизм регенерации. Существо этого механизма заключается в том, что посредством внутренней перестройки (движения скользящих дислокаций и миграции вакансий) зерно уплощается в направлении, перпендикулярном к сжатию, и удлиняется в направлении растяжения. Дислокационные явления могут также сопровождаться диффузией вещества в направлении растяжения, но в целом процесс регенерации при отсутствии флюидов является изохимическим. Изменение формы зерен происходит без разрыва сплошности, что является признаком как пластической, так и криповой деформации. Регенерации способствует высокая температура и большая разность максимального и минимального стрессов. Суперпластический крив достигается тогда, когда скорость упрочения равна скорости регенерации.

Динамический анализ ориентировки регенерированных кристаллов. При переходе предела текучести вещество полностью теряет признаки хрупких свойств. Соответственно плоскости трансляционного и двойникового скольжения уже не являются плоскостями скальвающих

напряжений. Поэтому в условиях суперпластического крипа динамические направления S и T теряют свои качества.

Из экспериментальных данных и геологических наблюдений можно сделать вывод, что при равных значениях абсолютных величин стресса условия растяжения являются более благоприятными для возникновения состояния текучести и ее продолжения, чем условия сжатия. Независимо от типа минерала направления растяжения при суперпластическом крипе всегда лежит в одной из плоскостей скольжения данного минерала. Вместе с тем неизвестно совпадает оно или нет с линией скольжения. Независимо от этого совпадение направления растяжения с плоскостью скольжения показывает, что последняя является плоскостью суперпластического течения. Перпендикуляр к данной плоскости совпадает с направлением сжатия, т.е. $\perp P=C$.

Для ориентировок, образованных в стадию текучести, опорной диаграммой, таким образом, является диаграмма полюсов плоскостей срастания двойников или полюсов трансляционных граней (если последние удастся определить). $\perp P=C$ — динамическое направление.

В условиях одноосного растяжения (рис. 27, а) $\perp P=C$ индивидуальных зерен образуют пояс, полюс которого совпадает с направлением растяжения T . В условиях, близких к одноосному растяжению (рис. 27, б), $\perp P=C$ индивидуальных зерен концентрируются в неполном поясе, полюс которого, как и в первом случае, определит положение оси растяжения T . Если же полюса плоскостей трансляционного или двойникового скольжения $\perp P=C$ индивидуальных зерен сосредоточены в максимуме (рис. 27, в), то положение оси растяжения T остается неопределимым.

Перекристаллизация в условиях суперпластического крипа. Это явление выражается в образовании новых, мелких зерен как внутри материнских кристаллов, так и на их границах. В стадию текучести перекристаллизация осуществляется при высоких температурах, сопоставимых с температурами метаморфизма гранулитовой фации. Так, для кальцита экспериментально установлено максимальное развитие перекристаллизации при 600°C (Griggs, Turner, Heard, 1960).

На ориентировку перекристаллизованных зерен оказывает влияние главным образом ориентировка первичного материнского кристалла. Оптические оси перекристаллизованных зерен кальцита, согласно экспериментальным данным, были наклонены под углом $25-45^\circ$ к оптическим осям материнских кристаллов, а в большинстве случаев кристаллографические a -оси перекристаллизованных зерен и материнских кристаллов совпадали. Под таким же углом располагались оптические оси перекристаллизованных зерен кварца к оптическим осям материнских кристаллов в экспериментах по отжигу кварца (Hobbs, 1968), причем эти зерна росли быстрее, чем зерна в другой ориентировке. Такие же угловые закономерности были выявлены при статистическом изучении ориентировки перекристаллизованных зерен в метаморфических породах (Ransom, 1971). Несмотря на то что угловая величина $25-45^\circ$ определяет-

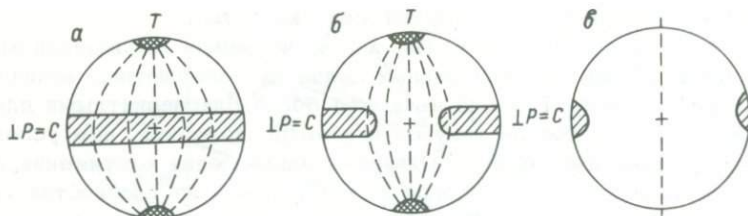


Рис. 27. Ориентировка динамических направлений С и Т при суперпластическом крипе.

а — одноосное растяжение; б — условия, близкие к одноосному растяжению; в — двусная деформация; Р — полосу плоскости двойникового или трансляционного скольжения; штрихпунктир — след плоскостей скольжения индивидуальных зерен.

ся очень четко как по экспериментальным данным, так и по данным микроструктурного анализа естественных пород, физическая природа такой ориентировки остается пока неизвестной.

Зависимости между ориентировкой перекристаллизованных зерен и направлениями действующих сил еще очень слабо изучены. В экспериментах Б. Хоббса по синтетической перекристаллизации кварца в условиях, приближающихся к состоянию текучести, была выявлена тенденция ориентировки оптических осей новообразованных зерен под углом 50° к оси укорочения. Возможно, что и в стадию текучести действуют законы ориентировки минералов в поле стресса как и в стадию упругой деформации.

Катакластическое течение. В условиях низких температур и сильных стрессов происходит дробление пород с разрывами зерен, фрикционным скольжением фрагментов и их вращением. Такие явления обычно именуется катакластическим течением, но в действительности это только начало процесса катакластического течения, так как при перемещении процесса в глубину хрупкое поведение многих минералов, слагающих породы, сменяется их пластическими деформациями. При повышении температуры и (или) величины стресса в присутствии флюидов в деформируемых породах проявляются избирательно как диффузионное (крип Коубла), так и дислокационное течение. Таким образом, катакластическое течение — это есть комбинированный тип, включающий в себя в зависимости от pT - и других факторов все типы течения, проявляющиеся как в хрупких, так и в пластических деформациях, включая переходную область между ними. Окончательный результат заключается в появлении сильно анизотропных, милонитовых текстур.

Процесс катакластического течения с самого своего возникновения связан с перекристаллизацией, роль которой с глубиной или с увеличением интенсивности того или иного фактора возрастает, так что при определенных условиях перекристаллизация преобладает над катаклазом. Наибольшей способностью к перекристаллизации

в условиях катакластического течения обладают кварц и кальцит. В них легко проявляется как диффузия на границах зерен (крип Коубла), так и дислокационное течение. Перекристаллизация биотита наиболее легко происходит при деформациях с вращением субзерен и в кинк-зонах (Bell, 1979). Полевые шпаты, роговые обманки, ортопироксены, оливины трудно поддаются перекристаллизации при катакластическом течении. Их деформация осуществляется только посредством дислокационного крипа (Boullier, Gueguen, 1975).

Типоморфным минералом при изучении особенностей катакластического течения является кварц. С увеличением интенсивности факторов катакластического течения размер зерен в мелкозернистой кварцевой массе милонитов постепенно увеличивается, чтобы в бластомилонитах превратиться в удлиненные ленточные агрегаты, состоящие из ограниченного количества зерен. При интенсивном воздействии растворов возникают мономинеральные кварцевые бластомилониты, исследование ориентировки кварца в которых приведено на с. 242, 243.

Изучение ориентировки минералов, возникшей при катакластическом течении, проводилось во многих зонах милонитов и бластомилонитов, но интерпретация полученных узоров выполнялась в соответствии с методикой Б. Зандера и выделением S-, B- и R-тектонитов. Гипотеза дробления Б. Зандера применима для начальных стадий катакластического течения (в таких породах как катаклазиты, тектонические брекчии), но теряет свое значение для пород, претерпевших перекристаллизацию (милониты, бластомилониты), так как в этом случае действуют совсем иные факторы, а не дробление. Вместе с тем многими исследователями были получены ориентировки перекристаллизованного кварца с малокруговыми поясами, но оценка этих ориентировок с позиций динамического анализа не была сделана. Такую работу необходимо провести в будущем.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИТОВ РАЗНЫХ СТАДИЙ ДЕФОРМАЦИИ

Простые и сложные структуры. Условия деформации отражаются в структуре поликристаллического агрегата. Поэтому еще до начала микроструктурного анализа необходимо оценить особенности структуры породы, видимые в шлифе, по которым определить хотя бы примерно условия давления (всесторонние, односторонние) и стадию деформации, ответственную за образование данной структуры.

В интересующем нас плане структуры тектонитов можно разделить на две группы – простые и сложные. Простые структуры характеризуются примерно одинаковым размером зерен, однотипными их геометрическими соотношениями (угловыми и линейными), одной степенью идиоморфизма. Такие структуры возникли в условиях какой-то одной стадии деформации без существенного влияния более ранних или более поздних процессов. Структуры неравномернозер-



Рис. 28. Полигональная структура. Обогащенный плагиоклазом участок полевошпатового амфиболита, Архей Кольского полуострова, р. Печа (приток р. Туломы).

нистые с реликтовыми зернами, с зернами разных генераций, разной степени идиоморфизма одноименных минералов, с разнотипными угловыми и линейными границами зерен свидетельствуют о сложной истории породы. Такие структуры образованы в результате проявления нескольких стадий деформаций. Сложные структуры составлены самыми разнообразными сочетаниями простых структур. Распознавание истории сложной структуры зависит от опыта исследователя и должно быть основано на нахождении в ней участков простых структур и оценке их значения в общей структурной ситуации. Мы далее рассмотрим некоторые простые структуры.

Структура, образованная в упругую стадию деформации, в условиях всестороннего давления. Структура получила название полиэдрической или полигональной и характеризуется равным размером зерен, каждое из которых ограничено в каком-то частном сечении 5-6 граничными поверхностями с углом между ними в среднем около 120° (рис. 28). Преобладают тройные стыки границ зерен. Объемно каждое зерно приближается к сфере (граничит в пространстве с 12-14 соседними зернами), а площадь границ зерен для соответствующего их среднего размера почти минимальна, поэтому структура считается равновесной (стабильной). Граничные поверхности соответствуют иррациональным граням, совпадения с гранями простых форм являются, скорее, исключением, чем правилом. Зерна не обнаруживают предпочтительной оптической ориентации.

ровки. Отсутствие ориентировки по форме и внутреннему строению указывает на отсутствие одностороннего давления.

Петрографически полигональная структура соответствует гранобластовой, мостовой, мозаичной. Она наиболее ярко выражена в мономинеральных породах, таких как кварциты, мраморы, плагиоклазиты, пироксениты, дуниты. Соответственно образовывать такую структуру „склонны“ кварц, кальцит, полевые шпаты, пироксены, оливин.

В мономинеральных агрегатах роговой обманки (например, в амфиболитах) зерна контактируют между собой в основном по иррациональным граням, но часты также и ограничения по граням призмы (110), что показывает влияние внутренней конституции минерала на образование граничных поверхностей. Диапазон углов в тройных стыках зерен роговой обманки возрастает сравнительно с предыдущей группой минералов (70–180 против 100–140° – Vernon, 1968). В целом же полигональность строения сохраняется.

Агрегаты биотита полигональной структуры не образуют. Влияние рациональных плоскостей (базопинакоид) является решающим. Большинство границ параллельны плоскости (001) одного из соседних зерен. Углы в тройных стыках могут быть самыми разнообразными. Мономинеральные агрегаты биотита для определения равновесной структуры не подходят. Их внутреннеизотропное состояние может быть выявлено по характеру кристаллографической ориентировки.

Рисунок равновесной структуры в полиминеральных породах, вероятно, будет зависеть от тех минералов, которые их слагают. Известны структуры, близкие к полигональным, в породах, в которых существенную роль играют пары минералов, такие как кварц и плагиоклаз, кварц и кальцит, энстатит и оливин. В таких двухфазных агрегатах углы между граничными поверхностями отклоняются от 120° в меньшую сторону (Vernon, 1968).

Полигональные структуры наиболее хорошо выражены в породах, образованных или перекристаллизованных при высоких температурах (породы гранулитовой и амфиболитовой фаций, мантийные дуниты и пироксениты). В областях зонального метаморфизма устанавливается, что с повышением степени метаморфизма наряду с увеличением размера зерен постепенно исчезает сутурность (зазубренность) их граничных поверхностей, и структура в итоге становится полигональной.

Возникновение полигональной структуры происходит в условиях метаморфического отжига, которые могут быть сопоставлены с условиями термального метаморфизма. Чем выше температура, тем больше размер зерен, составляющих полигональную структуру. Чем меньше размер первоначальных зерен, тем меньшая температура требуется для их перекристаллизации.

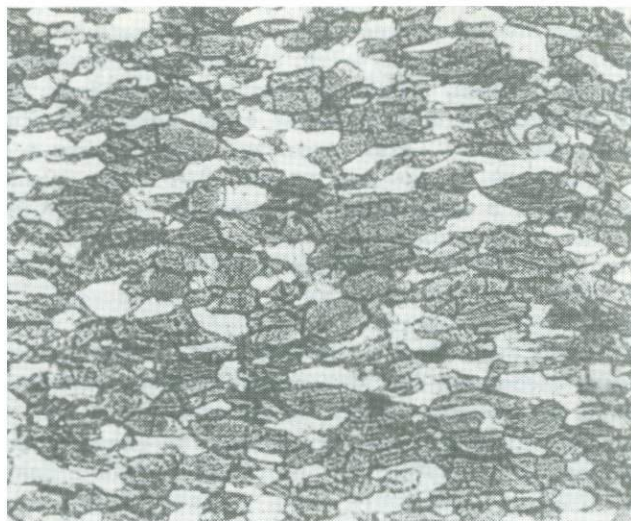
Другим характерным проявлением метаморфического отжига является образование порфиробласт. Предпочтительной ориентировки такие порфиробласты не имеют. Встречаются в изолированных зернах или в звездчатых агрегатах. Количество мелких порфиробласт в породе может быть значительным.

Структуры, образованные в упругую стадию деформации, в условиях одностороннего давления. Можно различать два типа таких структур: полигональные и анизотропные.

Полигональные структуры, образованные при одностороннем давлении, внешне подобны рассмотренной выше и отличаются от нее только тем, что зерна имеют предпочтительную оптическую ориентировку. Во многих ультраосновных породах, обладающих ярко выраженной полигональной структурой, была установлена четкая предпочтительная ориентировка оливина и энстатита. Чаще всего $[010]$ этих минералов концентрируются в максимуме, а $[100]$ и $[001]$ — в поясе. Экспериментально было установлено, что $[010]$ оливина и энстатита совпадает с направлением действующей силы (Avé Lallemant, Carter, 1970 и др.). Полигональная структура кварцевых зерен, образованная при перекристаллизации кремня, была получена экспериментально при сжатии (Carter, Cristie, Griggs, 1964). Четкий анизотропный узор оптических осей кварца в таких агрегатах установлен оптическими методами и микроструктурным анализом. Полигональная структура может считаться характерной для условий, когда отсутствует сколько-нибудь заметная диффузия в направлении, перпендикулярном к сжатию.

Анизотропные структуры являются, вероятно, самыми характерными структурами метаморфических тектонитов. Их можно разделить на плоскопараллельные и линейно-параллельные (рис. 29). Анизотропность структуре придают главным образом минералы пластинчатого и игольчатого габитуса (биотит, роговая обманка). Их выдержанная ориентировка по форме предопределяет исключительно высокую по совершенству предпочтительную оптическую ориентировку. При этом бесцветные минералы могут образовывать полигональную структуру либо быть вытянутыми плоскопараллельно или линейно. Возникновение анизотропной структуры бесцветных минералов происходит при переработке полигональной структуры под воздействием механических и термальных напряжений, сопровождающихся значительной диффузией в направлении, перпендикулярном к сжатию. Степень предпочтительной ориентировки бесцветных минералов значительно слабее, чем таковая цветных минералов, но обнаруживается в большинстве случаев четко и однозначно.

Структуры пластической стадии деформации. Самым характерным признаком таких структур является наличие механических двойников. Поскольку в эту стадию явления перекристаллизации развиты слабо, то старая структура хорошо сохраняется. Обычны первичные (допластические) полигональные структуры, на которые вторично накладывается двойникование, не вызывая при этом существенного изменения формы зерен. Если пластические деформации сопровождаются диффузией, то возможно образование анизотропных структур, в которых в отличие от суперпластического течения (см. далее) плоскости двойникового и трансляционного скольжения располагаются под косым углом к удлинению зерен. На высокотемпературной стадии пластической деформации, переходной к стадии текучести, тенденция к удлинению зерен становится все более заметной,



нейно-параллельная структура. Амфиболит, сортаваль-Южная Карелия, район г. Сортавала.



1мм

структура, образованная в стадию суперпластического те-й мрамор, деформированный при 600 °С, 3 кбар (Turner, Heard, 1960).

а угол между наиболее длинной граничной поверхностью зерна и плоскостями двойникования—трансляции уменьшается.

Структуры стадии текучести. Наиболее характерной структурной особенностью пород, преобразующихся в эту стадию, является образование в результате регенерации очень длинных и тонких плоскопараллельных зерен. Такая структура, возникающая в стадию текучести в мраморе, изображена на рис. 30. Зерна кальцита пластинчато вытянуты в направлении растяжения, вытянутость зерен увеличивается с увеличением степени растяжения и с повышением температуры. При очень сильном растяжении удлинённые кристаллы могут разделяться механически на два или несколько линзовидных субзерен. Зерна полностью сдвойникованы, индекс упаковки двойников очень высокий. Плоскости срастания двойников параллельных удлинению пластинок. Могут встречаться более поздние двойниковые пластинки, расположенные под косым углом к общему удлинению кристаллов. Такие пластинки указывают на явления третичного крипа, который может привести к разрывам породы в ближайшем окружении. Структуры текучести очень характерны для межбужинных промежутков, когда будинируемый пласт или жила и вмещающая порода обладают контрастной разницей пластичности.

На структуры стадии текучести по своей морфологии похожи структуры катакластического течения, которым также нередко свойственны сильно удлинённые зерна, образовавшиеся в результате регенерации. В отличие от первых в последних интенсивно проявлена грануляция, так что порода в целом состоит из удлинённых зерен и очень мелкозернистой катакластической массы.

МЕТОДИКА ДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА
ОРИЕНТИРОВОК МИНЕРАЛОВРЕКОМЕНДАЦИИ ПО ТЕХНИКЕ МИКРОСТРУКТУРНЫХ
ИССЛЕДОВАНИЙ

Техника микроструктурного анализа, применяемая при изучении ориентировки любых минералов, подробно описана А.В. Пэком (1939, с. 79–83, 1960, с. 248–250), Х. Ферберном (1949, с. 231–253), Н.А. Елисеевым (1953, с. 159–170, 1957), Л.И. Лукиным, В.Ф. Чернышевым и И.П. Кушнareвым (1965, с. 17–45), А.А. Прияткиным (1971, с. 258–266). Ниже приводятся рекомендации, которые являются важными при динамическом анализе ориентировок или уточняют уже известные приемы работы.

Отбор образцов в поле
и приготовление шлифов

Отбор и ориентировка образцов. Взятие ориентированных образцов в поле является обязательным. Образцы для шлифов должны быть размером не менее 8x5x3 см. При площадных исследованиях целесообразно брать ориентированные образцы с каждого коренного обнажения. Это даст впоследствии возможность наилучшего выбора тех обнажений, для которых динамический анализ ориентировок будет наиболее необходим. Кроме того, имея ориентированные шлифы, можно будет установить пространственное положение тех плоскостных и линейных направлений, которые макроскопически незаметны, и нанести их на карту. Маркировку образцов удобнее всего производить в унифицированной позиции с условной пространственной системой координат: на верхней плоскости слоистости или сланцеватости химическим карандашом отмечается линия простираения (ось координат b) и ставится направление падения (ось координат α) (рис. 31, а). Если залегание слоистости или сланцеватости вертикальное, то в дневнике отмечается, на какой из сторон образца (северной, юго-восточной и т.д.) сделана отметка. Такая маркировка на обнажении производится очень быстро, образец точно привязывается в пространстве в географических координатах, независимых от ориентировки каких-либо структурных направлений, часто непостоянных.

При специализированных исследованиях мелких геологических объектов можно воспользоваться ориентировкой относительно какого-либо линейного направления – шарниров складок или минеральной

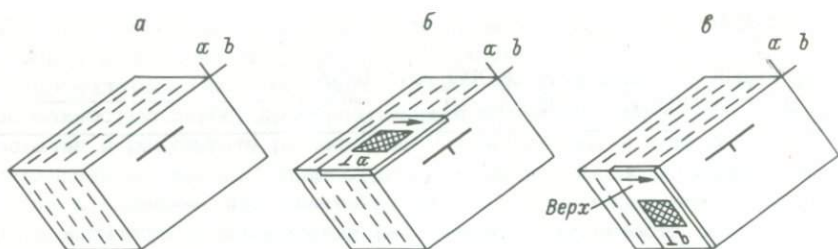


Рис. 31. Маркировка ориентированного образца и шлифов.

а – маркировка образца в поле; б – положение и маркировка шлифа $\perp \alpha$; в – положение и маркировка шлифа $\perp \beta$. Штрихи – сланцеватость; α и β – условные оси координат.

линейности. Предпочтительнее ориентировка образцов относительно шарниров складок (перпендикулярно к ним). Ориентировка образца относительно минеральной линейности целесообразна в тех случаях, если линейность представлена именно тем минералом, который в дальнейшем предполагается подвергнуть микроструктурному исследованию (это может относиться, например, к амфиболом).

Приготовление шлифов. Наиболее выгодным сечением шлифа является сечение, перпендикулярное к какой-либо плоскостной текстуре – сланцеватости или слоистости. Если породе свойственны обе эти текстуры, то предпочтительнее сечение, перпендикулярное к сланцеватости, как к плоскости, в которой происходило интенсивное минералообразование. При сохранении этого условия положение среза шлифа на взятом ориентированном образце зависит от той конкретной задачи, которую ставит перед собой исследователь.

Предполагается, например, охарактеризовать ориентировку минералов на значительной площади в проекции на горизонтальную плоскость и разместить диаграммы ориентировки на геологической карте или на ее полях. Поскольку сечение, перпендикулярное к сланцеватости, наиболее благоприятно для исследования ориентировки минералов (особенно пластинчатых), то в зависимости от угла падения сланцеватости можно рекомендовать два среза породы.

1. При малых и средних углах падения наилучшим является срез параллельный простиранию и перпендикулярный к падению сланцеватости. Для приведения полученной диаграммы в горизонтальное положение нужно будет ее контуры повернуть на угол, дополнительный к углу падения плоскостной текстуры, имея осью вращения линию простирания (операцию поворота см. на с. 95). Маркировка такого шлифа показана на рис. 31, б. Наклейку шлифа на предметное стекло нужно произвести так, чтобы верхняя часть шлифовой пластинки была обращена к покровному стеклу. На предметном стекле ставится стрелка в направлении верхней плоскости образца, отмеченной в поле, и указывается, что сечение $\perp \alpha$.

При крутых углах падения сланцеватости можно приготовить не-

посредственно горизонтальный срез породы и избежать этим операцию поворота. Наклейка шлифа и его маркировка — такая же, как и описанная выше.

2. Если предполагается охарактеризовать ориентировку минералов по разрезам, в вертикальной плоскости, то наилучшим сечением шлифа является вертикальное сечение, параллельное линии падения и перпендикулярное к простиранию сланцеватости. Операция поворота контуров диаграммы в данном случае не потребуется. При размещении диаграмм на разрезе необходимо будет только совместить след плоскости сланцеватости на диаграмме с аналогичной линией на разрезе посредством поворота диаграммы целиком вокруг нормали к ее центру. На рис. 31, в показана маркировка такого шлифа. На верхней части предметного стекла ставятся отметка „верх“ и стрелка в направлении верхней плоскости ориентированного образца. Отмечается также, что шлиф сделан $\perp \bar{b}$.

Исследование ориентировки минералов иногда приходится производить в двух шлифах, вырезанных взаимоперпендикулярно (оба шлифа должны быть перпендикулярны к слоистости или сланцеватости). Это вызвано тем, что двойниковые плоскости и плоскости спайности в сечении, параллельном им или под углом менее 40° , при наклонах столика не видны. Результаты измерений сводятся затем на одну диаграмму. Два взаимоперпендикулярных шлифа необходимы при исследовании ориентировки сдвойникованных карбонатов и иногда биотита. Для последнего это приходится делать в том случае, если в первоначально сделанном шлифе обнаруживается много пластинок, (001) которых близок к плоскости шлифа или расположен к ней под углом менее 40° . Для исследования ориентировки других минералов достаточно одного шлифа.

Остаток образца с наклеенным на него лейкопластырем после приготовления шлифов следует сохранить, так как может возникнуть необходимость корректировки плоскости шлифов с плоскостными и линейными направлениями, видимыми на образце.

До начала измерений оптической ориентировки минералов необходим тщательный предварительный просмотр шлифа с целью оценки типа структуры, выделения генераций или морфологических групп минералов, установления качественных особенностей двойникования, оценки явлений посткристаллизационной деформации и т.д. Чем лучше минеральный состав породы разделен на структурно однородные группы, тем больше надежды на однозначную картину микроструктурного узора.

Статистическая обработка замеров и составление диаграмм ориентировки

Необходимое количество измерений для составления диаграммы ориентировки. По законам статистики с увеличением количества измерений повышается точность и достоверность получаемой зако-

номерности распределения. Следуя этому, обычно стремятся получить как можно больше замеров. Некоторые петрологи (Stauffer, 1966) для получения более четкой картины ориентировки рекомендуют прогрессивно увеличивать число замеров и в „неясных случаях“ доводить их до 2000. Принципиально это может быть справедливо только для объектов гомогенного строения. Критерием правильности результата в данном случае является получение двух диаграмм с идентичным узором, количество обработанных точек в которых различно.

Петролог обычно имеет дело с объектами гетерогенного строения, к которым в первую очередь относятся метаморфические складчато-смятые породы. В этих породах гомогенные участки очень малы. Складка в целом представляет собой гетерогенную систему, ориентировка динамических и оптических направлений минералов меняется от одного участка складки к другому. Чем больше изучаемый участок, тем он более гетерогенен, при уменьшении участка все более достигается гомогенность строения. Исследователь, таким образом, находится как бы между молотом и наковальней: если увеличить количество измерений, то это приведет к увеличению площади, т.е. нарушится гомогенность строения, при уменьшении количества измерений есть опасность искажения статистической закономерности распределения точек. Из этого ясно, что при исследовании гетерогенных объектов простым увеличением количества измерений нельзя достигнуть наилучшего результата. К этому нужно добавить, что поскольку в большинстве случаев до составления микроструктурной диаграммы нельзя полностью быть уверенным в гомогенности или гетерогенности объекта, то излишнее количество измерений вообще нужно признать нерациональным.

Современные требования к микроструктурному анализу предусматривают изучение полной ориентировки минерала, т.е. всех доступных кристаллографических и кристаллооптических осей, а также некоторых направлений, вычисляемых графически в соответствии с особенностями каждого минерала и с учетом задачи, которая ставится исследователем. Этим обеспечивается как полнота динамического анализа, так и фиксированная ориентировка минерала в пространстве, а при диффузном распределении точек какого-либо направления случайность или закономерность такой ориентировки контролируется концентрациями других направлений. Возможность взаимоконтроля снимает также вопрос о представительности или непредставительности ориентировки и определении ее изотропности или анизотропности, что раньше рекомендовалось решать посредством увеличения числа замеров. Немного иначе, чем в зандеровской методике, обрисовывается роль максимумов: одно из направлений может дать максимальную концентрацию, а по другим направлениям может быть узор слабой предпочтительной ориентировки что существенно влияет на общую интерпретацию узора. Могут встретиться формально-непредпочтительные ориентировки по разным оптическим направлениям, но тем не менее взаимоорганизованные симметричными закономерностями и т.д. На первый план выходит, таким

образом, сбалансированный и контролируемый полем стресса анализ узора ориентировки. Из широко распространенных минералов такой комплексный подход не применим только к кварцу и мусковиту, так как оптически мы можем в них определить ориентировку только одного направления.

При изучении полной ориентировки характерные особенности деформации можно выяснить даже при искажении узора наложенными движениями. Такая методика работы позволяет оперировать с относительно небольшим количеством зерен. Взаимопроверка комплектов диаграмм оптических и динамических направлений, построенных на разных количествах измерений, показывает, что стандартный минимум количества исследуемых зерен для общего рядового случая (независимо от гомогенности или гетерогенности объекта) соответствует тому, который был выработан многолетней практикой микроструктурного анализа, — 100 зерен. Для удобства работы при составлении диаграмм желательно небольшое увеличение количества зерен, так как обработка 100 точек вызывает ряд затруднений. В частности, неизвестно, как поступить с единичными точками, каждая из которых соответствует плотности в 1%. Если их учитывать, то это сильно исказит действительное распределение плотностей, при этом некоторые из единичных точек могут быть нанесены ошибочно. Не учитывать эти точки также нет оснований. Кроме того, изолинии приходится проводить по целым числам точек, что также вызывает неудобства при составлении диаграмм. Эти затруднения исчезают, если стандартным минимумом считать 120 зерен. При обработке данных все единичные точки остаются за пределами изолинии 1% (так как при 120 точках 1% составляет 1.2 точки). Вместе с тем „добавочные“ 20 точек сильно подчеркивают особенности ориентировки в целом. Если исследование ориентировки производится в двух взаимоперпендикулярных шлифах, то в каждом шлифе нужно исследовать по 60 зерен.

При резко анизотропной ориентировке оптических направлений иногда даже достаточно измерение 40–50 зерен. При исследовании мелкозернистых пород возможно увеличение количества измерений против стандартного минимума, но обычно в этом необходимости не возникает.

Общее число диаграмм при полном динамическом анализе 4–6. Составление такого комплекта диаграмм требует большой затраты времени, но дает полную информацию о пространственной и динамической особенностях ориентировки. Поэтому ценность комплексных диаграмм сопоставима с ценностью химических анализов.

Идентификация ориентировки образца, шлифа и стереографической сетки. Перед началом работы необходимо сопоставить ориентировку шлифа с ориентировкой образца, из которого он вырезан, и оценить возможные отклонения от заданного положения к плоскостным текстурам, видимым в образце (сланцеватость, слоистость) и к осям координат. Затем при установке шлифа на столик перпендикулярно к оправе верхнего сегмента заметить отсчет по кольцу оси N, нанести на сетку этот отсчет, а также нанести значки, соответству-

ющие значкам на шлифе, и положение сланцеватости и слоистости. Этим устанавливается точная идентичность ориентировки в образце, шлифе и на сетке. О необходимости этих простых операций приходится напоминать, так как часто об этом забывается. Если они не сделаны, то после снятия шлифа со столика уже невозможно восстановить идентичность его ориентировки и ориентировки сетки, и всю трудоемкую работу по измерениям координат оптических направлений придется делать заново.

В процессе работы обычно возникает необходимость в передвижении шлифа параллельно длинной или короткой стороне его предметного стекла, так как в одном поле зрения не хватает достаточного количества зерен для замеров. Передвижения шлифа наиболее точно можно было бы сделать, если бы шлиф был укреплен на специальных салазках. Такие салазки были сконструированы и имеются в единичных экземплярах, но промышленность их не производит. При отсутствии салазок передвижение шлифа приходится делать вручную. При начальном положении шлифа отмечают карандашом его границы на кольце, в которое вставляется оправа нижнего сегмента. Перед тем как передвинуть шлиф параллельно его границам, ослабляются винты, крепящие верхний сегмент. После передвижения шлифа новые его ограничения снова отмечаются карандашом.

О поправках на преломление. Этот вопрос для одноосных минералов был детально разобран В.В. Доливо-Добровольским (1957). Основной вывод сводится к тому, что если брать сферы с показателем преломления, меньшим N_0 минерала, но близким к нему, то поправок вводить не нужно.

В.В. Доливо-Добровольский в неопубликованной работе подробно разобрал и вопрос о поправках на преломление для двuosных минералов. Для N_m поправки вводятся по известной формуле синусов Е.С. Федорова с использованием графического построения. Для N_g и N_p разработана специальная номограмма. Эти поправки необходимы при точных специализированных исследованиях. Однако практика автора данной книги показывает, что микроструктурные диаграммы двuosных минералов (биотита, пироксенов, амфиболов, плагиоклазов, оливина), составленные с учетом поправок на преломление при использовании сфер с близкими показателями, почти тождественны диаграммам, при составлении которых поправки не учитывались. Это объясняется тем, что обработка точек производится посредством планисферы А.В. Пронина (см. ниже), в которой элементарный круг, соответствующий 1% площади сетки Вульфа, является следом конуса с угловым диаметром минимум 14–15°, т.е., как правило, значительно превышающим величину поправки на преломление. Таким образом, для двuosных минералов при использовании сфер с близкими показателями преломления поправок можно также не вводить.

Стереографические сетки и нанесение точек. Со времени зарождения микроструктурного анализа и примерно до конца 1950-х годов для нанесения измерений всеми исследователями у нас и за рубежом применялась равноплощадная сетка Шмидта с проекцией

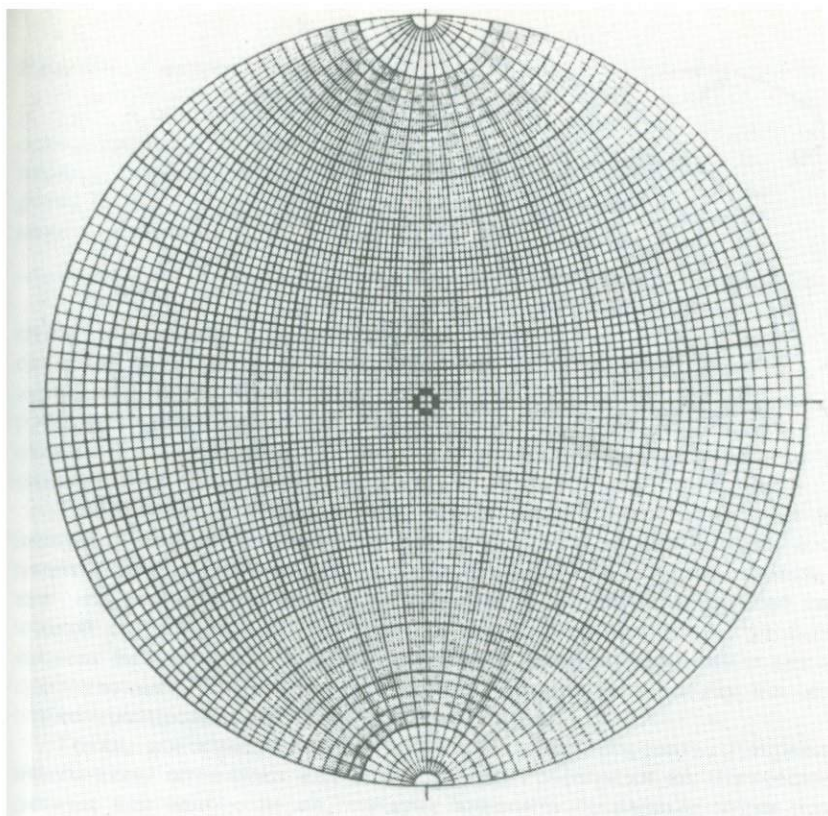


Рис. 32. Равноугольная сетка Вульфа.

точек на нижнюю полусферу. С появлением планисферы А.В. Пронина (1949), предназначенной для перевода концентраций точек из равноугольной проекции в равноплощадную, Н.А. Елисеев (1957) предложил использовать равноугольную сетку Вульфа (рис. 32) с последующей обработкой точек с помощью планисферы А.В. Пронина (рис. 33).

За рубежом до сих пор применяют сетку Шмидта, несмотря на то что обработка данных на ней требует специальных приспособлений. В нашей стране после предложения Н.А. Елисеева вошло в практику использование пары сетка Вульфа-планисфера Пронина, позволяющих упростить и ускорить обработку данных. При этом точки проектируются на верхнюю полусферу. Проекция на верхнюю полусферу более рациональна, так как при измерениях на федоровском столике линии и плоскости проектируются на верхнюю полусферу, а изображение залегания плоскостных текстур и линейных направлений на геологических картах также фактически является упрощенным выражением их проекции на верхнюю полусферу. Для того чтобы добиться полной идентификации в ориентировке диаграммы с ориентировкой индивидуальных оптических направлений и изображением залеганий на карте, необходимо использовать при ее составлении проекцию на верхнюю полусферу.

Меридианы сетки Вульфа отвечают дугам больших кругов, иначе говоря, это линии, соединяющие полюса сетки. Дугами малого

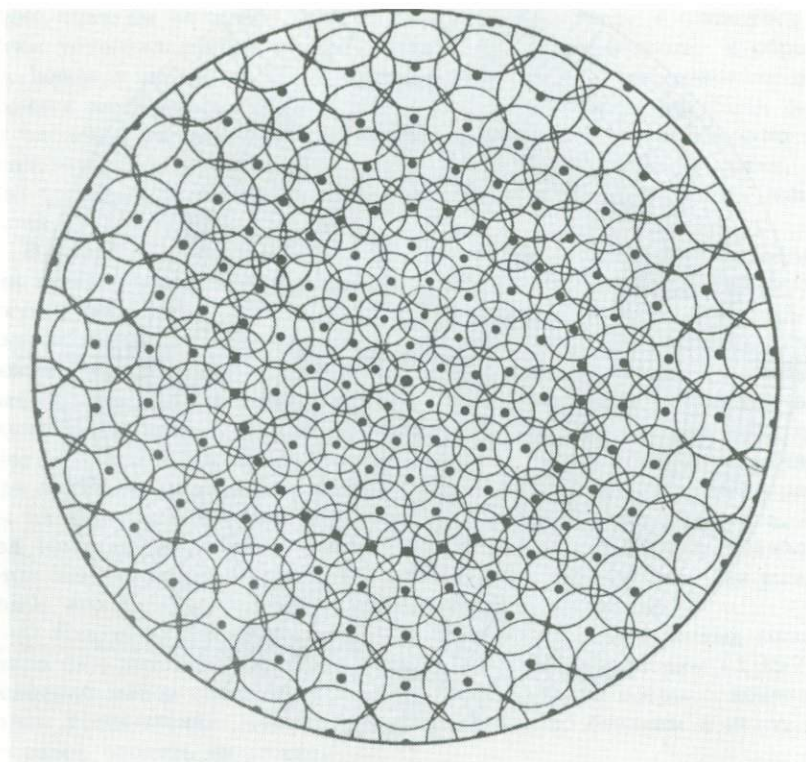


Рис. 33. Планисфера А.В. Пронина.

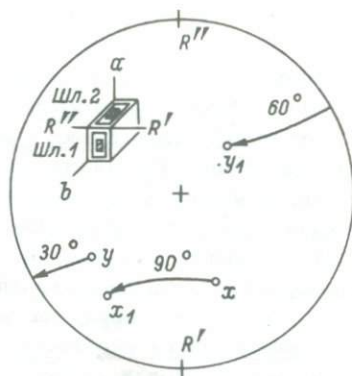
круга считают все иные круговые, эллиптические и вообще криволинейные траектории на сетке. В микроструктурном анализе наибольшее значение имеют малые круги, совпадающие с параллелями сетки. Они представляют собой траектории сечений круговых конусов различного углового радиуса, ось конусов — линия, соединяющая полюса сетки. Точки какого-либо оптического направления минерала, обобщенные на микроструктурной диаграмме, нередко располагаются по дугам малых кругов. Но не всегда центр этих дуг совпадает с принятым стандартным положением полюсов сетки.

В приложении даны шесть проекций дуг малых кругов с различным положением центра. Накладывая диаграмму на эти проекции, можно подобрать ту из них, одна из дуг которой будет совпадать с поясом концентраций на диаграмме. Таким путем определится радиус дуги концентраций и ее центр.

При работе с федоровским столиком обычно применяются сетки диаметром 20 см. Эти сетки очень громоздки и мало удобны при исследовании ориентировки минералов. Методика динамического анализа предусматривает нанесение на одну сетку первоначальных данных, из которых затем определяется положение нескольких динамических и (или) оптических направлений, и нанесение каждого из них на особую сетку. Итого получается 6–7 сеток. Если эти сетки имеют диаметр 20 см, то их трудно разместить на рабочем

Рис. 34. Поворот точек на 90° .

$R' - R''$ — ось поворота. Во вставке — ориентировка двух взаимоперпендикулярных шлифов и положение оси поворота, α и b — оси координат. Объяснения в тексте.



столе. Наиболее приемлемыми являются сетки диаметром 10 см. Точность их вполне достаточна и они удобны в работе. Сереографические сетки и стекла к ним промышленность не производит и их нужно изготовить самому.

Точки первоначально определяемых оптических направлений необходимо наносить непосредственно на сетку, а не записывать координаты на бумаге с целью обработать их после всех измерений, как это нередко делается. Ошибки при определении координат оптической оси или оси индикатрисы и полосов двойников могут быть весьма значительны. Парное измерение этих направлений с непосредственным нанесением полученных координат на сетку помогает проконтролировать их взаимное положение.

Точки, наносимые на сетки, необходимо нумеровать. Направления, полученные оптически или вычисленные графически из оптических данных для одного зерна, следует наносить на разные сетки под одним номером. Нумерация необходима для последующей обработки данных. Одновременно с измерением оптических направлений желательно вести запись особенностей исследуемых зерен.

После окончания измерений и сведения их на соответствующие диаграммы точки со стекол переносятся на кальку и обрабатываются с помощью планисферы А.В. Пронина. Технические детали этой операции читатель может найти у следующих авторов — Лукин и др. (1965), Прияткин (1971), Очеретенко, Трошенко (1978), Казаков (1980), Родьгин (1980, 1981).

Поворот проекции. Замеры, сделанные в двух взаимоперпендикулярных шлифах, должны быть сведены на одну диаграмму. Это осуществляется путем поворота замеров одной из проекций на 90° .

Точки, измеренные в шл. 2 (рис. 34), следует повернуть на 90° , так чтобы плоскость шл. 2 была непосредственным продолжением плоскости шл. 1. Для этого необходимо ось поворота $R' - R''$ совместить с полюсами стереографической сетки и перенести каждую из точек влево на 90° по дуге малого круга.* Точка x займет

* Поворот направо (совмещение плоскости шл. 2 с плоскостью шл. 1) приводит к ошибочным результатам, так как точки шл. 2, спроектированные на верхнюю полусферу, при таком повороте оказываются в проекции шл. 1 на нижнюю полусферу.

положение x_1 . Точка y , дойдя до края сетки, переместится только на 30° . Для того чтобы найти дальнейшее перемещение точки y , нужно совместить выход ее на край сетки с одним из полюсов сетки. Точка на противоположном полюсе отметит ту дугу круга, по которой следует вести дальнейшее перемещение точки y на 60° до положения y_1 (опять же осью вращения является $R'-R''$). Если точка y является проекцией векторного направления (например, проекцией кристаллографической оси), то при переходе на противоположную сторону сетки знак его меняется на обратный (минус — на плюс, плюс — на минус). Аналогично рассмотренному примеру можно произвести поворот на любой угол.

Возможности упрощения методики измерений и обработки данных.

Как прежде, так и сейчас, многих отпугивает от микроструктурного анализа большая затрата времени на производство измерений и составление диаграмм. Хочется получить экспресс-результат. Были предложены различные палетки, якобы уыбстряющие и улучшающие обработку данных, но в действительности не достигающие этой цели. Пытались резко уменьшить количество измерений, но это оказалось оправданным только в отдельных случаях. Кардинальные поиски упрощения методики идут сейчас по двум главным направлениям — применение рентгеноструктурного анализа и использование ЭВМ.

Первые оценки возможностей показывают, что для рентгеноструктурного анализа минеральных агрегатов со специальной целью изучения ориентировки зерен в них требуется дорогостоящая аппаратура и сложные устройства для пересчета и преобразования сигналов в структурные диаграммы оптических или кристаллографических осей и других направлений. Такой аппаратурой располагают некоторые лаборатории за рубежом, у нас же подобная техника только начинает появляться, так что внедрить эту методику в массовых масштабах в ближайшее время невозможно. Главная же трудность в другом — в том, что сфера применения рентгеноструктурного анализа в рассматриваемом нами плане очень узка — только для мелкозернистых мономинеральных пород, какими могут являться некоторые разновидности кварцитов и мраморов. Поэтому поляризационный микроскоп и федоровский столик и сегодня остаются главными приборами, обеспечивающими микроструктурный анализ практически всех горных пород.

Значительно более широки возможности пересчета данных измерений, полученных на федоровском столике, и составления диаграмм с помощью ЭВМ. Соответственные программы уже разработаны (Braun, 1969; Стоянов, 1981 и др.). Наиболее перспективной была бы непосредственная считка прибором замера на федоровском столике в устройство ЭВМ. Первые шаги в этом направлении уже сделаны (П.Н. Николаев, Московский университет).

В группе карбонатов рассматриваются кальцит и доломит. Эти минералы встречаются во всех хронологических уровнях коры — от архея до современных отложений и во всех метаморфических фациях — от начальной стадии (диагенез) до высокобарической части гранулитовой фации. Такое космополитическое распространение карбонатов вызвало большой интерес к ним всех отраслей геологической науки, в том числе и микроструктурного анализа.

Методике динамического анализа микроструктурных ориентировок карбонатов была посвящена специальная монография автора (Казаков, 1967а). В этой работе подробно рассмотрены главные методические приемы исследования ориентировок сдвойникованных карбонатов, приведены конкретные примеры исследования, обобщены типы деформаций карбонатов и даны геологические приложения методики. Монография была опубликована почти 20 лет тому назад. За это время появилось много новых данных, в том числе и экспериментальных, расширилась сфера динамического анализа, уточнились некоторые теоретические положения и методические приемы. Методика была проверена другими исследователями на разных объектах и выдержала первое испытание временем. Нижеследующий текст, используя многие положения и материалы упомянутой монографии, не повторяет ее целиком, построен на новой основе с использованием всех данных последующего времени.

К а л ь ц и т

Кальцит занимает особое место как в истории, так и в практике микроструктурного анализа. Кристаллография и кристаллооптика кальцита дают возможность исследовать предпочтительную ориентировку многих направлений. Способность кальцита к двойникованию даже при небольших стрессах и малые пределы упругости послужили основой для многочисленных экспериментов, по количеству которых с кальцитом может конкурировать только кварц. Именно на кальците были установлены основы динамического анализа ориентировок стадии пластической деформации. Кальцит и сейчас остается в микроструктурном анализе минералом номер один.

Кристаллографические сведения. В микроструктурном анализе ориентировок кальцита главное значение имеют оптическая ось (C_v), кристаллографические α -оси и плоскости тупого ромбоэдра $e \{01\bar{1}2\}$, в меньшей степени плоскости спайного ромбоэдра $r \{10\bar{1}1\}$ и в единичных случаях плоскости острого ромбоэдра $f \{02\bar{2}1\}$. Их взаимные угловые соотношения изображены на рис. 35.

$$\begin{array}{ll} c : r = 44,5^\circ & f_1 : f_2 = 79^\circ \\ c : e = 26^\circ & \alpha_1 : r = 52^\circ \\ c : f = 63^\circ & \alpha_2 : r_1 = 90^\circ \end{array}$$

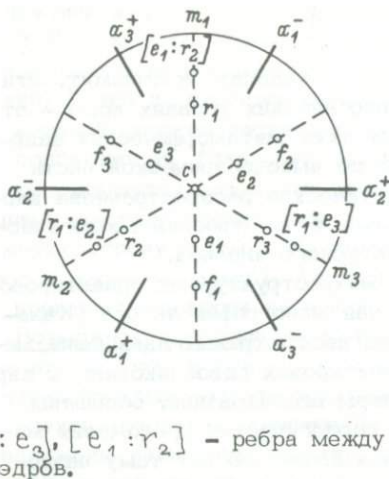


Рис. 35. Кристаллография кальцита и доломита.

Кристаллографические оси: $c = [0001]$ - вертикальная ось (=оптической оси C_v); a_1, a_2, a_3 - горизонтальные оси, показаны их положительные и отрицательные концы. Грани (полосы граней): $r_1, r_2, r_3 = \{10\bar{1}1\}$ - спайный ромбоэдр; $e_1, e_2, e_3 = \{01\bar{1}2\}$ - тупой ромбоэдр; $f_1, f_2, f_3 = \{02\bar{2}1\}$ - острый ромбоэдр; $m_1, m_2, m_3 = \{10\bar{1}0\}$ - призма. Ребра: $[r_1 : e_2], [r_1 :$

$e_3], [e_1 : r_2]$ - ребра между гранями спайного и тупого ромбоэдров.

$$\begin{array}{ll}
 m : \alpha = 30^\circ & e_1 : r_1 = 71^\circ \\
 e_1 : e_2 = 45^\circ & e_1 : r_2 = 38^\circ \\
 r_1 : r_2 = 75^\circ &
 \end{array}$$

Упругие свойства кальцита. Кальцит наряду с каменной солью относится к числу наиболее "мягких" минералов. Его усредненный модуль Юнга $\bar{E} = 8,45 \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$ (табл. 3). Упругие свойства кальцита определяются шестью независимыми модулями упругости - либо модулем Юнга (C), либо модулем податливости (S). Значения каждого модуля в индивидуальных кристаллах немного отличаются друг от друга, но значения разных модулей в кристаллах соотносятся пропорционально. В качестве примера приведем характеристику одного из кристаллов (Справочник..., 1969, с. 137):

$$\begin{array}{ll}
 C_{11} = 1.374 & S_{11} = 1.10 \\
 C_{33} = 0.801 & S_{33} = 1.73 \\
 C_{44} = 0.342 & S_{44} = 3.94 \\
 C_{12} = 0.440 & S_{12} = -0.34 \\
 C_{13} = 0.450 & S_{13} = -0.43 \\
 C_{14} = 0.203 & S_{14} = 0.86 \\
 (\times 10^{-12} \text{ дин/см}^2) & (\times 10^{-12} \text{ см}^2/\text{дин})
 \end{array}$$

Для микроструктурного анализа наиболее важны значения энергии упругости S_{11} и S_{33} , так как они показывают значения податливостей по кристаллографической оси α (S_{11}) и C_v (S_{33}). С повышением температуры от 0 до 300 °C (и, вероятно, выше) значения S_{11} и S_{33} в противоположность остальным константам изменяются мало (Reddy, Subrahmanyam, 1960).

Наиболее полное представление об упругих свойствах дает эпюра податливости S'_{33} (рис. 6, 36). Из рис. 36 видно, что ее характеристическая поверхность будет сложной, так как эпюры имеют

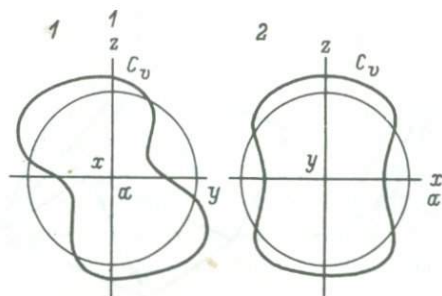


Рис. 36. Эпюры податливости S'_{33} кальцита в сечениях перпендикулярно к одной из кристаллографических осей α (1) и в сечении, параллельном плоскости C_v — ось α (2). По В. Фойгту (Voigt, 1910, с. 754).

x, y, z — оси координат. Окружности показаны для сравнения с эпюрами.

разный вид в сечениях, перпендикулярном и параллельном кристаллографической оси α . Такой же сложной будет и эпюра модуля Юнга (Heinisch et al., 1975, с. 1891). $S'_{max} = 1.93$, $S'_{min} = 0.69$ (рис. 6). Направление максимальной податливости S'_{max} расположено под углом 49° к оптической оси и перпендикулярно к плоскости спайного ромбоэдра $\tau \{10\bar{1}1\}$. Точные расчеты показали, что в угловом сегменте $40-55^\circ$ значение S'_{max} меняется очень мало (Goguel, Hucher, 1975). Направление минимальной податливости расположено под углом 65° к C_v . Следует обратить внимание на то, что значение S'_{max} близко к S_{33} , а S'_{min} — к S_{11} , что имеет существенное значение для интерпретации ориентировок упругой стадии деформации.

Двойниковое и трансляционное скольжение в кальците. Кальцит сравнительно с другими минералами обладает низким пределом упругости. Критическое скалывающее напряжение τ_c для кальцита при двойниковании в условиях атмосферного давления и комнатной температуры равно 15 ± 5 кГ/см² (Тернер и др., 1958, с. 171). Двойникование в кальците достигается легко. Его можно вызвать простым надавливанием иглы или ножа на кристалл. С повышением всестороннего давления предел упругости возрастает. При всестороннем давлении 3000 атм и комнатной температуре $\tau_c = 30 \pm 15$ кГ/см², а при 5000 и 10000 атм — 60 ± 20 кГ/см². С повышением температуры, наоборот, τ_c понижается (рис. 3).

Скольжение с образованием механических двойников осуществляется в кальците по любой из плоскостей тупого ромбоэдра $e \{01\bar{1}2\}$ с движением верхнего слоя решетки по нижнему слою в направлении к оптической оси — рис. 37, а (движение в положительном смысле) (Тернер и др., 1968; Handin, Griggs, 1951; Turner, Ch'in, 1951). Линия скольжения совпадает с короткой

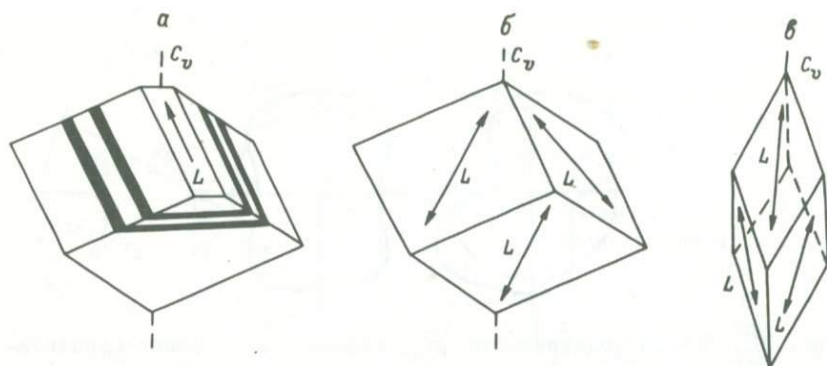


Рис. 37. Двойниковое (а) и трансляционное скольжение в кальците (б, в).

а — спайный ромбоэдр $r\{10\bar{1}1\}$ кальцита, в котором показана ориентировка одной из трех систем двойников по тупому ромбоэдру $e\{01\bar{1}2\}$. Стрелка \mathcal{L} — линия и направление скольжения; б — спайный ромбоэдр кальцита $r\{10\bar{1}1\}$ и направления трансляционных скольжений в нем; в — острый ромбоэдр кальцита $f\{02\bar{2}1\}$ и направления трансляционных скольжений в нем.

диагональю тупого ромбоэдра, представляющей собой ребро между спайным и тупым ромбоэдрами, например $[e_1 : r_2]$, $[r_1 : e_3]$ (рис. 35), лежащее в плоскости, по которой происходит двойникование.*

Робертсон экспериментально получил двойниковое скольжение по призме $m\{10\bar{1}0\}$ (Robertson, 1951), но это редкий случай двойникования.

По морфологии и другим особенностям двойников можно грубо оценить температуры при их образовании:

- 1) двойниковые пластинки тонкие и резкие — $t < 500$ °С. С увеличением напряжения число пластинок увеличивается;
- 2) полное двойникование тонкими пластинками — $T \approx 600$ °С;
- 3) двойниковые пластинки редкие, толстые, с неправильными границами, часто линзовидные — $t \approx 650 \div 750$ °С;
- 4) разрушение двойников (уменьшение количества, искажения морфологии), увеличение гомогенности зерен — $t \approx 750 \div 800$ °С;
- 5) исчезновение двойников, полная гомогенизация зерен — $t > 800$ °С.

* Для того чтобы облегчить себе представление о плоскостях и линиях скольжения в карбонатах, полезно изготовить картонные модели тупого и острого ромбоэдров, на которые нанести направления скольжений при двойниковании или трансляции. В качестве модели спайного ромбоэдра может служить достаточно крупный кристалл кальцита.

Разрушение двойников и раздвойникование происходят не только при высоких температурах, но и при низких температурах в условиях возрастания напряжений. По экспериментальным данным Б.В. Залесского и Ю.А. Розанова (1960), Ю.А. Розанова (1962) при давлении 5300 кг/см^2 двойники сохраняются только в 30% зерен, а при давлении 6400 кг/см^2 исчезают совсем.

Главнейшими плоскостями трансляционного скольжения в кальците являются грани спайного и острого ромбоэдров - $r \{10\bar{1}1\}$ и $f \{02\bar{2}1\}$. В условиях всестороннего сжатия трансляция проявляется при самых низких ориентированных напряжениях - $100-400 \text{ кг/см}^2$ (Залесский, Розанов, 1960). Скольжения по спайному ромбоэдру эффективны в интервале до 500°C . При температурах $500-800^\circ\text{C}$ преобладает скольжение по острому ромбоэдру (Friedman, 1963, с. 13). Движения сопровождаются смещением верхнего слоя решетки по нижнему слою в обоих направлениях - от оптической оси и к оптической оси, т.е. как в отрицательном, так и в положительном смысле - рис. 37, б, в (Тернер и др., 1954; Turner, Orozco, 1976; Spiers, 1981). Линия скольжения параллельна ребру между спайным и острым ромбоэдрами, например $[r_1 : f_2]$, $[r_3 : f_1]$ и т.д., лежащими в плоскости трансляции.

По граням ромбоэдра $r \{10\bar{1}1\}$ развита совершенная спайность. Грани острого ромбоэдра $f \{02\bar{2}1\}$ оптически неразличимы. В отдельных случаях они могут быть определены только графически, исходя из ориентировки других граней и кристаллографических осей.

Экспериментально выявлена также трансляция по базопинакоиду $c \{0001\}$ в направлении оси α . Она получена при 300°C , 5 кбар (Turner, Orozco, 1976) и при 800°C (Griggs et al., 1960). Условия проявления этой трансляции еще недостаточно исследованы.

Возможность трансляции по тупому ромбоэдру $e \{01\bar{1}2\}$ с направлением движения в отрицательном смысле указывалась и обсуждалась многими авторами. Однако экспериментами Ф. Тернера, Д. Григгса и Х. Хэда (1954) было доказано отсутствие трансляции по этому ромбоэдру.

При работе со спайностью по $r \{10\bar{1}1\}$ сдвойникованных кальцитов, особенно высокотемпературных - с широкими двойниковыми пластинками, нужно иметь в виду ее геометрические взаимоотношения в материнском кристалле* и двойниковых индивидах. Чтобы получить в кристалле одну систему двойников, примем за двойниковую плоскость одну из граней ромбоэдра $e \{01\bar{1}2\}$, двойниковой осью будет перпендикуляр к грани - e_1 (рис. 38, а). При повороте вокруг этой оси на 180° с займет положение c' , $e_2 - e'_2$ и т.д. Из граней спайного ромбоэдра $r \{10\bar{1}1\}$ две грани совместятся ($r_3 \text{ с } -r_2$, $r'_2 - c r_3$) и только одна грань r_1 займет

* Материнским кристаллом считается та часть сдвойникованных зерен, которая имеет больший объем.

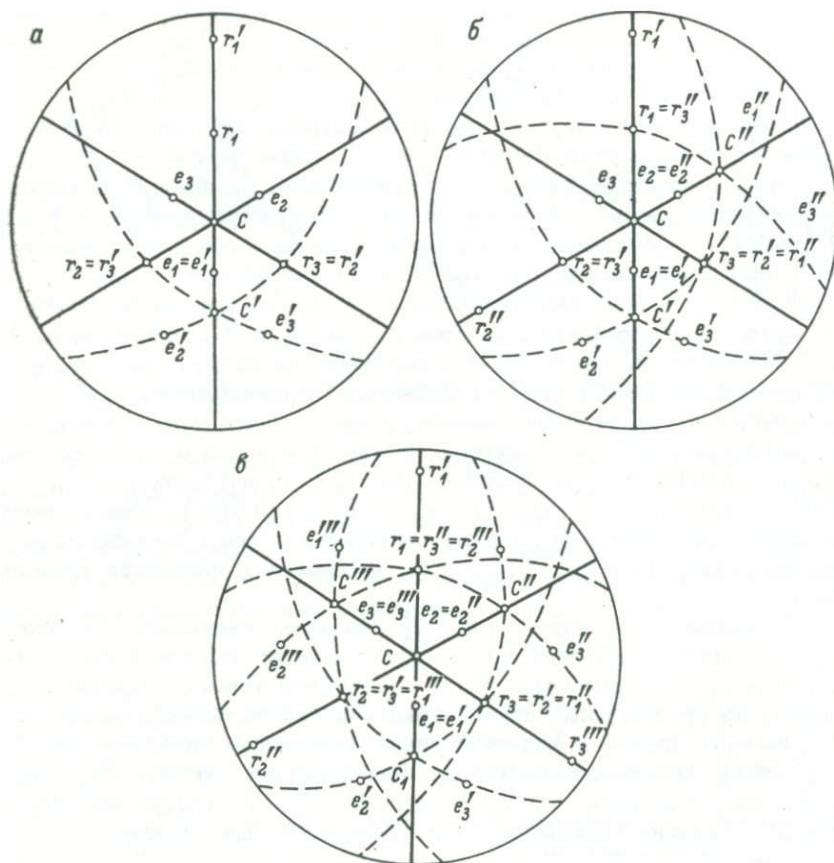


Рис. 38. Геометрические взаимоотношения спайного $\tau\{10\bar{1}1\}$ и тупого $e\{01\bar{1}2\}$ ромбоэдров.

а - в кристалле с одной системой двойников; б - в кристалле с двумя системами двойников; в - в кристалле с тремя системами двойников. Линиями соединены грани одной зоны (козональные грани). Сплошные линии - козональные плоскости материнского кристалла, штриховые линии - козональные плоскости дочерних двойниковых индивидов; $e_1, e_2, e_3, r_1, r_2, r_3$ - полюса граней материнского кристалла; $e_1', e_2', e_3', r_1', r_2', r_3'$; $e_1'', e_2'', e_3'', r_1'', r_2'', r_3''$; $e_1''', e_2''', e_3''', r_1''', r_2''', r_3'''$ - полюса граней 1-го, 2-го и 3-го двойниковых индивидов; C - вертикальная кристаллографическая и оптическая ось материнского кристалла; C^I, C^{II}, C^{III} - то же в соответственных двойниковых индивидях.

новое положение r'_2 . Таким образом, в кристалле с одной системой двойников две грани спайного ромбоэдра будут общими для материнского кристалла и дочерних двойниковых пластинок, третья грань будет иметь самостоятельное положение как в двойниковых пластинках, так и в материнском кристалле.

В кристалле с двумя системами двойников (рис. 38, б) после поворота вокруг двух двойниковых осей e_1 и e_2 одна из граней спайного ромбоэдра будет общей как для материнского кристалла, так и для обеих систем двойниковых пластинок ($r_3 = r'_2 = r''_1$). Две другие грани спайного ромбоэдра материнского кристалла совпадут соответственно с гранями спайного ромбоэдра в каждой из систем двойниковых пластинок ($r_1 - c r_3''$, $r_2 - c r_3'$). Кроме того, в последних будет присутствовать спайность с самостоятельным положением по третьей грани спайного ромбоэдра (r'_1 и r''_2).

Наконец, если в кристалле наблюдается три системы двойниковых пластинок по всем трем граням ромбоэдра $e\{01\bar{1}2\}$ (рис. 38, в), то все три плоскости спайности по ромбоэдру $r\{10\bar{1}1\}$ материнского кристалла совпадут с плоскостями ромбоэдра в трех дочерних системах двойниковых пластинок ($r_1 = r''_3 = r'''_2$, $r_2 = r'_3 = r'''_1$, $r_3 = r'_2 = r''_1$). В дополнение к этому в каждой из систем двойниковых пластинок будет присутствовать спайность с самостоятельным положением (r'_1 , r''_2 , r'''_3).

Исследование ориентировки оптических направлений. Ориентировка карбонатов может быть исследована с разной степенью детальности. Диапазон оптических направлений, которые можно измерить или вычислить графически, очень широк. В зависимости от поставленной задачи количество исследуемых направлений (и соответственно диаграмм) может быть различным — от одного до шести. Для ограниченного количества исследуемых направлений (одно-два) возможны следующие варианты.

1. Составление одной диаграммы — ориентировка C_v . Такая диаграмма может кое-что сказать о ориентировке кальцита и о направлении действовавшей силы в условиях упругого поля.

2. Составление двух диаграмм ориентировки — C_v и кристаллографических осей α . Суммарное использование этих диаграмм дает представление об ориентировке кальцита в складках и относительно структурных осей породы. Определение α -осей кристалла при использовании поляризационного микроскопа возможно только из ориентировки C_v и полюса двойников или полюса трансляционной грани в этом же кристалле, так что эти первоначальные данные можно использовать и для составления диаграмм комплексной ориентировки (см. далее). Если исследователь располагает соответствующей рентгеновской техникой, а порода мономинеральна и мелкозерниста, то ось α с помощью этой техники может быть определена непосредственно (Kern, 1974).

3. Составление диаграмм осей сжатия С и осей растяжения Т от координат C_v и полюса двойников по $e\{01\bar{1}2\}$ в данном зерне. Такие диаграммы могут дать первоначальную характеристику направления действующих сил в пластическую стадию деформации.

4. Составление только одной диаграммы полюсов двойников по $e \{01\bar{1}2\}$, а лучше в соединении с диаграммой C_v . Целесообразно в том случае, если текстура и структура породы несут признаки суперпластического течения (ползучести).

Комплексная ориентировка сдвойникового кальцита. И все же, несмотря на затрачиваемое время, надо стремиться к исследованию комплексной ориентировки, ибо только она обеспечивает максимальную микроструктурную информацию и полную динамическую характеристику. Комплексная ориентировка предусматривает составление шести диаграмм: оптических осей C_v , полюсов двойников по $e \{01\bar{1}2\}$ (= полюсов плоскостей скольжения P при двойниковании), кристаллографических α -осей (= шарниров скольжения R при двойниковании), осей сжатия S , осей растяжения T и линий скольжения \mathcal{L} индивидуальных зерен. Такой набор диаграмм позволяет выяснить особенности ориентировки в упругую и пластическую стадию деформации и восстановить направление действовавших сил, дает четкое представление о пространственной ориентировке кристаллов, а также позволяет легко распознавать наложенные механические вращения, искажающие первоначальный узор. Комплексная ориентировка особенно важна в тех случаях, когда исследуемое явление или объект еще мало или совсем не изучены в микроструктурном отношении и не имеют типоморфных хорошо исследованных примеров.

Последовательность операций при работе с микроскопом и сеткой Вульфа (для сдвойникового кальцита). Работу необходимо начинать с определения осей координат оптической оси C_v материнского кристалла.

Вначале, пользуясь нижеприводимыми рекомендациями, следует установить примерное положение C_v . В сечениях с низкой интерференционной окраской оптическая ось C_v ближе к оси микроскопа, чем к плоскости, к ней перпендикулярной. В сечениях с высокой интерференционной окраской, наоборот, C_v лежит близко к плоскости, перпендикулярной к оси микроскопа. В последнем случае, чтобы привести C_v в положение, близкое к оси I , надо воспользоваться особенностями рельефа кальцита. Если плоскость колебаний вертикальна (что можно установить по яркой окраске биотита при совмещении его спайности с вертикальной нитью окуляра), то при положении C_v , близком к оси I , зерно будет иметь наивысший рельеф в данном сечении. Если же плоскость колебаний горизонтальна, то, наоборот, зерно будет иметь низкий рельеф. В сдвойнированных зернах положение C_v , близкое к оси I , легко установить по углу между двойниковыми пластинками и горизонтальной нитью окуляра, что позволяет выбрать нужное погасание из двух возможных парных погасаний. В кальците при положении C_v , близком к оси I , двойниковые пластинки располагаются к горизонтальной нити окуляра под углом большим, чем к вертикальной нити (в доломите — наоборот). Все эти простые подготовительные приемы не требуют применения компенсатора Берека или кварцевого клина.

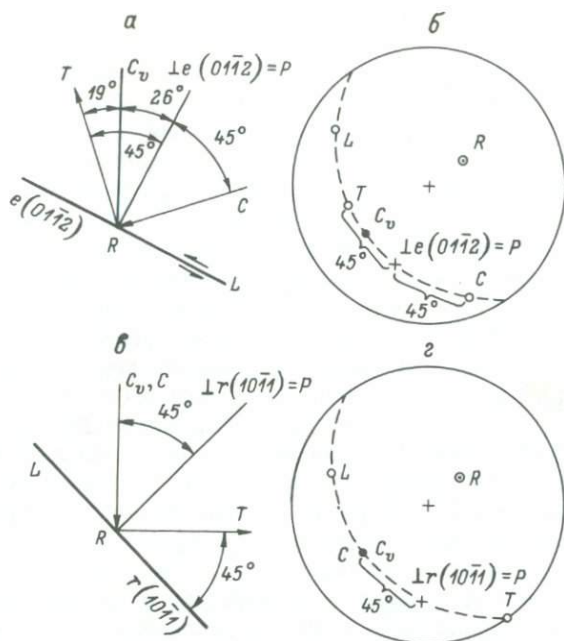


Рис. 39. Положение направлений C, T, L, R, P в кальците при двойниковании (а, б) и при трансляции (в, г), $S_0 = 0,50$.

а — разрез, перпендикулярный к плоскости $e\{01\bar{1}2\}$ и параллельный линии скольжения L ; в — разрез, перпендикулярный к плоскости $r\{10\bar{1}1\}$ и параллельный линии скольжения L ; б, г — стереографические проекции косых сечений; C_v — оптическая ось; C — ось сжатия; T — ось растяжения; R — ось скольжения (= кристаллографическая ось α); P — нормаль к плоскости скольжения; односторонние стрелки показывают направление скольжения.

После установления примерного положения C_v следует взять ее точные координаты и нанести полученную точку на сетку Вульфа.

Затем определяются координаты полюса плоскости срастания двойников. Если наблюдаются две или три системы двойников, то берется полюс плоскости срастания наиболее сильно развитой системы двойников как системы с наибольшим значением S_0 .

Устанавливая плоскость срастания двойников параллельно вертикальной нити, необходимо добиваться наиболее четкого положения этой плоскости. Если двойниковые пластинки очень тонкие, то их след в перпендикулярном сечении фактически превращается в линию. Последний случай встречается наиболее часто. Правильность определения координат нужно проверять по углу между полюсом плоскости срастания и C_v . В кальците теоретически он равен 26° , но в реальных кристаллах нередко повышается до $28-32^\circ$. Пределы отклонений в общем можно определить как $\pm 5^\circ$. Согласно получен-

ным координатам полюс плоскости срастания двойников наносится на сетку Вульфа.

Все дальнейшие операции по определению положения точек, соответствующих проекциям направлений C , T , \mathcal{L} и R , производятся на сетке графически, исходя из положения C_v и $\perp e\{01\bar{1}2\} = P$.

Положение осей C и T при двойниковании относительно плоскости срастания двойников было впервые установлено Ф. Тернером на основании экспериментальных исследований и применено им для динамической интерпретации узоров ориентировки кальцита (Turner, 1953). Оси C и T располагаются в плоскости, перпендикулярной к плоскости срастания двойников и проходящей через C_v и $\perp e\{01\bar{1}2\}$ (рис. 39, а). Для их нахождения на сетке приводим точки выхода C_v и $\perp e\{01\bar{1}2\}$ на дугу одного из больших кругов проекции. Принимая полюс $e\{01\bar{1}2\}$ за начальную точку, отложим от нее 45° по дуге большого круга в сторону, противоположную C_v ; таким образом мы получим точку выхода оси сжатия C для данного зерна (рис. 39, б). Точку выхода оси растяжения T определяем, откладывая 45° от $\perp e\{01\bar{1}2\}$ по дуге большого круга в сторону C_v .

При том же положении точек C_v и $\perp e\{01\bar{1}2\}$ на дуге одного из больших кругов проекции определяем точки, соответствующие линии скольжения \mathcal{L} и шарниру скольжения R (= кристаллографической оси α). Линия скольжения \mathcal{L} располагается по этой дуге на 90° от $\perp e\{01\bar{1}2\}$, а шарнир скольжения R является полюсом плоскости, в которой лежат остальные направления и C_v (рис. 39, б).*

Исходя из взаимного положения C_v и $\perp e\{01\bar{1}2\}$, можно также определить знак кристаллографической α -оси. Если мысленно встать в точку α_2^+ и смотреть на плоскость ce_1 (рис. 35), то движение точки e_1 к C будет происходить по часовой стрелке, что определит точку α_2^+ как положительную. Если же, наоборот, встать в точку α_2^- и смотреть на плоскость ce_1 , то мысленное движение точки e_1 к C будет происходить против часовой стрелки, что определит точку α_2^- как отрицательную.

После того как на сетке получены точки, соответствующие требуемым динамическим и оптическим направлениям для исследуемого зерна, каждая из них переносится на самостоятельную сетку или кальку. Затем приступают к работе со следующим зерном. После получения необходимого количества точек каждая сетка или калька, на которые нанесены точки, отвечающие положению одного динамического или оптического направления в разных зернах, обрабатываются в изолиниях.

Комплексная ориентировка несдвойникового кальцита. В несдвойникованном кальците основным механизмом, при помощи которого осуществляются пластические деформации, является транс-

* Кальциту, как и другим тригональным минералам, свойственны три кристаллографические оси α (рис. 35). Определяется положение только одной из них.

ляция. Но в отличие от двойникового скольжения, которое дает четкий, оптически распознаваемый результат, выражающийся в двойниках по одной или нескольким граням ромбоэдра $e\{01\bar{1}2\}$, трансляционное скольжение не приводит к переориентировке кристаллической решетки, а видимые доказательства трансляции (такие, как штрихи скольжения) являются редкими. Принимая грани спайного ромбоэдра $r\{10\bar{1}1\}$ за возможные плоскости трансляции, мы вместе с тем не можем установить оптическими методами, по какой именно из этих граней происходила трансляция. Косвенный метод определения грани спайного ромбоэдра $r\{10\bar{1}1\}$, по которой происходила трансляция, излагается на с. 129. Выяснив положение этой грани, можно составить полный набор диаграмм, аналогично диаграммам для sdвойникового кальцита. В этом наборе вместо диаграммы полюсов двойников по $e\{01\bar{1}2\}$ будет диаграмма ориентировки полюсов трансляционной грани спайного ромбоэдра $r\{10\bar{1}1\}$. Относительно положения осей С и Т нужно отметить следующее. Скольжение по спайному ромбоэдру не полярно, как при двойниковом скольжении по $e\{01\bar{1}2\}$, а наоборот. Поэтому, строго говоря, мы не можем определить, какая из этих осей в данном зерне является осью сжатия С, а какая осью растяжения Т. Учитывая, что в экспериментах оптические оси C_u кальцита ориентировались субпараллельно направлению сжатия (см., например, Розанов, 1962), мы принимаем, что динамическая ось сжатия С для данного зерна совпадает с его оптической осью.

Таким образом, в набор комплексной ориентировки несдвойникового кальцита должны войти пять диаграмм: оптических осей C_u (= осей сжатия С), полюсов граней $r\{10\bar{1}1\}$, по которым происходила трансляция (= полюсов плоскостей скольжения Р при трансляции), кристаллографических α -осей (= шарниров скольжения R при трансляции), осей растяжения Т и линий скольжения \mathcal{L} индивидуальных зерен. Угловые отношения между этими направлениями иллюстрируются рис. 39, в, г. Порядок работы будет изложен при описании примера исследования ориентировки несдвойникового кальцита (с. 123).

О р и е н т и р о в к а к а л ь ц и т а в у п р у г о м п о л е

Признаком, указывающим на кристаллизацию кальцита в соответствии с его упругими свойствами, является ориентировка C_u по дуге малого круга с угловым радиусом $49-50^\circ$ (с. 33). Такие ориентировки получены как экспериментально, так и на природных объектах. Непременным условием их возникновения является кристаллизация из свободной среды или из очень тонкозернистой субстанции. Ориентировки близкие, но не идентичные рассматриваемым, возникающие под действием внешней силы в агрегатах зерен значительного размера, вызваны иными причинами (см. далее).

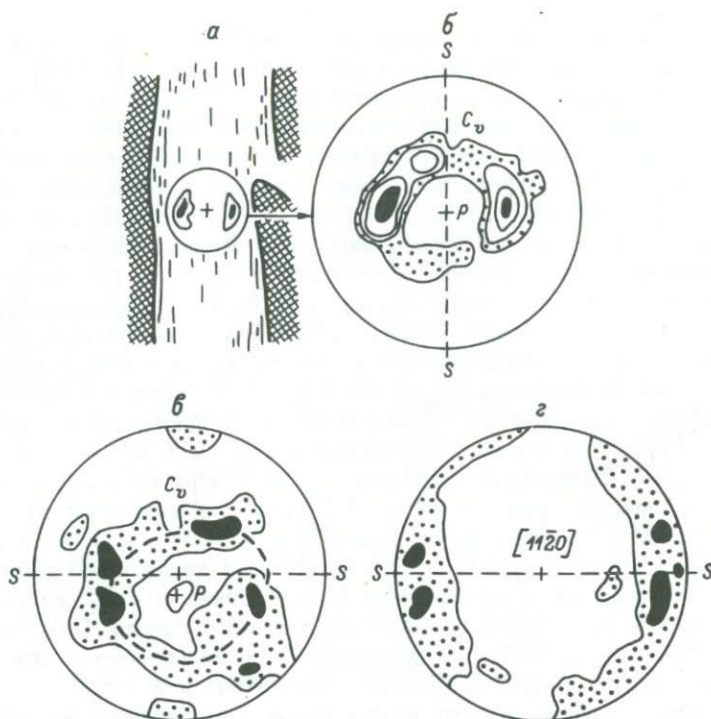


Рис. 40. Ориентировка оптических осей C_v кальцита по дугам малых кругов проекции в жиле мелкозернистых карбонатов (а, б) (по Фролову, 1966а) и в тонкозернистых кальцитовых милонитах (в) (Behrman, 1983); г – ориентировка α -осей $[11\bar{2}0]$ в последних породах.

P – направление действовавшей силы при образовании ориентировки.

На рис. 40, а, б приведена ориентировка C_v кальцита в жиле мелкозернистых карбонатов. C_v концентрируются в поясе малого круга с угловым радиусом $35-45^\circ$, что сопрягается с теоретическим значением. Полосчатость параллельна контактам жилы и „разрезает“ пояс C_v , что указывает на условия растяжения. Такое же соотношение пояса C_v и полосчатости установлено и в других жилах и массивах карбонатов (Фролов, 1966б; Фролов и др., 1969).

На рис. 40, в, г показана ориентировка C_v и α -осей $[11\bar{2}0]$ кальцита в тонкозернистых кальцитовых милонитах. C_v концентрируются по дуге эллиптического вида, а α -оси – в неполном поясе по внешнему большому кругу диаграммы. Так же как и в предыдущем случае, плоскостная текстура (в данных милонитах сланцеватость) рассекает концентрации оптических направлений. Дейст-

вовавшая сила (растяжение) при образовании ориентировки была приложена по оси конуса C_v (т.е. перпендикулярно к чертежу).

Ориентировка C_v и кристаллографической оси α кальцита в складках и при будинаже. Исследование ориентировки именно этих двух осей наиболее полно отражает влияние упругих свойств кальцита, так как S'_{max} по значению податливости близко к C_v , а S'_{min} — к значению по оси α $[11\bar{2}0]$. Закономерная ориентировка этих осей кальцита в складках является наиболее доказательным признаком его синдеформационной кристаллизации. В одних случаях образование складки заканчивается до появления пластических деформаций и кальцит представлен несдвойникованной разнородностью (Казаков, 1968, с. 19). Нередко же предел упругости превосходится, и в кальците на заключительной стадии деформации появляются двойники. Если при двойниковании не было синхронного вращения или оно было незначительным, то возникший в упругую стадию узор C_v и кристаллографических осей α сохраняется. Возможны также явления синкристаллизационного вращения. Поскольку в складках отражаются разные стадии кристаллизации и деформации, то ориентировка оптических направлений минералов в них является суммарным результатом этих процессов. Все же важно при этом по микроструктурной ориентировке и особенностям минералов выделить ведущую стадию деформации. Очень большое значение имеет также генетический тип складки (в упрощенной классификации — складки изгиба и складки течения).

Ниже приводится несколько примеров.

1. Ориентировка C_v и кристаллографических осей α $[11\bar{2}0]$ в складках изгиба отражается рис. 41, а-в. В разрезах, перпендикулярных к шарнирам мелких складочек в гофрированном мелкозернистом мраморе, оси C_v концентрируются в поясе по периферии диаграммы, а оси α $[11\bar{2}0]$ — в компактной концентрации около структурной оси — шарнира b . Общий характер ориентировки отражает резкую анизотропию упругих свойств как кристаллов, так и агрегата в целом. Скорость продольных упругих волн, измеренная вдоль осей C_v кальцита в данной породе, составляла 5,62 км/с, а вдоль осей α — 7,25 км/с, что близко к значениям по направлениям S'_{max} и S'_{min} .

Ориентировка максимумов осей α $[11\bar{2}0]$ (рис. 41, в) не совпадает точно с шарнирами складочек, отклоняясь от них на угол примерно 30° , т.е. на угол между S'_{min} и ближайшей осью α $[11\bar{2}0]$ (угол $\alpha:m$ — рис. 6, 35). Из этого следует, что с шарниром b — линией, по которой деформации наименьшие или равны нулю, совпадает направление S'_{min} — наиболее жесткое направление в кристаллах.

Пояс C_v вокруг шарнира, вероятно, объясняется синкристаллизационным вращением, а максимумы на нем отвечают этапам наиболее длительного воздействия сжимающей силы, которая в каждый момент изгиба была ориентирована субпараллельно или под небольшим углом к C_v кристаллизующихся зерен, как направления, близкого по константе податливости к S'_{max} .

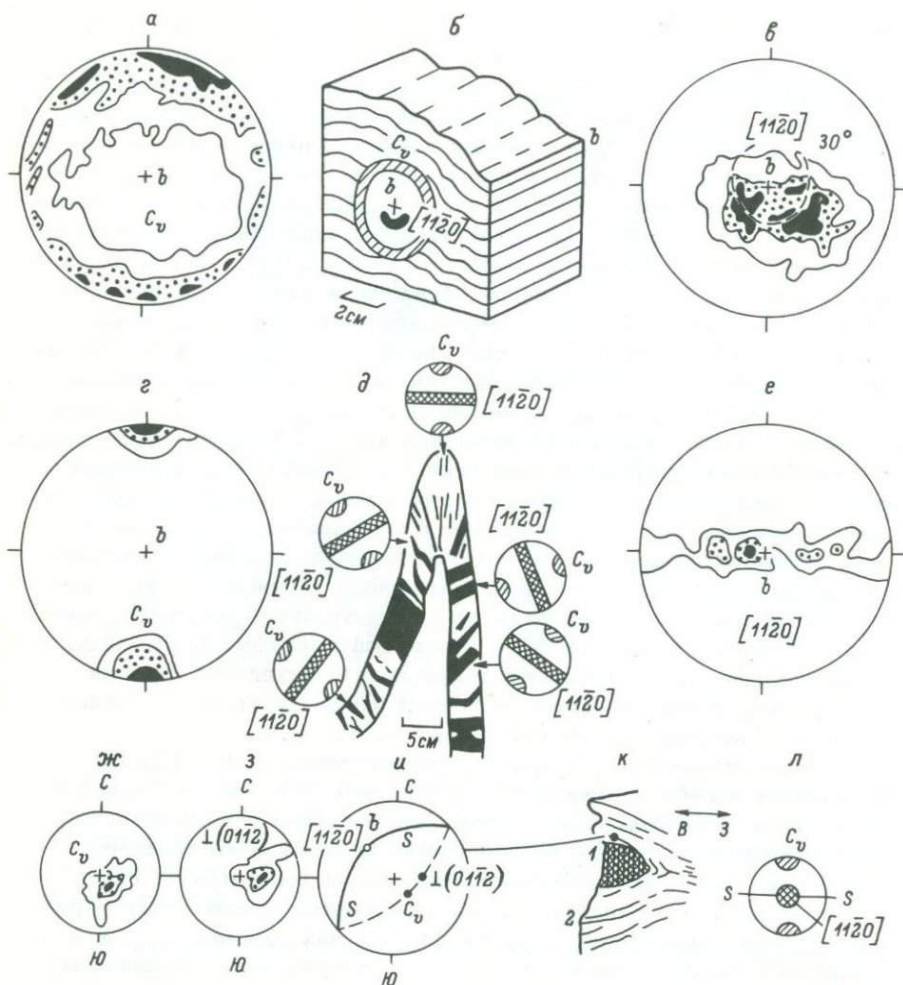


Рис. 41. Ориентировка оптических осей C_v и кристаллографических α -осей $[11\bar{2}0]$ в складках и при будинаже.

а-в - ориентировка C_v (а) и $[11\bar{2}0]$ (в) в гофрированном мелкозернистом мраморе (б) из Австрийских Альп (Kern, 1974); г-е - микроструктурный анализ складки известняков (левый берег р. Мамы у кл. Нундукан, Северо-Байкальское нагорье): г - ориентировка C_v в замке складки, д - морфология складки перпендикулярно к шарниру (черное - синдеформационные кальцитовые прожилки, в кружках - схематическая ориентировка C_v и $[11\bar{2}0]$ в прожилках из разных частей складки), е - ориентировка $[11\bar{2}0]$ в замке складки; ж-л - микроструктурный анализ рассланцованного мрамора вблизи будины микрогнейса из нагорья Сангилен (по Родыгину, 1982, упрощено); ж - ориентировка C_v , з - ориентировка полюсов двойников по тупому ромбоэдру $(01\bar{1}2)$, и - определение

2. На рис. 41, г-е представлена складка, образованная комбинированным действием изгиба и течения (складка III типа, по Казакову, 1976, с. 66-67). Компонент внутреннего течения зафиксирован в веерной ориентировке синдеформационных жилок, сложенных кальцитом. Жилки строго локализованы в данном пласте известняков и не выходят за его пределы. Они сложены игольчатыми с двойниками-триплетами кристаллами кальцита, удлиненными по C_{ν} параллельно контактам, и ориентировкой C_{ν} в каждом случае в одном максимуме, а осей $\alpha [11\bar{2}0]$ в поясе. В замке складки ось пояса совпадает со структурной осью α , а пояс осей $\alpha [11\bar{2}0]$ перпендикулярен к осевой плоскости.* Линии течения совпадают с C_{ν} и направлены от внутренних частей пласта к внешним, так как выпуклости двойниковых плоскостей всех без исключения кристаллов ориентированы однозначно - к внешним сторонам пласта. Таким образом, направление течения, как отмечаемое ориентировкой C_{ν} , по константам упругости близко к направлению наибольшей податливости S'_{max} .

В поясе осей $\alpha [11\bar{2}0]$ (рис. 41, е) выделяется повышенная их концентрация вблизи шарнира складки, так что, вероятно, часть кристаллов, как и в предыдущем примере, ориентирована S'_{min} параллельно шарниру. В целом же α -оси ориентированы пассивно в зоне, перпендикулярной к направлению течения.

В данной складке за синдеформационной кристаллизацией кальцита непосредственно следует стадия двойникования.

При полном и однородном течении по всему телу складки все синдеформационные жилки были бы параллельны осевой плоскости, а узор C_{ν} и $[11\bar{2}0]$ соответствовал бы узору в замке рассмотренной складки.

3. На рис. 41, ж-л показана ориентировка кальцита, возникающая при явлениях будинажа. В шлифе рассланцованных известняков, взятом вблизи будины микрогнейсов (рис. 41, к), А.И. Родыгин измерил ориентировку C_{ν} (рис. 41, ж) и полюсов двойников (рис. 41, з), концентрации которых оказались очень компактными, и вычислил на основании этого преобладающую ориентировку осей

* Полный динамический анализ ориентировки кальцита в замке см. в работе (Казаков, 1967, с. 51-52).

кристаллографической оси $\alpha [11\bar{2}0]$ и структурной оси b (SS -плоскость рассланцевания), k - будина микрогнейса (1) в рассланцованном мраморе (2), отмечено место взятия шлифов, l - синоптическая диаграмма соотношений C_{ν} и $[11\bar{2}0]$ с плоскостью рассланцевания SS .

На всех рисунках b - структурная ось, шарнир складки, ось вращения.

$\alpha [11\bar{2}0]$ (рис. 41, и). Ориентировка C_{10} была перпендикулярна к слоистости (рис. 40, л) и отражала направление давления при будинаже, а ориентировка осей $\alpha [11\bar{2}0]$ совпадала с шарнирами мелких складок, синхронных с будинажем.

Динамический анализ ориентировок стадии пластической деформации

Отмечаемая по массовому развитию двойников стадия пластической деформации в кальцитовых тектонитах проявлена наиболее ярко. Исследование ориентировок, возникших в эту стадию, разнообразно по способам подхода и степени детальности, но наиболее полным для целей динамического анализа является исследование комплексной ориентировки.

Динамический анализ ориентировки сдвойникового кальцита

Образец, в котором изучалась ориентировка, представлен крупнокристаллическим известняком, взятым из мамской серии Северо-Байкальского нагорья.* Измерения производились в двух взаимоперпендикулярных шлифах, вырезанных перпендикулярно и параллельно простиранию слоистости. Полученные данные по ориентировке каждого оптического или динамического направления сводились затем на одну диаграмму, перпендикулярную к простиранию слоистости. Левая сторона диаграмм (рис. 42) ориентирована в направлении $S3\ 315^{\circ}$.

Ориентировка оптических осей (рис. 42, а). Концентрации оптических осей располагаются таким образом, что плоскость слоистости SS примерно совпадает с плоскостью симметрии узора. После концентраций распадается на ряд отдельных максимумов. Совместив плоскость симметрии узора с главной плоскостью симметрии сетки Вульфа (экваториальная плоскость), проводим дуги малого круга с угловыми диаметрами 49° и 65° .** В случае идеальной ориентировки при перекристаллизации кальцита в условиях упругой деформации оптические оси кальцитовых зерен должны были бы располагаться по дуге 49° . Если же, в соответствии с гипотезой

* Обр. 5350 из коллекции автора. Голец Желанный (правобережье р. Б. Чуи, между реками Чуйский Довгакит и Чуйское Олонгро).

** Если плоскость симметрии узора расположена не перпендикулярно к чертежу, а наклонно или параллельно, то для определения траектории дуг малого круга надо воспользоваться трафаретами приложения, учитывая при этом, что на трафаретах экваториальная плоскость сетки Вульфа ориентирована меридионально.

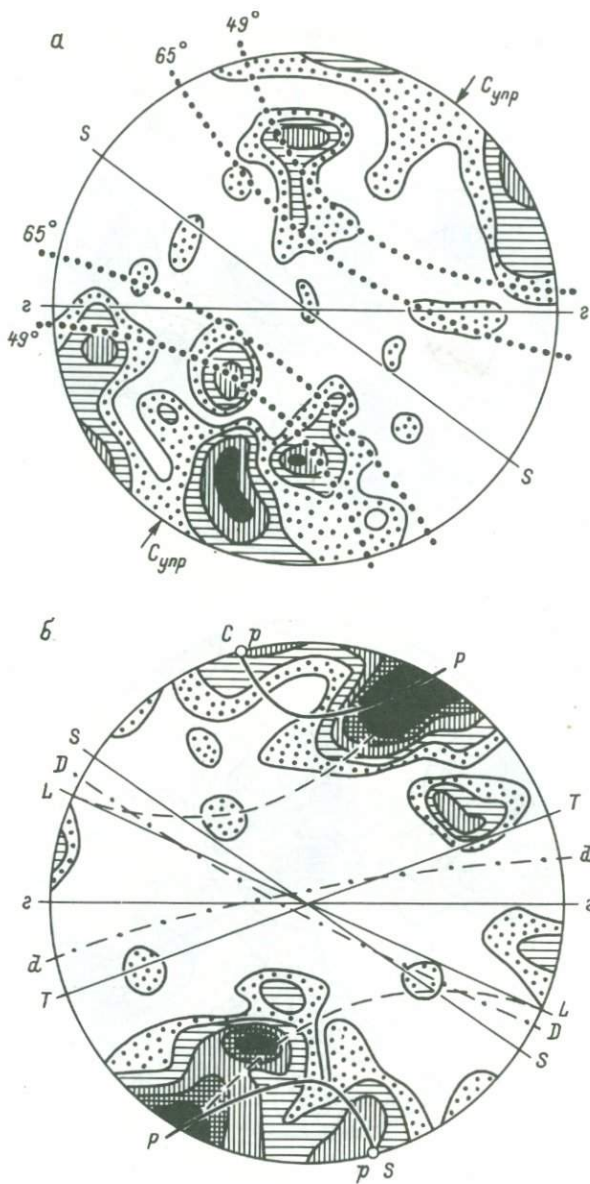


Рис. 42. Диаграммы ориентировки и динамический анализ сдвоенного кальцита. Изолинии 1-2-3-4-5%, по 120 точек в каждой диаграмме.

а - оптические оси; б - полоса двойников по $e\{01\bar{1}2\}$; в - линии скольжения L ; г - кристаллографические α -оси; д - оси сжатия C индивидуальных зерен; е - оси растяжения T индивидуальных зерен; $\Gamma\Gamma$ - след горизонтальной плоскости; SS - плоскость слоистости;

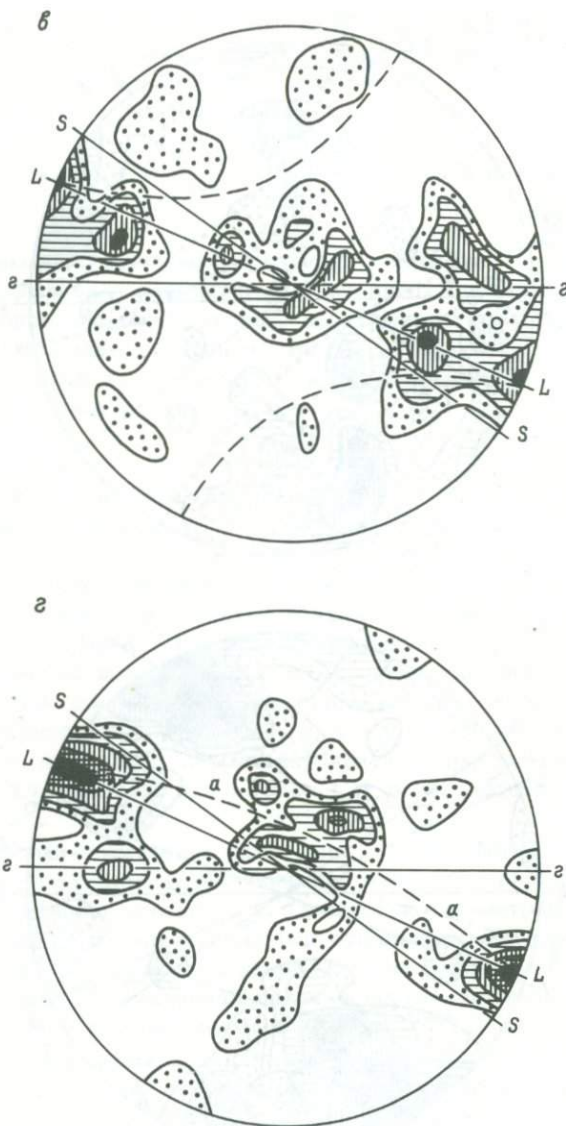


Рис. 42 (продолжение).

P_p — теоретический контур концентраций полосов двойников по $e \{01\bar{1}2\}$; P — большой максимум в пределах контура концентраций; p — меньший максимум в пределах контура концентраций; DD — плоскость предпочтительного положения двойников, полюса которых сосредоточены в максимуме P ; $d\bar{d}$ — то же, полюса двойников в максимуме p ; LL — главная плоскость скольжения; $\alpha\alpha$ — главная плоскость концентрации кристаллографических α -осей; $C_{упр}$ — направление действующей силы в упругую стадию деформации; C —

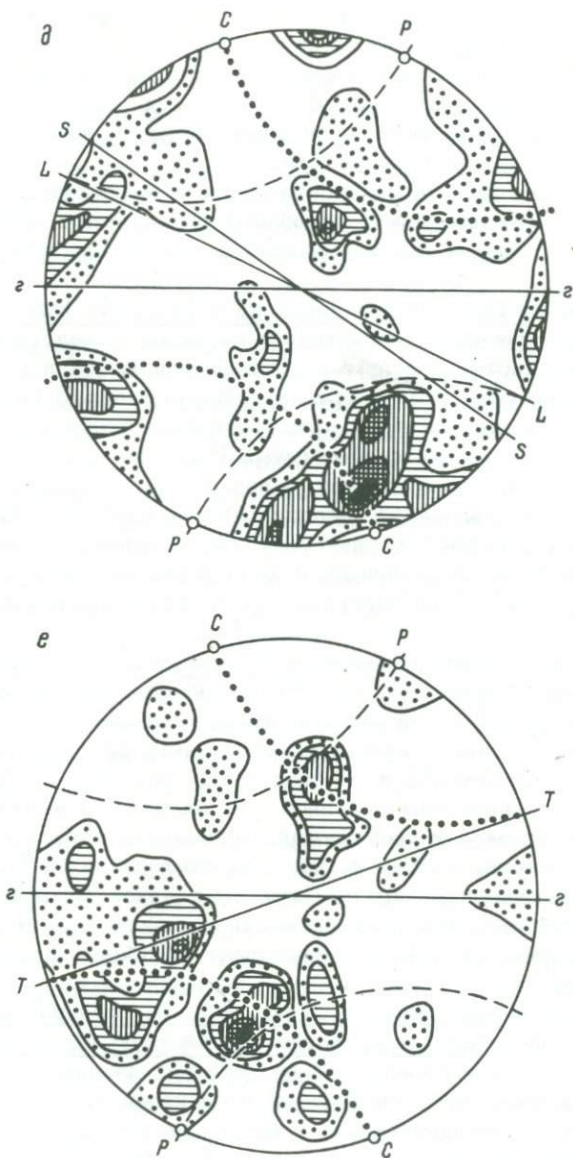


Рис. 42 (продолжение).

направление сжатия в стадию пластического течения (ось сжатия агрегата); ТТ – плоскость растяжения агрегата, штриховой пунктир – граница зон сжатия и растяжения (С расположено в центре зоны сжатия), точечный пунктир – вспомогательные дуги малого круга (см. текст).

Ж. Гогеля, часть кальцита была растворена и перераспределена в другом месте, то оптические оси оставшихся зерен должны концентрироваться по дуге с угловым радиусом 65° . Ни той, ни другой ориентировки в данном случае не обнаруживается. Упругие свойства кальцита, вероятно, не оказывали определяющего влияния на ориентировку кальцита в поле напряжений.

Исследование ориентировки оптических и динамических направлений, рассматриваемых далее, позволяют определить направление действовавшей силы и тип деформации в стадию пластического течения.

Ориентировка полюсов двойников по $e \{01\bar{1}2\}$ (рис. 42, б). Наиболее существенные концентрации полюсов сосредоточены в нижней и верхней частях диаграммы. Они группируются в нескольких главных максимумах. Концентрации полюсов в целом располагаются асимметрично относительно плоскости слоистости SS , но центр тяжести наиболее крупного максимума P примерно совпадает с полюсом слоистости SS . Соответственно с этим большинство плоскостей срастания двойников располагается в плоскости DD , почти совпадающей с плоскостью слоистости SS . Остальные особенности ориентировки полюсов двойников и характеристика дополнительной графической нагрузки на диаграмме рис. 41, б даются в последующем тексте.

Ориентировка линий скольжения \mathcal{L} (рис. 42, в) и кристаллографических α -осей (рис. 42, г). Эти ориентировки сходны. Пять заметных максимумов линий скольжения \mathcal{L} располагаются примерно на одной линии, которая проходит через центр диаграммы вблизи плоскости слоистости SS и плоскости DD рис. 42, б. Эта линия четко фиксирует положение главной плоскости скольжения $\mathcal{L}\mathcal{L}$. В плоскости, близкой к предыдущей, концентрируются и кристаллографические α -оси, каждая из которых отстоит на 90° от линии скольжения \mathcal{L} в данном зерне. Полюсом главной плоскости концентрации α -осей является центр тяжести главного максимума оптических осей (рис. 41, а), что указывает на тесную связь этих ориентировок.

Ориентировка осей сжатия C (рис. 42, д), осей растяжения T (рис. 42, е), определение направления действующей силы и типа деформации. Когда оси сжатия C или оси растяжения T индивидуальных зерен образуют компактные концентрации, то определение динамических характеристик для агрегата не представляет труда. В случае, например, деформации типа сплюснутого одноосного эллипсоида ось сжатия C агрегата определится как центр тяжести концентраций осей сжатия C индивидуальных зерен, а плоскость растяжения TT агрегата — как главная плоскость симметрии пояса осей растяжения T этих зерен. Полученные нами диаграммы рис. 42, д, е не обнаруживают резкой анизотропии ориентировок. В таких случаях необходимо прибегать к дополнительным построениям, которые основаны на определенных угловых отношениях между динамическими направлениями в кристалле и между их концентрациями на диаграммах для агрегата.

вии с ориентировкой полюсов двойников по $e \{01\bar{1}2\}$, ия \mathcal{L} и кристаллографических α -осей (рис. 42, б-г) льщитовый агрегат мы можем себе представить как в котором полюс двойников совпадает с центром го максимума P , а след плоскости срастания двой- г с плоскостями $\mathcal{L}\mathcal{L}$ и $\alpha\alpha$, в которых концентриру- льжения L и кристаллографические α -оси. В соот- . 38, в таком блок-кристалле ось сжатия C и ось олжны располагаться на дуге малого круга с углом 15° с центром в точке P и должны отстоять друг 90° . На диаграммах рис. 42, д, е эта дуга показана иром. Она проходит через главный максимум осей идуальных зерен, вокруг которого располагаются тьные концентрации этих осей. Центр тяжести скоп- щий определяет ось сжатия C агрегата (рис. 42, д). ось с соответственной осью на стереографической ий S_0 при одноосной деформации (рис. 20, а), про- зон сжатия и растяжения (штриховой пунктир) и плос- ия агрегата TT (рис. 42, е). После нанесения гра- я и растяжения становится очевидным, что все зна- ентрации осей сжатия C индивидуальных зерен нахо- катия, а концентрации осей растяжения T индивиду- в зоне растяжения. Это также является критерием ение оси сжатия C агрегата и плоскости растяже- T было определено правильно. Таким образом, дейст- катия) в стадию пластического течения была ориен- но под углом $40-45^\circ$ к плоскости слоистости SS

симум осей растяжения T индивидуальных зерен по- максимуму осей сжатия C располагается вблизи уга с радиусом 45° . Но вопреки теоретическому ни отстоят друг от друга только на 35° . Если мы й максимум осей растяжения T за ось растяжения T зведем относительно ее границу зон сжатия и рас- пределы зоны растяжения попадут все значительные сей сжатия C индивидуальных зерен. Поэтому приня- осылка является неправомочной.

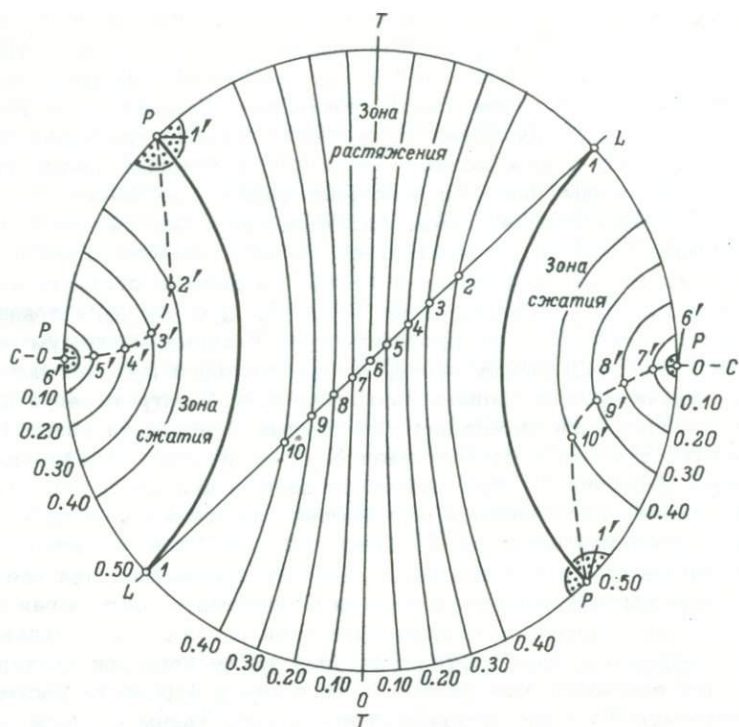


Рис. 43. Расчет контура концентраций полосов двойников по $\epsilon \{01\bar{1}2\}$, линии скольжения которых находятся в главной плоскости скольжения $L\bar{L}$.

P и p — больший и меньший максимумы полосов двойников в реальных ориентировках. Объяснение в тексте.

ний скольжения \mathcal{L} примерно на равном расстоянии друг от друга (рис. 42, в) и образование в связи с этим почти сплошного пояса по главной плоскости скольжения $L\bar{L}$ указывает на статистически равное распределение различных значений S_0 в зернах относительно исследуемой системы двойников. Это наглядно видно из того, что главная плоскость скольжения $L\bar{L}$ пересекает изолинии с разным значением S_0 (рис. 43). Такое равное распределение различных значений S_0 существенно сказывается на размещении концентраций осей сжатия C и осей растяжения T . Оси сжатия C оказываются рассеянными по зоне сжатия, а оси растяжения T — по зоне растяжения. При определении положения оси сжатия C агрегата и плоскости растяжения агрегата $T\bar{T}$ это и вызывает необходимость дополнительных графических построений. С другой стороны, как показывают ранее проведенные исследования (Казиков, 1967а), чем выше или однообразнее значения S_0 , тем более плотными и локализованными становятся концентрации осей сжатия (

и осей растяжения Т индивидуальных зерен. При этом определение положения динамических осей и плоскостей значительно упрощается.

Рассмотренные закономерности позволяют сделать два принципиально важных вывода.

1. Если в породе присутствует примерно равное количество зерен с различными значениями S_0 , то при одноосной деформации линии скольжения \mathcal{L} индивидуальных зерен равномерно рассеяны по зоне растяжения, а при деформации, несущей в себе черты как сплюснутого одноосного, так и двуосного эллипсоидов, наиболее четко выражены концентрации линий скольжения \mathcal{L} , образующие пояс вдоль главной плоскости скольжения $\mathcal{L}\mathcal{L}$. Оси сжатия С и оси растяжения Т индивидуальных зерен в обоих случаях рассеяны соответственно в зоне сжатия и в зоне растяжения.*

2. Чем больше в породе зерен с высоким значением S_0 , тем более четко выражен пояс осей растяжения Т индивидуальных зерен вдоль плоскости растяжения агрегата ТТ и тем заметнее максимумы осей сжатия С индивидуальных зерен вблизи оси сжатия С агрегата. При одноосной деформации линии скольжения \mathcal{L} индивидуальных зерен будут концентрироваться вблизи границы зон сжатия и растяжения или непосредственно по этой границе. При деформации с элементами сплюснутого одноосного и двуосного эллипсоидов линии скольжения \mathcal{L} индивидуальных зерен не дадут концентраций в виде полного пояса вдоль главной плоскости скольжения $\mathcal{L}\mathcal{L}$, их заметные скопления будут расположены в пределах этой плоскости вблизи границы зон сжатия и растяжения.

Между этими двумя крайними случаями могут быть все переходные стадии.

Взаимосвязь линий скольжения \mathcal{L} и полосов двойников по $e\{01\bar{1}2\}$. Если главная плоскость скольжения $\mathcal{L}\mathcal{L}$ действительно является компонентом двуосной деформации, включенном в одноосную деформацию, то это должно найти отражение и в ориентировке других динамических направлений, в частности в ориентировке полюсов двойников по $e\{01\bar{1}2\}$ как отстоящих от линий скольжения \mathcal{L} на 90° . Чтобы выяснить эти зависимости, рассчитаем теоретический контур, в котором будут концентрироваться полюса двойников по $e\{01\bar{1}2\}$, линии скольжения которых лежат в главной плоскости скольжения $\mathcal{L}\mathcal{L}$. Построение этого контура приведено на рис. 43.

На плоскости скольжения $\mathcal{L}\mathcal{L}$ нанесено 10 точек, расположенных на пересечении этой плоскости с изолиниями S_0 . Каждая из этих точек представляет собой след линии скольжения зерен с определенным значением S_0 . Например, точка 2 – след линии скольжения

* Это не означает, что их распределение по площади зон равно. На каждой изолинии (на изолинии S_0 0,10, 0,20 и т.д., рис. 20, а) будет расположено примерно равное количество осей сжатия или осей растяжения. Они могут концентрироваться в одной или нескольких местах в пределах данной изолинии или быть рассеяны по ней.

зерна с $S_0 = 0.40$. Поллюс $e\{01\bar{1}2\}$, соответствующий этой точке, располагается на плоскости, полюсом которой является точка 2. Положение искомого полюса $e\{01\bar{1}2\}$ определяется следующим условием: он должен находиться в зоне сжатия на изолинии $S_0 = 0.40$ в месте касания его с плоскостью, полюсом которой является точка 2. Искомый полюс $e\{01\bar{1}2\}$ совпадает с точкой 2'. Аналогичным путем находятся и остальные точки контура.

По этому контуру должны располагаться все полюса двойников по $e\{01\bar{1}2\}$, если все соответствующие им линии скольжения лежат в плоскости скольжения $\mathcal{L}\mathcal{L}$. В нашем случае линии скольжения имеют некоторое рассеяние от главной плоскости скольжения $\mathcal{L}\mathcal{L}$ (рис. 42, в). Вместе с тем нанесение теоретически вычисленного контура концентраций на диаграмму ориентировки полюсов двойников по $e\{01\bar{1}2\}$ (рис. 42, б) показывает хорошее соответствие с ним наблюдаемой ориентировки. В пределах контура концентраций или около него располагаются три наиболее крупных максимума полюсов $e\{01\bar{1}2\}$, в центре контура находится участок низких концентраций.

Взаимосвязь ориентировки двойников по $e\{01\bar{1}2\}$ и других плоскостей и направлений. Плоскости предпочтительного положения двойников по $e\{01\bar{1}2\}$ (DD и $d\bar{d}$ на рис. 42, б), которым отвечают максимумы полюсов P и p , расположенные в контуре концентраций, субпараллельны (в пределах точности обработки первичных данных) плоскостям TT и $\mathcal{L}\mathcal{L}$. Причем более плотный или более крупный максимум P является полюсом главной плоскости скольжения $\mathcal{L}\mathcal{L}$, а менее плотный или менее крупный максимум — полюсом плоскости растяжения агрегата TT . Угол между максимумами, как и между плоскостями TT и $\mathcal{L}\mathcal{L}$, составляет 45° . Ось сжатия S агрегата как перпендикулярная к плоскости растяжения агрегата TT , будет совпадать с меньшим максимумом полюсов двойников или лежать вблизи него. Максимумы концентрации полюсов двойников оказываются качественно различными в общей деформационном плане породы.

Установление этих важных зависимостей, а также связи между положением главной плоскости скольжения $\mathcal{L}\mathcal{L}$ и контуром концентрации полюсов двойников позволяет провести полную динамическую интерпретацию диаграммы ориентировки полюсов двойников и делает эту диаграмму главной, наиболее существенной диаграммой ориентировки, образованной в стадию пластической деформации.

Общие замечания. Мы подробно остановились на исследовании сдвоинкованного кальцита, чтобы показать связь между различными динамическими направлениями зерен в агрегате и принцип работы по выяснению закономерностей этой связи. Исследование можно значительно упростить, если имеются в виду цели геологически прикладного характера. Для этого нередко достаточно сделать одну диаграмму — диаграмму ориентировки полюсов двойников по $e\{01\bar{1}2\}$. На основании этой диаграммы можно выяснить положение шарнира складки, характер залегания пласта (нормальное или опрокинутое), генетический тип складки и др. (Казаков, 1967а,

1968а). Но если исследователь сталкивается с задачей, решение которой ранее известно не было, или стремится дать полную динамическую характеристику ориентировки, то, по-видимому, ему придется проделать весь или почти весь комплекс работы, чтобы найти пути к решению своей задачи.

Существует и другая сторона методики. Диаграммы ориентировки динамических и кристаллографических направлений можно уподобить формуле. Как из любой формулы, из этих диаграмм в приведенном примере взято еще далеко не все, что они могут дать. Так, осталось неисследованным, почему многие оси сжатия S индивидуальных зерен попадают в зону растяжения (рис. 42, д), каков петроструктурный смысл мелких максимумов того или иного направления и т.д. Эти и другие вопросы решить можно, увеличив соответственно глубину исследования и его объем. Динамический анализ рассматривает не только ориентировку в целом, но позволяет также выяснить роль и динамические характеристики каждого зерна в суммарной ориентировке. Поэтому детальность исследования практически ничем не ограничена.

Некоторые результаты исследований в области динамического анализа сдвойнированного кальцита

С того времени, как впервые было выявлено и обосновано положение в кристаллах кальцита осей сжатия S и осей растяжения T (Turner, 1953), проведены многочисленные исследования по ориентировке этих динамических направлений в природных объектах и в экспериментально деформированных породах. Эти исследования показали большое сходство в определении направлений действовавших сил, выявленных другими методами, чем была подтверждена правильность методики динамического анализа, и принесли много новых конкретных данных. Исследовались ориентировка осей сжатия S в кристаллах кальцита относительно регионального простиранья структур, относительно шарниров и осевых плоскостей складок и сланцеватости, в зонах тектонических нарушений, в ископаемых раковинах, замещенных кальцитом, и т.д. Выводы в целом содержали мало новых элементов.

С разработкой методики исследования комплексной ориентировки сдвойнированного кальцита и ее полного динамического анализа появилась возможность более широкого понимания существа и особенностей природных деформаций и решения конкретных геологических задач. С позиций динамического анализа были решены задачи по определению шарнира складки, нормального и опрокинутого залегания пластов, генетического типа складки и ее внутренне напряженного состояния (Казаков, 1967а). Область применения динамического анализа безгранична. Ниже будут охарактеризованы работы советских петрологов, посвященные полному динамическому

анализу sdвойникового кальцита, и прикладные следствия из этого анализа.

Полный динамический анализ карбонатитов (Гулинская интрузия) по методике, предложенной автором (Казаков, 1967а), был проведен Л.С. Егоровым и Н.П. Суриной (1970). Авторы исследовали комплексную ориентировку sdвойникового кальцита в 55 образцах с составлением 88 микроструктурных диаграмм. Главнейшие результаты можно суммировать как следующие.

Динамический анализ, проведенный раздельно для более ранних и более поздних двойников кальцита карбонатитов, показал, что диаграммы основанные на ориентировке поздней системы двойников, обнаруживают значительно большую четкость узора динамических и кристаллографических направлений, чем диаграммы, построенные на ориентировке ранней системы двойников. Это подтвердило более ранние выводы (Казаков, 1968б). Установленная закономерность имеет большое методическое значение: наиболее характерные особенности ориентировки и динамические особенности выявляются при исследовании поздней системы двойников.

Приводимые авторами материалы показывают, что при образовании текстур и структур карбонатитов решающее значение имели растягивающие, а не сжимающие силы. Эта особенность не могла быть установлена иным путем, кроме динамического анализа. Правильность вывода не зависит от того, что он противоречит общепринятым представлениям. Вероятное объяснение заключается в том, что деформация в итоге соответствовала условиям суперпластического течения (подзучести).

Во внешне недеформированных блоках обнаружена полная независимость ориентировки кальцита относительно первичной полосчатости. Этот вывод может иметь далеко идущие генетические следствия.

Очень интересные исследования были проведены А.Л. Кукуем (1975) в Чамбинском кальцитоносном поле (Тунгусская синеклиза). Исходные замеры для полного динамического анализа кальцита автор делал непосредственно в забоях горных выработок. С помощью горного компаса замерялась ориентировка оптических осей индивидуальных кристаллов как осей симметрии третьего порядка и механических двойников в них ($01\bar{1}2$), которые устанавливались или в сколах по спайности, или по интенсивному растворению на поверхности кристаллов. Затем построениями на сетке Вульфа определялось положение S , T и L . Этот методический прием можно было бы обозначить как микроструктурный анализ на макрообъектах в полевых условиях. Динамический анализ позволил полнее расшифровать тектоническую историю района месторождения. Механические двойники исландского шпата возникли в пострудный этап при субгоризонтальных напряжениях переменного знака. А.Л. Кукуем введено понятие о динамической микроструктурной съемке как составной части геологоразведочных работ.

Динамический анализ сдвойникованных кальцитов активно используется при выявлении полей тектонических напряжений и при изучении разрывных нарушений. Углубленные работы в этих направлениях проведены П.Н. Николаевым и В.Д. Парфеновым.

П.Н. Николаев (1983) предложил экспресс-метод динамического анализа сдвойникованных кальцитов, при помощи которого реконструируются поля тектонических напряжений. Используя наряду с другими методами динамический анализ, П.Н. Николаев (1984) установил в разрезе Кольской сверхглубокой скважины три толщи, соответствующие разным тектонодинамическим системам с разной ориентировкой сжимающих и растягивающих усилий.

В.Д. Парфеновым (1972) было показано, что микроструктурный анализ кальцитовых тектонитов позволяет определить направления перемещений по разломам. Вблизи шва разлома пластические деформации осуществляются преимущественно за счет трансляции, а вдали от него – за счет двойникования. Тупой угол, образованный главным максимумом оптических осей с плоскостью S , открыт навстречу направлению перемещения.

Динамический анализ ориентировки несдвойникованного кальцита

На несдвойникованных кальцитах – минералах, в которых отсутствует реакция на двойникование, – наиболее удобно изучение роли трансляции как одного из механизмов пластической деформации. Однако в таких кальцитах до сих пор измерялась только ориентировка оптических осей. Основная трудность исследования комплексной ориентировки несдвойникованных кальцитов заключалась в определении той спайной грани, по которой осуществлялась трансляция. Автор разработал способ определения такой грани (Казаков, 1970в) и на его основе ниже приводится два примера.

Пример I. Ориентировка и динамический анализ несдвойникованного кальцита исследовались в образце известняков из юго-восточного фланга мамской серии Северо-Байкальского нагорья.* Шлиф был приготовлен перпендикулярно к плоскости сланцеватости и кливажа (для изучения ориентировки несдвойникованного кальцита нет необходимости во втором шлифе, перпендикулярном к первому). Диаграммы рис. 44, на которых графически представлены результаты работы, отражают собой особенности ориентировки в вертикальном сечении породы. Правая сторона диаграмм ориентирована в направлении S_3 335° .

Первым этапом работы является определение в каждом из исследуемых зерен координат оптической оси C_0 и полюсов всех

* Обр. 4748/6 из коллекции автора. Правый берег р. Мамы, между ее притоками – реками Нункудан и Довгакит. N_0 кальцита = 1.662 ± 0.003 .

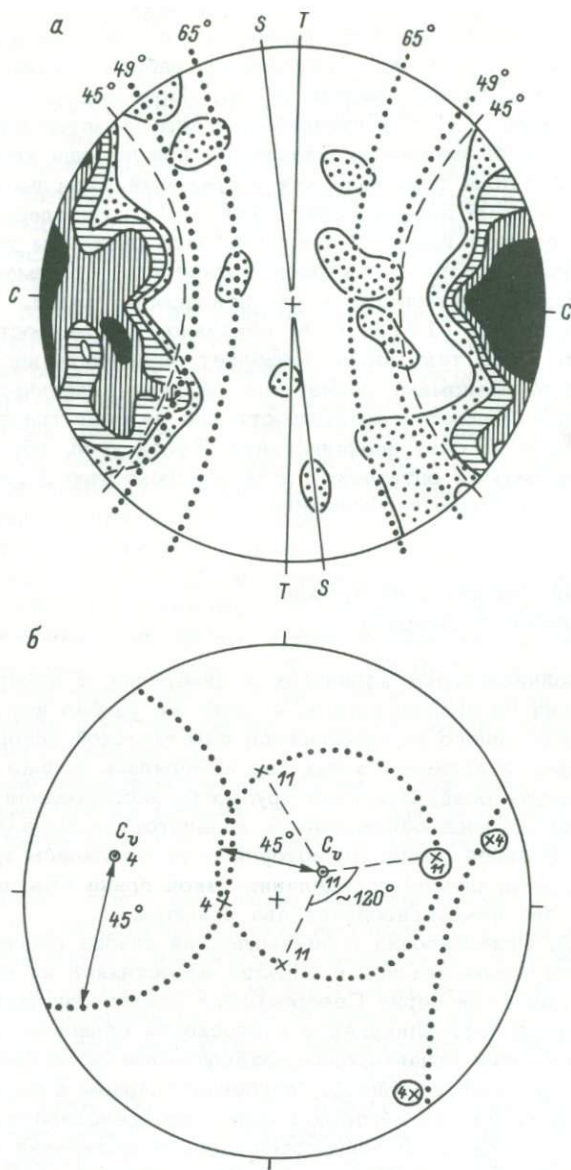


Рис. 44. Диаграммы ориентировки и динамический анализ несдвоенного кальцита (к примеру I). По 99 точек в каждой диаграмме, исключая рис. 44, а (120 точек).

а — оптические оси (=оси сжатия С индивидуальных зерен), изолинии 1-2-3-4%; б — диаграмма, поясняющая нахождение полюсов трех граней спайного ромбоэдра на сетке Вульфа (см. текст); в, г — диаграммы, поясняющие нахождение трансляционной грани

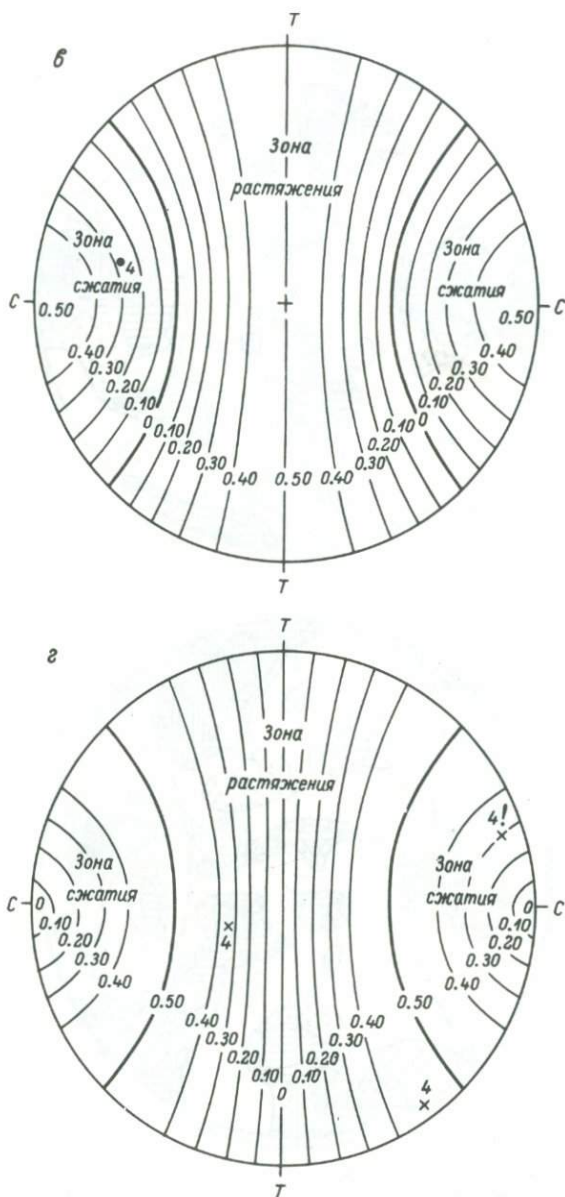


Рис. 44 (продолжение).

спайного ромбоэдра (см. текст); д - полюса трансляционных граней спайного ромбоэдра, изолинии 1.5-2-3-4%; е - оси растяжения Т индивидуальных зерен, изолинии 1.5-2-3%; ж - кристаллографические а-оси, изолинии 1.5-3-4-5-6%; з - линии скольжения L_1 , изолинии 1.5-2-3-4%; $\Sigma\Sigma$ - плоскость сланцеватости и кливажа; С -

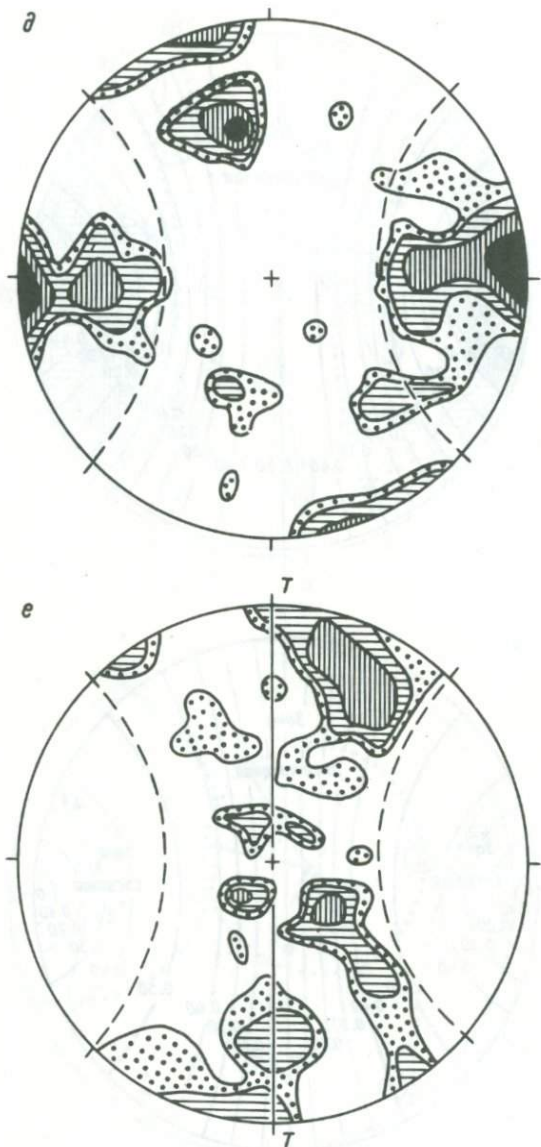


Рис. 44 (продолжение).

ось сжатия агрегата; ТТ — плоскость растяжения агрегата; штриховой пунктир — граница зон сжатия и растяжения; точечный пунктир — вспомогательные линии.

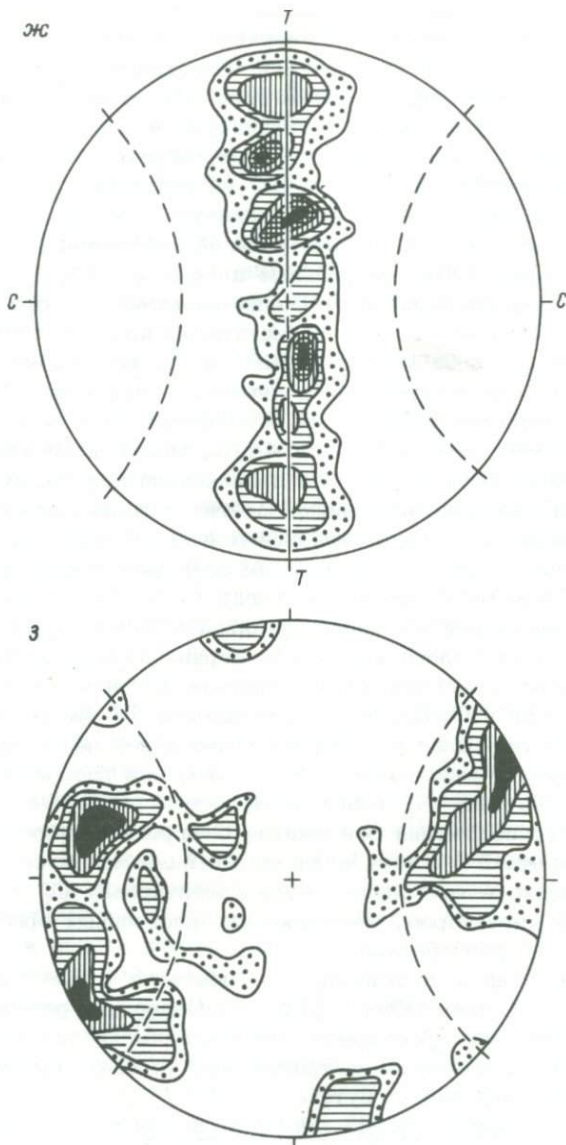


Рис. 44 (продолжение).

трех граней спайного ромбоэдра $r\{10\bar{1}1\}$ (см. ниже) с нанесением их на сетку Вульфа (отдельно C_v и отдельно полюсов спайности). Методика определения примерного, а затем точного положения оптической оси такая же, как и для сдвойнированного кальцита (с. 104). Далее составляется и анализируется суммарная диаграмма ориентировки оптических осей.

Ориентировка оптических осей (рис. 44, а). Оптические оси обнаруживают преобладающую концентрацию в одном крупном максимуме с наивысшей плотностью 5% и в нескольких максимумах более низких концентраций, расположенных вблизи крупного максимума. Все существенные концентрации группируются в секторе, ограниченном дугой малого круга 45° , если центром его считать крупный максимум. Концентраций по дуге 49° не наблюдается, что не позволяет на основании теории считать данную ориентировку оптических осей образованной в стадию упругой деформации. Но если принять во внимание экспериментальные данные (с. 35, 38, 134), то можно допустить, что на ранних стадиях образования узора такая ориентировка могла иметь место. Концентраций по дуге 65° также не обнаруживается, что не дает оснований предполагать, что ориентировка возникла при растворении и переотложении кальцита в другом месте в соответствии с гипотезой Ж. Гогеля.

Расшифровывая диаграмму рис. 44, а, можно исходить из того, что ориентировка оптических осей происходила при трансляции, сопровождавшей перекристаллизацию. В этих условиях ось сжатия С кальцита совпадает с его оптической осью (рис. 39, в). Поэтому центр крупного максимума оптических осей можно считать совпадающим с осью сжатия С агрегата. Тогда в соответствии со стереографической проекцией изолиний S_0 при одноосной деформации (рис. 20, а) дуга малого круга 45° ограничит зоны сжатия и растяжения, а плоскость растяжения агрегата ТТ определится как перпендикулярная к С. Плоскость растяжения ТТ близка к плоскости сланцеватости и кливажа SS , но точно с ней не совпадает. Несмотря на наличие максимумов, оптические оси рассеяны по зоне сжатия, т.е. значение S_0 непостоянно (от 0 до 0,50).

Определение положения оси сжатия С агрегата, плоскости растяжения агрегата ТТ и весь излагаемый ниже ход исследования возможны только в том случае, если ориентировка C_{ν} обладает анизотропным характером. Методика для изотропных ориентировок C_{ν} пока еще не разработана.

Следующая стадия исследования — работа на сетке Вульфа с полюсами спайного ромбоэдра $r\{10\bar{1}1\}$. Поскольку оптическими методами невозможно установить, по какой именно из трех граней спайного ромбоэдра проходила трансляция, то ниже дается решение этого вопроса графическим путем.

Нанесение на сетку Вульфа полюсов спайности. Одновременно с определением координат C_{ν} в данном зерне наносятся на особую диаграмму все три полюса граней спайного ромбоэдра $r\{10\bar{1}1\}$. Эта операция нужна для последующего определения полюса грани, по которой происходила трансляция. Далее мы ее будем называть трансляционной гранью. Установить все три полюса спайности оптически не всегда удается. Обычно преобладают разрезы, в которых видны четкие следы одной и, при значительных наклонах столика, нередко слабые следы другой плоскости спайности. Вначале выбирают наиболее четкую спайность. Она лучше всего обнаруживается при высоком рельефе зерна (или при включенном анализа-

торе). Полос спайности должен составлять с C_v угол 45° . Если две другие спайности видны плохо или одна из них совсем не видна, то их положение можно определить графически. Для этого на сетке Вульфа вокруг выхода C_v измеряемого зерна проводится дуга малого круга радиусом 45° . На этой дуге в соответствии с кристаллографией кальцита (рис. 35) должны располагаться все полюса спайных плоскостей $r\{10\bar{1}1\}$. В плоскости чертежа угол, образованный полосами двух спайностей и C_v , составляет примерно 120° (рис. 44, б). Если известно положение полюса плоскости одной спайности, то остальные два определяются просто.

На рис. 44, б показаны два примера определения полюсов плоскостей спайности. C_v зерна № 11 располагается вблизи центра диаграммы. Четко определяется только полюс спайности, находящийся вправо от C_v (обведен кружком). Проводим вокруг C_v дугу 45° (так как проекция равноугольная, то траектория дуги не соответствует круговой). На этой дуге под углом 120° относительно C_v располагаются искомые два полюса спайности. Для зерна № 4 оптически определяются два полюса спайности (обведены кружками). Третий полюс находится как равностоящий от первых двух относительно C_v на дуге малого круга радиусом 45° .

Такова принципиальная сторона дела. Практически к построению дуг малого круга прибегать почти не приходится. На сетку наносится C_v и полюс четко видимой спайности. В соответствии с отмеченными выше особенностями, обобщенными на рис. 44, б, проставляется ожидаемое примерное положение двух других полюсов. Каждый из них приводится на горизонтальный диаметр сетки, и наклонами по оси H столика уточняется его положение. Таким способом устанавливаются координаты минимум двух полюсов, а нередко и всех трех. Если третий полюс расположен к оси H столика под углом более 50° , то на сетке проставляется его примерное положение. Возникающая при этом ошибка в положении полюса на дальнейшую работу существенного влияния не оказывает, так как этот полюс располагается вблизи центра диаграммы, где элементарные площади сферы на проекции очень малы.

Определение трансляционной грани. Оптическая ось C_v , совпадающая с осью сжатия S индивидуального зерна, ось растяжения T , перпендикуляр к плоскости трансляции $r\{10\bar{1}1\}$ и линия скольжения \mathcal{L} при данном положении оси сжатия S агрегата должны отражать о д и н а к о в о е реальное значение S_0 , которое определяется по стереографическим проекциям рис. 20, а и б. Эта зависимость используется для определения трансляционной грани. Пример такого определения показан на диаграммах рис. 44, в, г. На стереографической проекции изолинии S_0 для осей сжатия и растяжения индивидуальных зерен (рис. 44, в, аналогичен рис. 20, а) проставляется положение оси сжатия S данного зерна (она совпадает с C_v) и определяется S_0 . Так, для зерна № 4 $S_0 = 0,28$. На другой стереографической проекции изолиний S_0 — для линий скольжения \mathcal{L} и полюсов плоскостей скольжения (рис. 44, г, аналогичен рис. 20, б) — наносятся полюса всех трех граней спайного ромбо-

эдра $\tau \{10\bar{1}1\}$ этого зерна. Для зерна № 4 значения S_0 оказались равными 0,44, 0,35 и 0,29. Последнее значение S_0 , как наиболее близкое значению для оси сжатия С данного зерна, соответствует истинному, а полюс спайности, отмеченный знаком 4! и располагающийся на изолинии $S_0=0,29$, является полюсом трансляционной грани спайного ромбоэдра $\tau \{10\bar{1}1\}$.

В кальците возможно трансляционное скольжение одновременно по нескольким граням $\tau \{10\bar{1}1\}$. Это зависит от положения оптической оси зерна относительно оси сжатия С агрегата. Скольжение будет происходить по всем трем граням спайного ромбоэдра в том случае, если петроструктурная ось сжатия С будет совпадать с оптической осью (рис. 37, б и 39, в). Все три полуса спайных плоскостей расположатся на изолиниях с одинаковым значением, равным 0,50 или близким к нему (рис. 20, б или 44, г). Трансляция по двум граням спайного ромбоэдра будет осуществляться в том случае, если петроструктурная ось сжатия С будет приложена на ребро между ними в данном зерне. Полюса этих граней поместятся на изолиниях с равным значением S_0 и равным также значению S_0 для C_v исследуемого зерна. Значение S_0 для третьего полуса будет резко отличаться. При трансляции по двум граням S_0 может быть любым.

В рассматриваемом примере определение трансляционных граней производилось только для тех зерен, чьи C_v находятся в зоне сжатия. Их полуса обобщены на диаграмме рис. 44, д.

Ориентировка полюсов трансляционных граней $\tau \{10\bar{1}1\}$ (рис. 44, д).

В зонах сжатия и растяжения находится примерно одинаковое количество полюсов. Вместе с тем расположение полюсов в зоне сжатия более компактно. Они образуют широкий 5%-ный максимум, совпадающий с максимумом C_v , который отвечает положению оси сжатия С агрегата. Совпадение максимумов $\tau \{10\bar{1}1\}$ и C_v противоречит кристаллографии кальцита, если обработаны данные для одних и тех же зерен. Однако в рассматриваемом случае такого противоречия нет, так как полюсам $\tau \{10\bar{1}1\}$, попадающим в максимум, соответствуют C_v , располагающиеся вблизи границы зон сжатия и растяжения (рис. 44, а), т.е. отстоящие от них на 45° . В свою очередь оптическим осям, концентрирующимся в максимуме (рис. 44, а), отвечают полюса $\tau \{10\bar{1}1\}$, находящиеся вблизи границы зон сжатия и растяжения (рис. 44, д). Для тех зерен, чьи полюса $\tau \{10\bar{1}1\}$ располагаются в зоне сжатия, действующая сила (ось сжатия С агрегата) была приложена между C_v и $\tau \{10\bar{1}1\}$ (рис. 39, в). Соответственно для зерен, полюса $\tau \{10\bar{1}1\}$ которых находятся в зоне растяжения, действующая сила прилагалась между C_v и \mathcal{L} .

В целом ориентировка полюсов трансляционных граней отражает тот факт, что значение S_0 для разных зерен при деформации было неодинаковым. Узор диаграммы рис. 44, д не является принципиальным. Но он существенно отличается от узора ориентировки полюсов двойников кальцита, так как его максимумы не подчиняются контуру концентраций. Это связано с тем, что тип деформации был иным (см. далее).

Ориентировка осей растяжения Т (рис. 44, е). Координаты осей растяжения Т, линий скольжения \mathcal{L} и кристаллографических α -осей определялись графически из положения C_{11} и полюса трансляционной грани $r\{10\bar{1}1\}$ для данного зерна в соответствии с теми угловыми отношениями между ними, которые отражены рис. 39, г.

Все оси растяжения Т индивидуальных зерен располагаются в зоне растяжения. Максимальные их концентрации не превышают 4%, а расположение максимумов различной плотности по зоне растяжения закономерно. Это является отражением того, что S_0 зерен непостоянно.

Ориентировка кристаллографических α -осей (рис. 44, ж). Все кристаллографические α -оси концентрируются в зоне центрального меридиана, образуя полный пояс. Их ориентировка является наиболее однозначной сравнительно с ориентировкой других направлений. Строгость и идеальность этой диаграммы, построенной на графических вычислениях, подтверждает правильность определения трансляционной грани для каждого зерна (ось α - полюс дуги, проходящей через C_{11} и полюс r).

Ориентировка линий скольжения \mathcal{L} (рис. 44, з). Линии скольжения концентрируются преимущественно в зоне сжатия. Заметна также тенденция к образованию широкого пояса под небольшим углом к горизонтальному диаметру проекции. Ориентировка линий скольжения не позволяет выделить какой-либо преобладающей плоскости скольжения.

Тип деформации и вероятный механизм образования ориентировки. Общий одноосный характер деформации типа сплюснутого одноосного эллипсоида определяется ориентировкой оптических осей. На основании этой диаграммы устанавливается положение оси сжатия С и плоскости растяжения ТТ агрегата. Весь дальнейший ход исследования направлен к тому, чтобы оценить возможное значение двусосной деформации. Она может быть установлена двумя особенностями ориентировки динамических направлений Т и \mathcal{L} : 1) если оси растяжения Т и линии скольжения \mathcal{L} индивидуальных зерен образуют плотные преобладающие максимумы или 2) если линии скольжения концентрируются в главной плоскости скольжения $\mathcal{L}\mathcal{L}$, подобно тому как это было описано выше для деформации сдвойникового кальцита. Диаграммы рис. 44, е, з не показывают признаков двусосной деформации.

Опорной диаграммой для несдвойникового кальцита может служить диаграмма ориентировки оптических осей. Однако для развернутой характеристики деформации желателен полный динамический анализ ориентировки.

Механизм образования ориентировки несдвойникового кальцита, вероятно, был сложным. Нельзя, конечно, думать, что ориентировка оптических осей и других оптических и динамических направлений является следствием трансляции по спайному ромбоэдру. Мы вынуждены предполагать, что первоначальная ориентировка зерен до приложения внешней силы была иной и, вероятно, хаотичной. Упорядочение ориентировки, по-видимому, происходило в процессе

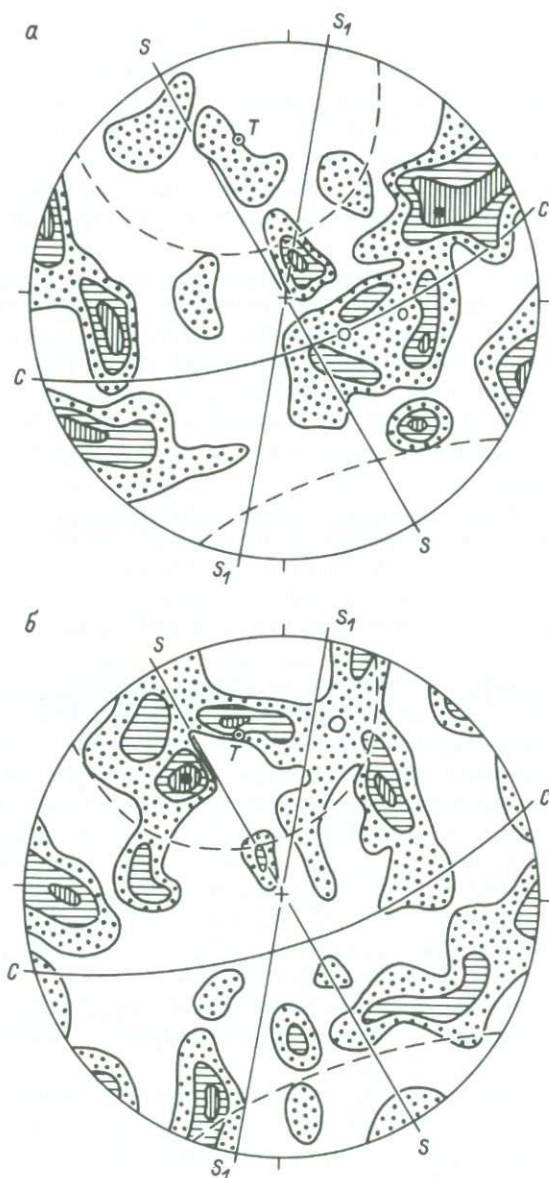


Рис. 45. Диаграммы ориентировки и динамический анализ несдвойникового кальцита (к примеру П). По 116 точек в каждой диаграмме.

а - оптические оси (=оси сжатия С индивидуальных зерен), изолинии 1-2-3-4%; б - полюса трансляционных граней спайного ромбоэдра, изолинии 1-2-3-4%; в - оси растяжения Т индивидуальных зерен, изолинии 1-3-5-6-8%; г - кристаллографические α -оси,

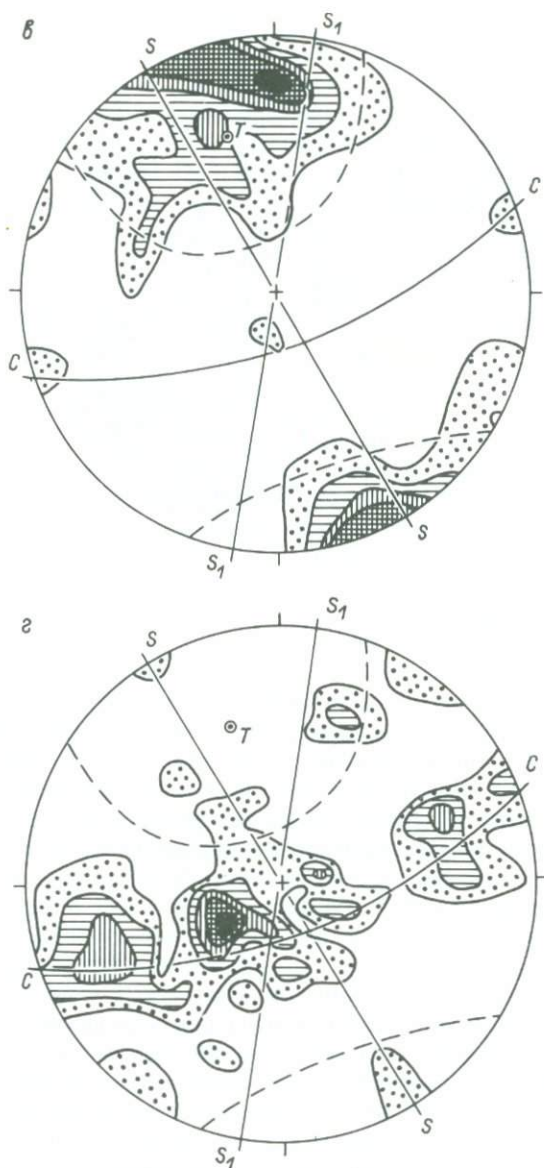


Рис. 45 (продолжение).

изолинии 1-2-3-4-5%; д - линии скольжения L , изолинии 1-2-3-4%; SS - плоскость слоистости; S_1S_1 - плоскость сланцеватости; T - ось растяжения агрегата, CC - плоскость сжатия агрегата; штриховая линия - граница зон сжатия и растяжения.

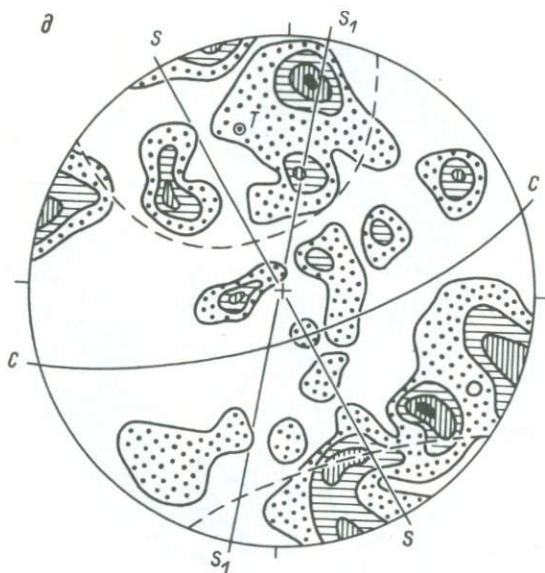


Рис. 45 (продолжение).

перекристаллизации в условиях ориентированного давления. Такое предположение находит подтверждение в экспериментах по деформации кальцита. Эксперименты показали, что по мере увеличения нагрузки происходит переориентировка кальцита, при этом оптические оси зерен стремятся приобрести положение близкое к оси сжатия, количество таких зерен прогрессивно увеличивается (Griggs, 1940; Griggs et al., 1951, 1953; Turner et al., 1956; Залесский, Розанов, 1960; Розанов, 1962). Было также доказано, что этот процесс происходит при экспериментальной перекристаллизации (Griggs et al., 1960). Таким образом, в процессе перекристаллизации в стадию упругой деформации зерна приобретают ориентировку, наиболее благоприятную для трансляционного скольжения, которое сопровождает перекристаллизацию на последних ее этапах и формирует окончательный вид микроструктурного узора.

Пример II. Ориентировка исследовалась в образце песчанистых известняков № 5436/46 (коллекция автора), взятом в тех же обнажениях, что и образец, описанный в предыдущем примере. Но кальцита равен 1.672, повышение N_0 вероятно, объясняется небольшой примесью $MnCO_3$ (менее 10%). Шлиф был вырезан в вертикальном сечении породы, перпендикулярно к слоистости и сланцеватости, линия пересечения которых параллельна шарниру обнажающейся здесь складки. Левая сторона диаграмм рис. 45 ориентирована в направлении S_3 340° .

Ориентировка оптических осей (рис. 45, а). В отличие от ориентировки C_3 в предыдущем примере диаграмма рис. 45, а не по-

казывает такой резкой анизотропии как диаграмма рис. 44, а. Вместе с тем заметен широкий пояс концентраций C_{ν} . Общий критерий существования ориентировки χ , вычисленный по методу А.Б. Вистелиуса (1953, 1958), равен 32,4 при $\nu=11$, что указывает на анизотропию ориентировки C_{ν} .

На диаграмме рис. 45, а не удается подобрать такого положения дуг малого круга в 49 и 65°, при котором бы они проходили через наиболее существенные концентрации оптических осей. Это не позволяет оценить роль упругой деформации и явлений растворения — переотложения при образовании данной ориентировки. Поэтому весь дальнейший ход исследования основывается на том, что ориентировка оптических осей и трансляционное скольжение представляют взаимосвязанные явления.

Так как C_{ν} при трансляции в индивидуальном кристалле совпадает с осью сжатия C , то широкий пояс концентраций является также поясом осей сжатия C . Из этого можно заключить, что тип деформации отличен от описанного в предыдущем примере и соответствует типу удлиненного одноосного эллипсоида. Ось растяжения T агрегата определяется как центр тяжести зоны низких концентраций C_{ν} . Построенная вокруг T дуга в 45° ограничивает зоны сжатия и растяжения. Центр зоны растяжения отвечает T , остальное поле составляет зону сжатия. Плоскость, полюсом которой является T , соответствует плоскости сжатия агрегата CC . Рассеивание C_{ν} по всему полю зоны сжатия показывает, что значения S_0 зерен были непостоянными (от 0 до 0,50).

На точность определения оси растяжения T агрегата нужно обратить особое внимание, так как от этого зависит достоверность всего дальнейшего исследования.

Ориентировка полюсов трансляционных граней $r\{10\bar{1}1\}$ (рис. 45, б). Определение полюса трансляционной грани принципиально не отличается от изложенного в предыдущем примере. Особенности заключаются в следующем. 1) Так как тип деформации соответствует удлиненному одноосному эллипсоиду, то при использовании стереографических проекций изолиний S_0 рис. 20 вместо оси C следует поставить ось T , а вместо плоскости TT — плоскость CC . 2). Поскольку ось растяжения T агрегата, определенная по микроструктурной ориентировке C_{ν} (рис. 45, а), наклонна, то соответственно надо наклонить и проекции рис. 20. Полюса трансляционных граней располагаются хаотически и не образуют четко обособленных максимумов, поясов или иных концентраций. Это является характерной особенностью несдвоенного кальцита при одноосной деформации, если S_0 было неодинаковым для различных зерен.

Ориентировка осей растяжения T , кристаллографических α -осей и линий скольжения \mathcal{L} (рис. 45, в — д). Оси растяжения T дают очень концентрированное расположение в зоне растяжения. Плотность наибольшего максимума 10%. Наиболее высокие концентрации кристаллографических α -осей образуют пояс, близкий к плоскости сжатия агрегата CC . Диаграммы рис. 45, в, г находятся в очень хо-

рошем соответствии с ориентировкой оптических осей как ориентировкой, образованной при деформации типа удлиненного одноосного эллипсоида.

Ориентировка линий скольжения \mathcal{L} подобна ориентировке полосов трансляционных граней и также хаотична. Каких-либо заметных концентраций не обнаруживается. Признаков двуслойной деформации в исследованном образце не выявляется.

Петрологическое значение разобранный пример приведено в статье автора, посвященной метаморфической полосчатости (Казаков, 1970б).

Динамический анализ и микроструктурная ориентировка кальцита в условиях суперпластического течения

Условия и признаки текучести кальцитовых пород. На переход материала к текучести и на ее интенсивность влияют многие факторы (с. 77). Наиболее сильно текучесть кальцита проявлена при высоких температурах (600–1050 °C), и именно в таких условиях проведено большинство экспериментов. Такие температуры при образовании метаморфических кальцитовых тектонитов в коре представляют, скорее, исключение, чем правило. Вместе с тем явления текучести кальцита выявлены и при температурах ниже 500–600 °C (рис. 26). Эта температурная область наиболее важна геологически, так как именно в ней возникает большинство кальцитовых тектонитов. При этих температурах и высоких стрессах преобладающим механизмом течения являются двойниковое и трансляционное скольжение. При высоких температурах наступает раздвойникование, которое вызывается действием других видов дислокационного крипа, а также более широким развитием диффузионного течения и трансформация кальцита в арагонит.

Внутри какой-либо достаточной широкой температурной области изменения температуры являются решающим фактором текучести. Экспериментально доказано, что влияние величины стресса значительно сильнее, чем влияние температуры. Суперпластическое течение облегчается наличием в кальците многочисленных плоскостей скольжения и высокой насыщенностью первично-карбонатных пород водой и летучими. В геологических условиях суперпластическое течение очень медленный процесс и ему способствует длительность геологического времени. Все это приводит к широкому развитию текучести кальцитовых пород в разных фациях метаморфизма. При всех прочих равных условиях большое значение имеет размер зерен — чем меньше их размер, тем действует более широкая область факторов и условий течения.

Большинство суперпластических тектонитов возникают либо в условиях одностороннего сжатия, либо при направленном растяжении. Текстурным выражением первых условий является дискообразная

форма агрегатов, а при направленном растяжении — сигарообразная форма. Геологически условия сжатия проявляются в явлениях сплющивания, расщепления, милонитизации, направленное растяжение — в зонах пережима пластов и в межбужинных промежутках. Однако это не единственные текстурные и геологические типы.

Наиболее благоприятными для проявления суперпластического течения являются: по составу — мономинеральные или почти мономинеральные породы, средне- и мелкозернистые, по текстуре — с удлинением или уплощением зерен. В микроструктурном отношении признаком суперпластического течения служат: в сдвойникованных кальцитах — преимущественное развитие одной системы двойников по $e\{01\bar{1}2\}$ с плоскостями срастания, субпараллельными плоскостной текстуре породы (слоистости, сланцеватости), в несдвойникованных кальцитах — положение одной из плоскостей трансляции по $r\{10\bar{1}1\}$ субпараллельно плоскостной текстуре, что выразится в ориентировке оптических осей под углом 45° к полюсу плоскостной текстуры. Эти предельные ориентировки достигаются посредством синкристаллизационного вращения плоскостей скольжения зерен в положение, субперпендикулярное к оси сжатия и субпараллельное с направлением растяжения.

Микроструктурная ориентировка и динамический анализ. Ведущей является диаграмма ориентировки двойников по $e\{01\bar{1}2\}$. Такие диаграммы представлены на рис. 46, б, г. Они составлены для кальцита среднезернистых мраморов диабаз-филлитовой формации (зеленосланцевая фация метаморфизма) северного склона Берковской Планины в северо-западной части Болгарии. Кальцитовые зерна удлинены и составляют вместе с серицитом сланцеватость S , параллельную слоистости. Полюса двойников образуют максимум высокой концентрации. Центр его тяжести совпадает с полюсом слоистости = сланцеватости и соответствует оси сжатия S .

Ориентировка оптических осей C_v возникает пассивно в процессе поворота зерен, целиком зависит от ориентировки двойников, максимум C_v отстоит от максимума полюсов двойников теоретически на 26° . Этот угол может быть больше или меньше, а максимум C_v более размытым или более компактным в зависимости от отклонений плоскостей срастаний двойников от положения, параллельного плоскости S . Угол $C_v \perp e$ обычно бывает меньше 26° , так как вращение зерна затруднено соседними зернами. Экспериментально установлено, что в пределах $0-26^\circ$ этот угол увеличивается с увеличением степени удлинения зерен (Ferreira, Turner, 1964).

Оптические оси C_v могут концентрироваться в одном или двух максимумах (рис. 46, а, в). Это связано с четкой направленностью двойникового скольжения по грани $e\{01\bar{1}2\}$ в направлении к C_v (рис. 37, а, 39, а). В случае одного максимума C_v преобладали однонаправленные движения при двойниковом скольжении, в случае двух максимумов C_v — встречные движения, которые осуществлялись в направлении оси растяжения T (отстоит от S на 90° в плоскости $C_v \perp e$). Ось растяжения T отвечает линейному

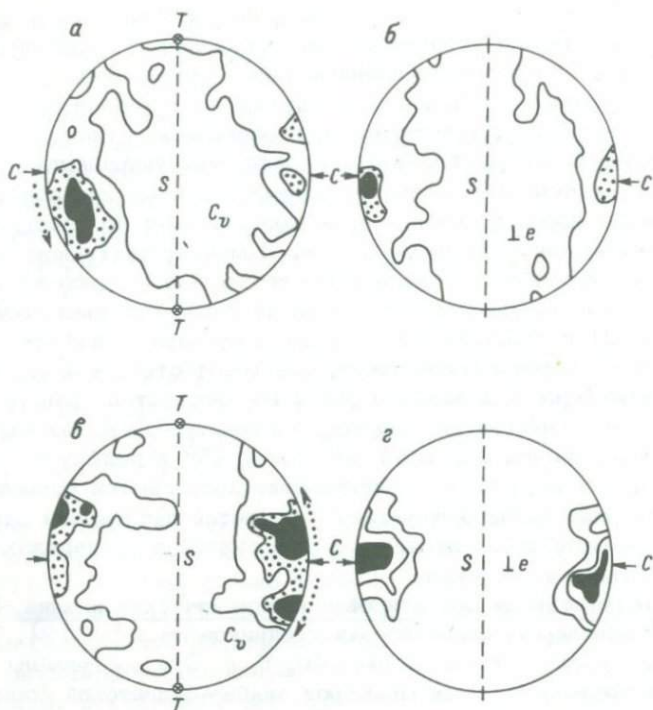


Рис. 46. Ориентировка C_D (а, в) и полос двойников кальцита по $e\{01\bar{1}2\}$ (б, г) при суперпластическом течении. Мраморы Берковской Планины, Болгария, по И.С. Хайдутову (Haidoutov, 1968), обработано А.Н. Казаковым.

C — ось сжатия; T — направление суперпластического течения; точечные стрелки — направления скольжений; S — плоскость слоистости-сланцеватости.

направлению суперпластического течения. Симметрия деформации в целом моноклинная (с плоскостью симметрии в плоскости чертежа рис. 46). В том случае, если суперпластическое течение возникает в процессе сплющивания, то двойниковые скольжения при благоприятном расположении зерен могут осуществляться по всему периметру плоскости S , что выразится в концентрации C_D по дуге малого круга в $26^\circ \pm n^\circ$. Следует подчеркнуть, что при суперпластическом течении максимум оптических осей C_D никогда не будет совпадать с осью сжатия, как бы близко он к ней ни приближался.

Рассмотренные соотношения концентраций C_D и $\perp e\{01\bar{1}2\}$ между собой и с плоскостью S очень точно отражают особенности суперпластического течения. Такие соотношения выявляются не только в отдельных шлифах, но и в сводных диаграммах по большим полям. Так, в мраморах Главного рудного тела месторождения Тырны-

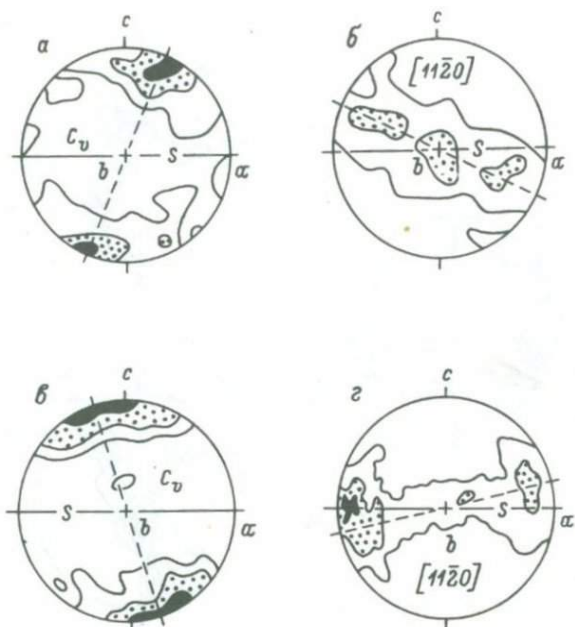


Рис. 47. Ориентировка C_v (а, в) и кристаллографических осей кальцита α $[11\bar{2}0]$ (б, г) при суперпластическом течении. S - сланцеватость.

α , b , c - структурные координатные оси; штриховые линии - оси и плоскости симметрии; а, б - в мраморах из высокометаморфизованных мезозойских осадков Центральных (Лепонтинских) Альп (Wenk et al., 1968); в, г - из тонкозернистых кальцитовых милонитов Бетских Кордильер, Испания (Behrman, 1983).

ауз максимумы C_v отдельных диаграмм (5000 измерений) показали две концентрации (аналогично рис. 46, в), а максимумы $\perp e\{01\bar{1}2\}$ (3000 измерений) - одну крупную концентрацию, как в диаграмме рис. 46, г (Пэк, 1962, с. 161), чем подтверждается большая роль суперпластического течения в формировании рудного поля (А.В. Пэк определяет деформацию как сплющивание).

В прямой пространственной зависимости от положения максимума C_v находится и ориентировка кристаллографических осей α $[11\bar{2}0]$ как отстоящих в индивидуальных кристаллах друг от друга на 90° . При обязательном косом положении C_v относительно оси стресса (сжатия) S (=структурной оси $c = \perp e\{01\bar{1}2\}$) оси $[11\bar{2}0]$ образуют пояс, расположенный под косым углом к плоскости S (слоистость, полосчатость), равным углу $C_v : \perp e$ (рис. 47). В кальците три оси $[11\bar{2}0]$ - α_1 , α_2 , α_3 (рис. 35). В пределах пояса выделяются три максимума, соответствующие этим осям (рис. 47, б, г; Ferreira, Turner, 1964, с. 863 и др.). Одна из них обычно совпадает со структурной осью b .

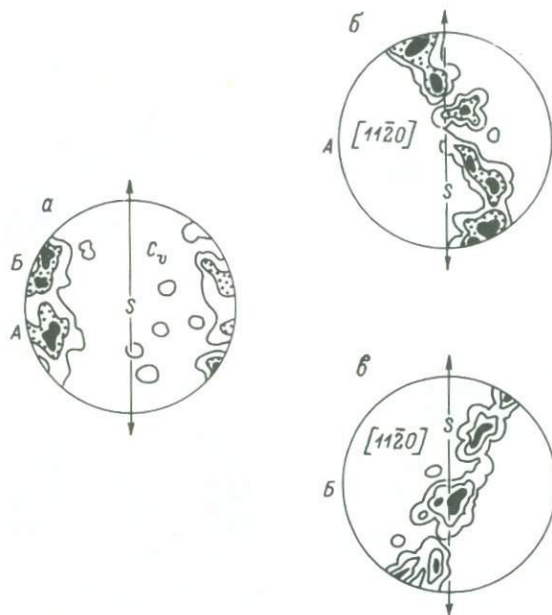


Рис. 48. Два максимума C_v и соответствующие им пояса осей $\alpha[11\bar{2}0]$ кальцита в эксперименте по суперпластическому течению (Griggs, Turner, Heard, 1960).

Направление растяжения показано стрелками; S - плоскость расщепления, А и Б - коррелируемые максимум C_v и пояс $[11\bar{2}0]$.

В случае двух максимумов C_v наблюдаются соответственно и два пояса осей $\alpha[11\bar{2}0]$, связанных с каждым из максимумов C_v (рис. 48). Если мысленно объединить рис. 48, б, в в одну диаграмму, то получим пояс осей $\alpha[11\bar{2}0]$, расширяющийся к периферии диаграммы. Ось симметрии этого пояса будет совпадать с плоскостью S , но из такого среднестатического положения нельзя делать принципиальных выводов, так как во всех случаях субпараллельно S располагаются плоскости двойников.

Элементы суперпластического течения в ориентировке кальцита начинают проявляться еще в стадию пластической деформации, которая также называется стадией первичного крипа. Это выражается в ориентировке C_v , $\perp e\{01\bar{1}2\}$ и осей α части зерен агрегата соответственно с ориентировкой при суперпластическом течении (рис. 46, 47). Например, в группе ориентировок рис. 42 главный максимум C_v отклоняется от положения, перпендикулярного к SS (рис. 42, а), тогда как главный максимум $e\{01\bar{1}2\}$ перпендикулярен к SS (рис. 42, б), а главные максимумы осей α расположены под косым углом к SS (рис. 42, г).

Общие кристаллографические особенности доломита аналогичны кальциту (рис. 35). Двугранные углы между различными кристаллографическими направлениями отличаются от соответственных углов в кальците всего на $0,5-1^\circ$:

$$\begin{array}{ll} c : r = 44^\circ & r_1 : f_1 = 73,5^\circ \\ c : f = 62,5^\circ & r_1' : f_2 = 50^\circ \\ r_1 : r_2 = 74^\circ & f_1 : f_2 = 80^\circ \end{array}$$

Несмотря на общее кристаллоструктурное сходство с кальцитом, присутствие в доломите Mg -катиона существенно влияет на его физические свойства. Общее влияние сводится к увеличению прочностных характеристик.

О р и е н т и р о в к а д о л о м и т а в у п р у г о м п о л е

Упругие свойства доломита изучены слабо. В конце прошлого века В. Фойгт определил значение константы податливости доломита и кальцита для направлений в плоскости спайного ромбоэдра и построил характеристические кривые для этой плоскости (Voigt, 1890). Кривые сходны с тем отличием, что S_{max} доломита сравнительно с кальцитом расположена ближе к оптической оси на $5-10^\circ$. Эюра податливости доломита, вероятно, подобна эюре кальцита (рис. 6), но с указанной поправкой.

Полное экспериментальное исследование ориентировки C_v доломита при разных температурах от 100 до $1000^\circ C$ выполнили Г. Венк и Д. Шор (Wenk, Shore, 1975). В интервале $100-500^\circ C$ (рис. 49) C_v доломита расположено под углом $40-80^\circ$ к направлению действующей силы. Угол $C_v : \sigma$ увеличивается с возрастанием температуры, что в принципе позволяет использовать этот угол для оценки температурности конкретных ориентировок. От $650^\circ C$ и выше большинство C_v зерен доломита в агрегате параллельны направлению действующей силы. Такой ориентировке подчиняется наибольшее количество зерен при $900^\circ C$. По данным Е. Нейманна, при $1000^\circ C$ и всестороннем давлении 15 кбар снова преобладают ориентировки C_v под углом к направлению действующей силы (Neumann, 1969), но эти рТ-условия не характерны для образования доломитовых пород.

Первый тип, более низкотемпературный, однозначно проявляется в ориентировке C_v зерен доломитового агрегата по дугам малых кругов проекции. На рис. 50, а представлены ориентировка C_v доломита в карбонатитах. Направление действующей силы расположено в плоскости полосчатости S , что указывает на растяжение в этом направлении. C_v доломита в доломитовых милонитах (рис. 50, б) ориентируются по дуге малого круга большего радиуса, чем в пер-

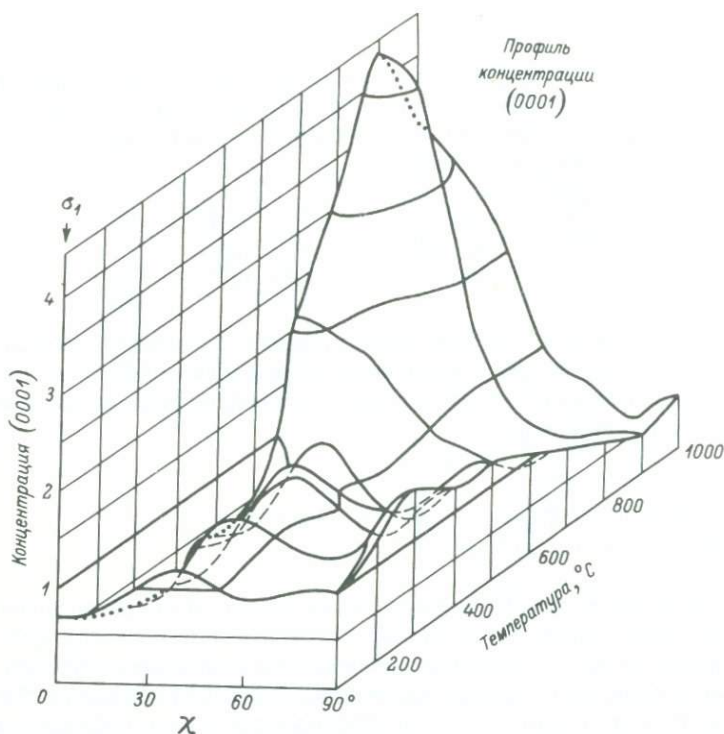


Рис. 49. Блок-диаграмма профиля C_{0001} -осей доломита относительно направления действующей силы σ_1 как функции температуры.

χ - угол $C_{0001} : \sigma_1$ (Wenk, Shore, 1969).

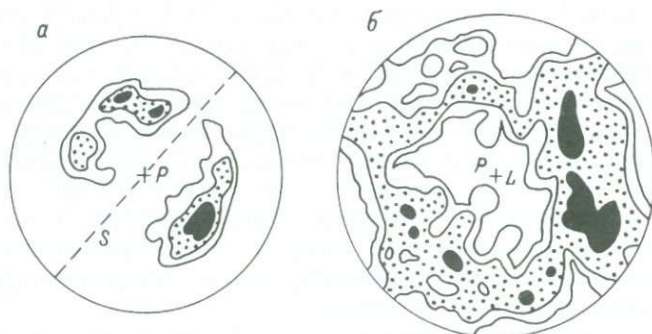


Рис. 50. Ориентировка C_{0001} доломита в упругом поле.

а - низкотемпературные карбонаты, S - плоскость полосчатости (Фролов и др., 1969); б - доломитовые милониты в кварцевых филлонитах, Инсбрук, Австрия, L - линейность (Ladurner, 1953; Turner, Weiss, 1964, с. 246); P - направление действующей силы.

вом случае, что указывает на более высокую температуру при образовании ориентировки. Направление действующей силы совпадает с линейностью – удлинением доломитовых зерен, что возможно лишь в условиях растяжения по этому направлению.

Второй тип, характеризующийся сильным максимумом $C_{\nu}LS$, не определяет четко механизм ориентировки и может быть образован в упругом поле, при двойниковом скольжении по острому ромбоэдру $f\{02\bar{2}1\}$ или при базальной трансляции в условиях суперпластического течения. Для его расшифровки требуются дополнительные структурные, текстурные или геологические данные.

Динамический анализ ориентировки доломита стадии пластической деформации

Двойниковое и трансляционное скольжение в доломите

Предел упругости доломита очень высокий. Для того чтобы вызвать трансляцию, необходимо приложить нагрузку не менее 800 кг/см^2 . С повышением температуры нагрузка должна быть еще более увеличена (рис. 51). Минимальное значение τ_c при двойниковании составляет 500 кг/см^2 (при 500°C). Для того чтобы вызвать двойникование при более низких температурах, нагрузка должна быть резко увеличена.

Главнейшими плоскостями, по которым осуществляются скольжения при пластической деформации, являются: грани острого ромбоэдра $f\{02\bar{2}1\}$ (двойниковое скольжение), грани спайного ромбоэдра $r\{10\bar{1}1\}$, базопинакоид $\{0001\}$ и грани острого ромбоэдра (трансляционное скольжение). Преимущественные температурные интервалы действия этих механизмов показаны на рис. 52.

Скольжение с образованием механических двойников происходит в доломите по любой из граней острого ромбоэдра $f\{02\bar{2}1\}$ с движением верхнего слоя решетки по нижнему слою от оптической оси (движение в отрицательном смысле – рис. 53, а). Линией скольжения является длинная диагональ острого ромбоэдра. Эти особенности двойникования доломита первоначально предполагались Х. Ферберном и Г. Хоуксом на основании анализа микроструктурных ориен-

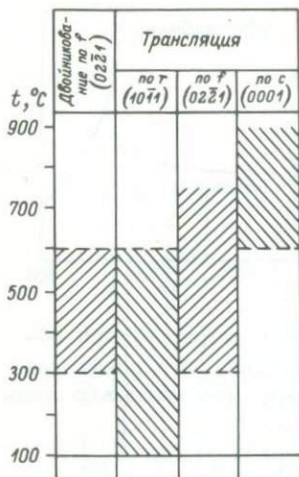


Рис. 52. Преимущественные температурные интервалы двойникования и трансляции в доломите.

тировок (Fairbairn, Howkes, 1941), а затем были подтверждены экспериментально (Turner et al., 1954; Handin, Fairbairn, 1955; Higgs, Handin, 1959). Двойники были получены при температурах 300–600 °С, в экспериментах при комнатной температуре и выше 600 °С двойникования не обнаружено (Barber et al., 1980). В интервале 300–600 °С двойникование усиливается с повышением температуры.

Достижением последнего времени явилось установление трансляционного скольжения по острому ромбоэдру $f\{02\bar{2}1\}$ с направлением скольжения в положительном смысле (к оптической оси, рис. 53, б), противоположном направлению двойникового скольжения (Barber et al., 1980). Эта трансляция происходит при температурах более 300 °С.

В последнее время также было установлено большое значение трансляции по слайному ромбоэдру $r\{10\bar{1}1\}$ с взаимнообратным скольжением к оптической оси и от оптической оси с линией скольжения $[21\bar{1}0]$ (Wenk, Shore, 1975) – рис. 53, в. Трансляция по $r\{10\bar{1}1\}$ действительна в широком интервале температур – от 0 до 600 °С.

Трансляция по базопинакоиду с $\{0001\}$ была установлена еще в 1902 г. А. Джонсенем (Johnsen) и до 1970-х годов считалась в доломите единственно возможной во всех температурных интервалах. Г. Венк и Д. Шор показали, что трансляция по $c\{0001\}$ наиболее эффективна при высоких температурах (Wenk, Shore, 1975). Ниже 700 °С она подчинена трансляции по r и двойникованию по f . Линией скольжения является ось α (рис. 53, г). Д. Хиггс и Д. Хандин (Higgs, Handin, 1959) установили, что скольжения параллельно C -оси могут происходить в любом направлении, т.е. как от положительного ее конца к отрицательному, так и наоборот. Дополнительное направление скольжения $\perp m\{10\bar{1}0\}$ (Weiss, Turner, 1972). Оно отличается на 30° от направления оси α .

Комплексная ориентировка сдвойникового доломита.

Исследовать стадию пластической деформации доломита посредством микроструктурного анализа можно наиболее эффективно по ориентировке его сдвойникованных разновидностей. Динамический анализ несдвойникованных доломитов еще не разработан.

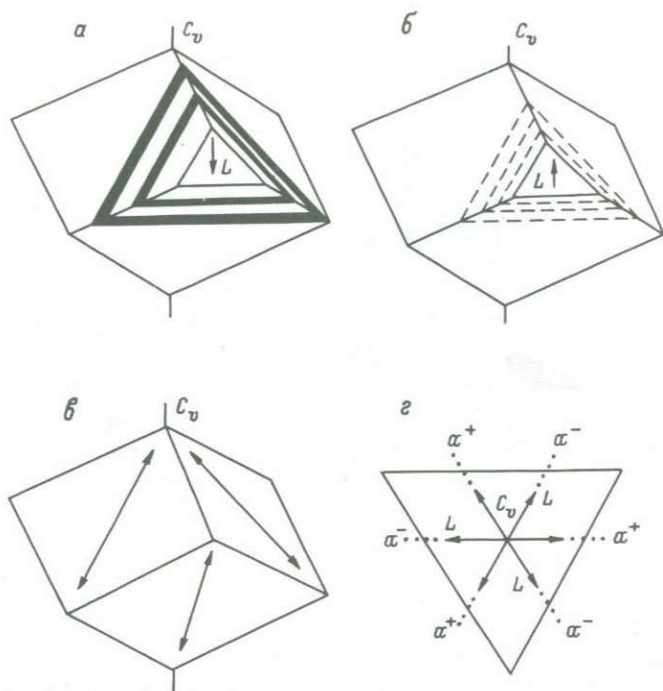


Рис. 53. Двойниковое (а) и трансляционное (б-г) скольжение в доломите.

а - спайный ромбоэдр $r\{10\bar{1}1\}$ доломита с ориентировкой одной из трех систем двойников по острому ромбоэдру $f\{02\bar{2}1\}$. Стрелка L - линия скольжения, направление движения - от оптической оси C_v (движение в отрицательном смысле); б - трансляция по острому ромбоэдру $f\{02\bar{2}1\}$, направление скольжения - к оптической оси (движение в положительном смысле); в - трансляция по спайному ромбоэдру $r\{10\bar{1}1\}$, направления скольжения взаимно обратны; г - сечение спайного ромбоэдра $r\{10\bar{1}1\}$ доломита по базопинакоиду $c\{0001\}$, который является плоскостью трансляции; α^+ , α^- - кристаллографические α -оси с соответствующим знаком их концов, скольжения взаимнообратны.

Для сдвойникованных доломитов составляется набор диаграмм комплексной ориентировки, который в принципе аналогичен сдвойникованному кальциту. В него входят диаграммы суммарной ориентировки C_v , полюсов двойников по $f\{02\bar{2}1\}$, кристаллографических α -осей (шарниров скольжения R при двойниковании) и C , T , L . Диаграмма C_v необходима для распознавания ориентировок, образованных в упругом поле. На основании остальных диаграмм производится анализ ориентировок пластической стадии деформации.

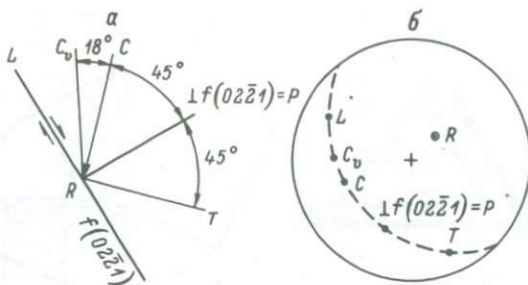


Рис. 54. Положение динамических направлений C, T, L, P в доломите при двойниковании, $S_0 = 0.50$.

a — разрез, перпендикулярный к плоскости $f\{02\bar{2}1\} = P$ и параллельный линии скольжения L ; b — стереографическая проекция косяго сечения; C_v — оптическая ось; C — ось сжатия; T — ось растяжения; R — шарнир скольжения; односторонние стрелки показывают направление скольжения.

Весь цикл и последовательность работы с микроскопом и сеткой Вульфа аналогичны сдвойникованному кальциту (с. 104) с учетом той поправки, которая обуславливается углом $C_v: \perp f\{02\bar{2}1\}$. Теоретически этот угол равен 63° . Пределы отклонений, как и у кальцита, составляют $\pm 5^\circ$.

После измерения координат C_v и $\perp f\{02\bar{2}1\}$ и нанесения их на сетку дальнейшие графические операции по определению положения C, T, L и R производятся в соответствии с рис. 54. Приведем точки выхода C_v и $\perp f\{02\bar{2}1\}$ для данного зерна на одну из дуг большого круга сетки и отложив от C_v в сторону $\perp f\{02\bar{2}1\}$ угол 18° , получим точку C , соответствующую оси сжатия. От оси сжатия C на 90° будет располагаться ось растяжения T , а на 90° от $\perp f\{02\bar{2}1\}$ — линия скольжения L . Полус плоскости, проходящий через L, C_v, C, R и T , совпадает с одной из кристаллографических α -осей (шарнир скольжения R при двойниковании). Расположение C и T относительно грани двойникового ромбоэдра и C_v доломита противоположно кальциту. Это связано с противоположным направлением двойникового скольжения.

Определение знака кристаллографической α -оси в принципе такое же, как и у кальцита, т.е. исходя из взаимного положения C_v и полоса двойников, в данном случае по $f\{02\bar{2}1\}$ (рис. 35).

Динамический анализ ориентировки сдвойникованного доломита

Изученный образец представлен мелкозернистым доломитовым мрамором монгошинской свиты верхнего протерозоя из юго-восточ-

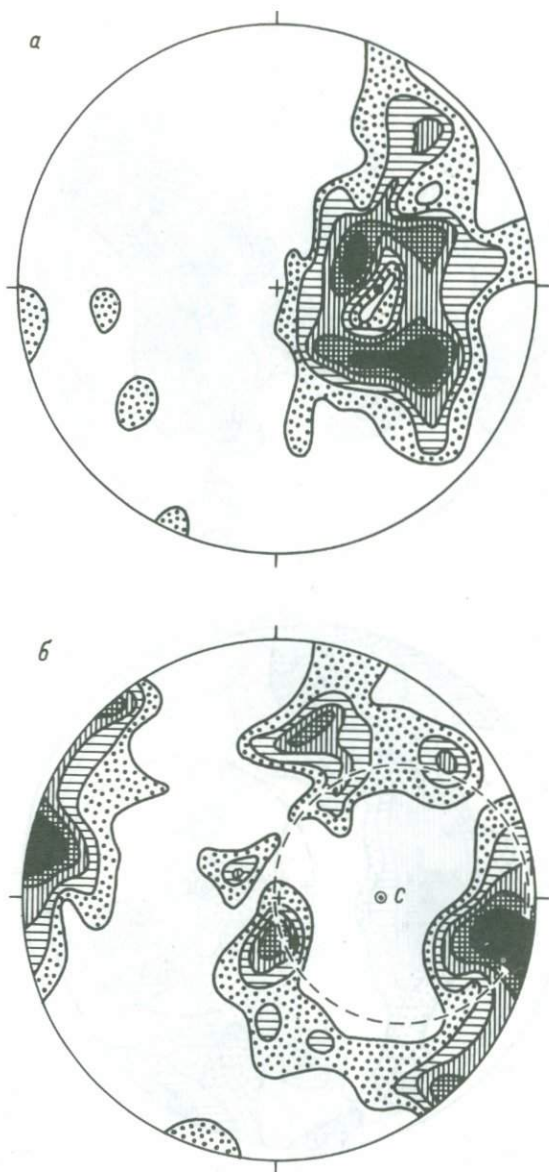


Рис. 55. Диаграммы ориентировки и динамический анализ сдвойникового доломита. Изолинии 1-2-3-4-5%. По 120 точек в каждой диаграмме.

а - оптические оси; б - полоса двойников по $f \{02\bar{2}1\}$; в - оси сжатия С индивидуальных зерен; г - оси растяжения Т индивидуальных зерен, е - кристаллографические α -оси; С - ось сжатия агрегата (дуга 45° , проведенная штриховым пунктиром вокруг С, ограничивает зону сжатия, остальное поле проекции - зона растя-

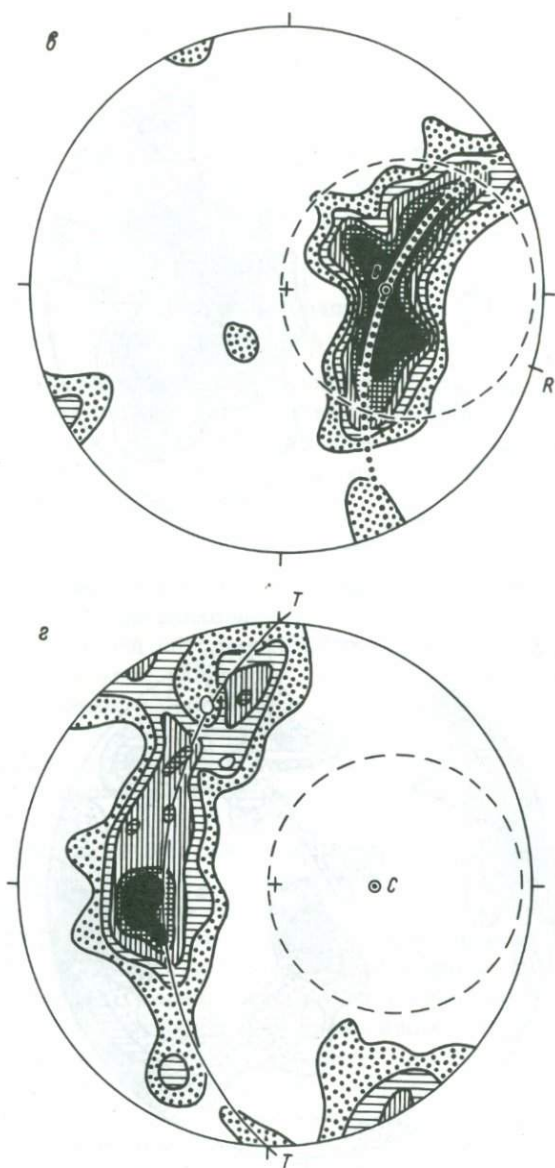


Рис. 55 (продолжение).

жения); TT – плоскость растяжения агрегата; R – ось наложенного механического вращения, точечный пункт – траектория смещения оси сжатия C агрегата при наложенном механическом вращении.

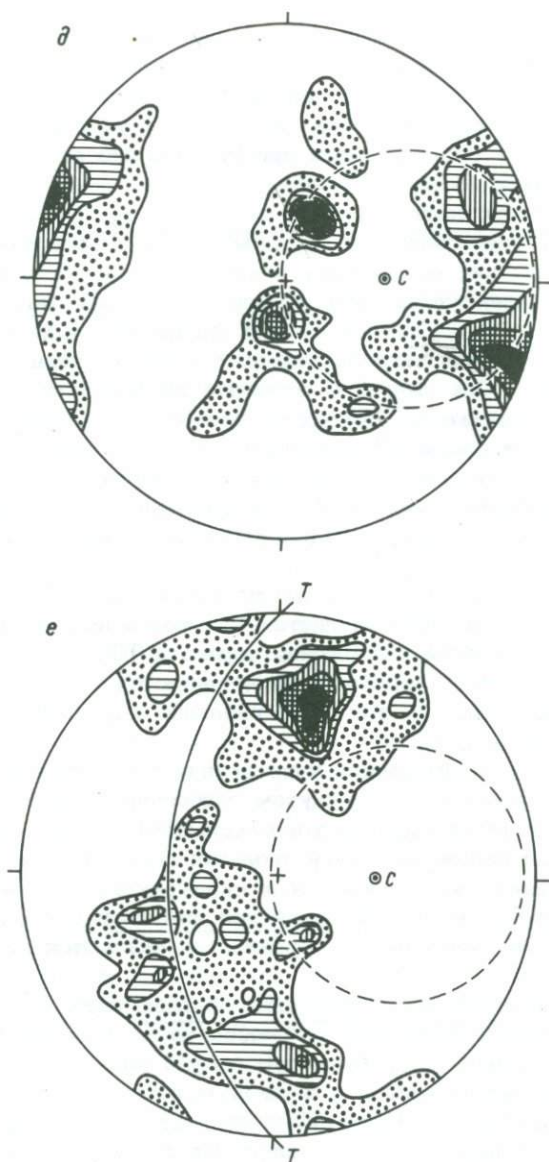


Рис. 55 (продолжение).

ной части Восточного Саяна.* Все измерения, вычисления и составление диаграмм были выполнены Ю.В. Миллером (рис. 55).

* Обр. 769/2 из коллекции Ю.В. Миллера. Бассейн р. Оки, правый склон долины р. Улзыты, в 2,5 км выше устья р. Олом-Жалги.

Ориентировка оптических осей (рис. 55, а). Оптические оси концентрируются в одном из участков диаграммы, давая замкнутую эллиптическую концентрацию, напоминающую концентрацию по одной из дуг малого круга проекции. Однако трудно сказать, что такого рода ориентировка C_v была образована в упругую стадию деформации, так как она тесно связана с ориентировкой осей сжатия C при двойниковании (см. ниже).

Ориентировка полюсов двойников по $f\{02\bar{2}1\}$ (рис. 55, б). В этой ориентировке отчетливо проявлен крупный максимум на краю диаграммы и еще ряд максимумов и концентраций, которые, взятые вместе, распределяются по дуге малого круга с кривизной 45° .

Ориентировка C, T, \mathcal{L} . Оси сжатия индивидуальных зерен (рис. 55, в) образуют плотную вытянутую концентрацию в правой части диаграммы. Ось сжатия C агрегата находится без труда как центр тяжести максимума. Исходя из этого и в соответствии со стереографической проекцией изолиний S_0 при одноосной деформации (рис. 20, а) дуга 45° с центром в C очертит границу зон сжатия и растяжения. Отклонения концентраций от оси сжатия C агрегата связаны с наложенной деформацией, которая будет рассмотрена ниже.

Оси растяжения (рис. 55, г) дают четкий пояс по дуге большого круга, полюсом которого является C . Осевая плоскость пояса соответствует плоскости растяжения агрегата TT .

Линии скольжения (рис. 55) концентрируются по границе зон сжатия и растяжения, т.е. также по изолинии $S_0=0,50$ для линий скольжения (рис. 20, б).

Распределение динамических направлений точно отвечает их положению в теоретическом сплюснутом одноосном эллипсоиде. Значение S_0 статистически постоянно и максимально (равно 0,50).

Показательно положение линий скольжения \mathcal{L} . В одноосном эллипсоиде поверхностью максимальных скальвающих напряжений является конус, совпадающий с границей зон сжатия и растяжения. Линии скольжения исследованного образца располагаются по этому конусу.

Ориентировка кристаллографических α -осей (рис. 55; е). В распределении кристаллографических α -осей также заметен поясовый характер. Пояс относится к малокруговому с большим радиусом кривизны (след его на рис. 55, е располагается между штриховым кругом и дугой большого круга TT). Положительные и отрицательные концы α -осей по поясу рассеяны равномерно и не дают существенных полярных концентраций.

Взаимосвязь динамических и оптических направлений, тип деформации. Ось сжатия C агрегата располагается приблизительно в центре эллиптической концентрации оптических осей (рис. 55, а). Исходя из угловых отношений между осью сжатия C и оптической осью C_v в индивидуальных зернах (рис. 54, а, б), можно видеть, что пояс малого круга концентраций оптических осей должен иметь радиус 18° . Наблюдаемые концентрации C_v располагаются вблизи траектории с таким радиусом.

Полюса двойников по $f\{02\bar{2}1\}$ (рис. 55, б), как и линии скольжения, располагаются в ряде максимумов различной плотности по границе зон сжатия и растяжения или вблизи нее. Для индивидуальных зерен полюс двойника будет отстоять на 90° от линии скольжения и разместится на противоположной (через ось С) стороне пограничной линии между зонами сжатия и растяжения.

Геометрические соотношения концентраций динамических направлений, отражаемые диаграммами рис. 55, показывают, что тип деформации сдвойникового доломита отвечал типу одноосного сплюснутого эллипсоида.

Посткристаллизационное вращение. На диаграмме рис. 55 четко видно, что оси сжатия С рассеяны не случайно, а строго определенно — по дуге малого круга с осью R, отмеченного на рис. 55, в точечным пунктиром. Ось сжатия С индивидуального зерна является линейным направлением. Рассеяние любых линейных направлений по дугам малых кругов — один из надежных признаков наложенного механического вращения, осью вращения является ось R. Волнистое погасание многих зерен и изгибание двойников, наблюдаемое в шлифах, в которых исследовалась ориентировка, возможно, также являются следствием этой деформации.

С наложенным механическим вращением, по-видимому, также связано искажение ориентировки оптических осей C_{D} и кристаллографических α -осей. Малокруговая концентрация оптических осей была деформирована в эллиптическую концентрацию.

Динамический анализ и микроструктурная ориентировка доломита в условиях суперпластического течения

Суперпластическое течение в доломитовых породах. Доломитовые породы значительно более жесткие, чем кальцитовые породы. Для того чтобы вызвать течение при одних и тех же температурах, для первых требуется значительно большее дифференциальное давление, чем для вторых (рис. 26). Суперпластическое течение начинается у тех и у других при 2%-ной деформации, но для того чтобы вызвать течение, например, при всестороннем давлении 2000 кг/см^2 , к доломитам необходимо приложить дифференциальный стресс 7000 кг/см^2 , тогда как к кальцитам только в 4000 кг/см^2 (Handin, Hager, 1957). Способность к течению в установленном режиме, отражаемая кривыми напряжение-деформация, у кальцитов сильно зависит от температуры (рис. 25), тогда как у доломитов резкой разницы, зависимой от температуры, в характере кривых нет (рис. 56). Важно также, что в условиях растяжения требуется почти вдвое меньший дифференциальный стресс, чем в условиях сжатия (рис. 56). Таким образом, при высоких дифференциальных стрессах суперпластическое течение в доломитах может осуществляться и при

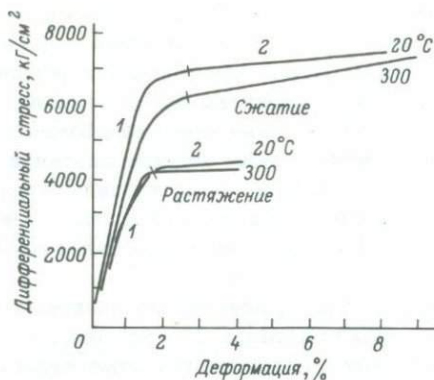


Рис. 56. Диаграмма напряжение–деформация для доломитов Хасмарка при 5000 атм всестороннего давления (Handin, Fairbairn, 1955).

1 – первичный крип; 2 – вторичный крип (течение в установившемся режиме). У кривых показана температура эксперимента.

низких температурах, свойственных зеленосланцевой и низкотемпературной части амфиболитовой фации.

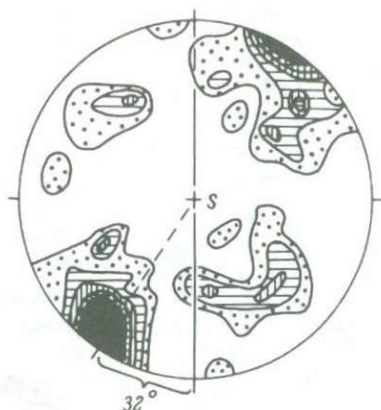
Микроструктурная ориентировка и динамический анализ. Главнейшим механизмом суперкластического течения в доломитах являются трансляционное и двойниковое скольжение по плоскостям острого ромбоэдра $f\{02\bar{2}1\}$ и трансляция по базопинаккиду $c\{0001\}$.

Двойниковые пластинки лежат в плоскости течения, и расшифровка такой ориентировки не представляет труда. Трансляция может быть установлена по угловым соотношениям главного максимума C_{ν} с плоскостями скольжения S породы, отмечаемыми сланцеватостью или кливажом. В случае трансляционного скольжения по $f\{02\bar{2}1\}$ этот угол должен составлять теоретически 27° , как это следует из рис. 54, а. В реальных ориентировках он может несколько отличаться от теоретического. Одна из таких ориентировок представлена на рис. 57. Главный максимум C_{ν} расположен к плоскости кливажа сланцеватости S под углом 32° , что указывает на совпадение одной из плоскостей острого ромбоэдра f с плоскостью S . Увеличение угла в данном случае может объясняться тем, что исследованный доломит железосодержащий, с $Ne=1.512\pm 0.002$.

На рис. 58 показана серия диаграмм ориентировки C_{ν} доломита в различных частях складки доломитовых филлитов. Главнейшей особенностью диаграмм является расположение главного максимума C_{ν} доломита под косым углом к кливажу сланцеватости и отклонением его в одну сторону от S (в данном случае по часовой стрелке). Угол составляет $27-40^{\circ}$. Из этих особенностей следуют три вывода:

Рис. 57. Суммарная ориентировка 150 оптических осей несдвоенного доломита.

Доломитовый филлит, мамская серия Северо-Байкальского нагорья, левый берег р. Мамы, между реками Нундукан и Довгакит. Обр. 4947/4 из коллекции автора. Изолинии 1-2-3-4-5%. Максимальная концентрация 11%; S - плоскость сланцеватости-кливажа.



- 1) плоскости трансляционного скольжения $f\{02\bar{2}1\}$ субпараллельны плоскостям S , которые являются вследствие этого плоскостями течения;
- 2) складка образовалась в условиях суперпластического течения при оси сжатия, перпендикулярной к плоскости S , и относится к типу складок ламинарного течения;
- 3) кристаллизация доломита в данной ориентировке является синдеформационной, т.е. синхронной с образованием складки.

Субпараллельное положение двойниковых пластинок по $f\{02\bar{2}1\}$ плоскостям расланцевания или зонам разрывных нарушений является признаком условий суперпластического течения или близких к ним. Такой ориентировкой обладает, например, доломит в зоне Алтын-Топканского разлома (Лукин и др., 1965, с. 77-78).

Выше (с. 143) была отмечена неоднозначность трактовки диаграмм с положением главного максимума C_{30} перпендикулярно к плоскости S , т.е. при совпадении этой плоскости с базопинакоидом в зернах доломита. Такая ориентировка может возникнуть и в условиях суперпластического течения. Необходимы дальнейшие исследования в этом направлении.

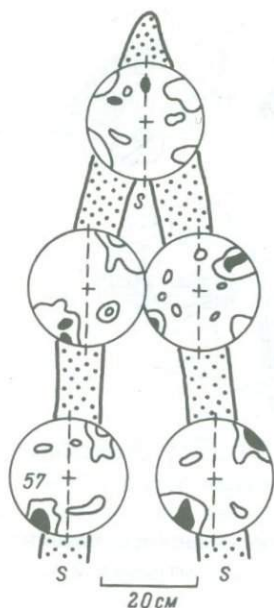
Для некоторых пород (Wenk et al., 1968) установлена ориентировка C_{30} и a -осей доломита как в кальците при суперпластическом течении (рис. 47, а, б), т.е. повернутыми относительно структурной оси b на небольшой угол. При такой ориентировке плоскости тупого ромбоэдра $e\{01\bar{1}2\}$ совпадают с плоскостью S и должны быть плоскостями трансляционного скольжения. Такая трансляция достоверно в экспериментах пока не установлена.

СЛЮДЫ

По своей структуре слюды (биотит, флогопит, мусковит) сходны и относятся к классу слоистых силикатов, что отражается в их сходных деформационных особенностях и соответственно в однотипных микроструктурных ориентировках.

Рис. 58. Ориентировка C_{ij} доломита в складке доломитовых филлитов.

S - плоскость сланцеватости-клеваяжа;
57 - диаграмма рис. 57.



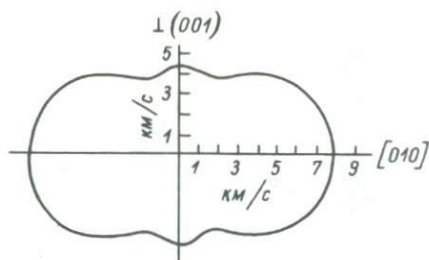
Упругие свойства. Из всех минералов метаморфических тектонитов слюды (на примере биотита, табл. 3) имеют наименьший усредненный модуль Юнга и наибольшую разницу $\Delta S'$ в модуле податливости по разным направлениям. По данным К.С. Александра и Т.В. Рьжовой (1961в), жесткость и податливость слюд по направлениям $[100]$ и $\perp(001)$ характеризуется следующими величинами (значения упругих констант по $[010]$ близки к значениям по $[100]$):

	C_{11}	S_{11}	C_{33}	S_{33}
Биотит	18.6	5.60	5.40	18.95
Флогопит	17.8	5.86	2.10	20.50
	17.9	6.10	5.17	22.02
Мусковит	17.8	6.04	5.49	18.87

Вследствие большой разницы в упругих константах по $[100]$ и $\perp(001)$ их эпюры сильно вытянуты в направлении спайности (модуль Юнга) или в направлении $\perp(001)$ (модуль податливости). На рис. 59 представлена эпюра скоростей продольной волны на кристалле биотита, которая по своим контурам может быть аналогизирована с модулем Юнга. Минимальное расстояние от центра на этой эпюре отвечает значению S'_{\max} . Это направление расположено под острым углом к $\perp(001)$ (45° - табл. 2), но его числовое значение очень мало отличается от S по $\perp(001)$, а расположение относительно $\perp(001)$ асимметрично, так что за реально проявляемое S'_{\max} можно принимать направление нормали к (001) . С ним совпадают направления действующей силы при кристаллизации биотита в упругом поле или при механическом вращении кристаллизующихся или уже откristаллизованных кристаллов. Это подтверждается как природными наблюдениями, так и экспериментальными данными.

Стадии деформации слюд. Кривые стресс-деформация показывают главные особенности стадий деформации, свойственных тому или иному минералу. Такие кривые для биотита (рис. 60) показывают, что при его деформации имеют значение две стадии - упругая стадия (восстанавливающийся крип, отражаемый прямыми субвертикальными отрезками на графике, исходящими из начала координат) и стадия суперпластического течения (вторичный крип), сменяющая непосредственно упругую стадию без промежуточной стадии пластической де-

Рис. 59. Эпюра скорости продольной волны в сечении биотита, перпендикулярном к спайности (Александров, Рьжова, 1961в).



формации (первичный крип). Стадия суперпластического течения отражается вначале „всплеском“ течения (резкие максимумы на графике), а затем обычным течением в установившемся режиме (субгоризонтальные отрезки на графике).

Отсутствие стадии пластической деформации и сопровождающих ее явлений приводило некоторых петрологов к отрицанию трансляции как ориентирующего механизма. Однако в условиях суперпластического течения трансляционное скольжение в слодах очень эффективный процесс, иллюстрацией чему является развитие кливажа с одновременной минерализацией серицитом или мусковитом.

Суперпластическое течение осуществляется в условиях действия сжимающей силы перпендикулярно к плоскости течения и уплощения слод, т.е. совпадает с направлением действия силы и ориентировкой слод в упругом поле.

Процессы, определяющие микроструктурную ориентировку слод. В соответствии с физическими и кристаллооптическими свойствами слод, их ориентировкой в горных породах и поведением в эксперименте мы можем выделить три главнейших процесса, определяющих ориентировку слод в пространстве и в деформационных полях.

1. Ориентировка слодистых минералов под влиянием литостатической нагрузки (возникновение сланцеватости, параллельной слоистости). Первоначальная ориентировка зачаточно возникает из деструктивных разложенных слодистых минералов и диагенетических смешанослойных соединений. Последующий метаморфизм приводит к перекристаллизации этих первичных веществ в серицит-мусковит или биотит. Микроструктурный анализ к таким породам почти не применялся, так как ориентировка спайности слод в них самоочевидна. Дальнейшая расшифровка строения должна пойти по пути изучения комплексной ориентировки биотита (с.159) и рентгеноструктурного анализа серицита-мусковита. Главнейший вопрос, на который необходимо ответить, — возникает ли и в каких условиях при литостатической нагрузке оптическая ориентировка слод, что можно установить по другим направлениям, кроме нормали к (001), или только ориентировка по форме зерен.

2. Синдеформационная кристаллизация. Эксперименты по синдеформационной кристаллизации слод удалось провести только в высокотемпературных условиях, от 500 °C и выше, в широком интервале давлений — от 3 до 15 кбар (Means, Paterson, 1966; Etheridge, Paterson, Hobbs, 1974). Благоприятствующими факторами являлись наличие анизотропной поровой структуры (поры,

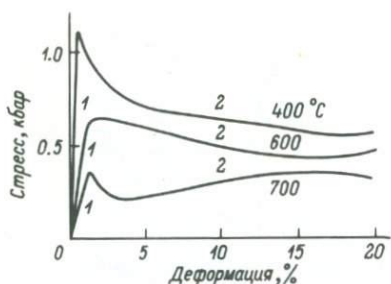


Рис. 60. Кривые стресс-деформация для кристалла биотита, сжатого параллельно $[010]$ (Etheridge et al., 1973).

1 - восстанавливающийся крип (упругая деформация); 2 - вторичный крип (суперпластическое течение).

сплюснутые в процессе стресса) и „давление растворов“, приводящее к диффузионному крипу (крипу Коубла). Главнейший результат экспериментов сводится к тому, что (001) новообразованных слюды имеет тенденцию располагаться перпендикулярно к направлению стресса (в откристаллизованных слюдах при участии вращения), а скорость роста слюды в присутствии флюида наибольшая в направлении (001) . С увеличением напряжений возрастает степень предпочтительной ориентировки и размер кристаллов слюды (флогопит).

В геологических условиях синдеформационная кристаллизация слюды может осуществляться и при температурах ниже 500°C , чему свидетельством является образование сланцеватости - кливажа. Геологическое время компенсирует действие высокой температуры.

Новообразованные слюды легко узнаются в перегибах складок, на границах кинк-изгибов, в различных кинкоподобных трещинах в более ранних кристаллах биотита, в плоскостях сплющивания и разрывных нарушениях. Синдеформационная кристаллизация широко развита при образовании складок течения и сланцеватости - кливажа.

3. Синкристаллизационное и посткристаллизационное механическое вращение. Зерна, повернутые в процессе синкристаллизационного вращения, обычно не обладают признаками хрупких деформаций, например, волнистым погасанием. Обычно принимается, хотя это и не всегда обосновано, что пояс нормалей к (001) является доказательством синкристаллизационного вращения, а его ось симметрии служит осью вращения. Посткристаллизационное вращение всегда сопровождается хрупкими деформациями - волнистым погасанием, образованием полос излома (кинк-зон). В перегибах складок часто можно установить комбинированный результат - посткристаллизационное вращение с частичной перекристаллизацией и вращением зерен в ходе этой перекристаллизации.

В зависимости от рода действующих сил можно выделить два типа вращения:

- вращение в процессе прокатки, угол поворота зерен от первоначального положения может быть большим, до $n \cdot 360^{\circ}$;
- вращение под действием одностороннего давления, в данном случае угол поворота всегда менее 90° . В результате такого вращения может возникнуть второстепенная сланцеватость под острым углом к главной сланцеватости.

Точный угол поворота можно определить только в том случае, если зерна слюды содержат реликтовую сланцеватость или признаки любой планпараллельной текстуры.

Биотит

Свойства биотита
и методика исследования
ориентировки монокристалла

Кристаллографические и кристаллооптические сведения. Биотит, как известно, относится к моноклинным минералам, но его габитус часто бывает псевдогексагональным. Nm биотита совпадает со второй кристаллографической осью $[010]$, Np близка к $[001]$, а Ng — к $[100]$. В плоскости (001) лежат $[100]$ и $[010]$. Перпендикуляр к (001) не совпадает с $[001]$. Ориентировка $[001]$ в микроструктурном анализе не имеет сколько-нибудь заметного значения, вместе с тем ориентировка $\perp (001)$ является важной.

Принято думать (об этом говорится во многих учебниках), что угол погасания биотитов, т.е. угол $Np \wedge \perp (001)$, очень мал — несколько градусов или близок к нулю. Действительно, такие биотиты встречаются достаточно часто. Однако специализированные массовые измерения биотитов метаморфических пород выявили значительные вариации угла погасания — от 1 до 20° с преобладающими значениями 5, 8 и 12° (Лазарев, Белоусов, 1967). Измерения, сделанные автором (рис. 61), подтвердили эти данные. Так как углы от 3° и выше легко могут быть измерены на федоровском столике, то появилась принципиальная возможность исследования ориентировки биотита как истинномоноклинного, а не псевдогексагонального минерала (см. далее).

Трансляционное скольжение в биотите. По данным И. Борга и Д. Хандина, предел упругости биотита в направлении, параллельном (001) , что соответствует минимальному усилию, при котором возникает трансляционное скольжение, равен 80 кг/см^2 при гидростатическом давлении 5 кбар и 500°C (Borg, Handin, 1966a, 1966b). Предел упругости биотита оказался, таким образом, низким и немногим большим, чем предел упругости кальцита. Это благоприятствует широкому проявлению трансляционного скольжения в биотите.

Экспериментами, микроструктурными исследованиями и анализом расположения атомов в кристаллической решетке дарно было показано, что главной плоскостью трансляционного скольжения в слюдах является (001) . Такое скольжение экспериментально установлено при всех температурах (Etheridge, Hobbs, Paterson, 1973).

По Х. Ферберну (1949) направлениями трансляции в слюдах могут быть $[100]$, $[110]$ и $[010]$, причем значимость направлений трансляции уменьшается в указанном порядке, который соот-

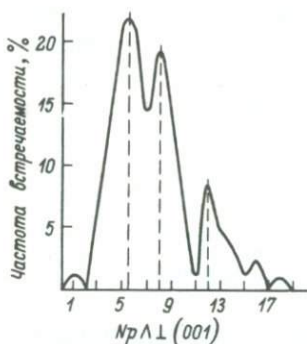


Рис. 61. Кривая углов погасания биотита из биотитовых гнейсов мамской серии Северо-Байкальского нагорья (гора Миллионный, обр. 5240, коллекция автора).

Штриховыми линиями отмечены наиболее часто встречающиеся углы.

ветствует увеличению расстояния между равновесными положениями атомов. Исследования М. Эсериджа и соавторов уточнили данные Х. Ферберна — наряду со скольжениями в направлениях $[100]$, $[110]$ вместо скольжения по $[010]$ было установлено скольжение в направлении $[1\bar{1}0]$. Х. Ферберн (1949) считал, что скольжения по каждому направлению трансляции могут быть взаимобратными, т.е., например, как от положительного конца $[100]$ к отрицательному, так и наоборот.

Для более точного решения вопроса о линии скольжения в биотите автор провел специальное исследование по ориентировке биотита, деформированного природным пластическим изломом, которое показало, что принципиальное значение имеет только трансляционное скольжение в направлении $[100]$ с движением верхнего слоя решетки по нижнему слою от отрицательного к положительному концу $[100]$ (Казаков, 1970в).

Двойникование биотита. Исследования структуры слюд выявили три закона двойникования: слюдяной закон $[310]$, закон $[110]$ и пенниновый закон $\perp(001)$. Автор исследовал распространенность этих законов в биотитах метаморфических пород (Казаков, 1970а). Первые два закона имеют одинаковое распространение, а третий отсутствует совсем. В двойниках по закону $[310]$ плоскостью срастания является „косая грань” — плоскость $\perp(110)$ и параллельная ребру $[110]$. Для двойников закона $[110]$ примерный индекс плоскости срастания („косой грани”) — (210) . Часто срастание происходит одновременно по „косой грани” и по (001) или близкой к нему плоскости, так что след плоскости срастания в сечении, перпендикулярном к ней, образует ломаную линию. Последнее обстоятельство не позволяет считать двойники биотита механическими двойниками, их правильнее относить к двойникам роста. Главным, если не единственным, механизмом пластической деформации биотита является, таким образом, трансляционное скольжение.

Диаграммы полной ориентировки. В рядовой практике микроструктурного анализа для биотита составлялась только одна диаграмма, отражающая ориентировку $\perp(001)$. Такая диаграмма несет минимальную информацию и не дает представления об ориентировке кристаллов биотита в пространстве. Исследование только ориенти-

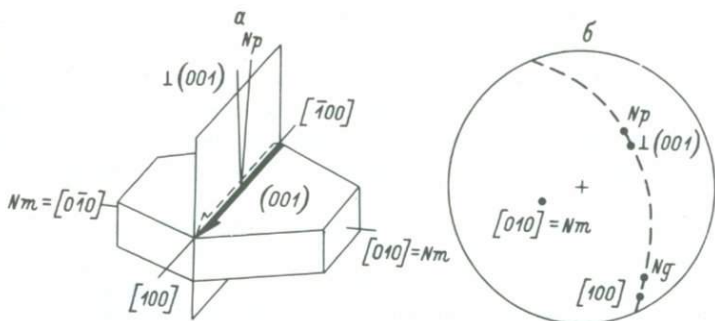


Рис. 62. Кристаллография и оптика биотита.

а - в кристалле; б - на стереографической проекции.

ровки $\perp(001)$ себя уже исчерпало, и дальнейшее составление только таких диаграмм смысла не имеет. Для характеристики полной ориентировки биотита необходимо три диаграммы: $\perp(001)$, $[010]$ с определением положительного и отрицательного конца и $[100]$ - рис. 62, а.

Последовательность операций при работе с микроскопом и сеткой Вульфа. Ключевым моментом для составления диаграмм ориентировки биотита является определение координат Np и $\perp(001)$. Угол между этими направлениями небольшой, и поэтому требуется особая тщательность в его определении. К сожалению, оптики при изготовлении микроскопов пренебрегают несовпадением Np и $\perp(001)$ и устанавливают крест нитей окуляра по погасанию биотита, что приводит к косому положению креста относительно плоскости симметрии микроскопа. Поэтому еще до начала работы необходимо проверить совмещение вертикальной нити креста нитей с плоскостью симметрии микроскопа.

Полос (001) легко определяется как полос спайности. Np является полосом плоскости $NgNm$, которая близка к спайности по (001) , но с ней не совпадает. Плоскость $NgNm$ устанавливается по полному погасанию в положении, близком к плоскости спайности.

Для исследования микроструктурной ориентировки наиболее благоприятными являются светлоокрашенные биотиты. Даже при небольшом угле погасания в этих биотитах плоскость $NgNm$ устанавливается достаточно уверенно. Нужно, однако, заметить, что плоскость спайности и плоскость $NgNm$ пересекаются под малым углом, и поэтому даже небольшая ошибка в определении этих плоскостей сильно влияет на положение точки их пересечения, т.е. $[010] = Nm$. Если биотиты густо окрашены, то плоскость поляризации микроскопа необходимо повернуть на 90° .

Некоторые затруднения могут возникнуть при установке спайности, особенно для густо окрашенных биотитов. Наибольшей точности в установке спайности можно достигнуть, используя следующие приемы. Спайность устанавливают параллельно вертикальной нити окуляра и добиваются ее наиболее четкого положения. Затем столик

поворачивают вокруг оси A на 45° и наклоняют по оси H до появления зеленых тонов интерференции 4-го порядка. При этом положении шлифа опять же небольшими наклонами по оси H корректируют установку спайности, след которой должен быть в виде очень тонких штрихов как в скрещенных николях, так и без анализатора. Затем поворотом по оси A возвращают столик в исходное положение и берут отсчет.

Установку плоскости $NgNm$ нередко осложняет сетчатое погасание биотита. Нужно добиваться наиболее полного погасания. Чем ближе исследуемая пластинка располагается к центру поля зрения, тем легче и точнее устанавливается плоскость $NgNm$.

После определения плоскостей спайности, $NgNm$ и их полюсов дальнейшие операции производятся графически на сетке Вульфа. Пересечение спайности и плоскости $NgNm$ дает кристаллографическую ось $[010]=Nm$. Первая ось $[100]$ расположена под 90° к $\perp(001)$ в плоскости $NgNp$ (рис. 62, б). Измерение Np имело только вспомогательное назначение, и для Np диаграмма не составляется.

Определение знака оси $[010]=Nm$. Как и в карбонатах, определение ее знака производится по правилу часовой стрелки. Если мысленно встать в точку выхода оси $[010]=Nm$ и смотреть на плоскость, к ней перпендикулярную (рис. 62, а), то в положении плоскости спайности и Np можно различать два случая. Если Np отклоняется от полюса спайности вправо, по часовой стрелке, то ось $[010]=Nm$ выходит на сферу положительным концом. Если же Np отклоняется влево, против часовой стрелки, то выход оси Np $[010]=Nm$ будет отрицательным, т.е. $[0\bar{1}0]$.

Грубую оценку полярности ориентировки $[010]=Nm$ можно сделать еще до производства измерений. Если полярность существует, то в различных пластинках биотита плоскость $NgNm$ будет отклоняться от плоскости спайности в одну сторону.

Ориентировка оси $[010]=Nm$ биотита в естественном магнитном поле нередко четко полярна. По данным Ю.И. Лазарева и Е.Ф. Белоусова (1967), в биотитах железистых кварцитов Костомукши (Карельская АССР) кристаллографические оси $[010]=Nm$ ориентированы полярно и совпадают с макроскопической b -линейностью. С этим же направлением, по исследованиям П.Л. Кацеблина, совпадает наибольшая намагниченность пород. По данным автора (Казаков, 1968а), при синкристаллизационной деформации в складке изгиба с течением кристаллографические оси $[010]=Nm$ биотита ориентированы полярно и параллельно шарниру складки.

Анализ диаграмм полной ориентировки биотита

Ниже будут рассмотрены два примера. Материалом послужили гнейсы из мамской серии Северо-Байкальского и Патомского нагорий.

Пример 1. Ориентировка биотита в двуслюдяном гнейсе (обр. 5240 из коллекции автора; бассейн р. Б. Чуи, голец Миллионный). Образец взят из контакта с пегматитовой жилой, имеющей мощность 0,5 м. Простирание и падение контакта согласно со сланцеватостью гнейса. В приконтактной части гнейс пронизан тонкими (1–2 см) прожилками пегматита, также согласными со сланцеватостью.

Полюса спайности (рис. 63, а) образуют крупный единичный максимум большой плотности (40%). Центр тяжести максимума отвечает полюсу плоскости кристаллизационной сланцеватости $\mathcal{S}\mathcal{S}$. Диаграмма стандартна и никакой иной информации, кроме установления плоскости $\mathcal{S}\mathcal{S}$, не несет. Две последующие диаграммы значительно более информативны.

Оси $[010]=Nm$ (рис. 63, б) концентрируются в поясе в зоне кристаллизационной сланцеватости $\mathcal{S}\mathcal{S}$. Пояс $[010]=Nm$ не совпадает с плоскостью $\mathcal{S}\mathcal{S}$ и наклонен к ней под углом 10° . Кроме того, в этом поясе по дуге большого круга выделяется малокруговой пояс крупных концентраций и крупный максимум с плотностью около 11%. Все оси $[010]=Nm$ выходят к наблюдателю отрицательным концом.

Оси $[100]$ (рис. 63, в) концентрируются по двум ветвям малокруговых дуг, расположенных близко к плоскости $\mathcal{S}\mathcal{S}$, но не совпадающих с ней. Неполные, „половинные“ концентрации $[100]$ объясняются полярной ориентировкой осей $[010]=Nm$ в тех же зернах. Если бы ориентировка Nm была смешанной, то концентрации $[100]$ распределились бы по всей длине малокруговых дуг. На одной из ветвей выделяется максимум $[100]$ плотностью 10%.

Максимумы $\perp(001)$, $[010]=Nm$ и $[100]$ расположены друг к другу под 90° , как в монокристалле биотита, составляя в целом блок-кристалл внутри породы, и отражают раннюю ориентировку, тогда как концентрации по малокруговым дугам являются признаками более позднего вращения. Узор биотита сформировался, таким образом, в два этапа. Если бы ось вращения точно совпадала с центром тяжести максимума $\perp(001)$, то концентрации $[010]=Nm$ и $[100]$ составляли бы пояса, совпадающие с кристаллизационной сланцеватостью $\mathcal{S}\mathcal{S}$, чего в действительности нет. Судя по ориентировке $[010]=Nm$ (рис. 63, б), ось наложенного вращения была отклонена от центра тяжести максимума $\perp(001)$ примерно на 10° . Уместно подчеркнуть, что установление всех этих важных особенностей было невозможно без составления диаграмм ориентировки $[010]=Nm$ и $[100]$.

Пример 11. Ориентировка биотита в дистен-гранат-двуслюдяном гнейсе (обр. 5372 из коллекции автора; верховья р. Максимихи). Сланцеватость смята в плейки двух направлений: в мелкие плейки с горизонтальными шарнирами и в более крупные плейки с шарнирами по падению сланцеватости ($\text{ЮВ } 165^\circ \angle 80^\circ$). Линейность дистена совпадает с горизонтальными шарнирами плек, а его кристаллы изогнуты плейками, шарниры которых располагаются по падению сланцеватости. Диаграммы рис. 64 показывают ориентировку дина-

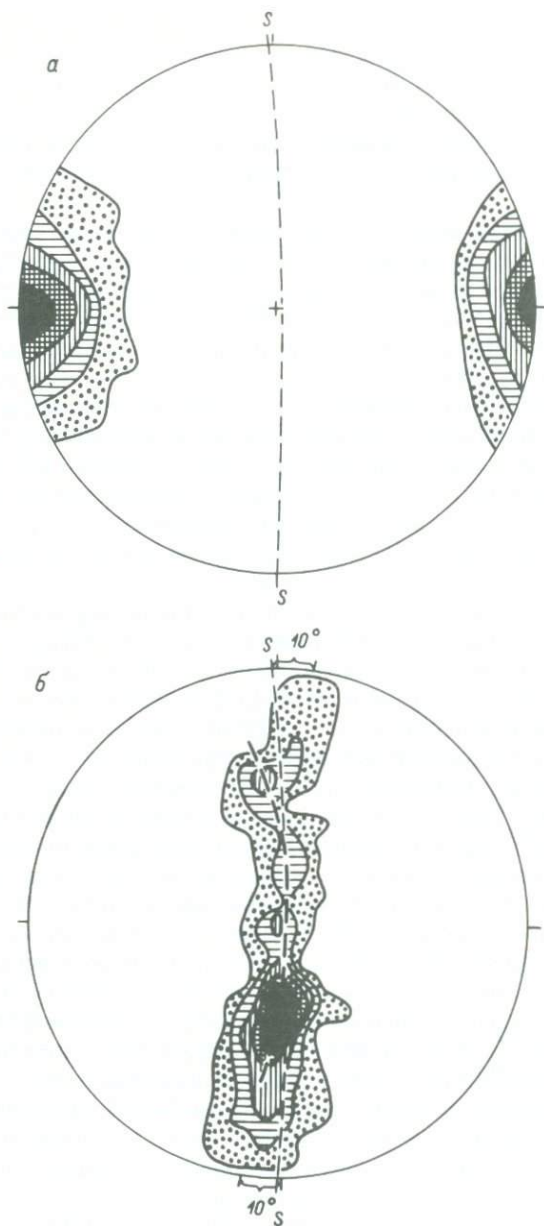


Рис. 63. Диаграммы ориентировки биотита (к примеру Г). По 120 точек в каждой диаграмме.

а - полюса спайности, изолинии 1-5-10-20-30%; б - оси $[010] = Nm$, изолинии 1-3-5-7-9%; в - оси $[100]$, изолинии 1-2-4-6-7%; SS - плоскость кристаллизационной сланцеватости; пунктир - мало-круговые траектории.

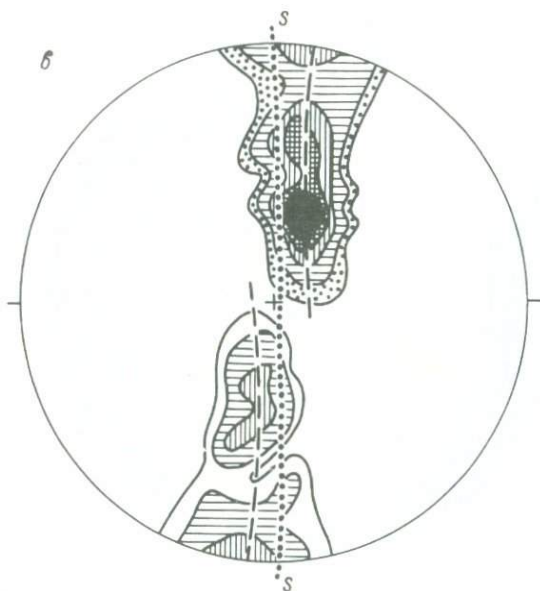


Рис. 63 (продолжение).

мических направлений в вертикальном сечении породы, левая сторона диаграмм ориентирована по азимуту $SZ\ 345^{\circ}$.

Полуса спайности (рис. 64, а) образуют почти полный пояс по внешнему кругу диаграммы. Внутри пояса выделяются два максимума, соответствующие крыльям плоск с горизонтальными шарнирами. Центр тяжести максимумов πS примерно соответствует полюсу плоскости сланцеватости SS , измеренной в поле.

Оси $[010]=Nm$ (рис. 64, б) концентрируются в широком неполном поясе. В центре они образуют максимум плотностью 10%. Все измеренные оси $[010]=Nm$, за исключением одной, расположенной на краю диаграммы, выходят к наблюдателю отрицательным концом. Это наглядно видно по диаграмме рис. 64, в, на которой для 52 произвольно выбранных пластинок биотита у основания стрелок нанесены $[100]$, а у их острия $-Ng$. Все стрелки направлены против хода часовой стрелки циферблата. Этот метод изображения равносителен тому, если бы мы стрелками соединили $\perp(001)$ и Np .

Оси $[100]$ (рис. 64, г) образуют широкий пояс, плоскость симметрии которого примерно совпадает с плоскостью SS . На ней выделяется крупный максимум осей $[100]$.

Как и в примере I, ориентировка биотита несет признаки нескольких этапов образования. Наиболее древней следует считать ориентировку крупных максимумов $\perp(001)$, $[010]=Nm$ и $[100]$, образующих блок-кристалл внутри породы. На втором этапе, вероятно, происходила неокристаллизация с ориентировкой $[010]=Nm$ и $[100]$ в различных направлениях по плоскости SS . Поскольку

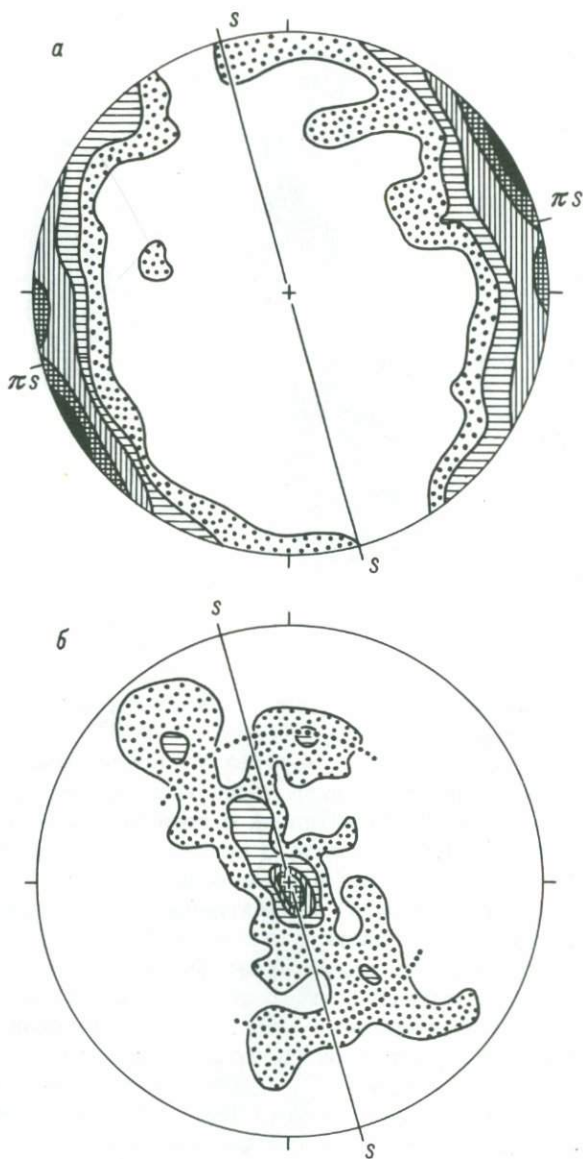


Рис. 64. Диаграммы ориентировки биотита (к примеру II). По 120 точек в каждой диаграмме.

а - полоса спайности, изолинии 1-3-5-11-15%; б - оси $[010]=Nm$, изолинии 1-3-5-7-9%; в - способ изображения общего характера полярности $[010]=Nm$, у основания стрелок - выход $[010]$, у их концов - Ng ; г - оси $[100]$, изолинии 1-2-3-4-5%; $S\bar{S}$ - плоскость сланцеватости.

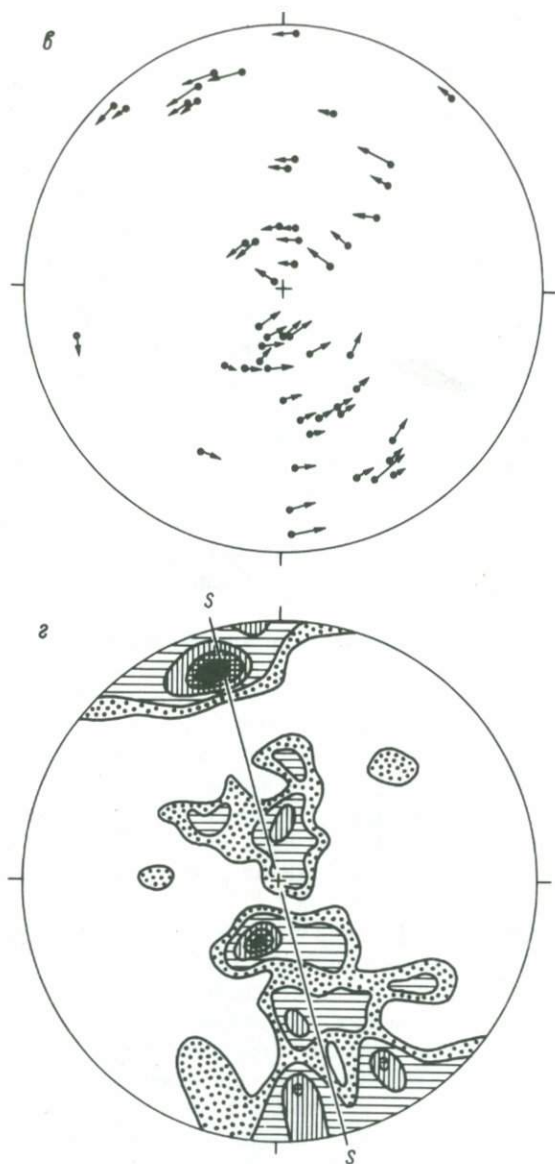


Рис. 64 (продолжение).

единого направления скольжения по $[100]$ на диаграмме рис. 64, г не отмечается, общий тип деформации этого этапа можно обозначить как сплющивание. Наконец, последняя деформация — механическое вращение, одновременное с образованием плоек с горизонтальными шарнирами. Как результат этого вращения возник поясо-

вый узор $\perp(001)$, искажение узора $[010]=Nm$ по траекториям, отмеченным на рис. 64, б пунктиром, и рассеивание $[100]$ примерно по таким же траекториям, концентрическим относительно центра диаграмм, отмечающего горизонтальную ось вращения.

Типы микроструктурных ориентировок биотита и деформации, их образующие

Наиболее полно выявить структурное значение диаграмм, соотношения кристаллизации биотита со складкообразующими движениями, деформационные особенности, эволюцию ориентировки можно только в том случае, если произведен микроструктурный анализ трех взаимоперпендикулярных направлений — $\perp(001)$, $[010]=Nm$ и $[100]$. Ориентировка $\perp(001)$ определяет направление действовавшей силы, $[010]=Nm$ — положение синкристаллизационной оси вращения (так как она является шарниром скольжения в монокристалле), а $[100]$ — направление скольжения. Поясовый узор часто (но не всегда) указывает на синкристаллизационное или посткристаллизационное вращение.

В литературе опубликовано очень много диаграмм ориентировки $\perp(001)$ биотита. Совместно измеренные ориентировки $\perp(001)$ и $[010]=Nm$ исчисляются единицами. Они приводятся в статьях Ю.И. Лазарева и Е.Ф. Белоусова (1967), А.Н. Казакова (1968а). Диаграммы ориентировки по трем направлениям: $\perp(001)$, $[010]=Nm$ и $[100]$ — вообще впервые приводятся в данной книге в двух рассмотренных выше примерах. Несмотря на малое количество полных ориентировок, можно все же дать определенную деформационную оценку различных их типов, исходя из динамических особенностей кристаллографических направлений.

Можно выделить четыре типа полных ориентировок (рис. 65). Это типы чистой линии, фиксирующие какой-либо один этап в образовании ориентировки и не искаженные последующими деформациями. Природные ориентировки могут представлять их различные комбинации, накладывающиеся в процессе структурного и метаморфического развития. Наложенное механическое вращение, при котором ось вращения является одно из кристаллографических направлений — $\perp(001)$, $[010]=Nm$, $[100]$, приводит к появлению поясовых концентраций других двух направлений по дугам большого круга. Если же ось механического вращения наклонена под углом к какому-либо из этих направлений (а значит под углом и к двум другим), то это отразится в их концентрациях по дугам малых кругов, которые на стереографической проекции могут быть ориентированы самым различным образом.

Тип I. Характеризуется максимумом $\perp(001)$, центр тяжести которого отмечает ось S структурных координат, и поясами концентраций $[010]=Nm$ и $[100]$. Данная ориентировка может быть образована при кристаллизации биотита в условиях сплющивания,

Тип	Процесс	$\perp(001)$	$[010]=N\bar{m}$	$[100]$
I	Сплющивание			
II	Синкристаллизационная деформация			
III	Посткристаллизационное вращение			
IV	Суперпластическое течение; образование блок-кристалла			

Рис. 65. Главнейшие типы ориентировок биотита.

так как рассеивание линий скольжения в поясе указывает на отсутствие предпочтительного скольжения в каком-либо одном направлении. Биотит, образованный в условиях сплющивания, в шлифах, параллельных сланцеватости, не обладает линейной ориентировкой, а имеет амебообразные контуры. Ориентировка $[010]=N\bar{m}$ в таком биотите может быть полярной и неполярной.

Ось сжатия C совпадает с центром тяжести максимума $\perp(001)$. Она может отвечать направлению литостатической нагрузки до проявления складчатых деформаций или направлению сжатия перпендикулярно к осевым плоскостям складок по достижении последними предельной сжимаемости, когда изгиб или течение сменяются сплющиванием. Смещения по плоскости сланцеватости за счет укорочения по C ограничены, так как сплющивание в отличие от директивного течения не может быть безграничным с растяжением во все стороны. Сплющивание, как один из этапов деформаций, выявляется, к примеру, на диаграммах рис. 64.

Поясовое расположение $[010]=N\bar{m}$ и $[100]$ может навести на мысль о механическом изгибе, но он физически невозможен, так как ось вращения в таком случае должна быть перпендикулярна к сланцеватости, что приведет к хрупким деформациям (Казаков, 1976, с. 150).

Тип II. Узнается по максимуму концентраций $[010]=N\bar{m}$ и поясам $\perp(001)$ и $[100]$. В одной из исследованных складок (Казаков, 1968а) $[010]=N\bar{m}$ зерен биотита в сильной полярной ориентировке

совпадали с шарниром складки. Совпадение оси $[010]$ – шарнира скольжения в минерале – с шарниром складки указывает на их общую динамическую функцию, что может осуществиться в условиях синкристаллизационной деформации. Пояса ориентировки $\perp(001)$ и $[100]$ выявляются в пределах шлифов, их ось параллельна шарниру складки. Они не являются следствием простого механического вращения, а отражают стадии последовательной кристаллизации пластинок биотита в процессе образования складки.

Тип III. Оси $[100]$ дают максимум, а $\perp(001)$ и $[010]=Nm$ – пояса. Формально образование такой ориентировки можно считать следствием посткристаллизационного механического вращения, так как оси $[100]$, являясь линиями скольжения, выполняют несвойственную им функцию осей вращения.

Тип IV. Характеризуется максимумами всех трех кристаллографических направлений: $\perp(001)$, $[010]=Nm$ и $[100]$. Центры их тяжести определяют оси структурных координат – c , b , a соответственно. Такая ориентировка может возникнуть при скольжении в направлении $[100]$ с осью внутреннего вращения $[010]=Nm$ при первоначальном действии сжатия $\perp(001)$. Эти условия соответствуют образованию складок течения или вообще суперпластическому течению. Ориентировка типа IV, отвечая блоку-кристаллу внутри породы, также встречается как наиболее ранняя часть сложных ориентировок (с. 161) и может быть полигенетической.

М у с к о в и т

Вследствие очень слабой изученности мусковита в микроструктурном отношении мы вынуждены ограничиться лишь кратким изложением его особенностей.

Общие сведения. В отличие от биотита в мусковите $[010]=Ng$, а $[100]$ близка к Nm , $Ng \sim \perp(001)$. Соответственно меняется и положение плоскости оптических осей. В целом кристаллографические оси мусковита при трансляционном скольжении несут те же функции, что и в биотите: $\perp(001)$ – плоскость скольжения, $[100]$ – направления скольжения и $[010]$ – шарнир скольжения. Они совпадают со структурными осями c , a , b соответственно.

Угол моноклинности мусковита значительно меньше, чем у биотита – всего $0,5-2^\circ$, что находится в пределах точности измерений на федоровском столике. Поэтому использовать величину $c Np$ для определения знака $[010]$ невозможно. Ввиду близости кристаллографических осей мусковита к осям индикатрисы его полная ориентировка определяется диаграммами Ng , Nm , Np . Все ранее проведенные исследования ограничивались только изучением ориентировки полюсов спайности. Информативность такой ориентировки очень мала, и в будущем несомненно нужно будет перейти на исследование полной ориентировки. Особенно интересно изучить такую ориентировку в породах при решении проблемы механизма образования кливажа-сланцеватости.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МОНОКЛИННЫЕ ПИРОКСЕНЫ И АМФИБОЛЫ

Из моноклинных пироксенов и амфиболов наибольшее значение имеют диопсид и обыкновенная роговая обманка. Они входят во многие метаморфические ассоциации и нередко определяют критический парагенезис той или иной фации.

Диопсид

Деформационные особенности диопсида

Кристаллографические и кристаллооптические сведения. Главнейшие грани, кристаллографические и кристаллооптические направления показаны на рис. 66. При исследовании микроструктурной ориентировки диопсида достаточно знания самых основных констант: $Ng \wedge \wedge [001] = 38 \div 48^\circ$, спайность по призме (110) под углом $92^\circ 45'$, плоскость оптических осей параллельна (010), угол $(100):(001) = \beta = 105^\circ 45'$. Определение положительного и отрицательного концов оси $[010] = Nm$ принципиально такое же, как в карбонатах и биотите. Если при мысленном взгляде из точки выхода $[010] = Nm$ на плоскость оптических осей Ng перемещается к $[001]$ по часовой стрелке, то данный конец $[010] = Nm$ положителен (этот случай изображен на рис. 66 и 70), если против часовой стрелки — то отрицателен.

Упругие свойства. По последним данным Л. Левина с соавторами (Levien et al., 1979), константы жесткости и податливости диопсида определены как следующие:

$C_{11} = 2,23$	$S_{11} = 0,57$
$C_{22} = 1,71$	$S_{22} = 0,72$
$C_{33} = 2,35$	$S_{33} = 0,56$
$C_{44} = 0,74$	$S_{44} = 1,37$
$C_{55} = 0,67$	$S_{55} = 1,69$
$C_{66} = 0,66$	$S_{66} = 1,54$
(Мбар)	(Мбар ⁻¹)

Первые три модуля отражают жесткость и податливость по трем кристаллографическим осям. Три последующих модуля являются чистыми скальвающими упругими параметрами: C_{44} относится к плоскости $b-c$, C_{55} — к плоскости $\alpha-c$ и C_{66} — к плоскости $\alpha-b$.

Экспериментально было также определено, что направление максимальной сжимаемости S'_{max} расположено в плоскости (010) и отклоняется от $[001]$ в сторону Ng на $52,7^\circ$ ($\approx 53^\circ$). Значение $52,7^\circ$ получено для интервала давлений 1 атм–23,6 кбар, т.е. соответствующим давлениям в земной коре. На 90° от S'_{max} по этой же плоскости расположено S'_{min} (рис. 67). Эти два направления соответствуют двум главным осям эллипсоида деформаций

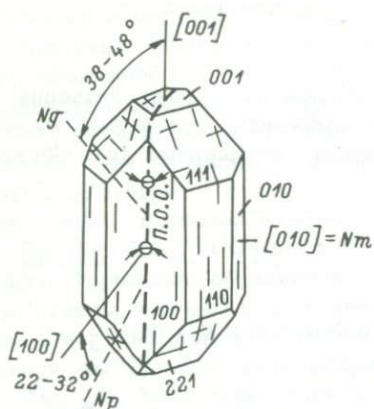


Рис. 66. Кристаллография и оптика диопсида.

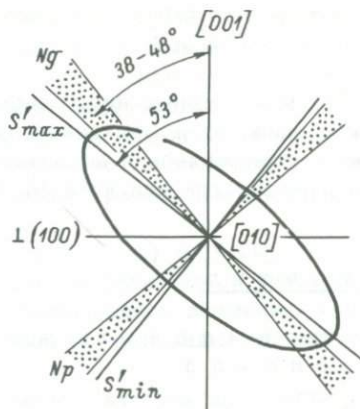


Рис. 67. Эпюра податливости диопсида в сечении (010).

(ϵ_1 и ϵ_3). ϵ_2 совпадает с $[010]$. Таким образом, эллипсоид деформаций повернут в плоскости (010) на 53° относительно $[001]$, что находится в соответствии с более ранними расчетами (Kumazawa, 1969; Baker, Carter, 1972).

S'_{max} лежит близко к Ng , а S'_{min} - к Np , отличаясь от них на $5-15^\circ$ (рис. 67). Ось оптической индикатрисы Ng можно считать примерно совпадающей с направлением действующей силы в упругую стадию деформации.

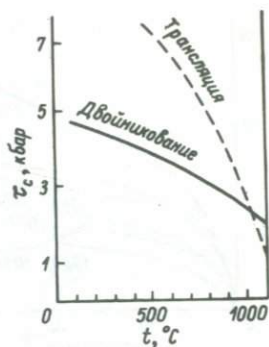
По экспериментальным данным (Carter et al., 1972) при температурах $1000-1100^\circ\text{C}$ и общем давлении 15 кбар новообразованные при перекристаллизации зерна диопсида ориентировались $[010]$ параллельно направлению сжатия σ_1 . Авторы предполагают, что при высоких температурах и давлениях $[010]$, возможно, является наиболее податливым направлением.

Трансляционное и двойниковое скольжение в диопсиде. По экспериментальным данным Г. Аве Лаллемана (Ave Lallemand, 1978) критическое скалывающее напряжение τ_c при двойниковании диопсида при низких температурах вызывается ориентированным давлением около 5 кбар, с повышением температуры значение τ_c уменьшается (рис. 68). Предел упругости диопсида при трансляционном скольжении исключительно высок. При температурах ниже 500°C трансляцию вызвать не удалось. При 500°C τ_c при трансляции достигается при давлении более 7 кбар, с повышением температуры τ_c быстро падает, а при температуре 1000°C - около 2 кбар (рис. 68).

Д. Григгс и др. (Griggs, Turner, Heard, 1960) установили, что плоскостью трансляционного скольжения в диопсиде является (100), шарнир скольжения - $[010] = Nm$, линия скольжения - $[001]$, направление скольжения положительное, т.е. от Ng к Np .

Рис. 68. Зависимость критического скальвающего напряжения τ_c от температуры при трансляции и двойниковании диопсида (Ave Lallemant, 1978).

Общее давление 5 кбар, деформация 15%.
Двойникование по (100) [001], трансляция по (100) [001].



Кроме этой главной системы трансляционного скольжения экспериментально установлены дополнительные системы: (110) [1 $\bar{1}$ 0], (1 $\bar{1}$ 0) [110], (001) [110], (001) [1 $\bar{1}$ 0] и др. (Ave Lallemant, 1978). При высоких температурах трансляция всегда сопровождается полигонизацией и синтетектонической перекристаллизацией.

Д. Григгс и другие определили также и элементы двойникового скольжения диопсида. Плоскостью двойникового скольжения является (001), шарниром скольжения [010] = Nm, линия скольжения — [100], направление скольжения — отрицательное, т.е. от Np к Ng. Элементы двойникования по (001) были подтверждены позже экспериментами С. Ралэя (Raleigh, 19656, с. 741) и Г. Аве Лаллемана (Ave Lallemant, 1978).

Последние экспериментаторы получили также двойники и по (100). Элементы двойникового скольжения по (100) такие же, как и при трансляционном скольжении по (100), но направление скольжения отрицательное, т.е. от Np к Ng.

Двойники по (001) были получены при низких температурах, а по (100) — при высоких температурах. Двойниковая ось двойников по (001) и (100) совпадает с соответственными линиями скольжения. Это показывает, что двойники были образованы по осевому или сложному закону. Двойники по (100) преобладают как среди природных, так и среди экспериментально полученных двойников диопсида.

Особенности деформации диопсида. Деформация монокристаллов диопсида выражается на графике дифференциальный стресс-деформация (рис. 69) в виде плавных кривых, которые с повышением температуры приобретают все более пологий наклон к оси абсцисс. На кривых трудно выделить границы стадий деформации. Отрезки, исходящие из начала координат, на каком-то ограниченном протяжении могут отражать упругую стадию деформации, но, вероятно, эта стадия кратковременна, так как явные ориентировки диопсида, возникающие в упругом поле, еще не встречены среди полиминеральных метаморфических тектонитов. Такие ориентировки можно ожидать в мономинеральных диопсидовых породах, в которых исключено влияние граничных поверхностей зерен других минералов, т.е. имеются условия для свободной кристаллизации.

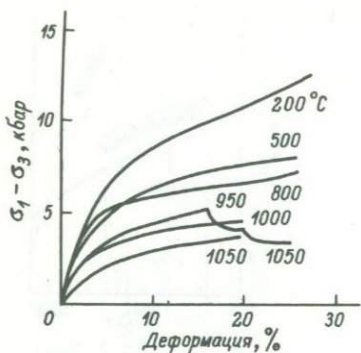


Рис. 69. Кривые дифференциальной стресс-деформация для монокристаллов диопсида при 5 кбар всестороннего давления (Ave Lallemant, 1978).

Плавные изгибы кривых отражают стадию пластической деформации, которая осуществляется посредством двойникования. Двойники диопсида для таких пород как гнейсы или амфиболиты не характерны. Их можно встретить в породах более высокой пластичности — в диопсидсодержащих мраморах или известково-силикатных породах.

Части кривых рис. 69, наиболее наклоненные к оси абсцисс, отмечают начало суперпластического течения. Для диопсида метаморфических тектонитов стадия перехода от пластических деформаций к суперпластическому течению посредством трансляции наиболее характерна, что выражается в соответственных ориентировках (с.177, 184).

Динамические направления в диопсиде и диаграммы комплексной ориентировки

В соответствии с принципами, изложенными в ч. I данной книги, мы можем определить для диопсида, деформированного пластически, оси сжатия S и оси растяжения T .

Геометрические взаимоотношения оптических и динамических направлений. При трансляционном скольжении (несдвойникованный диопсид) ось сжатия S совпадает с осью N_g или располагается очень близко к ней, а ось растяжения T — с осью N_p (рис. 70, а, б). При двойниковании по (100) и (001) имеют место обратные соотношения: ось сжатия S близка или совпадает с N_p , а ось растяжения T — с N_g (рис. 70, в-е). Схемы для трансляционного скольжения и для двойникового скольжения по (001) были выведены автором на основании экспериментальных работ Д. Григгса, Ф. Тернера и Х. Хэда (Griggs, Turner, Heard, 1960) и приводились им в лекциях по структурной петрологии в Ленинградском университете. Позже С. Ралэй опубликовал схему для двойникового скольжения по (100) и по (001) (Raleigh, Talbot, 1967). Последняя полностью совпала со схемой, даваемой автором.

Сравнение схем рис. 70, в, д показывает, что при двойниковом скольжении по (100) и по (001) оси сжатия S и оси растяжения T располагаются очень близко друг к другу. Это означает, что воз-

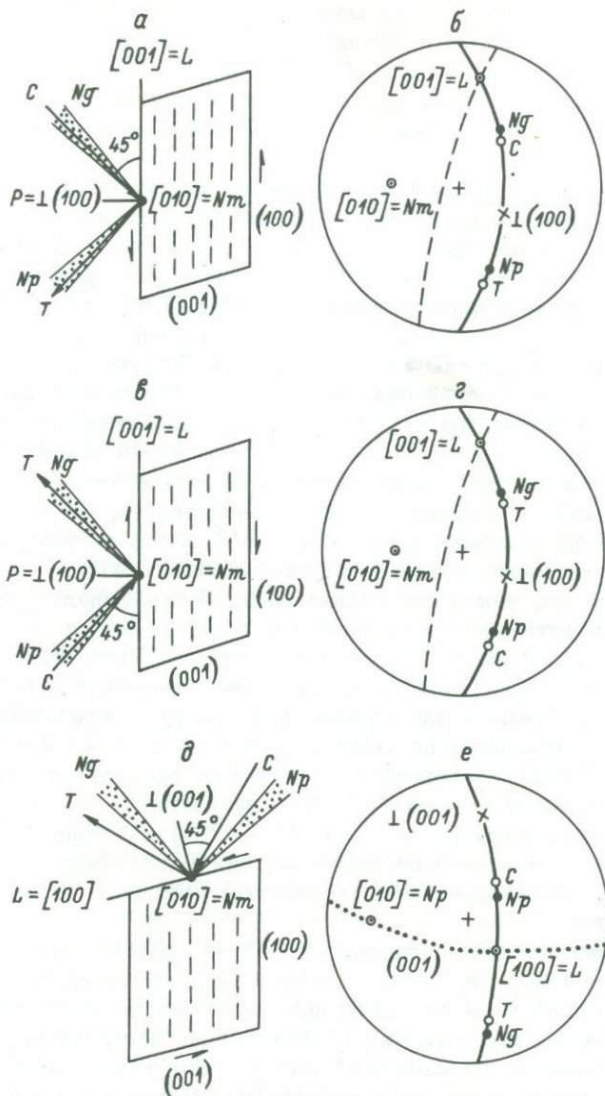


Рис. 70. Положение динамических направлений в диопсиде при трансляции по (100) (а, б), при двойниковании по (100) (в, г) и при двойниковании по (001) (д, е).

а, в, д — разрезы кристалла диопсида, перпендикулярные к $[010]$; б, г, е — стереографические проекции косых сечений; С — ось сжатия; Т — ось растяжения; L — линия скольжения; односторонние стрелки показывают направление скольжения; заштрихованы секторы, в пределах которых располагаются Ng и Np; на стереографических проекциях показано одно из возможных положений Ng и Np.

можно одновременное образование двойников по обоим пинакоидам. Действительно, С. Ралэй получил одновременное образование двойников экспериментально (Raleigh, 19656, с. 740). Трансляция и двойникование по (100) одновременно осуществляться не могут, так как оси сжатия С и оси растяжения Т при этих процессах взаимнообратны.

Диаграммы комплексной ориентировки. Для несдвойникового диопсида желателен следующий набор диаграмм: оси сжатия С, оси растяжения Т, линии скольжения $L = [001]$, шарниры скольжения R при трансляции $- [010] = Nm$ и полюса плоскостей трансляции $P = \perp(100)$. В зерне определяются координаты $[001]$ и Ng или Np. По этим данным вычисляются остальные направления. Ось $[001]$ находится по пересечению двух спайностей. Эту ось можно также найти пересечением одной спайности по (110) или отдельности по (100) с плоскостью NgNp (рис. 70, б). На плоскости NgNp от $[001]$ в сторону Ng через 45° последовательно откладываются С, $\perp(100)$ и Т. Ось $[010] = Nm$ находится как перпендикуляр к плоскости NgNp. В общем случае можно принять, что оси индикатрисы Ng и Np совпадают с осями С и Т соответственно.

При исследовании диопсида, сдвойникового по (100), порядок работы такой же, как и при исследовании несдвойникового диопсида. Соответственно таким же будет и набор диаграмм. Оси сжатия С и оси растяжения Т меняются местами. Полюс (100) как полюс плоскости срастания двойников можно определить оптически.

Исходными данными для составления диаграмм ориентировки диопсида, сдвойникового по (001), являются $\perp(001)$ и Ng или Np. Полюс (001) определяется как полюс плоскости срастания двойников. От него в сторону Np по плоскости NgNp последовательно откладываются через 45° , $L = [100]$ и Т (рис. 70, е). Набор диаграмм принципиально такой же, как и для несдвойникового диопсида, только $L = [100]$, а полюсом плоскости скольжения является $\perp(001)$.

При исследовании ориентировки зерна на федоровском столике вначале необходимо определить координаты осей индикатрисы, а затем нанести спайность по (110) или отдельности по (100). Вследствие дисперсии биссектрис во многих зернах диопсида не удается достигнуть полного погасания. В этих случаях нужно либо применить монохроматический свет, либо выбрать положение погасания, наиболее близкое к полному.

При суперпластическом течении ориентировка минерала формируется в условиях сжатия, субперпендикулярного к плоскости скольжения, какой чаще всего в диопсидах метаморфических тектонитов является (100). Течение (растяжение) может быть направленным линейно или равнозначным во все стороны (сплющивание). В соответствии с данными микроструктурного анализа и экспериментов можно различать два вида сплющивания: низкотемпературное*, когда в плос-

* В данном случае термин „низкотемпературное“ применен условно, чтобы обозначить степень температурности ниже, чем в верхней мантии (ниже $800-900^\circ\text{C}$).

кости сплющивания располагается (100), и высокотемпературное — перпендикулярно к действующей силе, вызывающей сплющивание, располагается (010) зерен диопсида.

Динамический анализ сдвойникового диопсида

Вследствие редкости пород со сдвойниковым диопсидом мы вынуждены будем воспользоваться первоначальными данными из литературы.

Ориентировка осей сжатия С и осей растяжения Т зерен диопсида, сдвойникового по (100), была исследована Дж. Талботом в известково-силикатных породах области Палмер в Южной Австралии (Raleigh, Talbot, 1967, с. 163–165).

Дж. Талбот исследовал два образца. Для обр. 3 было получено два максимума осей сжатия С, больший и меньший, и широкий пояс осей растяжения Т (рис. 71, а, б). Диаграммы, составленные для обр. 10, показывают один компактный максимум осей сжатия С и широкий пояс осей растяжения Т (рис. 71, в, г).

Данные Дж. Талбота могут быть обработаны в соответствии с теоретическими закономерностями ориентировки С и Т индивидуальных зерен для кристаллического агрегата. На диаграммах рис. 71 можно четко ограничить зоны сжатия и растяжения. Центр тяжести максимумов осей сжатия С индивидуальных зерен соответствует оси сжатия агрегата С и является полюсом плоскости растяжения агрегата ТТ. Тип деформации для обоих образцов соответствует типу сплюснутого одноосного эллипсоида.

Дж. Талбот предполагает, что образование двойников диопсида, а следовательно и ориентировка С и Т индивидуальных зерен, являются постскладчатými и постметаморфическими и возникли синхронно с крупным надвигом области Палмер. Однако в диаграмме для осей сжатия С обр. 3 (рис. 71, а) меньший максимум осей сжатия располагается в зоне растяжения, что несвойственно одноактной деформации. Поэтому вероятно, что этот максимум отражает раннюю стадию деформации. Вообще говоря, данные Дж. Талбота недостаточны, для того чтобы связывать полученные ориентировки С и Т с разрывными движениями.

Типы ориентировки несдвойникового диопсида в метаморфических тектонитах

Те немногочисленные данные, которые известны к настоящему времени, позволяют различать три типа ориентировки.

1. Ориентировка всех компонентов узора изотропна (Zuuren,

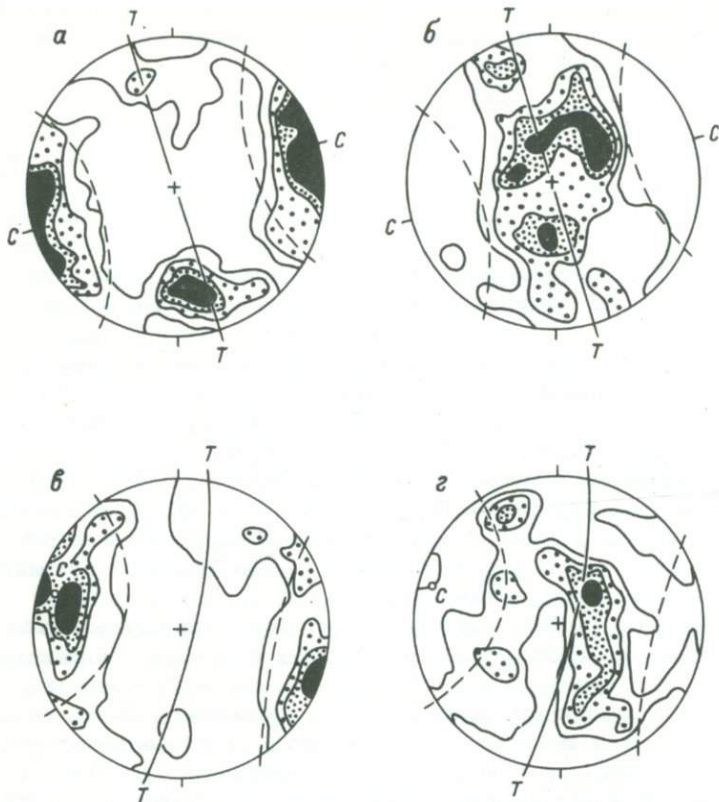


Рис. 71. Ориентировка осей сжатия С (а, в) и осей растяжения Т индивидуальных зерен (б, г) диопсида, сдвойникового по (100), в известково-силикатных породах области Палмер, Южная Австралия (Raleigh, Talbot, 1967, с. 164).

а, б - обр. 3, в, г - обр. 10. Равноплощадная сетка Шмидта, проекция на нижнюю полусферу. Динамическая нагрузка А.Н. Казакова: С - ось сжатия агрегата, ТТ - плоскость растяжения агрегата, пунктир - граница зон сжатия и растяжения.

1970) или образована многими субстроениями (Лазарев, Кожевников, 1973). Последние авторы представляют субстроение как статистические двойники и статистические монокристаллы, составленные множествами зерен, рассеянных в породе. Обычно изотропная или близкая к ней ориентировка трактуется как до- или посткинематическая, образованная в нестрессовых условиях.

2) Ориентировка осей $[001]$ линейна, а $[010]=Nn$ и $\perp(100)$ концентрируются в поясах, центром которых является максимум $[001]$. Такая ориентировка встречается в бластомилонитах (Zuuren, 1970), в основных гранулитах (Engels, 1972) и в некоторых других

породах. Этот тип ориентировки часто относят к тектонитам вращения.

3. Самый характерный тип ориентировки несдвойникового диопсида в метаморфических тектонитах — это сложный многокомпонентный узор, образованный разными генерациями диопсида, с преобладающей ориентировкой (100) в плоскости сланцеватости. Ниже дается расшифровка такого узора.

Динамический анализ ориентировки несдвойникового диопсида

Ориентировка диопсида была исследована в образце диопсидсодержащих полевошатовых амфиболитов из Северо-Байкальского нагорья (верховья р. Чарью, обр. 5229 из коллекции автора). $2V$ диопсида равен $(57-62^\circ)$, среднее из 11 измерений $+59^\circ$. Размер сечений зерен диопсида в шлифе варьирует от 2 до 0.1-0.2 мм. Заметна вытянутость его кристаллов вдоль $[001]$. На основании петрографических признаков выделить какие-либо генерации диопсида не удается.

Анализ диаграмм ориентировки (рис. 72). Полюса (100) (рис. 72, а) в целом образуют крупную концентрацию, в которой выделяется несколько максимумов. Наибольшая плотность максимумов достигает 9%. От крупной концентрации навстречу друг другу отходят две ветви, показывающие тенденцию к образованию дополнительного пояса. Небольшой максимум концентраций наблюдается также в изолированном положении (в нижней части рис. 72, а). Центр тяжести крупной концентрации соответствует полюсу сланцеватости $\mathcal{S}\mathcal{S}$. Линии скольжения $L = [001]$ (рис. 72, б) образуют пояс в плоскости сланцеватости. Направления $\perp(100)$ и $L = [001]$ хорошо увязаны друг с другом. Если бы мы взяли кристалл диопсида и стали его вращать, избрав осью вращения $\perp(100)$, то $[001]$ описала бы траекторию пояса по дуге большого круга. Соотношения подобные геометрически и отражаются диаграммами рис. 72, а, б.

В ориентировке $[010] = Nm$ (рис. 72, в, г), осей сжатия $C \approx Ng$ (рис. 72, д) и осей растяжения T индивидуальных зерен $\sim Nr$ (рис. 72, е) не наблюдается какой-либо закономерности. Они рассеяны по всей площади диаграмм. При выявленных ориентировках $\perp(100)$ и $L = [001]$ $[010] = Nm$ должны дать пояс, совпадающий с поясом линий скольжения $L = [001]$. На полученной диаграмме ориентировки $[010] = Nm$ такого пояса нет. Наоборот, самый крупный максимум плотностью 7% резко отклоняется от плоскости сланцеватости. Оси сжатия $C \approx Ng$ и оси растяжения $T \approx Nr$ должны были бы концентрироваться по дугам малого круга с угловым радиусом 45° относительно центра тяжести максимума $\perp(100)$.

Несоответствие ориентировок различных направлений, рассеяние осей C и T показывают, что ориентировка диопсидовых зерен в агрегате неомогенна и образована не в пластическую стадию деформации в ее классическом виде. Вместе с тем сам по себе узор $\perp(100)$ и $[001]$ характерен для условий сплющивания. Направление сжатия (динамическая ось X — рис. 72) будет совпадать с цент-

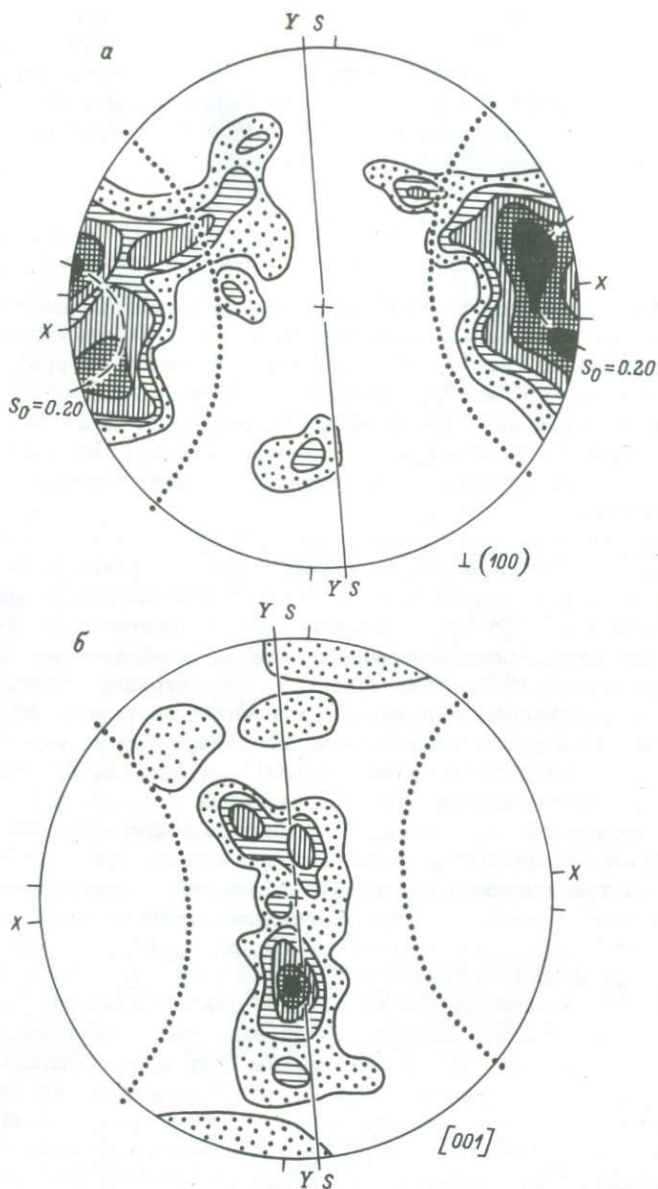


Рис. 72. Диаграммы ориентировки и динамический анализ несдвоенного диопсида.

а-е - по 114 точек в диаграммах; з-м - по 75 точек в диаграммах. Суммарная ориентировка: а - полюса (100), изолинии 1-2-3-5-7%; б - линии скольжения $L = [001]$, изолинии 1-3-5-7-9%; в - положение осей $[010] = Nm$ индивидуальных зерен, штрихпунктиром обведены точки, относящиеся к зернам ранней генерации ди-

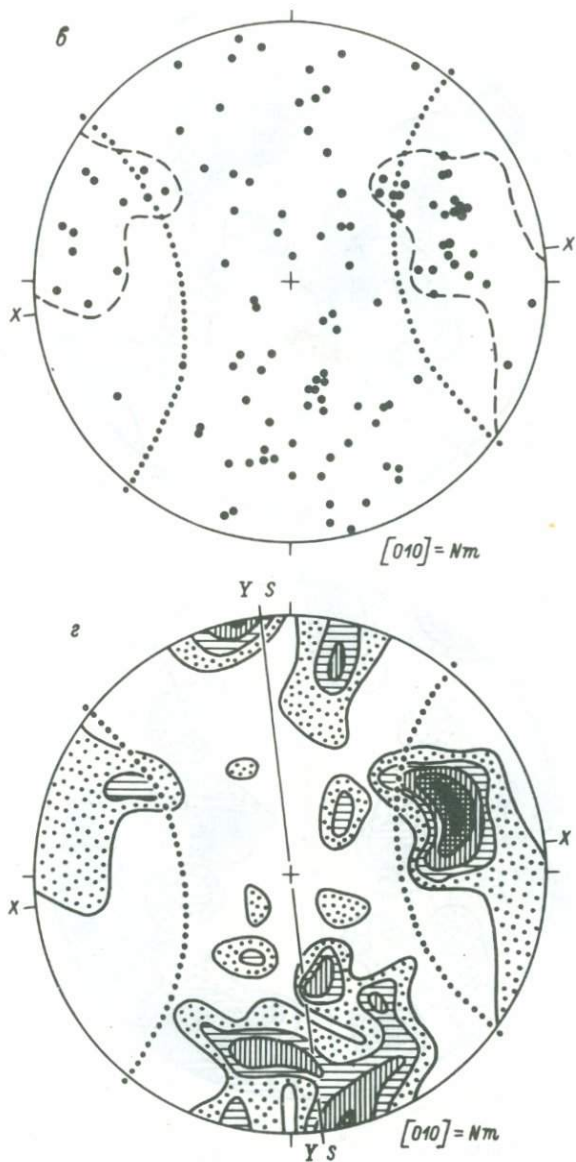


Рис. 72 (продолжение).

опсида, остальные точки принадлежат к зернам поздней генерации; г - суммарная ориентировка осей $[010] = Nm$, изолинии 1-2-3-5-6%; д - оси сжатия С индивидуальных зерен, изолинии 1-2-3-5-6%; е - оси растяжения Т индивидуальных зерен, изолинии 1-2-3-4-5%. Зерна ранней генерации: ж - синоптическая диаграмма главных максимумов концентраций динамических направлений. Зерна поздней генерации: з - полюса (100), изолинии 2-4-6-8-10%; и - линии

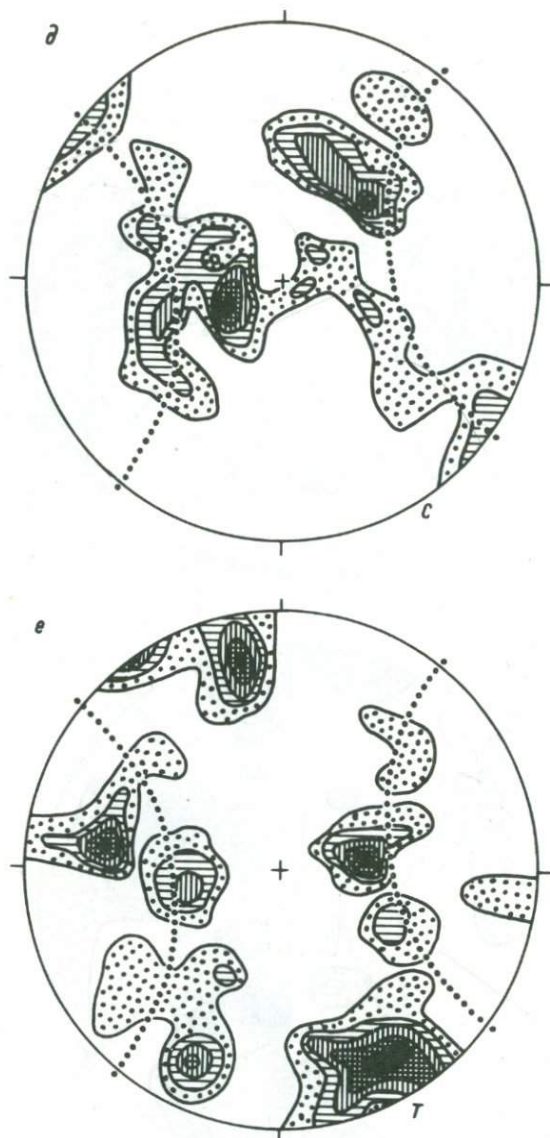


Рис. 72 (продолжение).

скольжение $L = [001]$, изолинии 2-4-6-8%; к - оси $[010] = Nm$, изолинии 2-4-6%; л - оси сжатия С индивидуальных зерен, изолинии 2-4-6%; м - оси растяжения Т индивидуальных зерен, изолинии 2-4-6-8%; на двух последних диаграммах показаны изолинии значений $S_0 = 0.20$ для С и Т; SS - плоскость сланцеватости; X - направление сжатия; YY - плоскость растяжения, точечный пункт - граница зон сжатия и растяжения; штрихпунктир - вспомогательные линии.

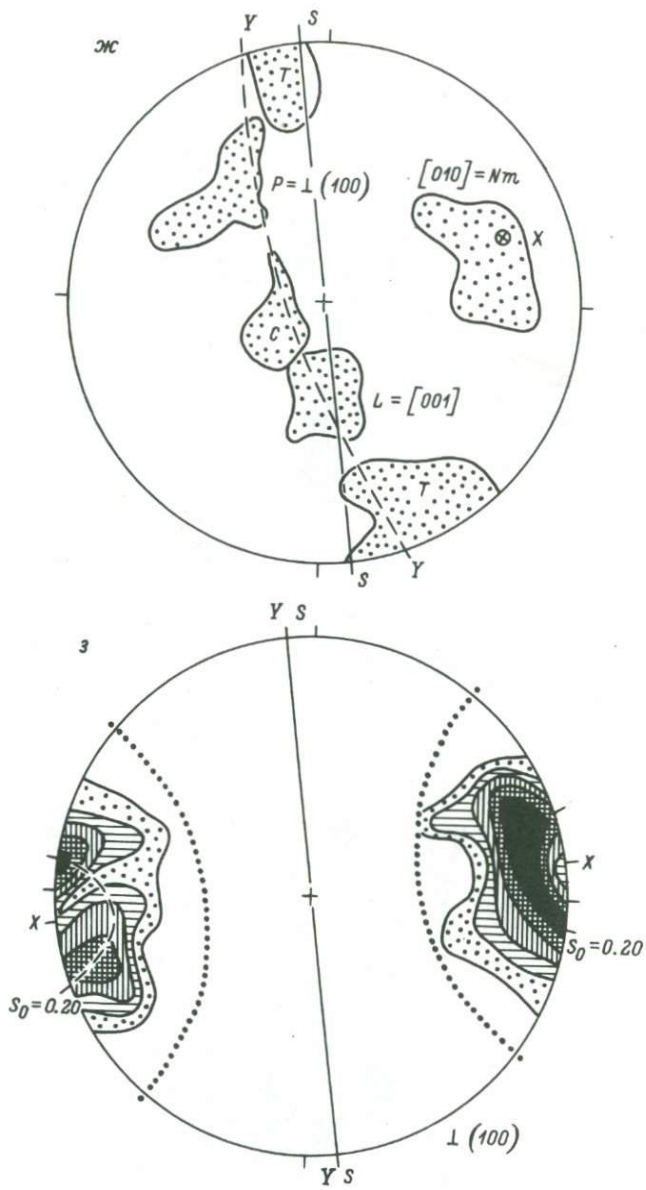


Рис. 72 (продолжение).

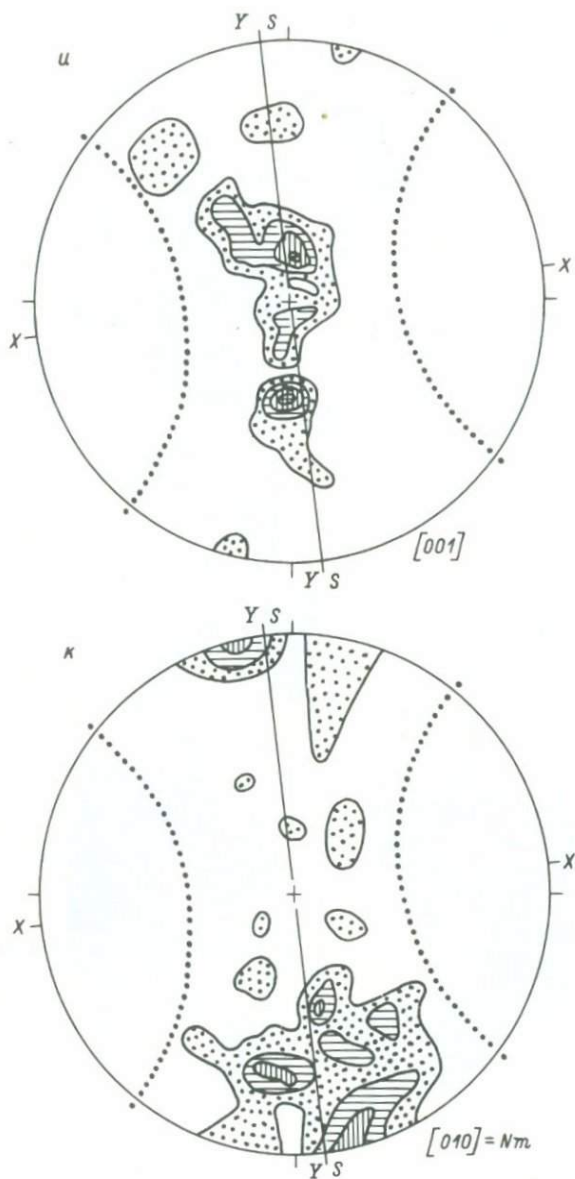
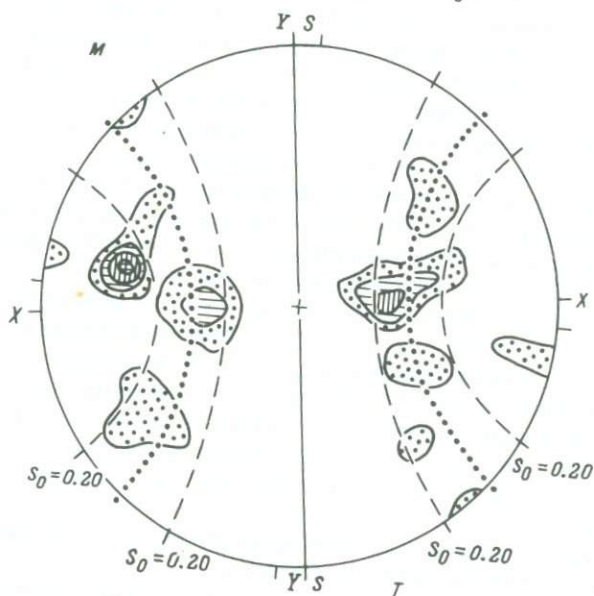
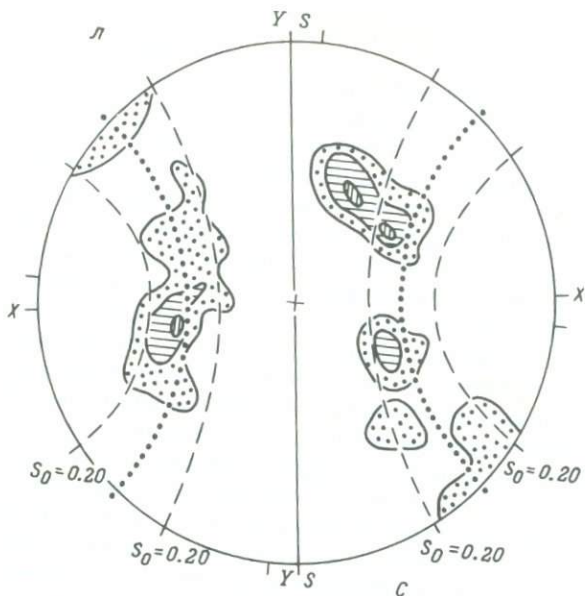


Рис. 72 (продолжение).



(продолжение).

ром тяжести максимума $\perp(100)$, а плоскость растяжения (динамическая плоскость YY — рис. 72) совпадает с плоскостью сланцеватости. В этой динамической системе зоны сжатия и растяжения разделены дугой 45° , показанной на всех диаграммах рис. 72.

Используя стандартную диаграмму изолиний S_0 для линий и плоскостей скольжения (рис. 20, б), можно вычислить значение S_0 для данной ориентировки. Совместив диаграмму рис. 72, а с диаграммой рис. 20, б, видим, что наиболее крупные концентрации $\perp(100)$ располагаются по изолинии $S_0=0,20$. В идеальном случае суперпластического течения $S_0=0$. Невысокое значение $S_0=0,20$ показывает, что деформация агрегата происходила в условиях, близких к суперпластическому течению, но еще несет в себе и некоторые признаки скалывающих напряжений (это состояние на диаграмме дифференциальный стресс-деформация рис. 69 отражено очень пологим наклоном кривых к оси абсцисс).

Выделение генераций диопсида. Несмотря на то что по ориентировке $\perp(100)$ и $[001]$ можно выявить главные особенности деформации агрегата, необъясненной остается несогласованность в ориентировке $[010]=Nm$, С и Т. Ключом к пониманию несогласованности ориентировок является неестественное положение наиболее крупного максимума $[010]=Nm$ и всего субконформного с ним поля выше изолинии 1% (рис. 72, г). Точки, попадающие внутрь этого поля, на диаграмме рис. 72, в околтурены штрихпунктиром. Они лежат в зоне, примыкающей к динамической оси X , т.е. в зоне действующей силы. Но из теории динамического анализа известно, что если сила приложена в направлении шарнира трансляционного скольжения, который лежит в плоскости, перпендикулярной к линии скольжения, то она действовать не будет. Следовательно, эти зерна расположены неблагоприятно относительно действующей силы, и сила, приложенная в направлении динамической оси X , не вызовет в них трансляционного скольжения. Поэтому можно думать, что ориентировка 39 зерен $[010]=Nm$, околтуренных штрихпунктиром на рис. 72, в, является реликтовой, а зерна относятся к ранней генерации диопсида. Остальные 75 зерен относятся к более поздней генерации, возникшей за счет перекристаллизации ранней генерации. Таким образом, то, что нельзя было сделать на основании петрографических признаков, оказалось возможным при применении динамического анализа.

Далее мы должны исследовать ориентировку динамических направлений отдельно для каждой генерации.

Ориентировка динамических направлений в зернах ранней генерации. На рис. 72, ж приведен окончательный результат динамического анализа зерен ранней генерации. Диаграмма получена обычным способом, промежуточные стадии работы не показаны. На этой синоптической диаграмме отражены главные максимумы концентраций динамических направлений. Т, $Z=[001]$, С и P= $\perp(100)$ располагаются в одной плоскости, полюсом которой является концентрация $[010]=Nm$. Такое расположение динамических и оптических направлений характерно, как было выше отмечено, для высокотемпе-

ратурного сплющивания, проявившегося на ранней стадии образования данной ориентировки.

Ориентировка динамических направлений в зернах поздней генерации (рис. 72, з-н). Ориентировка полюсов (100) (рис. 72, з) характеризуется одной компактной концентрацией. Сравнение с общей ориентировкой полюсов (100) (рис. 72, а) показывает, что на диаграмме рис. 72, з исчезли ветви, отходящие от крупной концентрации, и дополнительный максимум в нижней части диаграммы. Узор ориентировки стал предельно четким. Высокая концентрация по дуге малого круга с $S_0 = 0,20$ обрисована яснее.

Линии скольжения $L = [001]$ (рис. 72, и) образуют прерывистый пояс, параллельный динамической плоскости YY . Характер узора ориентировки тот же, что и на общей диаграмме рис. 72, б.

Оси $[010] = Nm$ (рис. 48, к) концентрируются в меридиональной зоне диаграммы, где составляют широкий прерывистый пояс, главной плоскостью симметрии которого является динамическая плоскость YY . От общего узора ориентировки (рис. 72, г) диаграмма отличается тем, что на ней отсутствует крупный боковой максимум. Для зерен диопсида поздней генерации количество $[010] = Nm$, выходящих на верхнюю сферу положительным концом, равно 32, отрицательным концом - 43. Для зерен ранней генерации: выходы положительного конца $[010] = Nm - 15$, выходы отрицательного конца $[010] = Nm - 24$. В обоих случаях несколько преобладают выходы отрицательного конца $[010] = Nm$, но такой четкой полярности, как у биотита, ни в одной генерации диопсида не наблюдается.

Оси сжатия С и оси растяжения Т индивидуальных зерен (рис. 72, л, м) концентрируются вблизи границы зон сжатия и растяжения, как это и должно быть в условиях суперпластического течения. Сравнительно с общими диаграммами осей сжатия С и осей растяжения Т (рис. 72, д, е) узор стал более четким, исчезли крупные максимумы меридиональной зоны.

В целом ориентировка зерен поздней генерации возникла в условиях „низкотемпературного“ суперпластического течения. Общие диаграммы (рис. 72, а-е) отражают в основном ориентировку диопсида поздней генерации, так как к ней принадлежит наибольшее количество зерен.

В данном разделе были приведены основания для выделения генераций диопсида с позиций динамического анализа. Ю.И. Лазарев и В.Н. Кожевников (1973) одновременно с изучением ориентировки выделяли петрографические группы по отношению моноклинового пироксена к роговой обманке. Одна группа пироксенов содержала включения роговой обманки, в другой группе моноклиновый пироксен был включен в роговую обманку или обрастал ею. Выделенные на основании этого генерации обладали автономной микроструктурной ориентировкой, каждой из них было свойственно собственное субстроение.

Деформационные особенности роговой обманки

Сведения по кристаллографии и кристаллооптике. Кристаллическая структура роговой обманки близка к структуре моноклинных пироксенов. Вместе с тем роговой обманке свойственны кремнекислородные ленты, что приближает ее к таким слоистым силикатам, как слюды. Главнейшие кристаллографические и кристаллооптические направления показаны на рис. 73. Угол cNg варьирует в широких пределах даже в разных зернах одного шлифа. На рис. 74 показана вариационная кривая cNg из амфиболитов – пределы cNg от 7 до 23. Примерно такие же пределы cNg выявлены Ю.И. Лазаревым и В.Н. Кожевниковым (1973) для амфиболитов в Карельском массиве. Угол cNg в целом отражает изменение химического состава. При исследовании ориентировки важно записывать значение cNg для каждого соответственно нумерованного зерна. При обработке замеров и выделении генераций эти данные могут приобрести существенное значение. Угол оптических осей $2V$ роговых обманок преимущественно отрицательный, но встречаются и положительные разновидности. Желательно также набирать статистические данные по $2V$. Во всяком случае, обязательно необходимо выявить знак оптических осей, так как в отрицательных и положительных роговых обманках углы между динамическими направлениями S'_{max} , S'_{min} и ближайшими кристаллографическими направлениями несколько отличаются (рис. 73).

Спайность по призме (110) под углом 56° . Определение положительного и отрицательного концов оси $[010] = Nm$ принципиально такое же, как в карбонатах, биотите и диопсиде.

Упругие свойства. По данным Б.П. Беликова с соавторами (1970), константы жесткости и податливости роговой обманки с отрицательными $2V$ характеризуются следующими величинами:

$C_{11} = 1.16$	$S_{11} = 1.09$
$C_{22} = 1.60$	$S_{22} = 0.76$
$C_{33} = 1.91$	$S_{33} = 0.70$
$C_{44} = 0.57$	$S_{44} = 1.77$
$C_{55} = 0.32$	$S_{55} = 3.22$
$C_{66} = 0.37$	$S_{66} = 2.77$

По сравнению с диопсидом (с. 169) значения констант жесткости, а также усредненный модуль Юнга (табл. 3) значительно ниже, а констант податливости – выше. Из этого можно заключить, что роговая обманка более „склонна“ к пластическим деформациям, чем диопсид. Независимо от этого как роговые обманки, так и моноклинные пироксены входят в группу наиболее твердых минералов.

Как и в моноклинных пироксенах, направления максимальной (S'_{max}) и минимальной (S'_{min}) сжимаемости лежат в плоскости

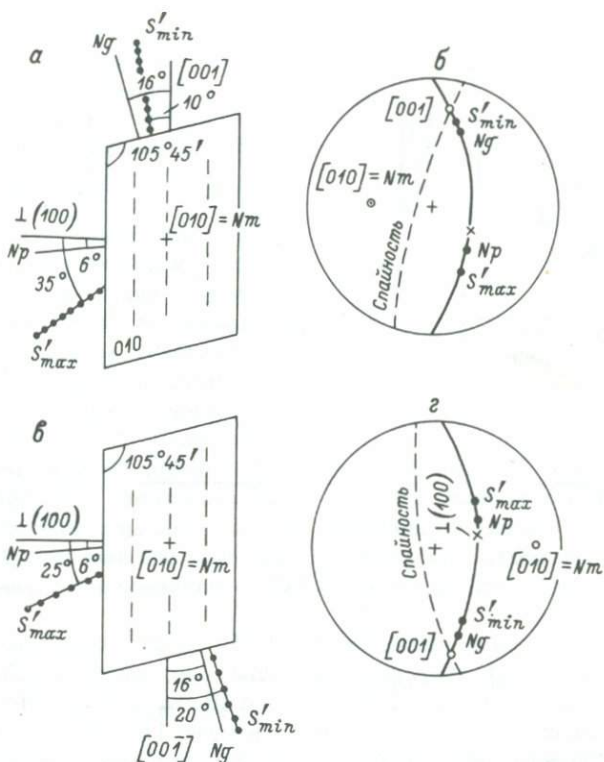


Рис. 73. Ориентировка направлений максимальной (S'_{max}) и минимальной (S'_{min}) сжимаемости относительно кристаллографических и оптических направлений роговых обманок.

а, в – разрезы, перпендикулярные к $[010] = Nm$; б, г – стереографические проекции косых сечений: а, б – оптически отрицательные роговые обманки, в, г – оптически положительные роговые обманки. Угол cNg условно показан равным 16° , а угол $\perp(100) : Np$ – равным 6° .

(010) и отклоняются как от кристаллографических осей, так и от осей индикатрисы. Г. Дэворэ (Devore, 1966) определил, что в оптически отрицательных роговых обманках S'_{max} отклоняется от $\perp(100)$ в сторону Np на 35° , а в оптических положительных – на 25° , S'_{min} – на 10° в сторону Ng в отрицательных роговых обманках и на 20° – в положительных роговых обманках (рис. 73, в). В упругом поле S'_{max} теоретически при отсутствии других факторов ориентировки должна совпадать с направлением действующей силы. Экспериментов по кристаллизации роговой обманки в условиях стресса не проводилось.

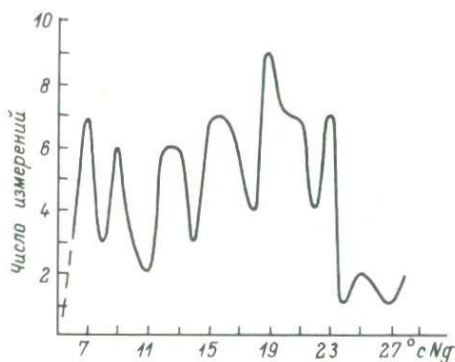


Рис. 74. Вариационная кривая углов погасания $N_g \Lambda [001]$ роговых обманок амфиболита из Северо-Байкальского нагорья (верховья р. Чарво, обр. 5229, коллекция автора).

Наибольший рост роговой обманки происходит в направлении $[001]$, расположенном очень близко к направлению минимальной сжимаемости S'_{min} и соответственно максимальной жесткости.

Двойниковое скольжение в роговой обманке. Экспериментами и наблюдениями в горных породах, преимущественно в амфиболитах, в роговых обманках установлены две системы механических двойников: 1) плоскость срастания $(\bar{1}01)$, направление скольжения $[\bar{1}0\bar{1}]$, 2) плоскость срастания (100) , направление скольжения $[001]$.

Полисинтетические двойники по $(\bar{1}01)$ $[\bar{1}0\bar{1}]$ были получены при давлениях 5–21 кбар при различных температурах (Buck, 1970, Rooney et al., 1970; Paulitch, 1980). Наиболее интенсивное двойникование вызывает давление 15 кбар. Если кристаллы ориентированы неблагоприятно для двойникования, то они разрушаются хрупкой деформацией. Р. Соболт, исследуя ориентировку природных двойников по $(\bar{1}01)$ $[\bar{1}0\bar{1}]$ показал, что ось сжатия S при образовании этих двойников должна совпадать с $[001]$ роговой обманки (Sobolt, 1979).

Двойники по (100) были получены экспериментально как дополнительная система при двойниковании по $(\bar{1}01)$. Для того чтобы вызвать направление сжатия, при котором образуются двойники по (100) , автор провел специальное исследование.

На рис. 75 приведена стереографическая проекция осей индикатрисы в сдвойникованной роговой обманке из полевошпатовых амфиболитов Северо-Байкальского нагорья (р. Якдакар). Роговая обманка сдвойникована по граневому закону: плоскость срастания — (100) , двойниковая ось — $\perp(100)$ *. Двойниковые пластинки тонкие, поэтому определение материнской части кристалла и вторичных двойниковых пластинок является надежным. Для того чтобы Np_1 материнского

*

Несовпадение осей Nm_1 и Nm_2 и несколько асимметричное положение $\perp(100)$ относительно Np_1 и Np_2 объясняется, вероятно, разным составом срастающихся индивидов: в материнском кристалле (1) $cNg = 20^\circ$, во вторичных двойниковых пластинках (2) $cNg = 14^\circ$.

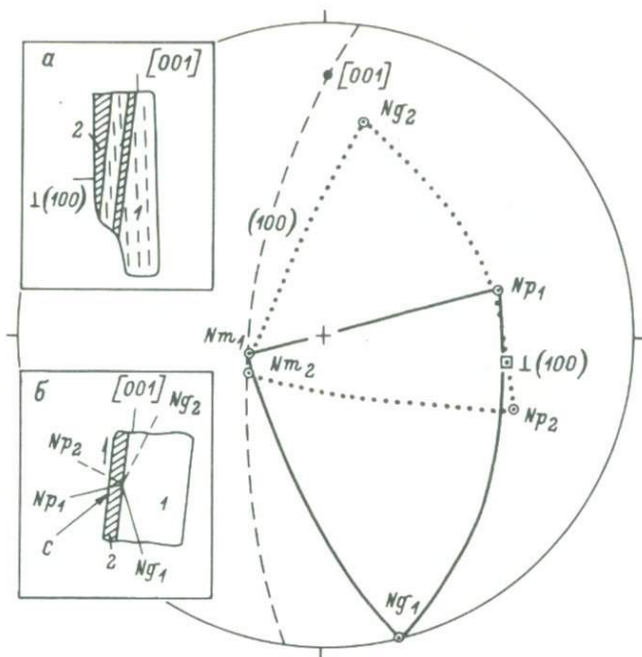


Рис. 75. Стереографическая проекция двойников роговой обманки (шл. 1630/3а, коллекция автора).

1 – материнский кристалл; 2 – вторичные двойниковые пластинки. Врезка а – сечение измеренного кристалла, штрихами показана спайность; врезка б – определение полярности направления скольжения; С – направление действующей силы, см. текст.

кристалла вследствие двойникового приобрело положение Np_2 во вторичной двойниковой пластинке, необходимо вызывать скольжение в направлении, указанном односторонней стрелкой на врезке б рис. 75. Это направление соответствует $[001]$ и является направлением скольжения. Ось внутреннего вращения при двойниковании отвечает $[010] = Nm$. Оптимальное направление сжатия должно быть расположено под углом 45° к направлению скольжения и действовать согласно его полярности. Из особенностей двойникового, отраженных на врезке б рис. 75, следует, что ось сжатия С должна располагаться вблизи Np материнского кристалла. Скольжение, таким образом, осуществляется в отрицательном смысле, т.е. от Np к Ng . Динамические направления ось сжатия С и ось растяжения Т расположены в плоскости (010) (рис. 76, а). Ось сжатия С находится между Np и $[001]$, ось растяжения Т – между Ng и $\perp (100)$.

Двойникование в роговых обманках метаморфических тектонитов представляет собой явление скорее редкое, чем рядовое. Роговооб-

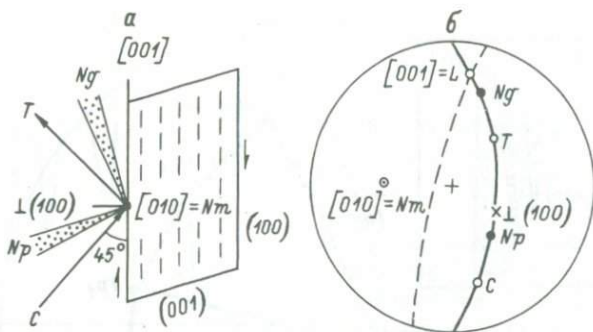


Рис. 76. Положение динамических направлений в роговой обманке при двойниковании по (100).

а – разрез кристалла роговой обманки, перпендикулярный к $[010]$, заштрихованы секторы, в пределах которых располагаются Ng и Np ; б – стереографическая проекция косо́го сечения, показано одно из возможных положений Ng и Np ; С – ось сжатия; Т – ось растяжения; L – линия скольжения; односторонние стрелки – направление скольжений.

манковые тектониты, составленные сдвойникованными роговыми обманками, неизвестны. Обычно можно найти несколько сдвойникованных зерен на шлиф, и то не всегда. Это объясняется тем, что при образовании тектонитов достигаются только самые низкие значения параметров двойникования (особенно давление) и не все индивиды ориентированы благоприятно к направлению действующей силы. Вместе с тем исследование даже нескольких сдвойникованных зерен в природе целесообразно, так как оно выявит направление действовавших сил и систему напряжений в посткристаллизационный период.

Трансляционное скольжение в роговой обманке. Экспериментально установлено, что трансляция в роговой обманке осуществляется по (100) с направлением скольжения по $[001]$ (Dollinger, Blacic, 1975; Rooney et al., 1975). Она была получена при $600\text{--}750^\circ\text{C}$ и всестороннем давлении 10 кбар. Эта же система трансляции сохраняется и при более высоких температурах. Плоскость трансляции в амфиболах аналогична плоскости трансляции в пироксенах. Трансляция в амфиболах по (100) должна осуществляться даже легче, чем в пироксенах, так как вытянутость кремнекислородных тетраэдров в плоскости (100) в амфиболах вдвое больше, чем в пироксенах (Брэгг, Кларингбулл, 1967, с. 236 и др.).

Полярность скольжения по направлению $[001]$ экспериментально не определена. Ее мы можем установить индуктивным методом, исходя из закономерностей, свойственным всем кристаллам, имеющим одинаковые элементы трансляции и двойникования. В таких кристаллах полярность направления скольжения при трансляции проти-

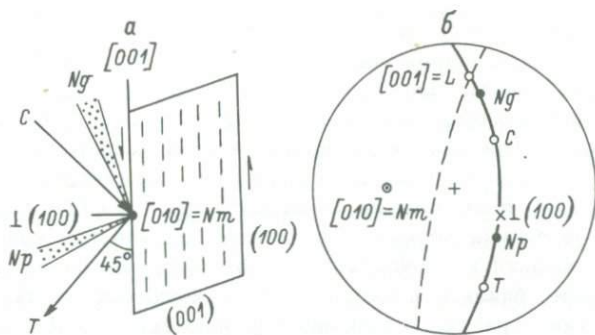


Рис. 77. Положение динамических направлений в роговой обманке при трансляции по (100).

Обозначения см. на рис. 76.

воположна полярности при двойниковании. Поэтому сравнительно со схемой, данной для двойникования (рис. 76), отличия заключаются только в том, что ось сжатия С и ось растяжения Т поменялись местами (рис. 77).

Схема положения динамических направлений рис. 77, данная для роговой обманки, в равной мере может относиться и к другим моноклинным амфиболам, исключая щелочные. Последние обладают иной оптической ориентировкой. Не представляло бы больших затруднений вывести теоретически схемы положения динамических направлений для каждой из разновидностей щелочных амфиболов. Однако вследствие малого угла погасания и сильной дисперсии исследование их ориентировок затруднено.

Особенности деформации роговой обманки. Экспериментальные данные, которые бы позволили составить графики дифференциальный стресс-деформация для роговой обманки отсутствуют и о ее особенностях деформации можно судить только на основании кристаллоструктурного сходства с моноклинными пироксенами. Выше отмечалось, что по своим свойствам роговая обманка более „склонна“ к пластическим деформациям, чем диопсид, а основным механизмом деформации служит трансляционное скольжение. Как и для диопсида, природные ориентировки роговой обманки показывают, что стадия перехода от пластических деформаций к суперпластическому течению посредством трансляции для нее наиболее вероятна.

У р о в н и и с с л е д о в а н и я о р и е н т и р о в к и
Р о г о в о й о б м а н к и

Как и для других минералов, в степени детальности изучения ориентировки несдвойникованной роговой обманки можно выделить три уровня:

1. Начальный уровень. Изучается только ориентировка линейности роговой обманки, т.е. ориентировка $[001]$. Такая ориентировка нередко видна макроскопически и не требует составления микроструктурных диаграмм. Часто принималось, что ориентировка $[001]$ роговой обманки отмечает собой структурную ось b . Эталоном этой структурной оси является шарнир складки. Однако во всех проверенных автором случаях параллельность линейности роговой обманки и шарниров складок не была полностью доказанной. В принципе такое совпадение возможно в частном случае при кристаллизации роговой обманки в упругонапряженном поле, когда ее $[001]$ как направление, близкое к направлению наибольшей жесткости (S'_{min}), активно растет в направлении наименьшего напряжения и наименьшей деформации, каким является шарнир складки. Все же большинство документированных случаев показывает ориентировку линейности роговой обманки субпараллельно структурной оси α (Казаков, 1976, с. 121).

На современном этапе развития микроструктурного анализа исследование для роговой обманки ориентировки только одного направления $[001]$ явно недостаточно, так как ориентировка зерна в пространстве остается незафиксированной (для этого требуются минимум два направления), не говоря уже о том, что такая ориентировка не может дать ни генетической, ни динамической информации.

2. Средний уровень. Исследуется ориентировка двух-трех взаимоперпендикулярных кристаллографических направлений. Обычно составляются диаграммы для $[001]$, $[010]$ и $\perp(100)$. Некоторые зарубежные авторы последнюю диаграмму заменяют диаграммой спайности по (110) . Такая диаграмма всегда бывает неполной, а поэтому искаженной, так как во многих зернах шлифа спайность по обоим призматическим плоскостям не видна. Эта диаграмма может быть дополнительной, но не заменяет диаграмму ориентировки $\perp(100)$.

Рассматриваемые направления образуют несколько главнейших сочетаний:

а) три взаимоперпендикулярных максимума. Такая идеальная ориентировка указывает на директивное течение в направлении $[001]$ со скольжением по (100) . Структурно направление скольжения $[001]$ отмечает ось α ;

б) направления $\perp(100)$ образуют максимум, а $[010]$ и $[001]$ сосредоточены в поясах по дуге большого круга. Геологически это случай образования сланцеватости по роговой обманке с субпараллельным положением плоскости (100) . Генетически и тектонофизически это случай сплющивания, сопровождаемого плоскостным течением;

в) оси $[010]$ концентрируются в максимуме, а $[001]$ и $\perp(100)$ образуют пояса по дуге большого круга. Такая ориентировка характерна для складок изгиба, что было убедительно показано П.К.Р. Найром (1969 а, б). Оси $[010]$ совпадают с шарниром как осью вращения, а другие направления отмечают последовательную кристаллизацию в процессе вращения.

г) оси $[001]$ составляют максимум, а $[010]$ и $\perp(100)$ концентрируются в поясах по дуге большого круга. Геологически этот случай может соответствовать b -линейности, а максимум $[001]$ отвечать положению шарниров складок. В.Н. Кожевников и Ю.И. Лазарев (1976) рассмотрели типы ориентировок при статистически единичном положении $[001]$ и различного положения субмаксимумов оси $[010]$ на периферии диаграммы. Авторы пришли к выводу о 63 возможных узорах в данном случае и о 15 узорах, наиболее распространенных. Количество типов ориентировок целиком зависит от взаимного положения субмаксимумов $[010]$, поэтому данная классификация является формально-геометрической. Динамическое значение каждого типа ориентировки остается неясным;

д) сложный многокомпонентный узор, образовавшийся при неоднократной кристаллизации в условиях меняющегося поля напряжений и действующих сил. Расшифровка такого узора должна идти по линии выделения генераций либо на основании субстроений, либо с применением динамического анализа.

3. Уровень комплексной ориентировки. В набор диаграмм комплексной ориентировки несдвойникованной роговой обманки кроме диаграмм для $[001]$, $[010] = Nm$, $\perp(100)$ входят также диаграммы динамических направлений – осей сжатия C , осей растяжения T и осей наибольшей податливости S'_{max} . Кроме четкой пространственной фиксации зерен роговой обманки в агрегате и выделения генераций эти диаграммы обеспечивают распознавание той или иной стадии деформации или ее отсутствие и позволяют наиболее полно проанализировать деформационные особенности выявленных ориентировок.

Несмотря на значительное количество диаграмм, которые предполагается составить, первоначальные измерения оптической ориентировки зерна на федоровском столике можно свести до минимума, а основные вычисления производить графически. На стереографическую проекцию наносятся оси индикатрисы и по пересечению двух спайностей или по пересечению одной спайности с плоскостью $NgNp$ определяется $[001]$. Затем на проекции по плоскости $NgNp$ от $[001]$ в сторону Ng последовательно откладываются через $45^\circ C$, $\perp(100)$, S'_{max} и T (рис. 77).

Иногда рекомендуют находить $\perp(100)$ и $[010]$ роговой обманки как биссектрисы острого и тупого углов между плоскостями спайности по (110) . Этот метод требует обязательных разрезов с пересекающейся спайностью и мало удобен при массовых измерениях, так как измерения необходимо производить в двух взаимоперпендикулярных шлифах, а затем их сводить на одну диаграмму. Предложенная выше методика позволяет ограничиться одним сечением породы.

Примеры комплексной ориентировки и динамического анализа роговой обманки

Пример I. Ориентировка роговой обманки была исследована в том же образце, что и ориентировка несдвойникового диопсида (см. 177). Размер сечений роговой обманки, как и у диопсида, изменяется от 2 до 0.1–0.2 мм. Кристаллы удлинены по $[001]$. Наиболее сильно развиты грани призмы (110), слабо – пинакоиды (100) и (010). Все же пинакоид (100) развит лучше, чем (010). Плехроизм роговой обманки: N_g – зеленый, N_m – буро-зеленый, N_p – зеленовато-желтый. Абсорбция: $N_g > N_m > N_p$, $(-)\alpha = 75^\circ$ (для второй генерации). Угол погасания $N_g \wedge [001]$ варьирует в широких пределах – от 7 до 23° . Среди этих значений статистически несколько выделяется пик 19° , но в общем встречаемость различных углов погасания примерно одинакова (рис. 74).

Предварительная оценка результатов измерений. Первоначально составлялись точечные диаграммы ориентировки для каждого оптического и динамического направления. Три из них: $\perp(100)$, $[001]$ и $[010] = N_m$ – приведены на рис. 78, а–в. Полюса (100) концентрируются в узкой зоне у широтной оси проекции, оси $[001]$ – в узкой меридиональной зоне, а оси $[010] = N_m$ – в меридиональной зоне, более широкой, чем предыдущая. Диаграммы даже без обработки в изолиниях четко показывают ориентировку, характерные для условий сплющивания, что позволяет выделить направление сжатия X и плоскость растяжения YY и провести примерную границу зон сжатия и растяжения.

Выделение генераций. В зону сжатия, центром которого является направление сжатия X , попадают оси $[010] = N_m$ зерен, обозначенных особо номерами на рис. 78, в. Полюса (100) этих зерен также отклоняются от всех остальных, размещаясь в зоне растяжения (рис. 78, а, зерна под теми же номерами). Поскольку оси $[010] = N_m$ в условиях трансляционного скольжения при суперпластическом течении являются шарнирами скольжения R , а не линиями скольжения L , то их положение в зоне сжатия является неестественным и не может возникнуть при данном направлении сжатия. Ориентировка этих зерен реликтовая и отражает ориентировку ранней генерации роговой обманки. К поздней генерации принадлежат все остальные зерна.

Для зерен роговой обманки поздней генерации количество $[010] = N_m$, выходящих на верхнюю сферу проекции отрицательным концом, резко преобладает над $[010] = N_m$ положительного знака (63 отрицательных, 31 положительных). Для зерен ранней генерации, отрицательных – 9, положительных – 7. Ориентировка зерен ранней генерации полностью разрушена. Сохранились только зерна, расположенные неблагоприятно относительно направления действующей силы, при котором возникла ориентировка зерен поздней генерации. Остальные зерна ранней генерации перекристаллизованы и переориентированы.

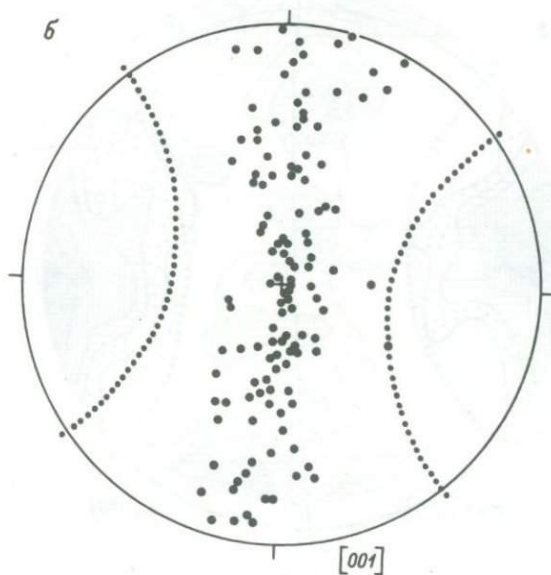
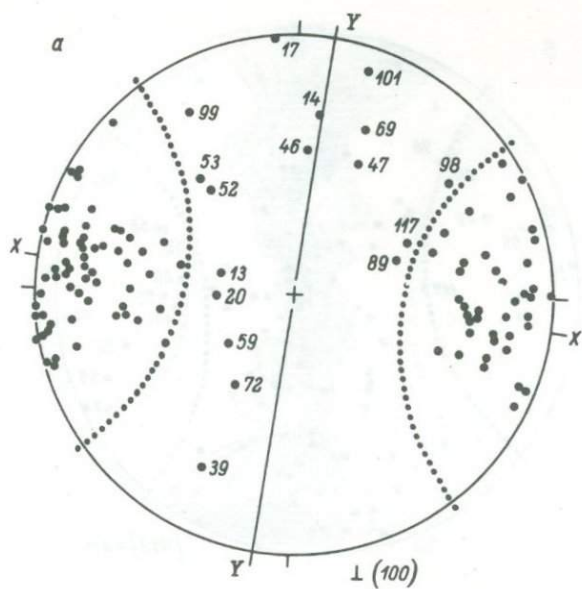


Рис. 78. Диаграммы ориентировки и динамический анализ роговой обманки (к примеру I).

а-в - по 120 точек в диаграмме; г-и - по 104.

Ориентировка индивидуальных зерен: а - полюса (100) , пронумерованы зерна ранней генерации; б - оси $[001]$, в - оси $[010] = N\pi$, пронумерованы зерна ранней генерации.

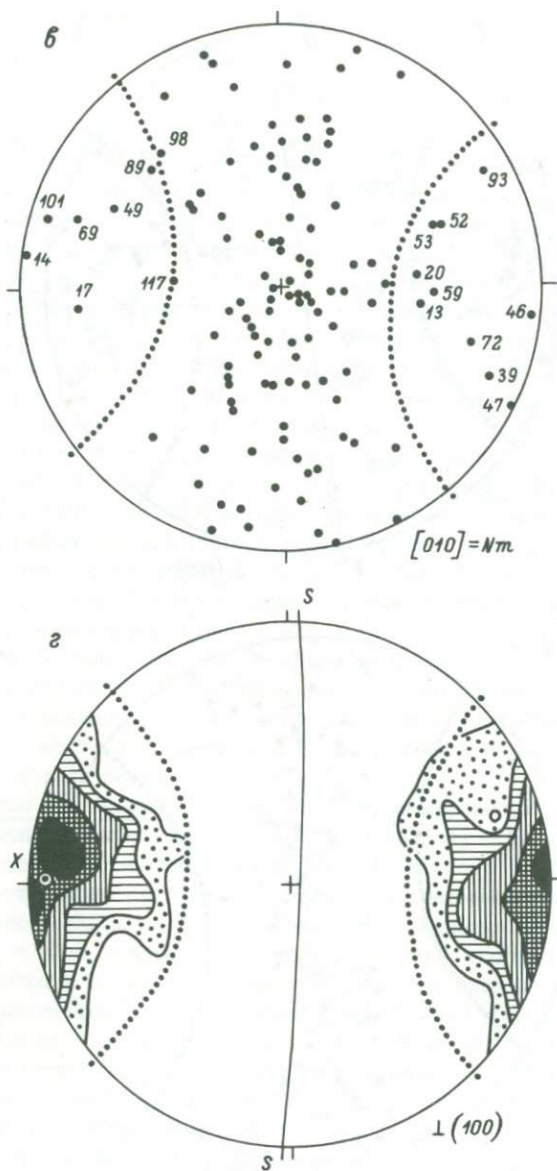


Рис. 78 (продолжение).

Суммарная ориентировка: г - полюса (100), изолинии 1-3-5-9-12 %;

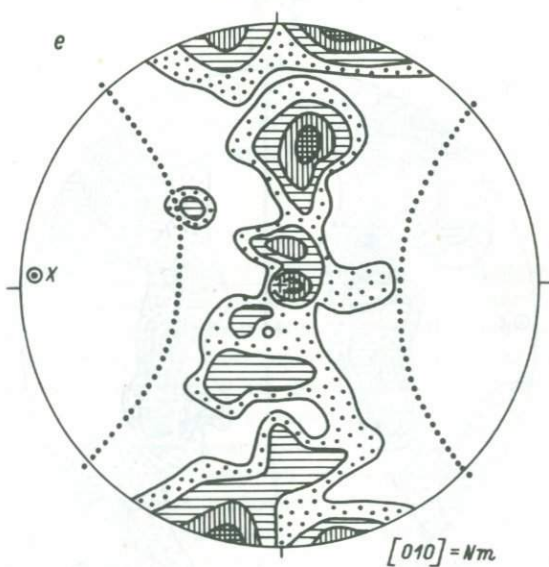
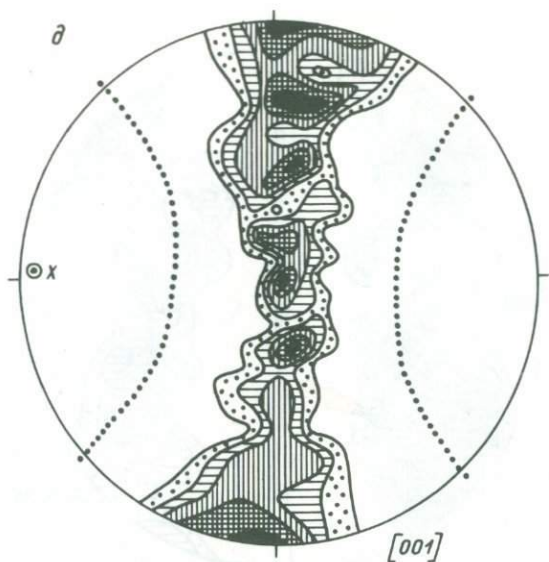


Рис. 78 (продолжение).

д - оси $[001]$, изолинии 1-2-3-4-5%; е - оси $[010] = Nm$,
 изолинии 1-2-3-4%;

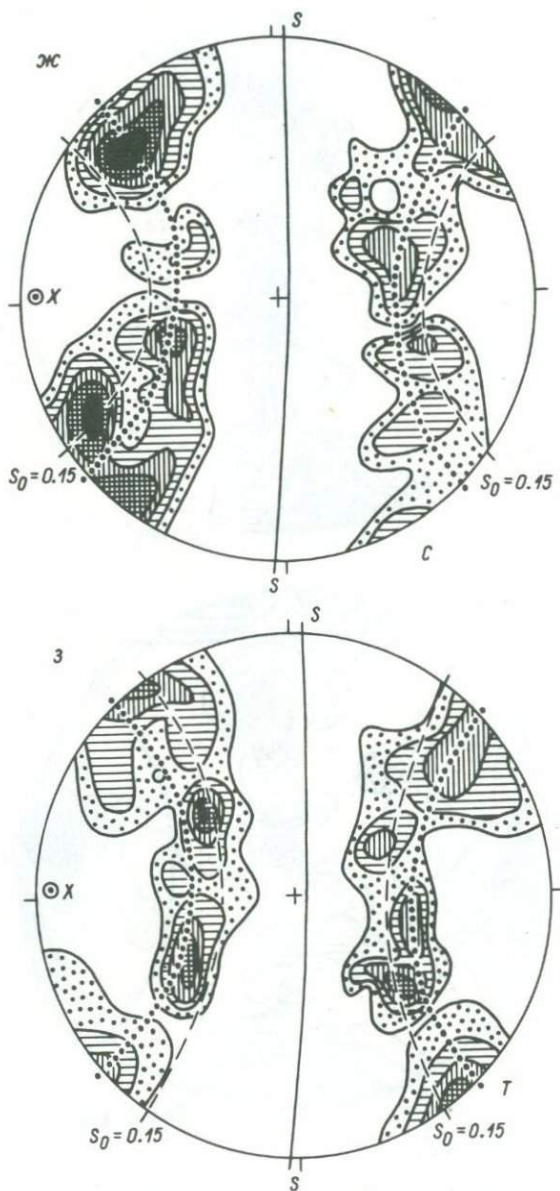


Рис. 78 (продолжение).

ж - оси сжатия С, изолинии 1-2-3-4-5%; з - оси растяжения Т, изолинии 1-2-3-4-5%;

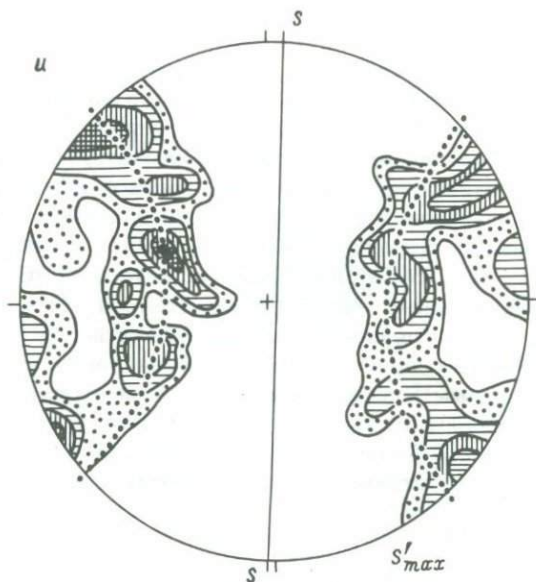


Рис. 78 (продолжение).

и - ориентировка направлений S''_{max} ; изолинии 1-2-3-4-5%;
 SS - плоскость сланцеватости; χ - направление сжатия; $\Upsilon\Upsilon$ -
 плоскость растяжения; точечный пунктир - граница зон сжатия и
 растяжения.

Ориентировка оптических и динамических направлений в зернах поздней генерации. Диаграммы рис. 78, г-е составлены по данным диаграмм рис. 78, а-в за вычетом 18 зерен ранней генерации. В своих главных чертах ориентировка динамических направлений сохранилась такой же, как и на диаграммах рис. 78, а-в. „Очистка“ диаграмм от зерен ранней генерации привела к очень четкому, почти идеальному виду диаграмм рис. 78, г-е. Исчезли точки полюсов (100) в меридиональной зоне диаграммы и осей $[010] = N\bar{m}$ на крайних участках широтной зоны.

Положение направления сжатия χ и плоскости растяжения $\Upsilon\Upsilon$ уточнились. Направление χ располагается между двумя крупными максимумами полюсов (100) (рис. 78, г) и совпадает с полюсом сланцеватости SS . При совмещении этой диаграммы со стереографической проекцией S_0 (рис. 20, б) выясняется, что крупные максимумы полюсов (100) заключены между изолиниями $S_0 = 0.10$ и 0.20 . Крупные максимумы осей сжатия С и осей растяжения Т располагаются вблизи изолинии $S_0 = 0.15$, но по разные стороны границ зон сжатия и растяжения (рис. 78, ж, з), что указывает на полярность скольжений и отсутствие встречных скольжений в разных зернах. Такая особенность характеризует условия сплющивания. По значению S_0 ориентировка осей сжатия С (рис. 78, ж)

и осей растяжения T (рис. 78, г) близка к условиям суперпластического течения, как и в примере с диопсидом (с. 183).

Ориентировка S'_{max} (рис. 78, и) не дает компактного максимума, близка к ориентировке S и T и является только геометрической, как следствие пространственной ориентировки $\perp(100)$, $[010] = Nm$ и $[001]$. Исходя из этого, можно заключить, что условия упругого поля не влияли на ориентировку роговой обманки.

Пример II. Ориентировка роговой обманки в полевошпатовом амфиболите (верховья р. Богодикты, бассейн р. Б. Чуи, Северо-Байкальское нагорье, обр. 5076 из коллекции автора, 1963 г.). Плеохронизм роговой обманки: $N\sigma$ - бледно-голубой, Nm - буро-зеленый, бледный, $N\rho$ - бледно-желтый до бесцветного.

В физиографическом плане рассматриваемая ориентировка характеризуется компактным максимумом высокой плотности $[001]$ (рис. 79, а) и неполными поясами $[010] = Nm$ (рис. 79, б) и $\perp(100)$ (рис. 79, в). Динамические направления S (рис. 79, г) и T (рис. 79, д) концентрируются по отрезкам дуги малого круга с осью в центре диаграмм.

В ориентировках $[010] = Nm$ и $\perp(100)$ выделяются крупные максимумы, которые хорошо коррелируют между собой и максимумом $[001]$ (рис. 79, е), а центр тяжести максимума $\perp(100)$ является полюсом преобладающей сланцеватости S . На основании диаграмм $[010] = Nm$ и $\perp(100)$ можно выделить два этапа образования ориентировки: первый, отмеченный крупными коррелируемыми максимумами, и второй, устанавливаемый по поясовым концентрациям.

Ранний узор, как и все коррелируемые узоры такого типа, вероятно, образовался в процессе директивного течения в направлении $[001]$ с одновременным образованием сланцеватости по (100) . Главнейшие концентрации осей сжатия S и осей растяжения T взаимоперпендикулярны и четко показывают точки приложения действовавших сил в начальную стадию образования ориентировки. Вместе с тем диаграммы S и T показывают две совпадающие концентрации, что может быть следствием последующих встречных скольжений и взаимных перемен в направлении действовавших сил сжатия и растяжения.

Вращение во второй этап, приведшее к поясовым концентрациям, было, вероятно, не только механическим, но и сопровождалось синдеформационной кристаллизацией. В процессе вращения главные максимумы S и T были повернуты вокруг вертикальной оси против часовой стрелки на 10° (рис. 79, е).

ПЛАГИОКЛАЗЫ

Плагиоклазы являются одними из самых широко распространенных минералов метаморфических тектонитов. Вместе с тем изучение их микроструктурных ориентировок явно отставало и отстает от микроструктурного анализа таких минералов, как кварц, кальцит,

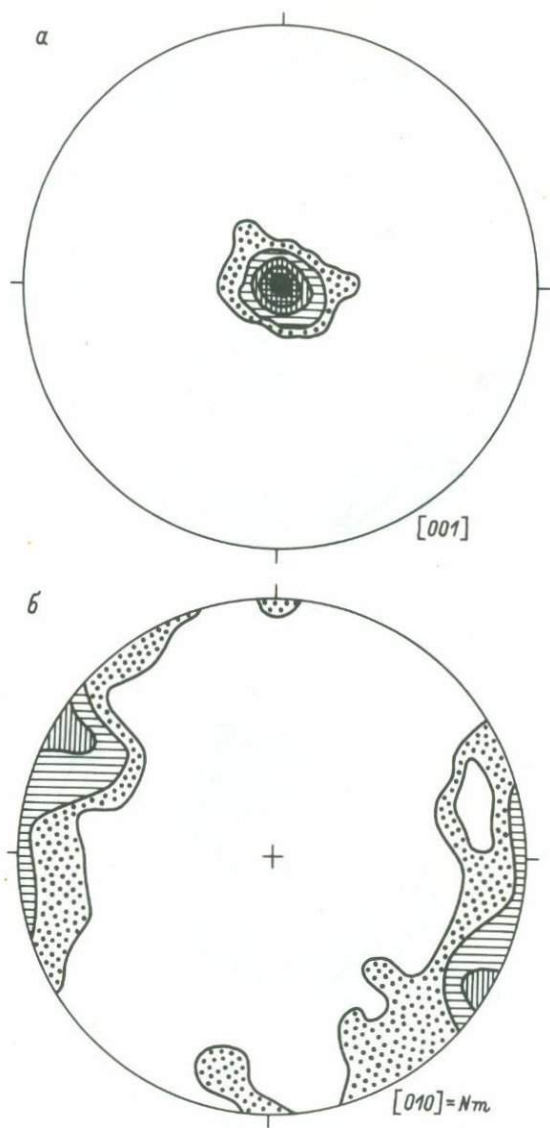


Рис. 79. Диаграммы ориентировки и динамический анализ роговой обманки (к примеру II). По 80 точек в каждой диаграмме. Изолинии 2-5-10-15-20%.

а - оси $[001]$; б - оси $[010] = Nm$;

биотит. Объясняется это трудностью работы с плагиоклазами как с триклинными минералами, обладающими несимметричными соотношениями оптического эллипсоида и его осей с кристаллографическими осями и плоскостями. Кроме того, исследование усложняется

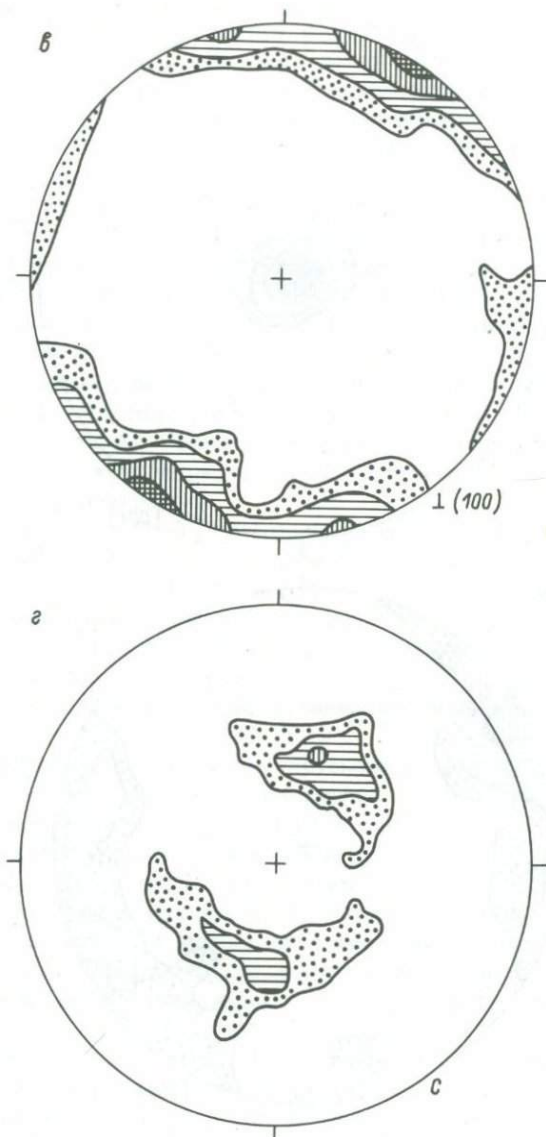


Рис. 79 (продолжение).

в - $\perp(100)$; г - оси сжатия С;

интенсивным двойникованием по многим законам, изменениями в химическом составе и в структурном состоянии.

Первые диаграммы ориентировки плагиоклазов появились только в начале 1950-х годов. Изучалась ориентировка плоскостей срастания двойников в нитрузивных породах. Такие диаграммы давали толь-

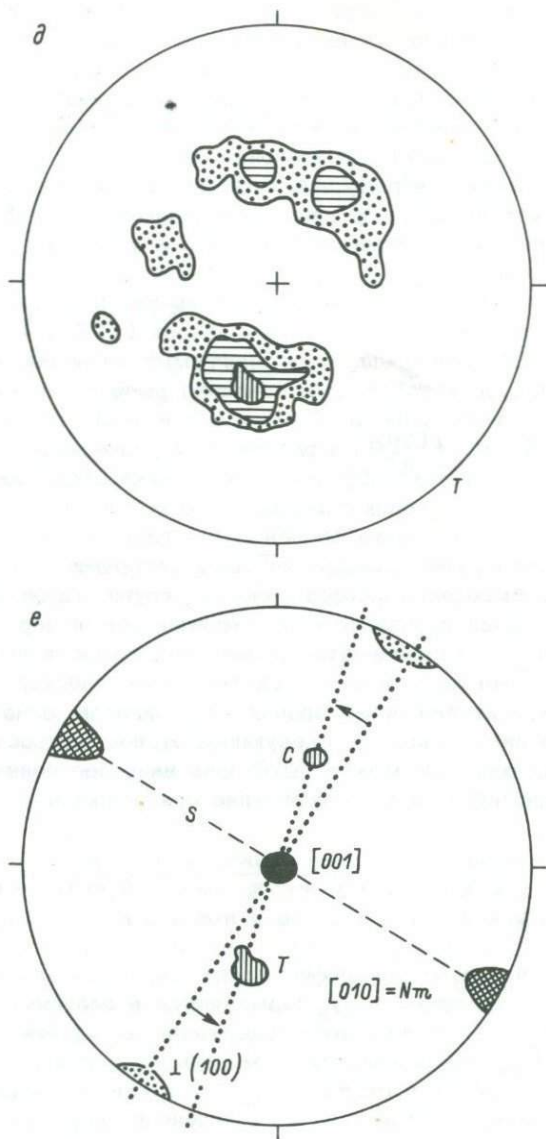


Рис. 79 (продолжение).

д - оси растяжения T; е - синоптическая корреляционная диаграмма главных максимумов.

ко минимум информации. Для исследования ориентировки плагиоклазов в метаморфических тектонитах использовались случайные направления, например оси индикатрисы. Никакая ориентировка при этом, естественно, не выявлялась, так как оси индикатрисы никакой

динамической функции не несут и, кроме того, они ориентированы по-разному как в двойняющихся индивидах, так и в зернах разного состава.

Вместо изучения ориентировки случайных направлений было необходимо получить данные о пространственной ориентировке зерен, что возможно было сделать, исследовав ориентировку нескольких кристаллографических направлений. В.В. Золотухин (1958) предложил составлять диаграммы для полксов пинакоидов (100), (010) и (001) и успешно применил эту методику к вулканическим и интрузивным породам.

Значительный вклад в изучение ориентировки плагиоклазов метаморфических тектонитов внесли Ю.И. Лазарев (1973) и В.Н. Кожевников (1982). Они предложили программу изучения ориентировки плагиоклазов, по которой первоначально выделялись морфологические группы и генерации, а затем в них изучалась ориентировка $\perp(010)$, $\perp RS$ и $\perp [010]$. Ориентировки разделялись на субстроения. Выявление тектонофизических особенностей производилось сопоставлением ориентировок с данными скоростей продольной волны.

Предварительное изучение особенностей плагиоклазов в шлифах, примеры которого даны вышеупомянутыми авторами, должно быть обязательным. Выделение морфологических групп, типов, генераций, сопоставление ориентировок со структурными осями породы, с положением линейности и сланцеватости дает возможность выявить связи элементов ориентировки с элементами геологического строения.

Динамический анализ ориентировки плагиоклазов, основы которого излагаются ниже, является следующим этапом микроструктурного анализа. С его помощью может быть дана наиболее полная пространственная и динамическая характеристика ориентировок.

Упругие свойства и особенности деформации плагиоклазов

Упругие свойства. В изоморфном ряду плагиоклазов модули жесткости C_{ik} и податливости S_{ik} изменяются в зависимости от состава плагиоклаза. С увеличением содержания анортитовой составляющей модуль C_{ik} увеличивается, а модуль S_{ik} уменьшается (рис. 80). В области составов около An_{40} обнаруживается разрыв в упругих свойствах, что очевидно из смещенной направленности кривых C_{ik} и S_{ik} в более кислых и более основных составах. Колебания значений: $C_{11} = 7.40 \div 9.89$, $C_{22} = 13.75 \div 17.20$, $C_{33} = 12.89 \div 14.14$, $S_{11} = 17.19 \div 13.36$, $S_{22} = 8.52 \div 6.99$, $S_{33} = 9.83 \div 8.81$ (Рыжова, 1964). Модуль C_{11} - наиболее низкий из всех минералов метаморфических тектонитов, модуль C_{33} - выше, чем у слюды, кальцита и кварца, но ниже, чем у диопсида и роговой обманки. Низкая жесткость является главной предпосылкой для проявления в плагиоклазах пластических деформаций.

Наименьшее значение имеет модуль C_{11} (в направлении оси [100]), наибольшее - модуль C_{22} (в направлении оси [010]).

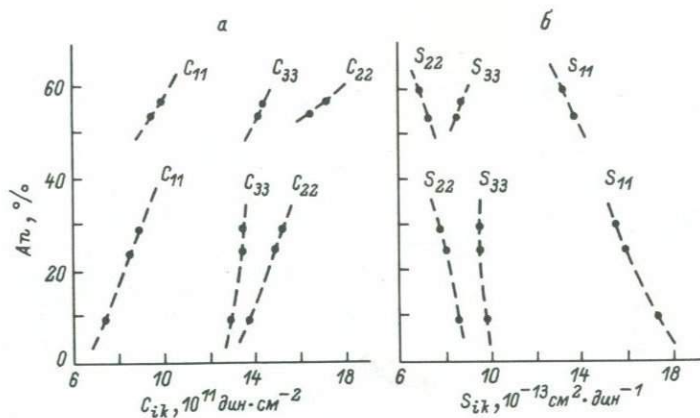


Рис. 80. Значение модулей C_{ik} (а) и S_{ik} (б) в различных составах плагиоклазов. Первичные данные Т.В. Рыжовой (1964).

Модуль C_{33} совпадает с осью Z ортогональной системы координат, наклоненной относительно оси $[001]$ в плоскости (010) на 26° (рис. 81). Модуль жесткости по $[001]$ выше, чем по оси Z и равен модулю C_{22} . Для плагиоклазов во всех составах $C_{22} > C_{33} > C_{11}$.

Эпюра скорости продольной волны для олигоклаз-андезина представляет собой двусный эллипсоид с наименьшей осью $\perp (100)$, соответствующей направлению S'_{max} , и наибольшей осью с равными значениями по $[010]$ и $[001]$, являющимися направлениями S'_{min} (рис. 81).

Особенности деформации плагиоклазов. Состояния плагиоклазов на диаграмме дифференциальный стресс-деформация для всех составов характеризуются пологими кривыми, в своих конечных частях переходящими в положение, параллельное оси абсцисс (рис. 82). Это кривые классического типа, отражающие стадию пластической деформации (первичный крип), переходящую в суперпластическое течение в установившемся режиме (вторичный крип). Главнейшим механизмом пластической деформации для плагиоклазов служит двойникование.

Двойникование в плагиоклазах

О двойниковании плагиоклазов имеется очень большая литература. Мы коснемся только тех вопросов, которые имеют непосредственное отношение к динамическому анализу микроструктурных ориентировок плагиоклазов.

Главным типом скольжения, посредством которого в плагиоклазах осуществляются пластические деформации, является двойниковое скольжение. Однако не все типы двойников возникают в резуль-

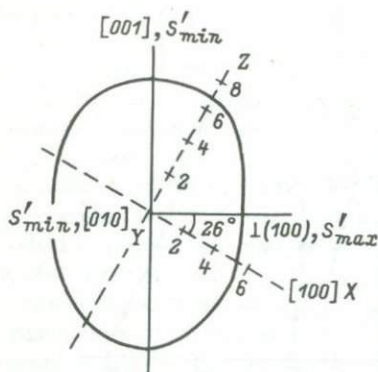


Рис. 81. Эпюра скорости продольной волны для олигоклаз-андезина № 29. Первичные данные Т.В. Рыжовой (1964).

гате пластических деформаций. Ниже дается краткая характеристика двойников недеформационного происхождения и более подробное описание механического двойникования, являющегося следствием пластических деформаций.

Первичные двойники или двойники

роста. Характерны для эффузивных и гиабиссальных пород. Встречаются в плагиоклазах с высокотемпературной оптикой. Для этих двойников характерны срастания с высокой симметрией (комплексные двойники, триады и др.). Первичные двойники образуются в условиях относительно быстрого охлаждения при полном застывании породы до температуры инверсии неупорядоченного структурного состояния плагиоклазов в упорядоченное структурное состояние. Поэтому они иногда называются также двойниками закалки (Laves, 1965, с. 512). Законы внутреннего построения первичных двойников определяются триадной теорией (Вардьянц, 1950 и др.).

Вторичные двойники. Разделяются на два типа: двойники трансформации и механические двойники.

Двойники трансформации. Предполагается, что эти двойники образуются при инверсии неупорядоченного структурного состояния плагиоклазов в упорядоченное структурное состояние. Инверсия сопровождается переходом моноклинной модификации плагиоклаза (или близкой к моноклинной) в триклинную (Kohler, Raas, 1947, с. 169; Buerger, 1948, с. 120). Наилучшим доказательством двойников трансформации И. Ванс считает сохранение ими некоторых особенностей морфологии и кристаллографии высокотемпературного происхождения (например, непараллельное расположение плоскостей спайности, одни из которых возникли до, другие, с несколько отличной ориентировкой, — после инверсии, Vance,

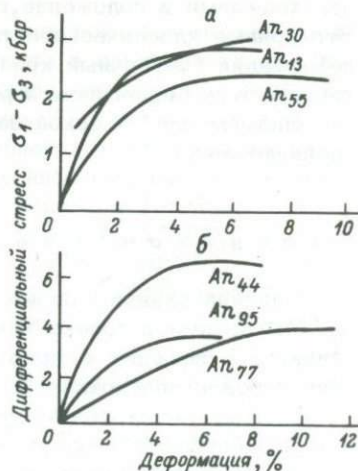


Рис. 82. Графики дифференциальный стресс-деформация для монокристаллов (а) и поликристаллических агрегатов (б) плагиоклаза (Borg, Heard, 1970).

1961, с. 1113-1114). Морфология и особенности двойников трансформации еще очень плохо изучены. К двойникам трансформации, вероятно, можно отнести и двойники, возникающие в областях не-смесимости плагиоклазов, в частности перистеритовые двойники (см. ниже).

Механические двойники. Этот тип двойников образуется в условиях напряженного состояния породы под воздействием стресса, вызывающего пластические деформации кристаллов. Механические двойники представляют собой единственный тип двойников, используемый при динамическом анализе микроструктурных ориентировок плагиоклазов.

Эксперименты показали, что к механическим двойникам относятся полисинтетические двойники, образованные только по альбитовому и периклиновому законам (подробнее см. с. 213). В свете этих исследований становится понятным, что статистически в метаморфических породах абсолютно преобладают двойники по этим законам (Gorai, 1950, 1951; Turner, 1951).

Экспериментально в плагиоклазах механические двойники получены в широком интервале температур и давлений (Laves, 1952); Borg, Handin, 1966a; Seifert, VerPloeg, 1977). Количество сдвойникованных кристаллов резко увеличивается с повышением температуры и очень слабо возрастает с повышением всестороннего давления (лабрадоры, Seifert, VerPloeg, 1977). Влияние давления в природных условиях является, вероятно, значительно большим, чем в кратковременных экспериментах. Особенно это относится к длительно действующему дифференциальному стрессу, который определяет степень деформации породы (рис. 82).

Во многих случаях полисинтетические двойники механического происхождения — тонкие, выклинивающиеся, зачастую собираются в группы на одной стороне кристалла, нередко изогнуты (рис. 83); их развитие часто прерывается трещинками. Двойники такого типа в изобилии встречаются, например, в породах Лапландского гранулитового массива на Балтийском щите. Клиновидная форма механических двойников плагиоклаза подобна „упругим“ двойникам кальцита, натронной селитры, цинка, сурьмы, висмута и др., полученных экспериментально (Классен-Неклюдова, 1960, с. 75-79). Ф. Лавес получил „упругие“ двойники в неупорядоченном альбите (Laves, 1952), а К. Зейферт и А. Верплог — в лабрадоре (Seifert, VerPloeg, 1977). „Упругие“ двойники исчезают при снятии нагрузки. Однако при длительной нагрузке снятие ее не приводит к исчезновению двойника, т.е. „упругий“ двойник превращается в остаточный.

Формы механических двойников, изображенные на рис. 83, являются как бы начальными. В процессе механического двойникования широкие части двойников имеют тенденцию становиться тоньше, а отдельные индивиды стремятся сохранить одинаковую толщину по всей длине двойника (Baier, 1930, с. 480). Эта эволюция приводит к тому, что „упругие“ двойники постепенно превращаются в настоящие полисинтетические двойники. Тенденция к гомогенизации является отражением длительно действующего стресса.

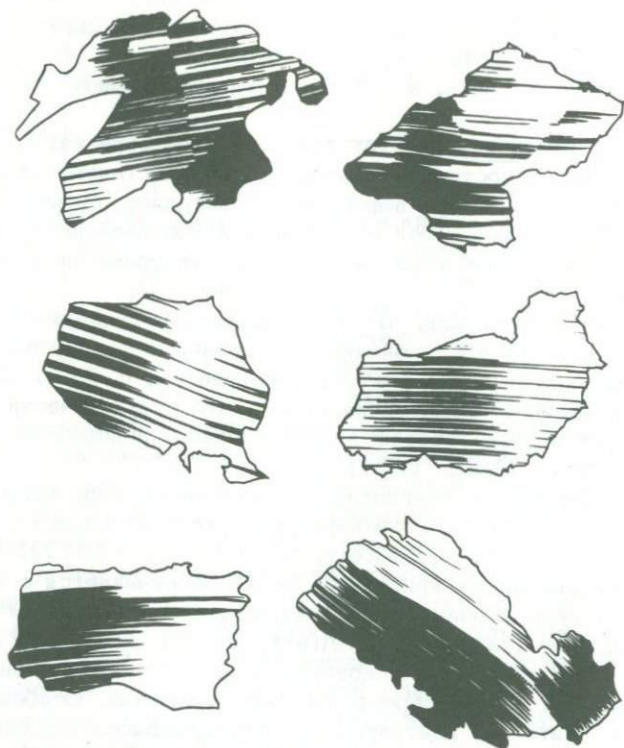


Рис. 83. Полисинтетические двойники механического происхождения. По И. Вансу (Vance, 1961, с. 1109).

При возникновении механических двойников стадия „упругого“ двойника не обязательна. И. Борг и Д. Хандин непосредственно получили механические полисинтетические двойники в лабрадоре (при условиях 5 кбар и 400 °С, Borg, Handin, 1966а, с. 308, 335).

В метаморфизованных осадочных породах, испытавших тектонические деформации, почти все двойники плагиоклаза представлены механическими двойниками. Исключение могут составлять только обломочные зерна плагиоклаза из вулканических или гипабиссальных пород с сохранившимися первичными двойниками. В метаморфизованных магматических породах механические двойники метаморфического происхождения также широко распространены, но вместе с тем подчиненно встречаются и первичные двойники. Последнее может быть веским доказательством в пользу магматического происхождения метаморфизованной породы (например, это имеет прямое отношение к проблеме пара- и ортоамфиболитов). В неметаморфизованных вулканических и гипабиссальных породах механические двойники встречены (Vogel, 1964; Vogel, Seifert, 1965), но их количество несопоставимо с количеством первичных двойников.

Механическое двойникование и структурное состояние плагиоклазов. Экспериментально было отмечено, что высокотемпературные плагиоклазы имеют низкий предел упругости, а их по составу низкотемпературные аналоги — очень большой (до 5000 кг/см², Borg, Handin, 1966a). Предел упругости как показатель начала двойникования оказался зависимым от структурного состояния плагиоклазов.

После исследования структуры альбита Ф. Лавес пришел к выводу, что в неупорядоченном альбите механические двойники могут быть образованы, тогда как в альбите упорядоченной структуры возникновение механических двойников невозможно (Laves, 1952). Этот вывод был затем перенесен и на кислые плагиоклазы (Laves, 1965). Таким образом, возможности развития механических двойников были поставлены в прямую зависимость от структурного состояния плагиоклазов.

Принципиальный характер вывода Ф. Лавеса вызвал ряд исследований, которые затрагивали главным образом средние и основные плагиоклазы, хотя касались и кислых плагиоклазов. Так как этот вопрос имеет очень важное значение для динамического анализа микроструктурных ориентировок плагиоклазов, то мы рассмотрим полученные к настоящему времени данные для разных составов и структур плагиоклазов.

Альбит № 0-2 характеризуется двумя структурами: структурой низкого альбита (упорядоченная) и структурой высокого альбита (мональбит, неупорядоченная) — рис. 84.

В неупорядоченном альбите Ф. Лавес простым способом, при надавливании иглой на кристалл, получил механические двойники. Таким же способом Г. Амштутц вызвал появление механических двойников во вкрапленниках альбита из спилитов (Amstutz, 1954, 1956).

В упорядоченном альбите О. Мюгге и Ф. Хейде не удалось получить механические двойники (Mügge, Heide, 1931), что Ф. Лавес рассматривал как подтверждение своего вывода. Однако К. Зейферт оспаривал вывод Ф. Лавеса, указывая на то, что в гранитах Нонеуаг, Коннектикут, им были встречены периклиновые клиновидные двойники альбита с низкотемпературной оптикой (Seifert, 1964; Vogel, Seifert, 1965, с. 515-516). С. Капедри (Carpedri, 1970) также встретил альбитовые вторичные двойники механического происхождения со всеми их характерными особенностями в альбитах с очень высокой степенью упорядоченности.

Плагиоклазы № 2-25 в упорядоченном состоянии образуют перистериты. Эти плагиоклазы представляют собой субмикроскопические двойниковые срастания двух фаз крайнего состава — № 2 и № 25. С повышением температуры состав фаз постепенно сближается, а при высокой температуре структура фаз гомогенизируется и отвечает структуре неупорядоченного альбита. По Ф. Орвиллу (Orville, 1974-1975) перистеритовый разрыв отражает собой равновесие между упорядоченным альбитом и неупорядоченным плагиоклазовым твердым раствором. С упорядоченным альбитом срастаются плагио-

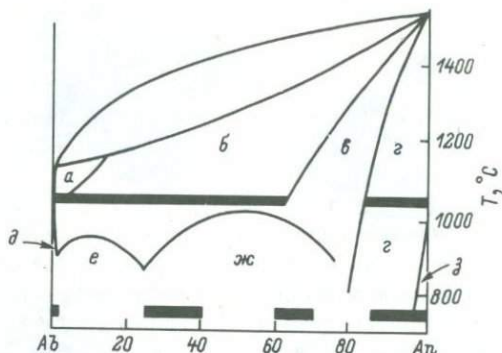


Рис. 84. Распределение структурных разновидностей плагиоклазов в зависимости от состава и температуры (по А.С. Мурфунину, 1962, с. 152).

Жирными полосами на соответствующем структурном уровне обозначены составы, в которых механическое двойникование можно считать доказанным. Структурные поля в плагиоклазах; а – мональбит, б – структура высокого альбита, в – объемноцентрированная анортитовая структура, г – переходная анортитовая структура, д – низкий альбит, е – перистеритовая область, ж – структура низкотемпературных промежуточных плагиоклазов, з – примитивная анортитовая структура.

клады со структурой высокого альбита: при 575°C – неупорядоченный альбит, при 525°C – An_{12} , при 475°C – An_{24} и при 425°C – даже An_{36} . Альбит и олигоклаз нередко сосуществуют в метаморфических тектонитах как отдельные зерна (Богатырева, 1980). Перистеритовые двойники представляют собой самостоятельный класс двойников и к механическим двойникам отношения не имеют.

Область от олигоклаза № 25 до битовнита № 80 в упорядоченном состоянии соответствует структуре низкотемпературных промежуточных плагиоклазов. В неупорядоченном состоянии составы № 25–60 отвечают структуре высокого альбита, а составы № 60–80 – объемноцентрированной анортитовой структуре. Т. Фогель исследовал оптику плагиоклазов № 30–90 с механическими двойниками из различных пород (Vogel, 1964; Vogel, Seifert, 1965). Оптика таких плагиоклазов из вулканических пород соответствовала высокотемпературной оптике, из метаморфических пород и из двойников поздней стадии деформации различных пород – низкотемпературной оптике, оптика плагиоклазов изверженных пород оказалась промежуточной между высоко- и низкотемпературной оптикой. На этом основании Т. Фогель сделал вывод, что независимо от структурного состояния плагиоклазов № 30–90 они могут быть механически сдвойникованы.

Эксперименты И. Борга и Д. Хандина, которые получили механические двойники в лабрадоре № 55-57 (Borg, Handin, Higgs, 1959; Borg, Handin, 1966a), подтверждают вывод Т. Фогеля для структуры низкотемпературных лабрадоров. Вместе с тем в последние 10-15 лет в средних и основных составах плагиоклазов при использовании высокоточной техники были выделены две области несмесимости, аналогичные перистеритовой области: одна в составах $An_{40}-An_{60}$, названная спектролитовой, и другая в составах $An_{70}-An_{85}$, названная анцилитовой (Laves, 1979).

Петрографические данные Т. Фогеля для неупорядоченных олигоклазов и андезинов были подтверждены Г. Амштутцом, который получил искусственные механические двойники в кристаллах плагиоклаза из вулканических пород Перу (Amstutz, 1956, с. 68). Это позволяет предполагать, что в высокотемпературных плагиоклазах всех составов № 2-60, отвечающих структуре высокого альбита, механические двойники могут быть образованы. Для области объемноцентрированной анортитовой структуры (составы № 60-80) необходима особая экспериментальная проверка петрографических данных Т. Фогеля.

Переходной анортитовой структурой обладают плагиоклазы № 80-97 в упорядоченном состоянии и № 80-100 в неупорядоченном состоянии. Дж. Старки и В. Браун экспериментально получили механические двойники в высокотемпературном анортите из вулканических пород Японии (Starkey, Brown, 1964). По-видимому, результаты этих опытов можно распространить на всю переходную анортитовую структуру.

Анортит № 97-100* в упорядоченном состоянии характеризуется примитивной анортитовой структурой. В таком анортите О. Мюгге и Ф. Хейде экспериментально получили механические двойники (Mügge, Heide, 1931). Ф. Лавес показал теоретически, что в примитивной анортитовой структуре $Al-Si$ -распределение благоприятно для образования механических двойников (Laves, 1965, с. 513).

Таким образом, можно считать доказанным возможность образования механических двойников в следующих составах и состояниях плагиоклазов: плагиоклазы № 0-60 и 80-100 в неупорядоченном структурном состоянии, № 25-40, 60-70, 85-100 и чистый альбит - в упорядоченном структурном состоянии (рис. 84). По исследованиям Дж. Старки механические двойники образуются тем легче, чем больше в плагиоклазе содержание анортита. С увеличением степени метаморфизма в плагиоклазах содержание анортита повышается, соответственно должна увеличиваться и степень развита механических двойников (Starkey, 1967, с. 266-267).

*

По данным Д. Моссмана (Mossman, 1970), границу между структурами переходного и примитивного анортита надо отнести к составу An_{90-93} .

Трансляционное скольжение в плагиоклазах

Наблюдениями на природных объектах (Seifert, 1965) и экспериментально (Borg, Heard, 1969, 1970) показано, что плоскостью трансляционного скольжения в плагиоклазах является (010) . Из данных, приводимых К Зейфертом, следует что направление трансляции соответствует $[001]$, а ось внутреннего вращения при трансляции отвечает перпендикуляру к $[001]$ в плоскости (010) , т.е. $\frac{1}{2}[001]$. Скольжение параллельно $[001]$ в направлении, противоположном двойникованию (ср. рис. 85). Трансляционное скольжение в плагиоклазах не является сколько-нибудь существенным механизмом пластической деформации.

Элементы двойникового скольжения и определение положения динамических направлений в плагиоклазах

При динамическом анализе микроструктурных ориентировок плагиоклазов почти исключительно исследуются их разновидности упорядоченной структуры. Такие плагиоклазы абсолютно преобладают в метаморфических породах, плагиоклазы неупорядоченной структуры могут сохраниться только в виде реликтов.

Составы с плагиоклазами № 25–40 являются существенной составной частью метаморфических тектонитов амфиболитовой и гранулитовой фаций, основные лабрадоры № 60–70 нередки в габбро-амфиболитах, так что возможности применения динамического анализа достаточно широки. Во всех случаях нужно стремиться использовать двойники с морфологическими признаками механических двойников. Плагиоклазы гнейсо-гранитов являются малоподходящим объектом для динамического анализа, так как их составы находятся в пограничной зоне между перистеритовой областью и областью структуры низкотемпературных промежуточных плагиоклазов (рис. 84). Однако если плагиоклаз гнейсо-гранита представлен № 25 и выше, то динамический анализ его ориентировки также возможен. Плагиоклазы пород зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций использовать в настоящее время затруднительно.

И. Борг и Д. Хандин, обобщая ранее опубликованные данные (Mügge, Heide, 1931 и др.) и результаты своих исследований, показали, что элементы двойникового скольжения одинаковы для плагиоклазов всех составов (Borg, Handin, 1966a, с. 306). Мы их рассмотрим на примере наиболее хорошо исследованного лабрадора № 55–57.

Элементы двойникового скольжения. Экспериментами И. Борга и Д. Хандина установлено, что в лабрадоре № 55–57 при двойниковании по альбитовому закону плоскостью двойникового скольжения является (010) , линией скольжения – иррациональное направление, лежащее в плоскости (010) вблизи перпендикуляра к ром-

бическому сечению (Borg, Handin, Higgs, 1959, с. 1094; Borg, Handin, 1966a, с. 305-311). Точнее говоря, линии скольжения соответствует направление, образованное пересечением плоскости, проходящей через $\perp(010)$ и $\perp RS$, и плоскости (010) . Отклонение этого направления от $\perp RS$ объясняется тем, что в плагиоклазах $[010]$ и $\perp(010)$ не совпадают на $3-4^\circ$, и данное направление в плоскости (010) является предельно приближенным к $\perp RS$. Несовпадение $[010]$ и $\perp(010)$ практически не влияет на ход и результаты динамического анализа, поэтому здесь и в дальнейшем для удобства работы мы будем принимать $[010]$ и $\perp(010)$ идентичными. Исходя из этого, мы будем считать линию скольжения совпадающей с перпендикуляром к ромбическому сечению.

Из положения плоскости скольжения и линии скольжения следует, что ось внутреннего вращения должен быть перпендикуляр к $[010]$ в плоскости ромбического сечения, т.е. $\frac{\perp[010]}{RS}$. Направление скольжения экспериментально было получено в положительном смысле, т.е. верхний слой решетки скользит по нижнему слою от отрицательного к положительному концу оси $[001]$. Приведенные данные дают возможность определить положение оси сжатия S и оси растяжения T (рис. 85) на (010) (Казаков, 19686)*. Ось нагрузки в эксперименте совпадала с направлением оси сжатия S , т.е. S_0 было равным 0,50.

Одновременно с двойниками по альбитовому закону были получены двойники по периклиновому закону. Плоскость двойникового скольжения - ромбическое сечение, линия скольжения - $[010]$. Ось внутреннего вращения, как и в альбитовом законе, должна соответствовать $\frac{\perp[010]}{RS}$. Однако при обработке результатов эксперимента И. Борг и Д. Хандин стали сомневаться в своих выводах, так как по их данным выходило, что скольжение осуществляется в отрицательном смысле, т.е. от положительного к отрицательному концу оси $[010]$, а теоретически скольжение должно быть в обратном направлении (Mügge, Heide, 1931). При отрицательном направлении скольжения вдоль $[010]$ при периклиновом двойниковании не могли бы образоваться одновременно и альбитовые двойники. Это можно иллюстрировать тем, что если бы мы поменяли местами ось сжатия S и ось растяжения T (рис. 85, на RS), то получили бы их несоответствие с аналогичными осями при альбитовом двойниковании. По-видимому, где-то И. Борг и Д. Хандин допустили ошибку. Поэтому на рис. 85 дано положение оси сжатия S и оси растяжения T при образовании периклиновых двойников в соответствии с направлением скольжения в положительном смысле как единственно возможным.

Вывод о направлении скольжения по ромбическому сечению был сделан автором в 1968 г. (Казаков, 19686) и был подтвержден восемью годами позже (Nicolas, Poirer, 1976, схема на с.200).

* Такое положение осей S и T при двойниковании по (010) было впоследствии подтверждено (Lawrence, 1970).

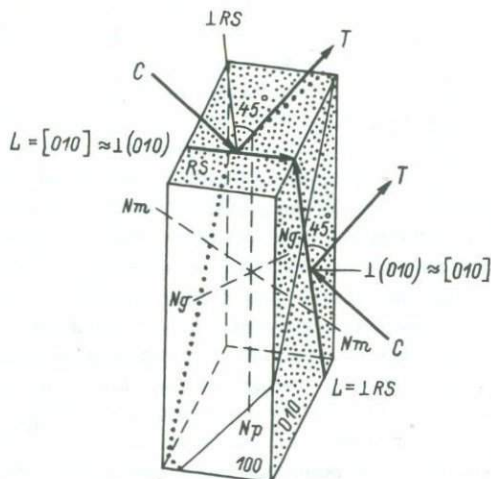


Рис. 85. Положение динамических направлений C , T , L в лабрадоре при образовании альбитовых, на грани (010) , и периклиновых, на грани RS , двойников.

Заштрихованы плоскости скольжения; RS – ромбическое сечение, внутри кристалла показано положение плоскости оптических осей. Построение А.Н. Казакова по экспериментальным данным И. Борга и Д. Хандина (Borg, Handin, 1966a), для периклинового закона принято направление скольжения в положительном смысле как соответствующее теоретическому.

Дополнительные замечания о ромбическом сечении. Л.А. Варпа-
нянц (1968, 1969) резко критиковал представление о ромбическом сечении как плоскости срастания периклиновых двойников. Он пришел к выводу, что вместо иррационального ромбического сечения срастания происходят по рациональным граням зоны второй оси: для альбита – кислого андезина – по грани $(\bar{1}02)$, для основного андезина и лабрадора – по (001) , для битовнита и анортита – по грани (102) . Однако специальные рентгеновские исследования (Starkey, 1967) и обобщение экспериментального материала (Smith, 1974, с. 318) все же показали постепенность в изменении угла между плоскостью срастания периклиновых двойников, принимаемой как ромбическое сечение, и (001) , но только для упорядоченных плагиоклазов. Для высокотемпературных (неупорядоченных) плагиоклазов плоскость срастания для периклиновых двойников в составах An_0 - An_{60} близка к (001) , а в более основных составах – к (102) . Поэтому все приводимые ниже графические операции с угловыми величинами между ромбическим сечением и другими кристаллографическими и кристаллооптическими направлениями относятся только к упорядоченным плагиоклазам, какими являются плагиоклазы метаморфических тектонитов.

Диаграммы комплексной ориентировки. Динамический анализ ориентировки плагиоклазов требует составления определенного набора диаграмм, объединяемых в диаграммы комплексной ориентировки. Эти диаграммы дают возможность охарактеризовать ориентировки плагиоклазов, возникающие в упругую и пластическую стадии деформации. Необходим набор из пяти диаграмм: $\perp(100)$, оси сжатия C , оси растяжения T , оси внутреннего вращения $\frac{\perp[010]}{RS}$ и сводная диаграмма $\perp RS$ и $\perp(010)$. Этот набор диаграмм обеспечивает также однозначную ориентировку каждого зерна в пространстве, так как ввиду триклинности полевых шпатов необходимо в этом случае иметь данные не менее чем о пяти направлениях в решетке (Кожевников, Лазарев, 1971).

Сводная диаграмма $\perp RS$ и $\perp(010)$ фактически отражает ориентировку четырех направлений: линий скольжения \mathcal{L}_α и \mathcal{L}_ρ и полюсов плоскостей скольжения альбитовых и периклиновых двойников. Составление такой сводной диаграммы обусловлено следующими особенностями механического двойникования.

Как видно из рис. 85, ось сжатия C и ось растяжения T при образовании механических двойников по альбитовому и периклиновому закону совпадают, а линии скольжения направлены навстречу друг другу. Это означает, что альбитовые и периклиновые двойники должны возникать совместно, как это и наблюдалось в экспериментах (Mügge, Heide, 1931; Laves, 1952; Borg, Handin, Higgs, 1959; Starkey, Brown, 1964; Borg, Handin, 1966a). В соответствии с такими особенностями двойникования линия скольжения \mathcal{L}_α альбитовых двойников совпадает с перпендикуляром к плоскости срастания P_ρ периклиновых двойников и, наоборот, линия скольжения \mathcal{L}_ρ периклиновых двойников совпадает с полюсом плоскости срастания P_α альбитовых двойников (рис. 86). Тип деформации монокристалла плагиоклаза, сдвойникового одновременно по альбитовому и периклиновому законам, соответствует двоусному эллипсоиду с двумя динамическими активными круговыми сечениями.

На сводной диаграмме $\perp RS$ и $\perp(010)$ количество точек будет вдвое больше, чем на каждой из других диаграмм. Вообще же можно составить и отдельные диаграммы для этих направлений, увеличив тем самым степень детализации исследования.

Дополнительные замечания о механических двойниках. Сросток с механическими двойниками состоит из трех индивидуумов: альбитовых, периклиновых двойников и материнского кристалла. За последний принимается та часть зерна, которая занимает большую площадь. Такой сросток напоминает неполную смешанную триаду, но ей не является, так как двойниковые оси при периклиновом и альбитовом двойниковании — $[010]$ и $\perp(010)$ — почти совпадают.

Полисинтетические двойники по эстерельскому и альбит-карлсбадскому законам не могут иметь механического происхождения. В этих двойниках двойниковыми осями являются $[100]$ и $\frac{\perp[001]}{(010)}$. В осевых и сложных законах линия скольжения совпадает с двой-

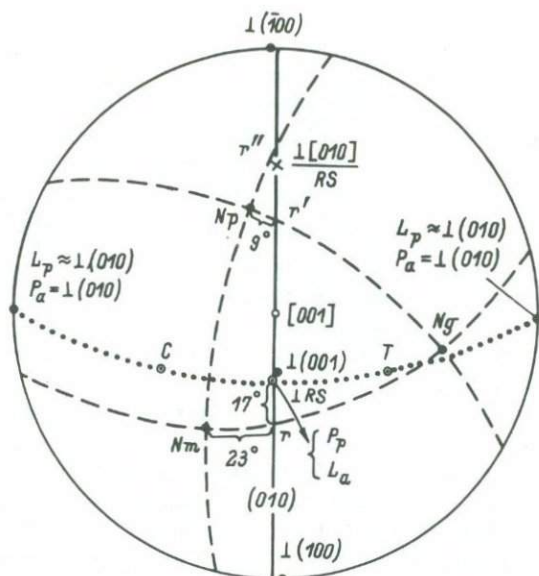


Рис. 86. Определение положения динамических направлений в лабрадоре № 55 при альбитовом и периклиновом двойниковании.

RS – ромбическое сечение; r, r', r'' – вспомогательные точки; C – ось сжатия; T – ось растяжения; L_{α} – линия скольжения при альбитовом двойниковании; L_p – линия скольжения при периклиновом двойниковании; P_{α} – полюс плоскости двойникового скольжения при альбитовом двойниковании; P_p – полюс плоскости двойникового скольжения при периклиновом двойниковании, $\frac{1[010]}{RS}$ – ось внутреннего вращения при двойниковании.

никовой осью. Если оси $[100]$ и $\frac{1[001]}{(010)}$ рассматривать как линии скольжения, то они будут почти перпендикулярны к экспериментально установленной линии скольжения на (010) (рис. 85). Кроме того, альбит-карлсбадский сросток фактически представляет собой триаду.

Система внутренних динамических связей в кристалле плагиоклаза (рис. 85) такова, что альбитовые и периклиновые двойники должны возникать совместно. Вместе с тем в шлифах метаморфических пород в 25–30% зерен отсутствует одна из систем двойников. Это может объясняться причинами различного характера. Главнейшая из них – раздвойникование при наложенных деформациях, аналогично раздвойникованию кальцита (Залесский, Розанов, 1960, с. 45–47; Розанов, 1962, с. 51; Prasad, 1966). Раздвойникование наступает в том случае, если сила действует в направлении, противоположном направлению скольжения при двойниковании. Раздвойникование плагиоклазов облегчается тем, что их механические двойники нередко „упругие“, по существу метастабильные.

Второй возможной причиной может быть то, что значение критического скальвающего напряжения τ_c при образовании альбитовых двойников вдвое меньше, чем при образовании периклиновых двойников (Borg, Handin, Higgs, 1959, с. 1095). Если в зернах породы присутствуют только альбитовые двойники, то это означает, что величина действующей силы была достаточна для образования альбитовых двойников, но недостаточна для образования периклиновых двойников. Однако в одних зернах плагиоклазов природно деформированных пород отсутствуют периклиновые двойники, а в других — альбитовые двойники. Так что значение разницы в величине критического скальвающего напряжения τ_c в природных условиях, по-видимому, сказывается слабо. Обычными, как правило, являются такие условия, при которых превосходит или, во всяком случае, достигается значение критического скальвающего напряжения τ_c , необходимое для образования периклиновых двойников.

Наконец, могут быть случаи чисто технического характера, когда невидимый при данных условиях наблюдения двойник в действительности присутствует. Нередко двойники являются субмикроскопическими и обнаружить их удается, применив длиннофокусные объективы, создающие большое увеличение (предварительно необходима соответствующая ориентировка исследуемого зерна на федоровском столике). Второй случай: двойник при наклонах столика не обнаруживается, если его плоскость срастания наклонена к плоскости шлифа под углом менее 40° . Это легко установить по ориентировке осей индикатрисы. Так как $\perp RS$ расположен близко к Nm , а $\perp(010)$ — к Ng (составы № 25–70), то положение одной из этих осей индикатрисы вблизи центра проекции показывает, что соответствующий двойник в данном сечении наблюдать невозможно.

Рассмотренные особенности показывают, что если одна из систем двойника не наблюдается, то это еще не означает, что их не было или нет. Поэтому на сводную диаграмму $\perp RS$ и $\perp(010)$ нужно наносить оба этих полюса для данного зерна независимо от того, наблюдается одна или две системы двойников.

Если кристалл sdвойникован по альбитовому и периклиновому законам, то при соответствующих наклонах столика одна из систем двойников обязательно будет видна, полюс другой системы двойников можно найти построениями на сетке (см. ниже). Поэтому при исследовании плагиоклазов можно ограничиться одним сечением породы.

Порядок работы и определение положения динамических направлений. Во всех плагиоклазах от андезина до анортита оси оптической индикатрисы сильно наклонены относительно кристаллографических осей, полюсов пинакоидов и полюса ромбического сечения, поэтому определение положения динамических направлений является более сложным, чем для всех минералов, рассмотренных выше. На рис. 86, в проекции, перпендикулярной к $[001]$, дана схема геометрических взаимоотношений оптических и динамических направлений в лабраторе № 55. Из этой схемы видно, что ключом для определения положения динамических направлений является нахождение

точек $\perp(010)$ и $\perp RS$. Эти точки можно определить непосредственно, если в данном сечении зерна обнаруживаются как альбитовые, так и периклиновые двойники. Если же непосредственно определяется только одна из них, то другую необходимо найти построениями на сетке. Нахождение недостающей точки зависит в свою очередь от положения двух других точек — r и r' (рис. 86). Точка r отвечает пересечению плоскости (010) с плоскостью $NgNm$, а точка r' — пересечению плоскости (010) с плоскостью $NpNg$. Так как положение осей индикатрисы меняется с изменением состава плагиоклаза, то соответственно меняются и углы $\perp RS\Delta r$, $Nm\Delta r$ и $Np\Delta r'$. Значения этих углов для плагиоклазов разных составов даны на графиках рис. 87.

Ход работы различен для трех возможных вариантов: а) в данном сечении зерна возможно установить полюса плоскостей срастания как альбитовых, так и периклиновых двойников, б) только альбитовых двойников, в) только периклиновых двойников. Определение закона двойникования для составов № 25–70 осуществляется просто: полюс альбитовых двойников располагается ближе к Ng , чем к остальным осям индикатрисы, полюс периклиновых двойников — ближе к Nm . Для составов № 70–100 и в сомнительных случаях необходимо как можно более точное определение координат плоскости срастания. До начала работы определяются и наносятся на сетку оси индикатрисы Ng , Nm и Np материнского кристалла.

а) Сечение с альбитовыми и периклиновыми двойниками.

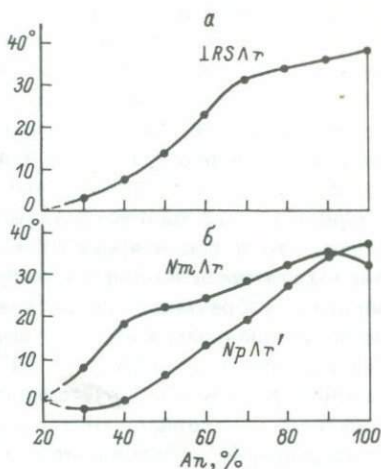
Определяются и наносятся на сетку полюса плоскостей срастания $\perp(010)$ и $\perp RS$. На сетке проводится плоскость (010) и плоскость, проходящая через $\perp(010)$ и $\perp RS$ (рис. 86). По последней плоскости откладывается 45° в сторону плоскости $NpNm$, эта точка определяет положение оси сжатия S . В противоположную сторону, к Ng , на 45° от $\perp RS$ располагается ось растяжения T . По плоскости (010) на 90° от $\perp RS$ находится ось внутреннего вращения при двойниковании $\frac{\perp[010]}{RS}$. Теперь можно определить, каким концом, положительным или отрицательным, выходит на верхнюю сферу проекции ось внутреннего вращения $\frac{\perp[010]}{RS}$. Мысленно встаем в точку $\frac{\perp[010]}{RS}$ и смотрим на перпендикулярную к ней плоскость $\perp(010)-C-\perp RS-T$. Если C движется к $\perp RS$ по часовой стрелке, то данный конец $\frac{\perp[010]}{RS}$ положителен, если против часовой стрелки — то отрицателен. На рис. 86 на верхнюю сферу проекции выходит отрицательный конец $\frac{\perp[010]}{RS}$.

б) Сечение только с альбитовыми двойниками.

Определяется и наносится на сетку плоскость срастания (010) и ее полюс. Затем следует определить тот треугольник $NgNmNp$, в котором должен располагаться $\perp RS$. В сторону этого треугольника открыт угол $Npr''r$ (рис. 86). По координатам плоскости срастания определяем номер плагиоклаза. Допустим, он оказался № 55. По графику рис. 87, а смотрим значение угла $\perp RS\Delta r$ для данного состава — 17° . Откладываем по плоскости (010) 17° от точки r внутрь того треугольника, где должен быть $\perp RS$, и получаем $\perp RS$. Дальнейший ход работы — как и в пункте „а“.

Рис. 87. Графики зависимости углов $RS\Delta r, Nm\Delta r$ от состава плагиоклаза.

RS – ромбическое сечение; r – точка пересечения (010) с плоскостью $NmNg$; r' – точка пересечения (010) с плоскостью $NpNg$. График „а“ используется для определения положения $\perp RS$ в том случае, если в данном сечении зерна видны только двойники по альбитовому закону, график „б“ – для определения положения (010) в зернах, сдвойникованных по периклиновому закону.



в) Сечение только с периклиновыми двойниками.

Определяется и наносится на сетку полюс плоскости срastания $\perp RS$. Если хорошо видна спайность по (010) , то наносится ее полюс, и дальнейшее исследование проводится как в пункте „а“. Для определения $[010] \approx \perp (010)$ в битовните и анортите можно также использовать спайность по (001) , которая расположена под значительным углом к RS . Пересечение плоскостей RS и (001) дает $[010] \approx \perp (010)$. Если же не проявлена ни одна из спайностей, то определяют положение (010) построением на сетке. Вначале по координатам $\perp RS$ вычисляют номер плагиоклаза. Он соответствует, например, № 55. По графику рис. 87, б для данного состава определяем углы $Nm\Delta r (23^\circ)$ и $Np\Delta r' (9^\circ)$. Откладываем первый из них по плоскости $NmNg$ в сторону $\perp RS$ (рис. 86), а второй – по плоскости $NpNg$ на отрезке этой плоскости, ограничивающем треугольник $NpNmNg$, в котором располагается $\perp RS$. Совместив точки $r, \perp RS$ и r' на одной из дуг большого круга проекции, получаем положение плоскости (010) . Находим ее полюс и проводим дальнейшее исследование как в пункте „а“. Для составов № 25–45 можно принимать точку r' совпадающей с Np , положение плоскости (010) определится в этом случае точками $r, \perp RS$ и Np . Вследствие ошибок при определении положения осей индикатрисы, что особенно часто случается при измерении зональных плагиоклазов, точки $r, \perp RS$ и r' могут оказаться нележащими в одной плоскости. Тогда берется среднее из возможных положений (010) , но эта плоскость должна обязательно проходить через $\perp RS$.

Определение направления S'_{max} . Направление максимальной податливости S'_{max} , отвечающее теоретически направлению действовавшей силы в упругом поле, в плагиоклазах совпадает с полюсом (100) . Определение положения $\perp (100)$ с помощью федоровского столика и стереографической сетки требует сложных приемов и построений. Его примерное положение: в альбитах $\perp (100) \approx \frac{\perp [010]}{RS}$,

в олигоклазах и андезинах $\perp(100) \approx Np$. Так что в последних составах желательна также диаграмма ориентировки Np .

Пример динамического анализа ориентировки плагиоклазов

Ориентировка плагиоклаза исследована в том же образце амфиболита, что и ориентировки диопсида и роговой обманки (с. 177, 194). Плагиоклаз представлен изометрическими зернами, как правило зональными (обратная и пятнистая зональность). Зерно, исследованное иммерсионным методом, показало № 58+2. Угол оптических осей варьирует от -83 до $+74^\circ$, наиболее часто встречающиеся значения $+89$ и $+75^\circ$. Плагиоклаз sdвойникован исключительно по альбитовому и периклиновому законам, механические двойники нередко „упругие“. Встречаются также и несдвойникованные зерна плагиоклаза.

Динамический анализ. По методике, изложенной выше, в зернах плагиоклаза определялись оси внутреннего вращения при двойниковании $\frac{\perp[010]}{RS}$ с определенным знаком, оси сжатия S , оси растяжения T , $\perp RS$ и $\perp(010)$. Суммарная ориентировка этих направлений представлена на рис. 88.

Оси $\frac{\perp[010]}{RS}$ (рис. 88, а) образуют крупный единичный максимум вблизи центра проекции. Ориентировка этих осей обладает значительной полярностью: из 122 осей 85 выходят на верхнюю сферу отрицательным концом и 37 – положительным концом.

Оси сжатия S индивидуальных зерен концентрируются в верхней и нижней частях диаграммы (рис. 88, б). В верхней части диаграммы выделяется крупный максимум, который соответствует петроструктурной оси сжатия S .

Оси растяжения T индивидуальных зерен образуют концентрации в правой и левой частях диаграммы (рис. 88, в). Петроструктурная ось растяжения T определяется как точка, отстоящая на 90° от петроструктурной оси сжатия S и от крупного максимума осей $\frac{\perp[010]}{RS}$. Она располагается между двумя наиболее существенными максимумами осей растяжения T индивидуальных зерен.

Сосредоточение осей сжатия S и осей растяжения T в компактных максимумах, окруженных более низкими концентрациями, указывает на двусный тип деформации, так как при одноосной деформации оси сжатия S или оси растяжения T индивидуальных зерен должны концентрироваться по поясу одного из больших кругов проекции (при высоком S_0) либо те и другие вместе – по малым кругам проекции (при низком S_0). Для двусной деформации также характерен единичный крупный максимум осей внутреннего вращения (рис. 88, а), который отвечает положению оси B двусного эллипсоида деформации (рис. 21, а). Совместив точки S , T и B диаграмм рис. 88 с соответственными точками проекции рис. 21, а, можно определить положение плоскостей, ограничивающих зоны сжа-

тия (I) и растяжения (II). На рис. 88, б показаны направления скольжений на границах этих зон.

Несмотря на то что первоначальный узор ориентировки динамических направлений нарушен (см. ниже), преобладающее значение S_0 определить можно. Значение S_0 должно было быть высоким, так как оси сжатия С образуют один крупный максимум, а оси растяжения Т дают наиболее существенные концентрации вблизи петроструктурной оси растяжения Т. Совмещение диаграммы рис. 88, в со стереографической проекцией изолиний S_0 при двусосной деформации (рис 21, а) показывает, что наиболее существенные концентрации осей растяжения Т располагаются на изолинии $S_0 = 0.45$. Общее преобладающее значение S_0 можно определить как 0.45–0.50.

Наложённая деформация. Большинство осей сжатия С индивидуальных зерен падает в зону сжатия, а большинство осей растяжения Т индивидуальных зерен – в зону растяжения. Несмотря на это, вытянутость концентраций осей сжатия С и осей растяжения Т неконформна изолиниям S_0 (рис. 21, а). Концентрации вытянуты по периферии проекций. Это особенно хорошо видно на диаграмме ориентировки $\perp RS$ и $\perp (010)$ (рис. 88, г), которые образуют полный пояс по периферии проекции. Полюса RS и (010) целиком выведены из положений PL , которые отвечают центру концентраций линий скольжения L и полюсов плоскостей срастания двойников при двусосной деформации. Эти особенности диаграмм показывают, что искажение первоначального узора обязано наложенной механической деформации вращения. Ось вращения соответствует оси симметрии пояса и располагается в центре диаграмм или вблизи него.

Представленные диаграммы рис. 88 являются в определенной степени типоморфными. Динамический анализ ориентировки плагиоклазов, проведенный П.К.Р. Наяром (1969б) в полевошпатовых амфиболитах беломорской серии близ Кандалакши, показал принципиальное сходство с рассмотренными диаграммами. Ближайшей задачей является динамический анализ ориентировок плагиоклаза в складках различных генетических типов.

С р а в н и т е л ь н ы й а н а л и з м и к р о с т р у к т у р н ы х о р и е н т и р о в о к п л а г и о к л а з а ,
д и о п с и д а и р о г о в о й о б м а н к и

В качестве примера сравнительного анализа мы рассмотрим ориентировки плагиоклаза (с. 220, рис. 88), диопсида (с. 177, рис. 72) и роговой обманки (с. 194, рис. 78), выявленные в одном и том же шлифе диопсидсодержащих полевошпатовых амфиболитов из Северо-Байкальского нагорья (верхове р. Чарво).

Амфиболиты составляют один из часто встречающихся пластов среди большого поля гнейсо-гранитов, мощность пласта 20–30 м. Структура породы нематогранобластическая. Диопсид и плагиоклаз ксенобластичны, роговая обманка идиобластична к ним. В породе

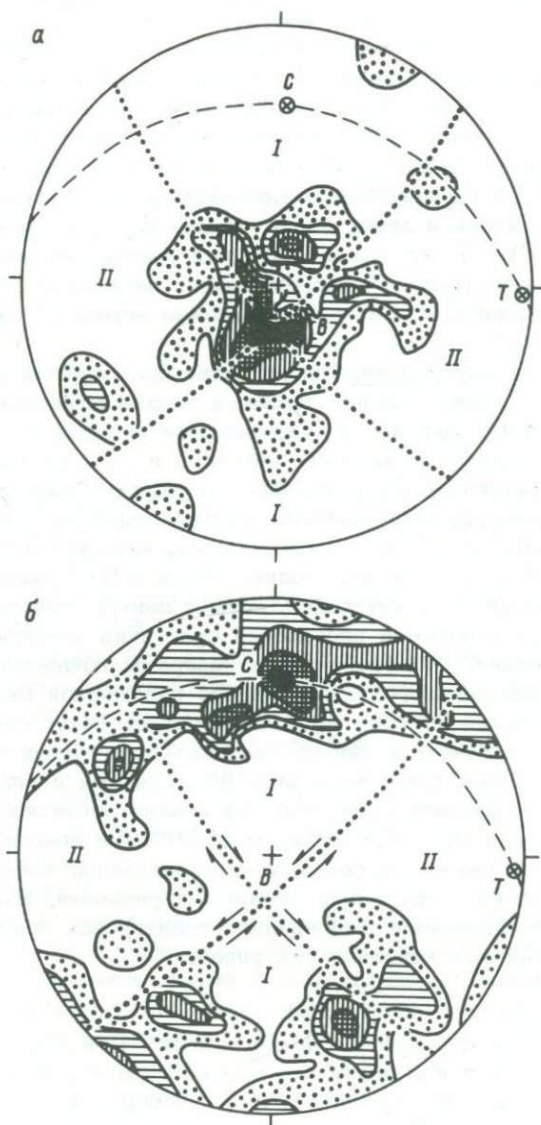


Рис. 88. Диаграммы ориентировки и динамический анализ плагиоклаза.

а - ориентировка осей внутреннего вращения $\frac{\perp[010]}{RS}$ при двойниковании; б - ориентировка осей сжатия С индивидуальных зерен, стрелками показаны направления скольжений по круговым сечениям эллипсоида; в - ориентировка осей растяжения Т индивидуальных зерен; г - ориентировка $\perp RS$ и $\perp (010)$; С - петроструктурная ось сжатия; Т - петроструктурная ось растяжения; В - ось В эллипсоида деформаций; I - зона сжатия; II - зона растяжения;

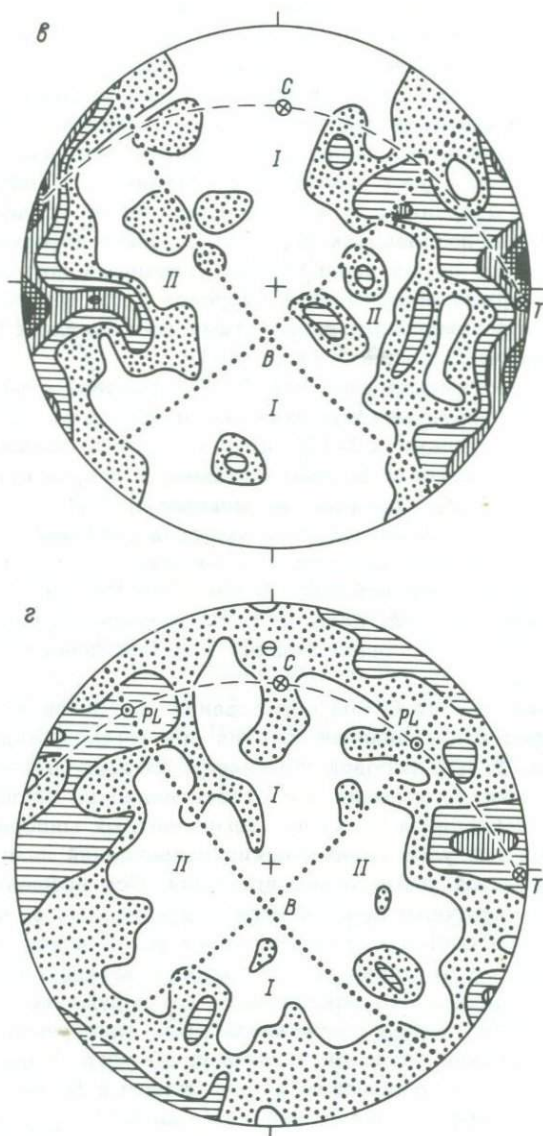


Рис. 88 (продолжение).

точечный пунктир - границы зон сжатия и растяжения, штриховой пунктир - плоскость, перпендикулярная к оси В эллипсоида деформаций.

Число обработанных точек: а-в - 122, г - 244. Изолинии 1-2-3-4%.

не наблюдается каких-либо реликтовых минералов. Двойники плагиоклаза исключительно механического происхождения, триады и сростания более высокой симметрии отсутствуют.

Посредством динамического анализа выявлено, что диопсид и роговая обманка встречаются в двух генерациях (ранняя – I и поздняя – II) с одинаковыми оптическими свойствами и петрографическими особенностями зерен. Узор ранней генерации роговой обманки разрушен, а узор диопсида I сохранился. Плагиоклаз представлен одной генерацией. В динамическом плане устанавливается ориентировка плагиоклаза как агрегата с типом деформации двусного эллипсоида с двумя динамически активными круговыми сечениями и однотипные ориентировки диопсида I, II и роговой обманки II с близко расположенными плоскостями растяжения $\Upsilon\Upsilon$ и направлениями сжимающих усилий X (рис. 89).

Плоскости растяжения диопсида I, II и роговой обманки II, отвечающие последовательно возникающим плоскостям сланцеватости, расположены под углами $12-15^\circ$ друг к другу и смещаются по часовой стрелке с соответственным смещением направления сжатия X. Это указывает на формирование минералов при сходных полях напряжений в условиях единой динамической системы и намечает порядок их образования: диопсид I – диопсид II – роговая обманка II. Этот порядок подтверждается тем, что диопсид I представлен высокотемпературной, диопсид II низкотемпературной разновидностями (с. 175), а роговая обманка идиобластична к обеим генерациям диопсида.

Направление сжатия C при образовании двойников плагиоклаза перпендикулярно к направлению сжатия при формировании ориентировок диопсида I, II и роговой обманки II. Это указывает на разные внешне динамические условия и соответственно на одновременность образования плагиоклаза и группы темноцветных минералов.

Первоначальный узор динамических направлений плагиоклаза нарушен механической деформацией вращения. Ось вращения совпадает с пересечением круговых сечений эллипсоида V_{p_1} , т.е. близка или совпадает с пересечением сланцеватостей по диопсиду и роговой обманке (также структурная ось B, которую можно сопоставлять с шарниром складки). Это показывает, что нарушение первоначального динамического узора плагиоклаза было одновременным с периодом формирования диопсида и роговой обманки поздних генераций, а плагиоклаз по отношению к ним является более ранним и относится к первому, до возникновения сланцеватости, этапу формирования минеральной ассоциации.

Ориентировка двойников плагиоклаза возникла в стадию пластических деформаций, а ориентировка диопсида I, II и роговой обманки II – в условиях, близких к суперпластическому течению (сплющивание). Это показатель нарастания ориентированного давления при формировании метаморфической ассоциации.

Интересным динамическим показателем является степень полярности осей внутреннего вращения при трансляции или двойниковании. Для минералов рассматриваемой ассоциации полярность характеризуется данными (табл. 6).

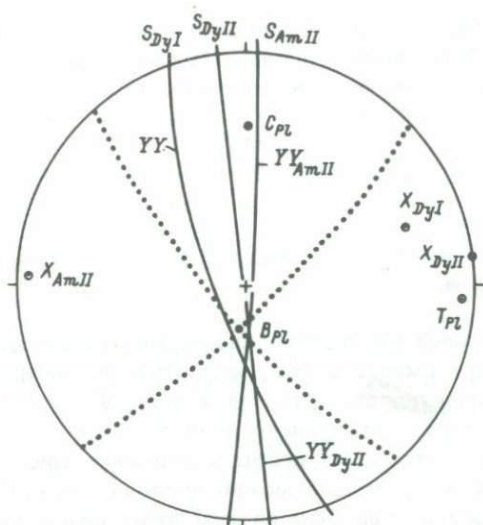


Рис. 89. Сводная диаграмма положения динамических направлений и плоскостей различных минералов амфиболита.

S - плоскости сланцеватости по диопсиду (Dy I, II) и роговой обманке (Am II); точечный пунктир - положения плоскостей скольжения при деформации плагиоклаза (круговые сечения эллипсоида деформаций); B_{PL} - ось эллипсоида деформаций; C_{PL} и T_{PL} - оси сжатия и растяжения агрегата плагиоклаза; X_{Dy} I, X_{Dy} II и X_{Am} II - направления сжатия при формировании ориентировки диопсида и роговой обманки; Y_{Dy} I, Y_{Dy} II и Y_{Am} II - плоскости растяжения тех же минералов.

Т а б л и ц а 6

Полярность осей $[010] = Nm$ (диопсид и роговая обманка) и $\frac{\perp[010]}{RS}$ (плагиоклаз), %

Полярность осей	Диопсид I	Роговая обманка I	Плагиоклаз	Диопсид II	Роговая обманка II
Выходят на верхнюю сферу проекции отрицательным концом	62	56	70	57	67
Выходят на верхнюю сферу проекции положительным концом	38	44	30	43	33

Из табл. 6 видно, что в течение всего периода формирования метаморфической ассоциации степень полярности осей внутреннего вращения в кристаллах при пластических деформациях оставалась постоянной.

КВАРЦ

С о с т о я н и е в о п р о с а о б о р и е н т и р о в - к е к в а р ц а

Являясь наиболее распространенным минералом метаморфических тектонитов, кварц вместе с тем, несмотря на кажущуюся простоту исследования ориентировки, относится к одним из самых сложных минералов для микроструктурного анализа. Эта сложность обусловлена многими факторами, из которых наиболее важные следующие.

- На федоровском столике можно исследовать ориентировку только оптической оси кварца, что не фиксирует положения зерна в пространстве и сильно ограничивает возможности динамического анализа ориентировок. В последнее время все более внедряется рентгеновский дифрактометрический метод (метод „обратных” полюсных фигур), который дает возможность исследовать ориентировку многих направлений, неопределяемых оптически, но этот метод применим только к мономинеральным мелкозернистым кварцитам. Поэтому появление дифрактометрического метода никак не отрицает того, что федоровский столик для всех остальных пород, содержащих кварц, является главным прибором при исследовании ориентировок.

- Метаморфические кварцсодержащие тектониты представляют собой метаморфизованные аналоги осадочных и осадочно-вулканогенных пород, содержащие зерна как обломочного или магматогенного кварца, так и кварца нескольких последующих метаморфических генераций. Общая диаграмма ориентировки кварца породы без разделения генераций является не интегральной, а случайной.

- Вследствие изложенных выше обстоятельств сложна интерпретация микроструктурных узоров кварца. Зандеровский формально-геометрический метод разделения ориентировок на S-, B- и R-тектониты дает только морфологическую характеристику узора. Современные требования заставляют отказаться от формально-геометрического метода и перейти к динамической оценке ориентировок.

До недавнего времени в интерпретации узоров ориентировки кварца господствовала гипотеза дробления-трансляции, выдвинутая еще в 1930-х годах. Однако последующее интенсивное изучение природных ориентировок кварца и экспериментальные исследования не подтвердили универсального значения этой гипотезы. Интерпретация ориентировок кварца оказалась лишенной теоретического обоснования. Общее положение, сложившееся в области анализа микроструктурных ориентировок кварца, было резюмировано Ф. Тернером и Л. Вейссом: „... на настоящем уровне наших знаний ни гипотетические механизмы ориентировки, ни подробности в узоре осей кварца

не могут быть использованы для интерпретации предпочтительной ориентировки кварца в тектонитах" (Turner, Weiss, 1963, с. 431).

За последние 30 лет сделан очень большой шаг вперед в познании физики кварца и РТ-условий его деформаций. Само по себе понятие трансляции по отношению к кварцу изменилось. Весь сложный комплекс внутрикристаллических движений относится сейчас к дислокационным процессам. Определены стадии деформации, РТ-поля действия движений по определенным плоскостям, выявлена роль воды при деформациях кварца и особенности суперпластического течения. Установлено, что ориентировка кварца существенным образом зависит от его упругих свойств. И несмотря на то что узоры ориентировки содержат те же главнейшие составные части, которые были на первой диаграмме (рис. 90), — максимумы и пояса, — интерпретация этих узоров может быть сделана на новой, современной основе, базисом которой является термодинамика и физика деформаций.

И с с л е д о в а н и е м и к р о с т р у к т у р н о й о р и е н т и р о в к и к в а р ц а

Выделение генераций. Перед началом измерений необходим тщательный просмотр шлифа с целью выделения тех или иных морфологических типов кварца с последующей их оценкой как самостоятельных генераций.

Наиболее устойчивыми оказываются ориентировки обломочного кварца и кварца, вновь образованного при метаморфической кристаллизации. Само по себе это обстоятельство благоприятно для исследования его ориентировок. Однако если в породах низких фаций метаморфизма обломочные зерна легко узнаются по своей морфологии, то в высокометаморфизованных породах отличить их от вновь образованных зерен не всегда удается. Неясны также еще два момента: 1) насколько сохраняется ориентировка ранее существовавших зерен при перекристаллизации в условиях слабого стресса или, строго говоря, в условиях, когда принцип „растворения под давлением" не действует, 2) как в отношении данного изометричного зерна решить вопрос — кристаллизовалось ли оно вновь или представляет ранее существовавшее перекристаллизованное зерно. Проблема, таким образом, является проблемой критериев отличия обломочного кварца от перекристаллизованного и отличия разных генераций вновь кристаллизованного или перекристаллизованного кварца. Эти критерии еще плохо разработаны.

Между тем иного пути нет, и на первом этапе работы необходимо разделять обломочные зерна, перекристаллизованные удлиненные зерна, которые изменили свою форму в соответствии с принципом „растворения под давлением", и изометрические зерна. Последняя категория является наиболее сложной. Предполагается, что эти зерна образовались при метаморфической кристаллизации, в условиях, когда принцип „растворения под давлением" не действует, и их ориентировка определяется упругими свойствами кварца. Если обнаруживается какая-нибудь особая категория зерен (к примеру, кварц

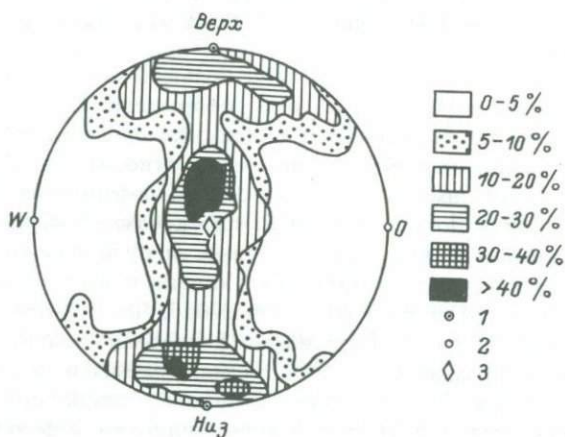


Рис. 90. Первая диаграмма ориентировки оптических осей кварца, составленная В. Шмидтом в 1925 г.

1 - полюс сланцеватости; 2 - ось тектонического простираения; 3 - ось поперечного движения.

тонких прожилков), то ее нужно выделить отдельно. Конечно, в разделении зерен на упомянутые категории есть определенная доля условности, и в процессе работы необходимо вносить соответствующие коррективы.

Наносимые на сетку точки следует нумеровать, а на листе бумаги записывать особенности каждого зерна, с тем чтобы в дальнейшем была возможность проанализировать отклонения на диаграммах и правильность отнесения зерна к той или иной категории. Весьма желательно проводить исследование ориентировки кварца в тех шлифах, для которых уже сделан полный динамический анализ ориентировки какого-либо из темноцветных минералов, карбонатов или плагиоклаза. Это позволит ориентироваться в положении динамических направлений, отвечающих направлениям действующих сил. При совпадении последних исследуемая разновидность кварца может считаться синхронной со сравниваемым минералом. Естественно, что количество зерен для каждой разновидности кварца должно быть достаточным для обработки данных ориентировки статистическим методом.

Перед работой с микроскопом необходимо отметить на сетке координаты отсчета столика по кольцу N , вспомнить, что кварц минерал оптически положительный.

Методика нахождения координат оптической оси кварца на федоровском столике. Все манипуляции с поворотами и наклонами осей столика преследуют цель установить оптическую ось кварца либо параллельно оси микроскопа, либо параллельно оси J столика. Можно рекомендовать следующий порядок работы.

Ставят зерно на ближайшее погасание вначале поворотом вокруг оси N, а затем наклонами по оси H. Проверяют поворотами по оси A.

1) Если зерно при повороте по оси A не просветляется, то оптическая ось кварца совмещена с осью микроскопа. Нанесение проекции оптической оси на сетку: поворачивают стекло сетки до отметки значения по кольцу N, значение наклона по оси H откладывают от центра по экватору в сторону поднятой дужки.

2) Если зерно при повороте оси A все же слабо просветляется, то поворотом по оси J добиваются полного погасания. В этом случае оптическая ось кварца также совмещена с осью микроскопа. Нанесение проекции оптической оси на сетку вначале – как и в предыдущем случае. Затем по меридиану, на котором располагается точка проекции, откладываем количество градусов согласно показаниям на кольце J (при 0–90° – по меридиану вниз, при 360–270° – по меридиану вверх) и получаем окончательный выход оптической оси.

3) Если зерно при повороте по оси A просветляется сильно, то, установив столик под углом 45° к исходному положению и введя гипсовую пластинку, можно различить два случая:

а) происходит повышение окраски до синего цвета. Это означает, что оптическая ось кварца совмещена с осью J микроскопа. При больших наклонах по оси J (без гипсовой пластинки) ясно заметно увеличение интерференционной окраски. Отсчет по оси N – как обычно. Отсчет по H наносится от внешней части сетки в ее половине противоположной поднятой дужке;

б) окраска повышается только до желтого цвета. При больших наклонах по оси J в обе стороны (без гипсовой пластинки) происходит потемнение зерна. Это означает, что с осью J столика совмещено одно из направлений (Np), перпендикулярное к оптической оси. Необходимо по оси N повернуть шлиф до другого погасания исследуемого зерна, что приведет к предыдущему случаю.

Если зерно кварца обладает волнистым погасанием, то задача нахождения нужного положения полного погасания значительно упрощается. Волнисто гаснущие полосы располагаются в направлении субпараллельном оптической оси. Поворотом по оси N зерно устанавливается на погасание, при котором полосы субпараллельны оси J. Затем поворотами по оси H добиваются полного погасания. Этими приемами оптическая ось кварца оказывается совмещенной с осью J микроскопа.

Кристаллографические сведения. Базопинакоид, призмы, ромбоэдры и дипирамиды представляют собой простые формы кварца, по граням которых осуществляются скольжения и дислокации различного рода. Эти грани также во многих случаях определяют форму зерен кварца. Вследствие того что в кварце оптически устанавливается единственное направление – оптическая ось C_{ν} , важное значение при анализе и интерпретации узоров во многих случаях приобретают угловые соотношения между C_{ν} и гранями простых форм, а также последних между собой. Например, угол между C_{ν}

Т а б л и ц а 7

Индексы и угловые соотношения простых форм кварца

Простые формы	Угол C_{ν} границ простой формы
$c - (0001)$ - базопинакоид	-
$m - (10\bar{1}0)$ - призма первого порядка	90°
$\alpha - (11\bar{2}0)$ - призма второго порядка	90
$r - (10\bar{1}1), z - (01\bar{1}1)$ - ромбоэдры	$51^{\circ}47'$
$d - (10\bar{1}2), \pi - (01\bar{1}2)$ - ромбоэдры	32 25
$s - (1121), s' - (2\bar{1}\bar{1}1)$ - тригональные бипирамиды	65 33
$\epsilon - (11\bar{2}2), \epsilon' - (2\bar{1}\bar{1}2)$ - тригональные бипирамиды	47 43

П р и м е ч а н и е. Углы между гранями простых форм:

$$rz, (10\bar{1}1) \wedge (01\bar{1}1) = 46^{\circ}16'$$

$$mr, (10\bar{1}0) \wedge (10\bar{1}1) = 38 13$$

$$mz, (10\bar{1}0) \wedge (01\bar{1}1) = 66 52$$

$$ms, (10\bar{1}0) \wedge (1121) = 37 58$$

и плоскостью сланцеватости или слоистости может примерно определить ту простую форму, грань которой субпараллельна проскостной текстуре. Аналогичное решение может быть найдено для любого ограничения зерна. Угловые величины приведены в табл. 7, а взаимное положение полюсов граней простых форм - на рис. 91.

Особенности деформации кварца

Стадии деформации. Кривые дифференциальный стресс-деформация для кварца (рис. 92) являются классическими кривыми, на которых четко выделяются отрезки, соответствующие всем трем стадиям деформации, свойственным кристаллическим веществам, не содержащим воды в той или иной форме: стадии упругой деформации (1), стадии пластической деформации (2) и стадии суперпластического течения (3).

Обращает на себя внимание очень большой диапазон действия упругих свойств, который выражается графически длиной прямолинейного отрезка, выходящего из начала координат. При низких температурах (400°C), до инверсии α - β -кварц, упругая деформация действительна до дифференциального давления 40 кбар. С повышением температуры диапазон действия упругого поля и предельное значение дифференциального давления уменьшаются, что видно по сокра-

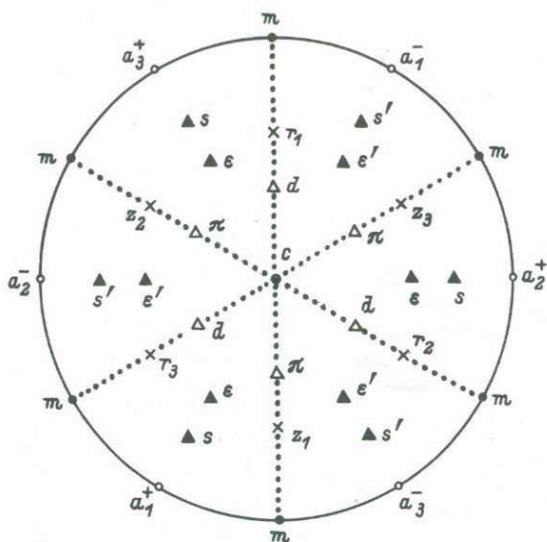


Рис. 91. Кристаллографическая ориентировка простых форм кварца в сечении, перпендикулярном к оптической оси.

Обозначения плоскостей см. в табл. 7.

шению длины отрезков 1. Рис. 92 показывает, что при температурах регионального метаморфизма главнейшим фактором, влияющим на ориентировку безводного кварца, являются его упругие свойства.

Стадия пластической деформации, графически отвечающая полого изгибающемуся отрезку кривой, при низких температурах (400°C) имеет ничтожно малый диапазон и, вероятно, кратковременна. Это обстоятельство, возможно, в какой-то степени объясняет неудачи прошлого в поисках трансляционного механизма кварца. При повышении температуры диапазон действия пластической деформации увеличивается (соответственное увеличение длины отрезков кривой) и при 900°C ее значение в деформации безводного кварца становится равным двум другим стадиям.

Стадия суперпластического течения безводного кварца намечается при 400°C , ее значение с повышением температуры резко возрастает.

Роль воды. Хотя отмеченные выше особенности деформации кварца закономерны, но они были установлены экспериментально при очень высоких давлениях, не свойственных давлениям в коре, и преимущественно при высоких температурах, что очень затрудняло интерпретацию природных ориентировок. Противоречия были разрешены экспериментами Д. Григгса и Дж. Бласика (Griggs, Blacic, 1964). Эти исследователи сделали важное открытие, установив, что кристаллы кварца, содержащие молекулы воды, деформировались при

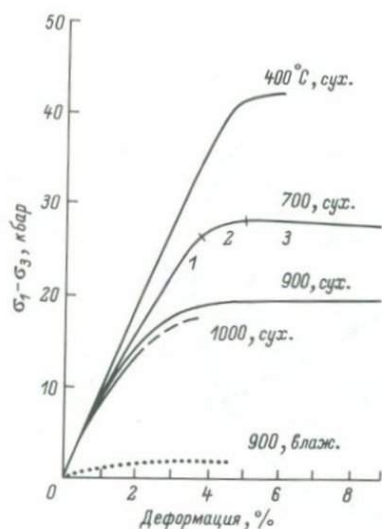


Рис. 92. Кривые дифференциальной стресс-деформация для кварца при 15 кбар всестороннего давления σ_3 . По Д. Григгсу (Griggs, 1967).

1 - упругая деформация; 2 - пластическая деформация; 3 - суперпластическое течение.

стрессах в 10-20 раз (!) ниже, чем „сухие“ кристаллы. Это явление впоследствии было названо гидролитическим ослаблением кварца (Griggs, 1967).

Из проведенных экспериментов следуют важные выводы. В частности, при гидролитическом ослаблении: 1) резко (в 10-20 раз)

падает величина критического скалывающего напряжения τ_c , 2) резко редуцируются стадии упругой и пластической деформаций и наступает режим стадии суперпластического течения. Последнее можно проиллюстрировать сравнением двух кривых для „сухого“ и „влажного“ кварца при 900°C (рис. 92). Кривая „сухого“ кварца - обычно кривая, отражающая три стадии деформации. На кривой „влажного“ кварца исчез отрезок, соответствующий упругой стадии. Почти вся кривая параллельна оси абсцисс и отражает режим суперпластического течения. С установлением явлений гидролитического ослабления стал понятным низкотемпературный крип и катапластическое течение в кварцитах.

Открытие гидролитического ослабления сняло многие вопросы, связанные со сверхвысокими давлениями при деформации кварца, и объяснило низкотемпературное пластическое и суперпластическое течение в низкоградиентных метаморфических условиях. Несомненно, что гидролитическое ослабление играет существенную роль при деформации кварца метаморфических тектонитов.

В гнейсах, сланцах и других породах, вероятно, в равной степени присутствуют как „сухие“, так и „влажные“ кварцы. Последние могут содержать как гидроксильные группы, унаследованные от первичных осадков (обломочные кварцы) или быть обогащенными ими из ювенильных источников. Та или иная комбинация „сухих“ и „влажных“ кварцев может существенно влиять на формирование и узор ориентировки. Это обстоятельство должно быть обязательно учтено при интерпретации ориентировок кварца в метаморфических тектонитах.

Упругие свойства кварца и его ориентировка в поле стресса

Упругие свойства. Для характеристики упругих свойств кварца обычно используют константы жесткости C_{11} и C_{33} и константы податливости S_{11} и S_{33} , которые характеризуют свойства в направлении одной из тройных осей и по главной оси. В соответствии с экспериментальными данными эти константы для α -кварца имеют примерно следующие пределы (Беликов и др., 1970): $C_{11} = 8.60 \div 8.76$, $C_{33} = 10.54 \div 10.77$ (10^{11} дин·см⁻²), $S_{11} = 12.68 \div 12.79$, $S_{33} = 9.56 \div 9.74$ (10^{-13} см²·дин⁻¹). С повышением температуры значения констант податливости увеличиваются, а константы жесткости соответственно уменьшаются (Справочник ..., 1969). По анизотропии упругих свойств α -кварц занимает четвертое место после биотита, кальцита и ставролита (табл. 3). По мнению многих исследователей, занимавшихся специально проблемой ориентировки кварца в упругом поле (В.С. Соболев, В. Брейс, В. Кэмб, Г. Мак-Доналд и др.), его упругие свойства являются достаточно анизотропными, чтобы дать термодинамически стабильную решетку в кварцевых агрегатах, возникающих или перекристаллизованных в условиях стресса.

Константы податливости S_{11} и S_{33} α -кварца (модификация, наиболее распространенная в метаморфических тектонитах) выше, чем соответственные константы диопсида и роговой обманки, а C_{11} и C_{33} соответственно меньше. Константа S_{11} также выше, чем у кальцита и биотита, а C_{11} соответственно ниже. Так что податливость даже безводного кварца значительно выше, чем податливость мафических минералов, а по S_{11} выше, чем и у кальцита, что открывает большие возможности влияния упругих свойств на его ориентировку в поле стресса.

Ориентировка C_{11} кварца при одноосном стрессе. В.С. Соболев (1957, с. 50) подчеркнул, что максимальный коэффициент податливости S'_{max} отнюдь не отвечает ни одной из кристаллографических осей и что направление ориентированного давления должно совпадать с максимумом для коэффициента сжатия S'_{33} , т.е. должно быть наклонено к третьей оси. В.С. Соболев вычислил, что это направление в низкотемпературном α -кварце делает угол около 70° с оптической осью, а в высокотемпературном β -кварце - 36° . Позднее В. Брейс построил эпюру для коэффициента сжатия S'_{33} (Brace, 1960, с. 13-14) - рис. 93. Данные В. Брейса согласуются с данными В.С. Соболева: для низкотемпературного α -кварца угол S'_{33max} с оптической осью составляет 71° (при 25°C), для высокотемпературного β -кварца - 30° (при 600°C).

Если направление наибольшей сжимаемости при одноосной деформации параллельно направлению сжатия, то упругая энергия максимальна, а поэтому ориентировка кристалла в условиях линейной сжимаемости равновесна. В. Брейс (Brace, 1960, с. 14-15), В.С. Соболев и др. (1964, с. 1356) показали, что оптические оси кварца кристаллического агрегата на стереографической проек-

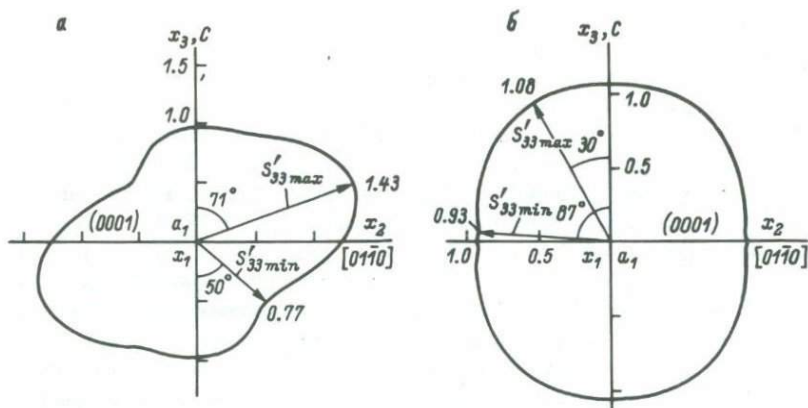


Рис. 93. Эпюры податливости α -кварца (а) и β -кварца (б). По В. Брейсу (Brace, 1960).

ции будут располагаться по дугам малого круга. По В. Брейсу, радиус дуги относительно направления действующей силы для α -кварца составляет $70-71^\circ$, для β -кварца — 30° (рис. 8). Ориентировки оптических осей по дугам малых кругов установлены в самых разных породах (рис. 11). И.С. Делицин (1976) экспериментально показал также, что оптические оси могут быть сосредоточены в одном максимуме, но обязательно под отмеченными углами к направлению действующей силы. Вообще же, как для природных ориентировок, так и для экспериментально получаемых, совершенно необязательно, чтобы оптические оси распределялись по дугам малых кругов проекции равномерно или были сосредоточены в одном максимуме. Конкретные условия деформации (влияние окружающих зерен, разная насыщенность разных участков породы гидроксильными ионами и др.) могут привести к неравномерному распределению C_v на этих дугах, в частности к появлению нескольких максимумов разной плотности и участков очень низких концентраций.

Значения углов $70-71$ и 30° , вероятно, не являются разрозненными, а лежат в рамках единой зависимости. Это можно пояснить следующими данными. C_v β -кварца при высоких температурах ориентируются параллельно направлению действующей силы σ , т.е. угол $C_v : \sigma (= S'_{\sigma\alpha\alpha}) = 0^\circ$ (с. 35).). Экспериментально также выявлена ориентировка C_v по дуге большого круга, ось которого совпадает с направлением действующей силы, т.е. $C_v : \sigma (= S'_{\sigma\alpha\alpha}) = 90^\circ$ (Делицин, 1962, с. 904; Griggs et al., 1965, с. 542; Raleigh, 1965a). Таким образом, мы устанавливаем полный ряд ориентировки $C_v : \sigma (= S'_{\sigma\alpha\alpha})$ от 90° при низких температурах до 0° при высоких температурах (до 800°C). В зоне фазового перехода $\alpha \rightarrow \beta$ -кварц ($\sim 575^\circ\text{C}$) принципиальных изменений в характере ориентировки не происходит (Tullis et al., 1973).

В высокотемпературной области установлены следующие особенности. При повышении температуры от 600–800°С ориентировка C_v параллельно σ заменяется ориентировкой C_v по дугам малых кругов проекции с постепенным возрастанием их радиуса от 0 до 50° при 1100°С, т.е. угол $C_v : \sigma (= S'_{\text{max}})$ постепенно увеличивается (Tullis et al., 1973). Эти превращения происходят в области, резко превышающей температуры, при которых возникают метаморфические тектониты, но они хорошо иллюстрируют общую тенденцию плавного изменения угла $C_v : \sigma (= S'_{\text{max}})$. Таким образом, этот угол, отражающий радиус малого круга, по которому концентрируются C_v кварца, уменьшается от низких температур до нуля при ~800°С, а затем постепенно увеличивается до 50° при 1100°С. В области до 800°С зависимость подобна той, которая установлена Г. Венком и Д. Шором для доломита (рис. 49).

Сжатие и растяжение. Все эти закономерности выявлены при одноосном сжатии кварца. Некоторые исследователи предполагают, что при растяжении радиус дуги малого круга будет иным, чем при сжатии. Так, по В.Н. Кожевникову (1982, с. 49–51) величина угла $C_v : \sigma (= S'_{\text{max}})$ будет дополнительной до 90° к величине угла при сжатии: для α -кварца при сжатии 71°, при растяжении 19°, для β -кварца при сжатии 30°, при растяжении 60°. Теоретически по углу $C_v : \sigma$ определить условиях сжатия или растяжения невозможно, так как величина свободной энергии Гельмгольца (упругой энергии) является квадратичной функцией стресса (с. 28). В литературе имеется указание только на один опыт по кристаллизации кварца в условиях растяжения (950°С, 15 кбар). Оси C_v кварца ориентировались в поясе, осью которого являлось направление растяжения (Green, Griggs, Christie, 1970). Экспериментальных данных явно не хватает.

Более уверенно условия сжатия и растяжения можно определить по отношению выявленного ориентировкой C_v направления действовавшей силы, которое совпадает с центром малокругового пояса к структурным осям породы или к сланцеватости. В общем случае, если центр пояса совпадает со структурной осью c , то ориентировка возникла в условиях сжатия (рис. 94, а). Если же центр пояса совпадает со структурной осью b , т.е. с шарниром складки, или лежит в плоскости сланцеватости, то ориентировка образовалась в условиях растяжения (рис. 94, б).

Дофинеинское двойникование и упругие свойства кварца. В поле устойчивости α -кварца широко распространено двойникование по дофинеинскому закону. Геометрически дофинеинский двойник можно получить поворотом кристалла на 180° вокруг c -оси. Вследствие этого возникает противоположная полярность α -осей в смежных частях двойника. Эти двойники оптически неразличимы и выявляются либо протравлением, либо рентгеноструктурным анализом.

А.В. Шубников и Е.А. Цинзерлинг (1933) получили механические дофинеинские двойники в лабораторных условиях под воздействием сосредоточенной нагрузки. Образование дофинеинских двойников нельзя объяснить ни трансляционным, ни обычным двойниковым сколь-

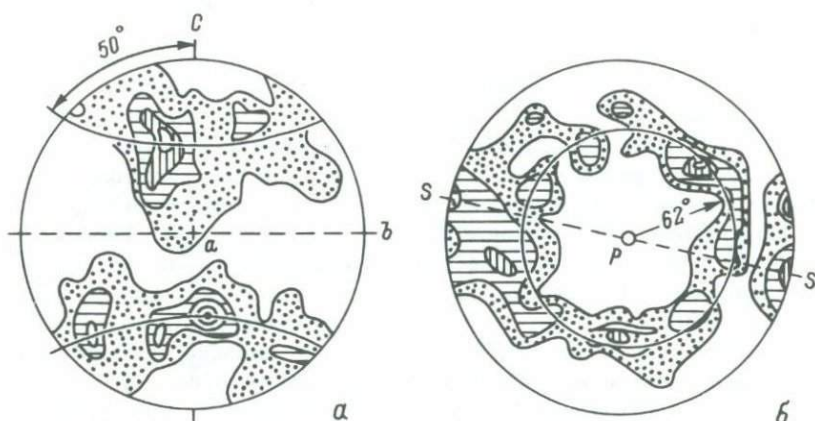


Рис. 94. Ориентировка C_{ν} кварца в условиях сжатия (а) и растяжения (б). Показаны дуги малого круга и их угловые радиусы.

а - двуслюдяной гнейс из комплекса серых гнейсов у Фрейберга (ГДР), b - плоскость сланцеватости, c - направление сжатия. Изолинии 1-2-3-4%, 300 зерен. По И. Хофманну (Hoffmann, 1974, с. 86).

б - биотитовый гнейс. Бассейн р. Максимихи, Патомское нагорье, Восточная Сибирь. SS - сланцеватость по биотиту, P - направление растяжения. Изолинии 1-2-4-5%, 120 зерен.

жением. Двойникование по дофинейскому закону происходит без изменения внешней формы и объема, без макроскопических деформаций, а только лишь путем молекулярных перегруппировок, при которых атомы кремния смещаются на долю вектора трансляции решетки, к дофинейскому двойникованию не применимо понятие эллипсоида деформаций (Шубников, Цинзерлинг, 1933; Цинзерлинг, 1961, с. 20-21; Классен-Неклюдова, 1960, с. 129-132). На этих основаниях дофинейское двойникование отнесено к особому типу пластической деформации, которую Е.В. Цинзерлинг и А.В. Шубников (1933, с. 72) назвали пластичностью III рода.

Теоретически доказано, что для кристаллов, двойникующихся без изменения внешней формы, стабильной оказывается ориентировка, соответствующая наибольшей податливости кристалла в данном поле напряжений (Классен-Неклюдова, 1960, с. 204-205). Это было подтверждено экспериментально (Tullis, 1970, 1972). В одноосно сжатых кристаллах дофинейское двойникование возникло в том случае, если ось стресса была приложена в направлении максимальной податливости S'_{\max} . А это означает, что присутствие дофинейских двойников не вносит осложнений в зависимость ориентировки кварца от его упругих свойств.

Интракристаллическое скольжение. Внутрикристаллическое скольжение, ведущее к трансляции, ранее представлялось единственным процессом, вызывающим образование предпочтительных ориентировок кварца. Предполагались многочисленные плоскости и направления скольжения, но только исследования последних 20 лет внесли ясность в этот вопрос. Экспериментально была определена роль в процессах скольжения тех или иных плоскостей и направлений и РТ-условия, в которых эти скольжения осуществляются.

Скольжения в кварце относятся к дислокационным явлениям разного рода, и сейчас эти явления уже не называют трансляцией. Тем не менее они составляют существо того процесса, который мы именуем как пластическое течение. В литературе о кварце этот термин обнимает как собственно стадию пластической деформации, когда плоскости скольжения являются плоскостями максимальных скалывающих напряжений, так и стадию суперпластического течения, когда плоскости скольжения уже утратили это качество. В дальнейшем, где возможно, мы будем различать эти стадии.

Плоскости скольжения. В целях лучшего понимания роли тех или иных плоскостей и направлений скольжения для микроструктурного анализа кварца мы их разделим на две группы – как проявляющиеся 1) в высокотемпературных и 2) в низкотемпературных условиях. Разделительный температурный рубеж 500°C.

Скольжения при высоких температурах могут происходить при любых стрессах вплоть до низких. По экспериментальным данным Г. Аве Лаллемана и Н. Картера (Ave Lallemant, Carter, 1971) скольжения в этой области осуществляются по базопинакоиду (0001) в направлении кристаллографической оси a $[11\bar{2}0]$ и по призме $m(10\bar{1}0)$ со скольжением в направлении кристаллографических осей c и a , а также в направлении между c и a . Выделяются также две подгруппы плоскостей, близких к базопинакоиду – суббазальные I и II. Все четыре подгруппы имеют свои РТ-поля проявления (рис. 95), причем скольжения базальные и суббазальные I проявляются при более низких температурах, чем призматические и суббазальные II. Присутствие воды мало влияет на границы РТ-полей проявления скольжений. С рубежа 500°C в область более высоких температур начинаются и прогрессивно увеличиваются проявления базального скольжения. Фазовый переход $\alpha \rightarrow \beta$ -кварц ($\sim 575^\circ\text{C}$) не сказался на проявлении той или иной категории скольжения. Поскольку образование гранитных расплавов начинается примерно при 700°C („гранитный солидус“, рис. 95), то эта температура и ограничивает петрологическое значение высокотемпературного скольжения для метаморфических тектонитов. Условия соответствуют гранулитовой фации. Единственной категорией является базальное скольжение.

Для скольжений при низких температурах (ниже 500°C) требуются очень высокие давления – 27–30 кбар (Christie, Heard,

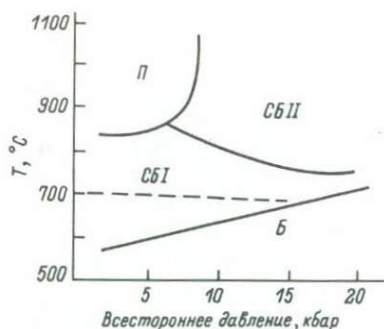


Рис. 95. РТ-поля деформационных пластинок (Ave Lalle-mant, Carter, 1971).

Б - базальные (угол с $C_D = 0; 5^\circ$); СБII - суббазальные II (угол $6-15^\circ$); СБI - суббазальные I (угол $16-30^\circ$); II - призматические (угол $81-90^\circ$). Пунктир - гранитный солидус.

LaMori, 1964). В этих условиях наиболее легко проявляется скольжение по базопинакоиду в направлении кристаллографической оси $\alpha [11\bar{2}0]$, затем по значимости следуют скольжения по ромбоэдрам $r(10\bar{1}1)$, $z(01\bar{1}1)$, $d(10\bar{1}2)$ и $\pi(01\bar{1}2)$, редко по призмам $m(10\bar{1}0)$ и $\alpha(11\bar{2}0)$ (Christie, Green, 1964; Christie, Heard, LaMori, 1964).

Такое легко наблюдаемое под микроскопом явление как волнистое погасание не имеет однозначного генетического толкования. Предполагается: 1) что оно возникает при фазовых превращениях $\beta \rightarrow \alpha$ -кварц и не имеет механического происхождения (Кузьмин, 1969б), 2) является следствием термического расширения при охлаждении, т.е. также не механического происхождения, 3) представляет своеобразную форму пластического излома - кинк-структур (Carter, Raleigh, 1969), 4) обусловлено дислокацией по одной из призм.

Устанавливается, что плоскости скольжения во всем диапазоне от комнатной температуры до 700°C несут признаки плоскостей максимальных касательных напряжений с очень высокими значениями критического скальвающего напряжения τ_c . Например, для базальной плоскости со скольжением в направлении кристаллографической оси α при 300°C τ_c составляет 22 кбар, при 700°C - 16 кбар (Green, Blacic, 1964). Однако во „влажном” кварце значения τ_c могут быть значительно меньше. По самому факту проявления скальвающих напряжений скольжения можно отнести к той стадии, которая в данной книге называется стадией пластической деформации.

Деформационные пластинки. Морфологически плоскости скольжения узнаются по деформационным пластинкам, отмечаемым в зерне тонкими штрихообразными субпараллельными зонками с оптической ориентировкой и дупреломлением, несколько отличными от материнского зерна (Nara, Nishimura, 1965, Pl. VIII, фиг. 3). Деформационные пластинки в метаморфических тектонитах субпараллельны базопинакоиду и составляют с ним углы не более 30° . Поэтому они наилучше видны в сечениях кварца, параллельных оптической оси. Физически зона деформационной пластинки в большинстве случаев отмечает концентрацию дислокаций в плоскости скольжения.

Принципиально оказалось возможным определить направление скольжения в плоскости скольжения, отмечаемой деформационной пластинкой, а значит и положение оси сжатия S и оси растяжения T , и проводить динамический анализ ориентировки плоскостей скольжения как в сдвойникованном кальците (см., например, Spang, Van der Lee, 1975). Однако посредством динамического анализа можно определить только направления действовавших сил при образовании деформационных пластинок. Ориентировка же оптической оси и зерна в целом остается неизменной, додеформационной.

Стадия пластической деформации, отмечаемая образованием деформационных пластинок, проходит в очень неблагоприятных обстоятельствах: требуются очень высокие давления, сама по себе стадия является переходной между упругой и суперпластической стадиями (рис. 92) и длительность ее несопоставима с этими стадиями, старые ориентировки в процессе деформации не нарушаются. Но самое главное, в эту стадию нацело отсутствуют явления перекристаллизации или неокристаллизации. Поэтому стадия пластической деформации практически не отражается на ориентировках кварца и не имеет сколько-нибудь заметного значения в процессе синдеформационной кристаллизации.

Структуры и ориентировки кварца в стадию суперпластического течения

Факторы суперпластического течения. Традиционно суперпластическое течение кварца связывалось и многими исследователями связывается сейчас с дислокационными явлениями и сопровождающим их скольжением по тем же плоскостям, что и при пластической деформации, но в условиях вязкого течения, когда скальвающие напряжения уже не действуют, а материал растекается в плоскости, перпендикулярной давлению. Присутствие воды или ионов OH^- сильно снижает температуру суперпластического течения (рис. 92), так что оно может проявляться даже в условиях низкотемпературных метаморфических фаций. Скорость деформации ползучести увеличивается с возрастанием концентрации OH^- . Кроме того, вода имеет большое значение в разделении процесса на две стадии: инкубационную стадию, когда в условиях относительной насыщенности OH^- формируется основная текстура кварцевых тектонитов течения, и стадию упрочения, которая связана с потерей воды (Kirby, McCormick, 1979). Предел текучести снижается также с увеличением давления (Kronenberg, Tullis, 1984).

Суперпластическое течение кварца всегда сопровождается перекристаллизацией, в процессе которой кварц стремится к концентрации в мономинеральных скоплениях. Возникает характерная ленточная, сильно уплощенная структура кварцевого тектонита, возникшая в большей своей части вследствие действия диффузионного крипа (крипа Коубла) — растворения под давлением. И.С. Делицин (1976) называет такую структуру деформационной.

В качестве дополнительных факторов указываются скольжения по границам зерен, миграции последних, микротрещиноватость. Эти факторы могут, вероятно, иметь значение на начальных этапах перекристаллизации.

И.С. Делицин (1974) рассматривает пластическую деформацию как один из возможных путей достижения кристаллическим телом термодинамического равновесия с внешними силами, что подчеркивает первостепенное значение их упругих свойств. По его экспериментальным данным (1976) образование деформационной структуры происходило в три этапа (рис. 96, I).

Вначале C_{ν} новообразованных зерен кварца концентрируются в поясе, перпендикулярном к плоскости αb , так что действующая сила C (сжатие) расположена в плоскости пояса C_{ν} (рис. 96, IA). Подобный результат получен годом позже также Г. Керном (Kern, 1977). Эта экспериментальная динамическая система необычна и не согласуется с симметричными закономерностями, так как структурные оси α и c не являются осями симметрии. В то же время структурная ось b это ось симметрии бесконечного порядка, и, исходя из законов симметрии, пояс C_{ν} мог образоваться как реакция на действие растяжения по оси b (в опытах Г. Керна при трехосном стрессе ось пояса совпала с наименьшей осью стресса σ_3). И. Хара (Hara, 19616) на основе сравнительного анализа ориентировки кальцита и кварца в складках показал, что пояс C_{ν} кварца по дуге малого круга с большим радиусом образовался при растяжении параллельно шарниру складки. Несмотря на сложности в интерпретации этого узора, он является основным во многих метаморфических тектонитах (с. 235, 244).

На средней стадии развития деформационной структуры пояс разрывается на две ветви, максимальная концентрация в которых расположена под углом 20° к плоскости αb (рис. 96, IB). Заключительная стадия развития структуры характеризуется сильным максимумом, возникающим из предыдущей концентрации, расположенным под углом 70° к направлению сжатия C . Нетрудно видеть, что в этой ориентировке с направлением действующей силы совпадает S'_{\max} кварцевых зерен.

Полученные результаты не могут быть объяснены исходя из геометрии дислокационных скольжений в кристалле. Они однозначно показывают, что в условиях суперпластического течения ориентировка кварцевых зерен, возникших в результате перекристаллизации, может контролироваться упругими свойствами кристаллов. Ценность экспериментов И.С. Делицина увеличивается еще и тем, что они были проведены в условиях, близких к условиям образования низкотемпературных кварцевых тектонитов – всестороннее сжатие до 2 кбар, ориентированное давление до 4 кбар, температура до 400°C .

Ориентировка кварца в природных тектонитах течения. Тектониты течения почти всегда возникают в условиях процесса, объединяемого термином „катакластическое течение“ (с. 80). На конечных стадиях этого процесса в результате перекристаллизации в суперпластических условиях образуются мономинеральные кварцевые бластоми-

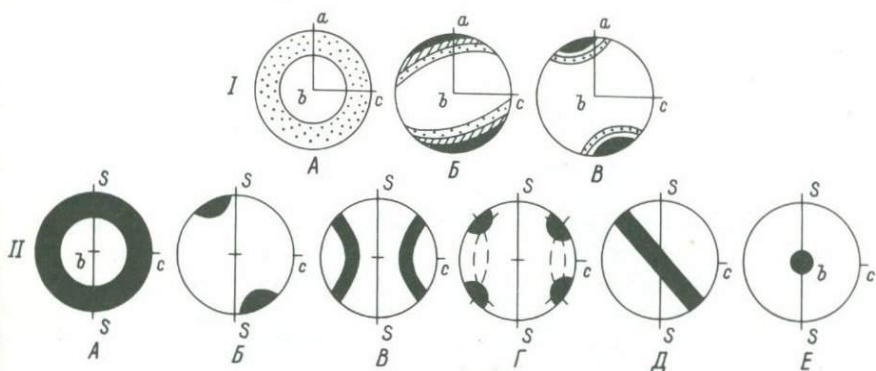


Рис. 96. Ориентировка кварца в кварцевых тектонитах течения.

I – по экспериментальным данным И.С. Делицина (1976); II – в природных кварцевых милонитах и в ленточных мономинеральных текстурах (А, Б, В, Г – ориентировки, зависящие от упругих свойств кварца, Д, Е – ориентировки, связанные с перекристаллизацией при дислокационном скольжении); SS – плоскость сланцеватости; α , b , c – структурные оси.

лониты с сильно подчеркнутой линзовидно-ленточной структурой, а в полиминеральных породах возникают мономинеральные линзовидно-ленточные обособления, состоящие из агрегата кварца. Эти две разновидности кварцевых пород составляют группу истинных кварцевых тектонитов течения. Геологические и экспериментальные данные показывают, что образование кварцевых тектонитов течения происходит в температурных условиях, не превышающих условия низкотемпературной части амфиболитовой фации.

Выше было показано, что в интерпретации ориентировок кварца в тектонитах течения мы располагаем широким диапазоном возможностей. Анализ ориентировок, опубликованных в литературе, и собственные наблюдения автора все же позволяют объединить их в две большие генетические группы: 1) ориентировки, образование которых при перекристаллизации наиболее вероятно за счет упругих свойств кварца (рис. 96, IIА–Г), и 2) ориентировки, возникающие при дислокационном скольжении (рис. 96, IIД, Е).

Ориентировка C_{V} кварца в поясе по большому кругу, перпендикулярному к плоскости сланцеватости (рис. 96, IIА), полученная в экспериментах И.С. Делицина и Г. Керна, встречается в кварцевых ленточных обособлениях среди пород зеленосланцевой фации. В одной из складок торридонских песчаников Шотландии с кварцевыми обособлениями, параллельными ее осевой плоскости, ось пояса на обоих ее крыльях совпадала с шарниром складки, а сам пояс был перпендикулярным к ее осевой плоскости (Gangopadhyay, Johnson, 1962).

Ориентировка C_{ν} кварца в максимуме под углом $\sim 70^\circ$ к структурной оси c (рис. 96, IIБ) редка в природных тектонитах течения. Она встречена в милонитах по гранат-дистеновым сланцам (Wilson, 1975).

Ориентировка C_{ν} по дугам малого круга с осью c (рис. 96, IIВ) широко распространена в кварцевых тектонитах течения. Она свойственна также линзовидным кварцевым обособлениям гранулитов - характерным образованиям, возникающим при наложенном диффореze гранулитов. Этот узор C_{ν} является типоморфным для ориентировок, контролируемых упругими свойствами кристаллов, хотя еще недавно рассматривался в кварцевых тектонитах как образованный при скольжении по суббазальным плоскостям кварца (Boullier, Bouchez, 1978).

Ориентировка C_{ν} кварца в двух максимумах (рис. 96, IIГ) орторомбической симметрии объяснялась как В-тектонит с двумя активными плоскостями скальвания по базопинакоиду кварца. Вместе с тем во многих природных ориентировках максимумы соединяются зонами более низких концентраций по одной из двух траекторий, отмеченных пунктирами на рисунке. В одном случае это малокруговые концентрации, в другом случае - концентрации по большому кругу, подобные IIВ и IIА, но в редуцированном виде. Эти особенности заставляют пересмотреть первоначальную интерпретацию и присоединить рассматриваемые ориентировки к группе ориентировок, контролируемых упругими свойствами кварца.

Ориентировка рис. 96, IIД - косо́й пояс C_{ν} кварца относительно сланцеватости $\mathcal{S}\mathcal{S}$ объяснялась как пояс типа IIА, повернутый вращательными деформациями (Eisbacher, 1970). На некоторых диаграммах пояс в пределах высоких концентраций распадается на две ветви, изгибающиеся в центре диаграммы в положение параллельное $\mathcal{S}\mathcal{S}$ (Boullier, Bouchez, 1978), что сближает его с упругой ориентировкой типа IIВ. Симметрия узора триклинная, что предполагает определенную сложность его генезиса. Автор провел специальное исследование этой необычной ориентировки в кварцевых blastomилонитах Среднего Приднепровья (рис. 97). Выявленный пояс C_{ν} кварца наклонен под косым углом к плоскости $\mathcal{S}\mathcal{S}$, признаков механического аращения зерен не обнаруживается. В пределах пояса расположено три максимума C_{ν} . По угловым соотношениям максимумов с плоскостью $\mathcal{S}\mathcal{S}$ выявляется, что в этой плоскости лежат грани ромбоэдра $r(10\bar{1}1)$, бипирамиды $g(11\bar{2}1)$ и призмы $m(10\bar{1}0)$. Это позволяет предполагать, что ориентировка возникла в процессе дислокационного скольжения. Однако главный вопрос остается открытым - почему максимумы располагаются именно в пределах пояса, а не в другом расположении.

Наконец, ориентировка C_{ν} кварца в одном максимуме, совпадающем с линейностью и структурной осью b (рис. 96, IIЕ). Образование этой ориентировки связывается с дислокационными скольжениями по граням призм (Bouchez, 1977) в направлении, перпендикулярном к C_{ν} .

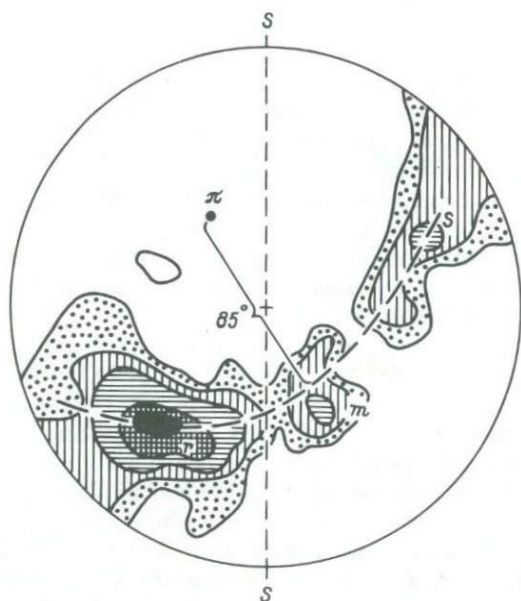


Рис. 97. Ориентировка оптических осей кварца в кварцевых blastомилонитах Среднего Приднепровья (р. Базавлук у сел. Шолохово).

$120 C_{\nu}$, изолинии 1-2-4-7-10%; π - ось пояса C_{ν} ; r - максимум C_{ν} зерен, грань ромбоэдра $(10\bar{1}1)$ которых лежит в плоскости сланцеватости SS ; m - то же, для граней призмы $(10\bar{1}0)$; S - то же, для граней бипирамиды $(11\bar{2}1)$.

Ориентировки кварца в главнейших разновидностях метаморфических тектонитов

Гнейсы и сланцы. Большинство диаграмм ориентировки кварца из гнейсов и сланцев, полученных ранее при рядовом микроструктурном анализе различных комплексов, показывали маловразумительный узор, не поддающийся интерпретации. Некоторые исследователи относили такие диаграммы к изотропным, хотя случайные, изотропные ориентировки вряд ли могут существовать в анизотропном поле. Такое состояние объяснялось, с одной стороны, тем, что при массовой работе измерялась ориентировка кварца различных генераций и различных субстроений и, с другой стороны, слабостью или, вернее, отсутствием надежной теоретической базы.

Большие успехи в экспериментальном изучении деформаций кварца в последние десятилетия и проведенные на их основе специализированные исследования природных ориентировок позволяют по новому подойти к оценке как старых диаграмм, так и диаграмм, составленных и осмысленных с учетом последних достижений физики деформаций кварца.

Освоив опубликованные к настоящему времени материалы по экспериментальным и природным деформациям кварца и просмотрев сотни диаграмм ориентировки C_{ν} кварца из разных метаморфических комплексов, автор пришел к выводу, что для перекристаллизованного кварца гнейсов и сланцев существует главная, наиболее типичная ориентировка. Это ориентировка в поясе по дуге большого круга или по дуге малого круга большого диаметра, перпендикулярного к плоскости сланцеватости или структурной плоскости породы (рис. 98). А.И. Родыгин (1979, с. 31) показал также, что пояс C_{ν} перпендикулярен и к слоистости. Положение слоистости может меняться, но пояс C_{ν} неизменно остается к ней перпендикулярным (Okamura, 1960, с. 194).

В предыдущих разделах такая ориентировка C_{ν} уже рассматривалась (с. 240–241, рис. 94, рис. 96, IA, IIA) и было отмечено, что она получена экспериментально, но имеет нестандартные отношения как с осями стресса, так и со структурными осями породы. Однако это никак не влияет на ее массовое распространение.

Высокоточное исследование, проведенное параллельно двумя методами (федоровский столик и фотометрический метод – Price, 1981), позволило однозначно установить, что в складках ось пояса C_{ν} кварца совпадает с шарниром, а главная плоскость симметрии пояса перпендикулярна к осевой плоскости складки (рис. 99). Проверка микроструктурных ориентировок кварца в реальных складках, изученных ранее, показала полную тождественность узоров C_{ν} с этим высокоточным результатом (Казаков, 1967в; Маляков, 1969; Родыгин, 1979, с. 59, 104; Sander, 1930; Okamura, 1960; Hara, 1961; Carreras et al., 1977 и др.).

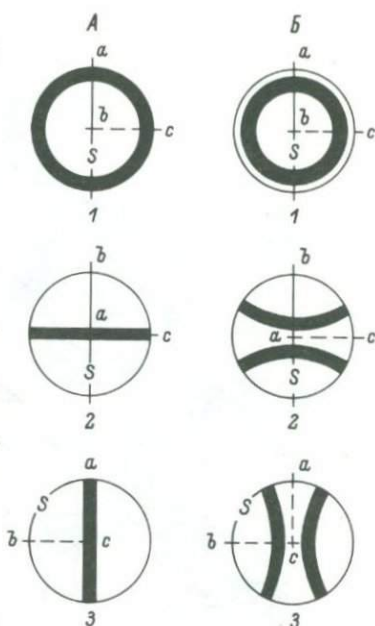
Строго закономерное положение C_{ν} кварца в складчатой структуре несомненно доказывает синхронность кристаллизации кварца со складчатой деформацией. Несомненно также и синхронное образование сланцеватости, параллельной осевой плоскости. Вместе с тем эти две структурные категории (пояс C_{ν} кварца и сланцеватость), принадлежат к единой динамической системе и к одному полю напряжений, не объединены симметричными закономерностями.

Повторный просмотр материалов после выявления главной ориентировки C_{ν} кварца показал ее повсеместное распространение в метаморфических комплексах. Например, в породах железисто-кремнистой формации Костомукши (Лазарев, 1971) диаграммы с поясовыми ориентировками C_{ν} кварца, перпендикулярными к сланцеватости, составляют треть часть (остальные две трети не имеют четко диагностируемого узора и сложены многими субстроениями). В архейских породах района Костомукша-оз. Верхнее Куйто (Кожевников, 1982) более половины всех полученных ориентировок кварца относятся к рассматриваемой нами категории.

Поясовые ориентировки C_{ν} кварца, перпендикулярные к сланцеватости и полосчатости, обнаруживают и площадное распространение. Диаграммы C_{ν} в разных частях участка на рис. 100 характеризуются однотипными широкими поясами C_{ν} , перпендикулярными к простиранию толщи. Широкие зоны концентраций, вероятно, ука-

Рис. 98. Главная ориентировка (две разновидности) C_v перекристаллизованного кварца в гнейсах и сланцах и узор C_v в разных сечениях породы относительно структурных осей a , b , c .

А - ориентировка C_v по дуге большого круга; Б - ориентировка по дуге малого круга с большим радиусом.



зывают на существование внутри них малокруговых концентраций. Оси поясов C_v кварца совпадают с простираемием толщи и с шарнирами сильно сжатых и изоклинальных складок.

Геологическое значение главной ориентировки кварца состоит в том, что она выявляет шарниры складчатых структур, которые не всегда установлены макроскопически, и показывает направление общего растяжения толщи.

В гнейсах и сланцах более редко встречается ориентировка типа рис. 94, а и 96, ПВ - C_v по дугам малого круга, центр которого перпендикулярен к сланцеватости и совпадает с направлением сжатия (в предыдущем случае центр малого круга лежал в плоскости сланцеватости). Радиус малых кругов может быть средним и даже небольшим. Такие ориентировки выявлены, например, И. Хофманном в центральной части гнейсового комплекса Фрейберга, ГДР (Hofmann, 1974, с. 88). На Балтийском щите в районе Костомукша-оз. Верхнее Куйто (Кожевников, 1982) они были встречены примерно в 6% диаграмм.

Геолого-динамическое значение рассмотренного типа ориентировок в том, что они выявляют направление сжатия при синдинамической кристаллизации кварца.

Гранулиты. Характерные ориентировки кварца в гранулитах были выявлены в детально исследованном в микроструктурном отношении Саксонском гранулитовом массиве (Behr, 1961). Подобные же ориентировки известны и для Лапландского гранулитового массива (Sahama, 1936; Braun, Raith, 1979 и др.). Главнейшая разновидность - ориентировки по дугам малого круга (рис. 11, г, д, з, и), центр которых перпендикулярен к сланцеватости, т.е. ориентировки, о которых говорилось выше. Эти ориентировки в настоящее время однозначно могут трактоваться как зависимые от упругих свойств кварца. Реже встречаются ориентировки с так называемыми пересекающимися круговыми поясами, которые по существу пред-

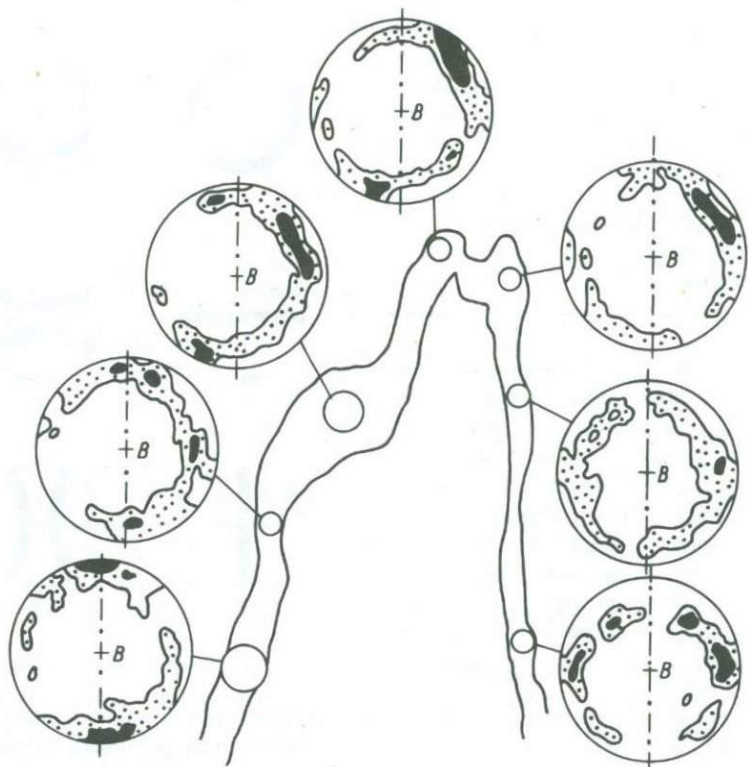


Рис. 99. Ориентировка C_2 кварца в различных частях складки. Фотометрический метод. По Г. Прайсу (Price, 1981).

Вертикальные линии диаграмм – сланцеватость; В – шарнир складки.

ставляют тесно соприкасающиеся ветви малокруговых ориентировок с большими радиусами. Еще реже встречаются ориентировки типа рис. 98 Б – по дугам малых кругов большого диаметра, геометрически рассекаемых плоскостью сланцеватости (Саксонский гранулитовый массив).

По И. Хофманну (Hofmann, 1974, с. 57), эти ориентировки относятся к высокотемпературным и образуются в поле β -кварца. Вместе с тем обращает на себя внимание, что кварц в гранулитах развит преимущественно в ленточных обособлениях (тектониты течения), возникающих в условиях низких температур позже формирования основной массы породы, т.е. не отражают условий метаморфизма гранулитовой фации. По просьбе автора А.Л. Косой сделал рентгенограмму кварца из гранулитов восточной части Лапландского гранулитового массива (р. Нота), которая однозначно выявила его принадлежность к α -кварцу. Учитывая все эти данные, необходимо очень осторожно подходить к трактовке узоров кварца в гранулитах, как образованных в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

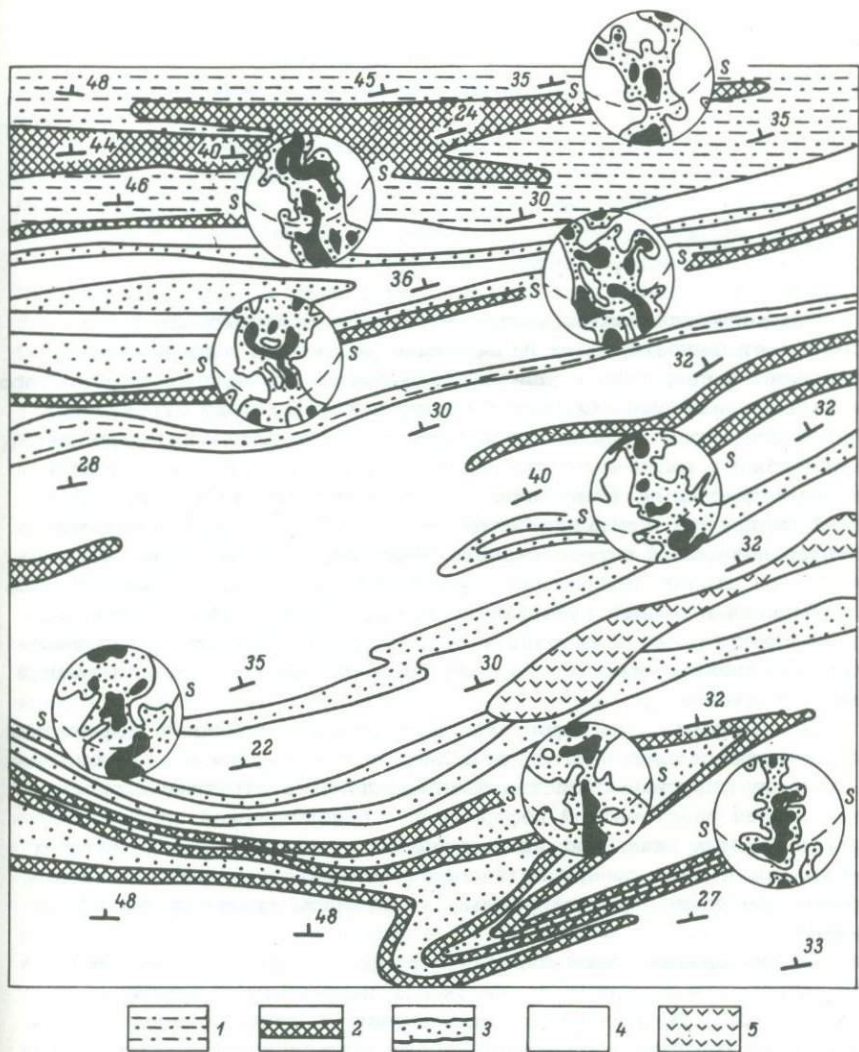


Рис. 100. Ориентировка C_v кварца в гнейсах одного из участков беломорской серии (гора Канда, Кандалакшский район). Составил П.К.Р. Наяр, 1969.

1 - амфиболовые гнейсы; 2 - амфиболиты; 3 - биотитовые гнейсы, 4, 5 - гранат-дистен-биотитовые гнейсы и мигматизированные биотитовые гнейсы. Масштаб 1 : 3500. На диаграммах: S - плоскость сланцеватости и полосчатости, точки - поля низких концентраций C_v , черные поля высоких концентраций C_v .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов имеет своим прямым назначением выявление направления действовавших сил, типа и условий деформации при кристаллизации того или иного минерала. Он мог быть введен в практику структурной петрологии только после проведения серии экспериментальных работ, выполненных различными исследователями, как зарубежными, так и отечественными. Выявилось прежде всего, что кристаллизация всех минералов в условиях стресса определяется соотношениями дифференциальный стресс—степень деформации, по которым разделяются три стадии деформации — упругая стадия, стадия пластической деформации и стадия суперпластического течения. Все стадии связаны между собой и переходят друг в друга. Посредством динамического анализа выявляются ориентировки, характерные для каждой из этих стадий.

Ориентировки минералов для рассматриваемых стадий деформации хорошо обеспечиваются теорией: для упругой стадии — зависимостями между упругими свойствами минерала и действующими силами, для стадии пластической деформации — ориентировкой плоскостей максимальных скальвающих напряжений относительно действующих сил и для стадии суперпластического течения — свойствами вязкой среды при потере деформируемым материалом скальвающих напряжений.

Теория ориентировки минералов в зависимости от селективной растворимости в разных по жесткости направлениях кристалла, предложенная Ж. Гогелем, не нашла прямых подтверждений в ориентировке минералов метаморфических тектонитов. Вероятной сферой ее применения могут быть метасоматические явления.

Исследования ориентировки различных минералов и применимости к ним различных физических принципов, проведенные посредством динамического анализа и изложенные в данной книге, позволяют выявить некоторые общие закономерности.

— Минералы различных сингоний по-разному реагируют на внешнее воздействие и в них по-разному проявляется влияние соответственных условий деформации.

В минералах сингоний выше моноклиной (тригональная, гексагональная, ромбическая) в равной мере проявляются все три стадии деформации. Условия упругого поля активно влияют на ориентировку минералов только этих сингоний. Эти минералы ориентируются в

поле стресса на упругой стадии деформации в соответствии со своими упругими свойствами по правилу: с направлением действующей силы совпадает направление максимальной податливости минерала. Такие ориентировки выявлены для карбонатов, кварца, оливина, энстатита.

Для моноклиных минералов (диопсид, роговая обманка, биотит) влияние упругих свойств на их ориентировку либо очень мало, либо отсутствует совсем. Для этих минералов характерны ориентировки, связанные с переходными условиями между пластическими деформациями и суперпластическим течением. Причем проявление суперпластического течения по сравнению с предыдущей группой минералов иное. В минералах сингоний выше моноклиной возникают ярко выраженные тектониты течения, особенно в их мономинеральных разновидностях. Общая ориентировка моноклиных минералов отвечает условиям суперпластического течения, но минералы пронизывают полиминеральный агрегат, и структурных тектонитов течения не возникает.

Для плагиоклаза (триклинный) не характерны ни упругая стадия деформации, ни стадия суперпластического течения. Его ориентировки образуются в стадию пластической деформации и определяются процессами двойникового скольжения.

— В процессе динамического анализа ориентировок различных минералов выявилась возросшая роль суперпластического течения при образовании метаморфических текстур и структур. Кроме упомянутых выше типов течения сюда также относятся явления сплющивания и директивного течения с ярко выраженной линейностью минералов. Многие ориентировки, ранее не имевшие объяснения, оказались ориентировками, образованными при суперпластическом течении.

— Неожиданно выявилась также и возросшая роль условий растяжения при образовании ориентировок. В условиях растяжения кристаллизовались многие карбонатиты, возникали малокруговые пояса кварца с осью конуса по шарниру и др. Для полной оценки условий растяжения в земной коре данные микроструктурного анализа могут оказать существенную помощь.

Для метаморфической петрологии могут быть важны следующие решения, полученные при помощи динамического анализа:

— В минералах с четко проявленной стадией пластической деформации или суперпластического течения на основании некоррелируемой ориентировки различных динамических направлений надежно выделяются генерации минералов.

— Динамический анализ по характеру и направлению восстановленных действовавших сил может установить идентичность или неидентичность условий кристаллизации сравниваемых минералов. В первом случае возможна одновременная кристаллизация минералов. В случае разных условий и разного направления действовавших сил, можно надежно говорить о разновременности кристаллизации минералов.

- Складчатые формы являются единственным надежным объектом, в котором может быть изучена синдеформационная кристаллизация. Динамический характер ориентировки минерала в складке позволяет определить отношение кристаллизации минерала к складчатой деформации, а в случае синхронности с последней определить генетический тип складки.

В книге даны только некоторые примеры использования динамического анализа для распознавания особенностей деформации минералов. Сфера применения динамического анализа значительно шире. Уже сейчас можно определить его важность для изучения тектоно-метаморфической истории кристаллических образований, для восстановления геодинамических условий при формировании того или иного участка земной коры. В изучении структур рудных полей и факторов концентрации полезных компонентов динамический анализ может оказать существенную помощь.

Л и т е р а т у р а

Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства кристаллов. - Кристаллография, 1961а, т. 6, вып. 2, с. 269-314.

Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства породообразующих минералов. I. Пироксены и амфиболы. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961б, № 9, с. 1339-1344.

Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства породообразующих минералов. II. Слоистые силикаты. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961в, № 12, с. 1799-1804.

Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства породообразующих минералов. III. Полевые шпаты. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 2, с. 186-189.

Александров К.С., Рыжова Т.В., Беликов Б.П. Упругие свойства пироксенов. - Кристаллография, 1963, т. 8, в. 5, с. 738-741.

Беликов Б.П. Упругие константы породообразующих минералов и влияние их на упругость горных пород. - В кн.: Физико-механические свойства горных пород. М.: Наука, 1964, с. 118-132.

Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М.: Наука, 1970. 176 с.

Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 321 с.

Богатырева Н.А. Перистеритовые плагиоклазы в древнейших метаморфических породах Улутау (Центральный Казахстан). - В кн.: Жизнь Земли. Музей землеведения МГУ, 1980, № 14, с. 80-83.

Варданянц Л.А. Триадная теория двойниковых образований минералов. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1950. 106 с.

Варданянц Л.А. Плоскость сростания индивидов в периклиновых двойниках плагиоклаза. Ереван: Изв. АН АрмССР. Научки о Земле, 1968, т. 21, № 6, с. 23-26.

Варданянц Л.А. Ромбическое сечение периклиновых двойников - кристаллографический предрассудок. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1969, ч. 98, вып. 1, с. 121-128.

Вистелиус А.Б. Об обработке микроструктурных диаграмм. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1953, ч. 82, вып. 4, с. 271-280.

Вистелиус А.Б. Структурные диаграммы. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958. 158 с.

Г а р б е р Р.И. Механизм двойникования кальцита и натронной селитры при пластической деформации. - Журн. эксперимент, и теор. физики, 1947а, т. 17, вып. 1, с. 47-62.

Г а р б е р Р.И. Отжиг двойникованных кристаллов кальцита и натронной селитры. - Там же, 1947б, с. 63-67.

Г и б б с Дж.В. Термодинамические работы. М.; Л.: Гостехиздат, 1950. 492 с.

Г о л о в а ч е в А.Ф., М о к и е в с к и й В.А. О пластической деформации и последующих химических изменениях кристаллов сподумена. - В кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М.: Наука, 1966, с. 152-156.

Д е л и ц и н И.С. Оптическая ориентировка искусственного кварцевого тектонита. - ДАН СССР, 1962, т. 146, № 4, с. 901-904.

Д е л и ц и н И.С. Особенности пластической деформации кварца. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1974, № 3, с. 72-82.

Д е л и ц и н И.С. О реальной и расчетной термодинамически устойчивой ориентировке кварца кварцита. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1976, № 1, с. 109-124.

Д е л и ц и н И.С. Причины анизотропии вторичного роста зерен кварца в твердом агрегате. - ДАН СССР, 1979, т. 249, № 1, с. 172-175.

Д о л и в о - Д о б р о в о л ь с к и й В.В. О поправках на преломление при нахождении осей индикатрисы на федоровском столике. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1957, ч. 56, № 1, с. 28-39.

Д э н а Дж., Д э н а Э.С., Ф р о н д е л ь К. Система минералогии. Т. III. Минералы кремнезема. М.: Мир, 1966. 430 с.

Д я д ь к и н а И.Я. Об особенностях морфологии и свойств кристаллов мусковита Слюдяногорского месторождения (Средний Урал). - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1964, ч. 93, вып. 6, с. 662-671.

Е г о р о в Л.С., С у р и н а Н.П. Геологические и микроструктурные особенности пластических деформаций в карбонатитах Гулинской интрузии. - В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л.: НИИГА, 1970, с. 73-94.

Е л и с е е в Н.А. Структурная петрология. Изд-во ЛГУ, 1953. 309 с.

Е л и с е е в Н.А. Составление диаграмм по структурному и микроструктурному анализу. Изд-во ЛГУ, 1957. 28 с.

Е л и с е е в Н.А. Основы структурной петрологии. Л.: Наука, 1967. 258 с.

З а л е с с к и й Б.В., Р о з а н о в Ю.А. Методы изучения физико-механических свойств горных пород. - В кн.: Проблемы тектонофизики. Тр. 1-го Всесоюз. тектонофиз. совещ. (1957 г.). М., 1960, с. 38-50.

З о л о т у х и н В.В. Опыт применения микроструктурного анализа к вулканическим породам Закарпатья. - В кн.: Некоторые вопросы геологии западных областей УССР. Киев: Изд-во АН УССР, 1958.

К а з а к о в А.Н. Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов. Л.: Наука, 1967а. 109 с.

К а з а к о в А.Н. Микроструктурная ориентировка сдвойникового кальцита в складке, ее динамическое и геологическое значение. — В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. Л.: Наука, 1967б, с. 28–37.

К а з а к о в А.Н. Микроструктурная ориентировка кварца в складке. — Там же, 1967в, с. 38–43.

К а з а к о в А.Н. Микроструктурная ориентировка минералов в складках различных типов. — Геотектоника, 1968а, № 5, с. 12–24.

К а з а к о в А.Н. Методика динамического анализа микроструктурных ориентировок минералов. Автореф. докт. дис. Изд-во ЛГУ, 1968б, 32 с.

К а з а к о в А.Н. Двойники в биотитах метаморфических пород. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1970а, № 1, с. 97–99.

К а з а к о в А.Н. К вопросу о происхождении метаморфической полосчатости. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970б, с. 68–75.

К а з а к о в А.Н. Новые данные по динамическому анализу микроструктурных ориентировок. — В кн.: Петрология и структурный анализ. Л.: Наука, 1970в, с. 204–215.

К а з а к о в А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 238 с.

К а з а к о в А.Н. Геометрический анализ складчатых структур с помощью стереограмм. — В кн.: Геологическая съемка сложноподислоцированных комплексов. Метод. пособие по геол. съемке м. 1:50000. Л.: Недра, 1980, вып. 6, с. 28–48.

К а н Р.У. Возврат и рекристаллизация. — В кн.: Физическое металловедение. М.: Мир, 1968, вып. 3, с. 371–442.

К л а с с е н-Н е к л ю д о в а М.В. Механическое двойникование кристаллов. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 261 с.

К о ж е в н и к о в В.Н. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1982. 183 с.

К о ж е в н и к о в В.Н., Л а з а р е в Ю.И. Микроструктурный анализ плагиоклазов. — В кн.: Тезисы докладов геологической межобластной конференции по проблеме „Геология и полезные ископаемые Карелии“. Петрозаводск, 1971, с. 90–92.

К о ж е в н и к о в В.Н., Л а з а р е в Ю.И. Предпочтительная ориентировка амфиболов. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1976, ч. 105, № 4, с. 408–417.

К о т р е л л А.Х. Дислокации и пластическое течение в кристаллах. М.: Металлургиздат, 1958. 267 с.

К у з ь м и н Природа несовершенства кристаллов. 1У. Пластические деформации. — Изв. Томск. политехн. ин-та, 1969а, т. 165, с. 112–124.

Кузьмин А.М. Природа волнистого погасания кварца. - В кн.: Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая. Новокузнецк, 1969, с. 192-195.

Кукуй А.Л. Динамический анализ микроструктурных ориентировок на кристаллах исландского шпата. Геология и геофизика, 1975, № 3, с. 129-132.

Лазарев Ю.И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Л.: Наука, 1971. 192 с.

Лазарев Ю.И., Белоусов Е.Ф. Ориентировка биотита в железистых кварцитах месторождения Костомукша (КАССР). - В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. Л.: Наука, 1967, с. 44-52.

Лазарев Ю.И., Кожевников В.Н. Структурно-петрологическое изучение гранитизации. - Тр. Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР, 1973, вып. 18. 126 с.

Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Механика сплошных сред. М.: Гостехиздат, 1953. 788 с.

Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теория упругости. Теор. физика. М.: Наука, 1965, т. VII. 203 с.

Лехницкий С.Г. Теория упругости анизотропного тела. М.: Наука, 1977. 415 с.

Лукин Л.И., Чернышев В.Ф., Кушнарев И.П. Микроструктурный анализ. М.: Наука, 1965. 124 с.

Маляков П. Микроструктурный анализ складок из горы Осогово (ЮЗ Болгария). - Спис. на Българ. геол. д-во, 1969, т. 30, № 12, с. 214-219.

Марфунин А.С. Полевые шпаты - фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. - Тр. ИГЕМ, 1962, вып. 78. 275 с.

Миркин Л.И. Физические основы прочности и пластичности. М.: Изд-во МГУ, 1968. 538 с.

Най Дж. Физические свойства кристаллов. М.: Мир, 1967. 385 с.

Наяр П.К.Р. Микроструктурная ориентировка роговой обманки в складке. - Вестн. ЛГУ. Геология, география, 1969а, вып. 2, № 12, с. 39-44.

Наяр П.К.Р. Деформации в беломорском метаморфическом комплексе г. Канда (Кандалакшский район). Автореф. канд. дис. Л., 1969б, 18 с.

Николаев П.Н. Новое в методике динамического микроструктурного анализа. - Вестн. МГУ. Геология, 1983, № 6, с. 17-26.

Николаев П.Н. Поля напряжений и механизмы формирования новейших тектонических структур. Автореф. докт. дис. М., 1984. 32 с.

Остапенко Г.Т. Термодинамика негидростатических систем и ее применение в теории метаморфизма. Киев, Наукова думка, 1977. 239 с.

О черетенко И.А., Трошенко В.В. Стереографические проекции в структурной геологии. М.: Недра, 1978. 136 с.

Парфенов В.Д. Значение микроструктурного анализа кальцитовых тектонитов для изучения разрывных смещений. - Геотектоника, 1972, № 3, с. 37-50.

Поваренных А.С., Продайвода Г.Т., Серга А.Ю. О значении усредненных упругих констант минералов. - Минерал. сб. Львов. ун-та, 1972, № 26, вып. 1, с. 46-63.

Прияткин А.А. Микроструктурный анализ вулканогенных пород. - В кн.: Геологическая съемка вулканогенных образований. Метод. указ. по геол. съемке м. 1:50000. Л.: Недра, 1971, вып. 2, с. 250-269.

Пронин А.В. Статистическая обработка в стереографической проекции ориентированных величин. - Сов. геология, 1949, № 37, с. 41-50.

Пэк А.В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 152 с.

Пэк А.В. О механизме возникновения сланцеватости. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, вып. 2, с. 98-177.

Пэк А.В. О современном состоянии методики микроструктурного анализа. - В кн.: Проблемы тектонофизики. Тр. 1-го Всесоюз. тектонофиз. совещ. (1957 г.). М., 1960, с. 248-257.

Пэк А.В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырныауз. - Тр. Ин-та геологии руд. местор., петр., минер., геол., 1962, вып. 56. 168 с.

Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (зеленосланцевые толщи). Томск. Изд-во Томск. гос. ун-та, 1979. 200 с.

Родыгин А.И. Структурные диаграммы. Томск, 1980. 76 с.

Родыгин А.И. Азимутальные проекции в структурной геологии. Томск, 1981. 136 с.

Родыгин А.И. Структурные особенности чартысской свиты района верхнего течения р. Нарын (нагорье Сангилен, Тувинская АССР). - В кн.: Вопросы геологии Сибири. Томск, 1982, с. 154-169.

Розанов Ю.А. Экспериментальные исследования деформации горных пород при высоких давлениях и температуре до 200°C. - Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 66. 84 с.

Рыжова Т.В. Упругие свойства плагиоклазов. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 7, с. 1049-1051.

Рыжова Т.В., Александров К.С., Беликов Б.П. Упругие свойства породообразующих минералов. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1969, ч. 98, вып. 1, с. 41-54.

Соболев В.С. Зависимость свойств силикатов от их структуры. - Геохимия, 1956, № 6, с. 49-60.

Соболев В.С. Об условиях минералообразования при ориентированном давлении. - Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, 1957, № 11, с. 45-51.

Соболев В.С., Хлестов В.В., Кепежинская К.Б. Об использовании ориентировки кварца для оценки температур минералообразования. — ДАН СССР, 1964, т. 154, № 6, с. 1355-1358.

Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. 543 с.

Стоянов С. Программа автоматизированного построения круговых структурных диаграмм. — Геотект., тектонофиз. и геодинам. (болг.), 1981, кн. 13, с. 60-70.

Тернер Ф., Григгс Д., Хэд Х. Эксперименты по деформации кристаллов кварца. — В кн.: Вопр. структ. геологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1958, с. 164-217.

Ферберн Х.В. Структурная петрология деформированных горных пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1949. 267 с.

Ферберн Х.В. Синтетический кварцит. — В кн.: Экспериментальные исследования в области петрогенезиса и рудообразования. М.: Изд-во иностр. лит., 1954, с. 254-266.

Фролов А.А. Ориентировка минералов в карбонатитах одного из районов Сибири. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1966а, № 7, с. 44-50.

Фролов А.А. Полосчатость в карбонатитах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966б, № 4, с. 3-14.

Фролов А.А., Волженкова А.Я., Нечаева Е.А. Малоэродированный массив ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов в Сибири. — Геология руд. местор., т. XI, № 1, с. 27-39.

Цинзерлинг Е.В. Искусственное двойникование кварца. М., Изд-во АН СССР, 1961. 160 с.

Цинзерлинг Е., Шубников А. О пластичности кварца. — Тр. Ломоносов. ин-та, 1933, вып. 3, с. 67-74.

Чаттарджи Н.В. Альпийский метаморфизм в районе Симплона, Швейцария, Италия. — В кн.: Новости зарубежной геологии. Л.: ВСЕГЕИ, 1966, вып. 36. 85 с.

Чесноков В.Б. К вопросу об отличии первичных и механических полисинтетических двойников. — В кн.: Онтогенические методы изучения минералов. М.: Наука, 1970, с. 177-183.

Шафрановский И.И. Группы симметрии в структурной петрологии. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1956, ч. 85, вып. 4, с. 491-497.

Шмид Е., Боас В. Пластичность кристаллов, в особенности металлических. ГОНТИ НКТП СССР, 1938. 316 с.

Шубников А.В., Флинт Е.Е., Бокий Г.Б. Основы кристаллографии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 487 с.

Шубников А., Цинзерлинг Е. О фигурах удара и давления и о механических двойниках кварца. — Тр. Ломоносов. ин-та, 1933, вып. 3, с. 5-24.

Юшкин Н.П. Механические свойства минералов. Л.: Наука, 1971. 383 с.

A m s t u t z G.C. Geologie und Petrographie der Ergussgesteine im Verrucano der Glarner Freiberges. - Publ. Stiftung Vulkaninstitut Imm. Friedländer, Zürich, 1954, Bd 5.

A m s t u t z G.C. Some petrologic observations in the "rock forest" of Central Peru. - Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1956, Bd 36, H. 1.

A u e r b a c h F. Elastizität der Krystalle. - In: Handbuch d. Physik u. techn. Mechanik, Leipzig, 1927, Bd III.

A v è L a l l e m a n t H.G. Experimental deformation of diopside and websferite. - Tectonophysics, 1978, vol. 48, N 1/2, p. 1-27.

A v è L a l l e m a n t H.G., C a r t e r N.L. Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, p. 2203-2220.

A v è L a l l e m a n t H.G., C a r t e r N.L. Pressure dependence of quartz deformation lamellae orientations. - Amer.J.Sci., 1971, vol. 270, N 3, p. 218-235.

B a i e r E. Lamellenbau und Entmischungsstruktur der Feldspate. - Ztschr. Krist., 1930, Bd 73.

B a i n G. The central vermont marble belt. London, 1938.

B a k e r D.W., C a r t e r N.L. Seismic velocity anisotropy calculated for ultramafic minerals and aggregates. - In: Flow and fracture of rock. Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., 1972, ser. 16, p. 157-166.

B a r b e r D.J., H e a r d H.C., W e n k H.R. Deformation of dolomite single crystals from 20-800°C. - In: The effect of deformation on rocks, 1980, p. 13-15.

B e h r H.J. Beiträge zur petrographischen und tektonischen Analyse des sachsichen Granulitgebirges. - Freiberg. Forschungsh., 1961, C. 119, S. 1-118.

B e h r m a n J.H. Microstructure and fabric transitions in calcite tectonites from the Sierra Alhemilla (Spain). - Geol. Rundschau, 1983, Bd 72, H. 2, S. 605-618.

B e l l T.H. The deformation and recrystallization of biotite in the Woodroffe thrust mylonite zone. - Tectonophysics, 1979, vol. 58, N 1/2, p. 139-158.

B l a c i c J.D., G r i g g s D.T. New phenomena in experimental deformation of quartz at low strain rate. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1965, vol. 46, N 3, p. 541.

B o r g I., H a n d i n J. Experimental deformation of cristalline rocks. - Tectonophysics, 1966a, vol. 3, N 4, p. 249-348.

B o r g I., H a n d i n J.W. Experimental deformations of micas. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1966b, vol. 47, N 1, p. 188.

B o r g I., H a n d i n J., H i g g s D.V. Experimental deformation of plagioclase single crystals. - J. Geophys. Res., 1959, vol. 64, N 8, P. 1094-1095.

B o r g I.V., H e a r d H.C. Mechanical twinning and slip in experimentally deformation of plagioclases. - In: Exp. and Natur. rock deformat. Proc. Int. Symp., Darmstadt, 1969, 1970, p. 375-403.

B o u c h e z J.L. Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient. - Tectonophysics, 1977, vol. 39, N 1-3, p. 25-50.

B o u l l i e r A.M., B o u c h e z J.L. Le quartz en rubans dans les mylonites. - Bull. Soc. Geol. France, 1978, t. 20, N 3, p. 253-262.

B o u l l i e r A.M., G u e g u e n J. SP-mylonites: origin of some mylonites by superplastic flow. - Contr. Miner. Petrol., 1975, vol. 50, N 2, p. 93-102.

B r a c e W.F. Orientation of anisotropic minerals in a stress: discussion. - Mem. Geol. Soc. Amer., 1960, N 79, p. 9-20.

B r a u n G. Computer calculated counting nets for petrofabric and structural analysis. - Neues Jb. Miner. Monatsh., 1969, h. 10, S. 469-476.

B r a u n G., R a i t h M. Analyse von Quarz-Korngefügen mit neuen Rechenverfahren in einem Profil durch den Granulit-Komplex N-Finlands. - Fortschr. Miner., 1979, Bd 57, Bh. 1, S. 20-21.

B u c k P. Verformung von Hornblende-Einkristallen bei Drucken bis 21 kb. - Contr. Miner. Petrol., 1970, vol. 28, N 1, p. 62-71.

B u e r g e r M.J. The role of temperature in mineralogie. - Amer. Min., 1948, vol. 33, p. 101-121.

C a p e d r i S. New evidence on secondary twinning in albite plagioclases. - Contr. Miner. Petrol., 1970, vol. 25, N 4, p. 289-296.

C a r r e r a s J., E s t r a d a A., W h i t e S. The effects of folding on the c-axis fabrics of a quartz mylonite. - Tectonophysics, 1977, vol. 39, N 1-3, p. 3-24.

C a r t e r N.L. Static deformation of silica and silicates. - J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 23, p. 5514-5540.

C a r t e r N.L. Steady state flow of rocks. - Rev. Geophys. Space Physics, 1976, vol. 14, N 3, p. 301-360.

C a r t e r N.L., C h r i s t i e J.M., G r i g g s D.T. Experimental deformation and recryst-

stallization of quartz. - J. Geol., 1964, vol. 72, N 6, p. 687-733.

C a r t e r N.L., R a l e i g h C.B. Principal stress directions from plastic flow in crystals. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, N 7, p. 1231-1264.

C h r i s t i e J.M. Dynamic interpretation of the fabric of a dolomite from the Moine thrust zone in north-west Scotland. - Amer. J. Sci., 1958, vol. 256, p. 159-170.

C h r i s t i e J.M., G r e e n H.W. Several new slip mechanism in quartz. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1964, vol. 45, p. 103.

C h r i s t i e J.M., H e a r d H.C., L a M o r i P.N. Experimental deformation of quartz single crystals at 27 to 30 kilobars confining pressure and 24°C. - Amer. J. Sci., 1964, vol. 262, N 1, p. 26-55.

C h r i s t i e J.M., R a l e i g h C.B. The origin of deformation lamellae in quartz. - Amer. J. Sci., 1959, vol. 257, p. 385-407.

C l a r k R.H. A study of calcite twinning in the Strathavon marble, Banffshire. - Geol. Mag., 1954, vol. 91, N 2, p. 121-128.

C o b l e R.L. A model for boundary diffusion controlled creep in polycrystalline materials. - J. Appl. Physics, 1963, vol. 34, N 6, p. 1679-1682.

C o n r a d H. The role of grain boundaries in creep and stress rupture. - In: Mechanical behavior of materials at elevated temperatures. N.Y., 1961.

D e r l i c h S. Métamorphisme de choc dans les cristaux de quartz d'un granite soumis à une explosion nucléaire souterrain. - Comp. Rend., ser.D, 1968, t.267, N 7, p. 681-683.

D e v o r e G.W. Elastic strain energy and mineral recrystallization: a commentary on rock deformation. - Contr. Geology, 1966, vol. 5, N 2, p. 19-43.

D o l l i n g e r G., B l a c i c J.D. Deformation mechanisms in experimentally and naturally deformed amphiboles. - Earth a. Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 26, N 3, p. 409-416.

E i s b a c h e r G.H. Deformation mechanics of mylonitic rocks and fractured granites in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada. - Bull. Geol. Amer., 1970, vol. 31, N 7, p. 2009-2020.

E l l i o t D. Diffusion flow laws in metamorphic rocks. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, vol. 84, N 8, p. 2645-2664.

E n g e l s J.P. The catasomal polymetamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain), a structural and petrofabric study. - Leidse Geol. meded, 1972, Diel, 48, Af. 1, p. 83-133.

E s k o l a P. (Barth T.F.W., Correns C.W., Eskola P.). Entstehung der Gesteine. Berlin, 1939. 422S.

E t h e r i d g e M.A., H o b b s B.E., P a t e r s o n M.S. Experimental deformation of single crystals of biotite. - Contr. Mineral. Petrol., 1973, vol. 38, N 1, p. 21-36.

E t h e r i d g e M.A., P a t e r s o n M.S., H o b b s B.E. Experimentally produced preferred orientation in synthetic mica aggregates. - Contr. Min. Petrol., 1974, vol. 44, N 4, p. 275-294.

F a i r b a i r n H.W., H a w k e s H.E. Dolomite orientation in deformed rocks. - Amer. J. Sci., 1941, vol. 239, N 9, p. 617-632.

F e r r e i r a M.P., T u r n e r F.J. Macroscopic structure and fabric of Yule marble experimentally deformed at different strain rates. - J. Geol., 1964, vol. 72, N 6, p. 861-875.

F r i e d m a n M. Petrofabric analysis of experimentally deformed calcite-cemented sandstones. - J. Geol., 1963, vol. 71, N 1, p. 12-43.

F r i e d m a n M. Petrofabric techniques for the determination of principal stress directions in rocks. - In: State of stress in the earth's crust. Proc. Intern. Conf., Santa Monica, California, 1964, p. 451-552.

G a n g o p a d h y a y P.K., J o h n s o n M.R.W. A study of quartz orientation and its relation to movement in shear folds. - Geol. Mag., 1962, vol. 99, N 1, p. 69-84.

G o g u e l J. La cause de l'orientation des minéraux dans les roches métamorphiques. - Bull. Soc. Geol. France, 1965a, ser. 7, t. VII, p. 747-752.

G o g u e l J. Le mécanisme de l'orientation des minéraux dans les roches métamorphiques. - Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, 1965b, t. 260, N 23, p. 6145-6147.

G o g u e l J. L'orientation des minéraux des roches sous l'influence de la contrainte. 11: Minéraux monocliniques et micas. - Bull. Soc. Geol. France, 1967, ser. 7, t. IX, N 3, p. 481-489.

G o g u e l J., H u c k e r M. A propos du calcul de l'orientation de la calcite et du quartz dans un champ de contraintes. - Bull. Soc. Geol. France, 1975, t. XVII, N 1, Suppl. fasc. 1, p. 25-26.

G o r a i M. Proposal of twin method for the "granite problem". - J. Geol. Soc. Japan, 1950, vol. 56, p. 149-156.

G o r a i M. Petrological studies of plagioclase twins. - Amer. Miner., 1951, N 11-12, vol. 36, p. 884-901.

Green H.W. Preferred orientation of quartz due to recrystallization during deformation. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1966, vol. 47, N 3, p. 491.

Green H.W. Quartz: extreme preferred orientation produced by annealing. - Science, 1967, vol. 157, B 3795, p. 1444-1447.

Green H.W., Griggs D.T., Christie J.M. Syntectonic and annealing recrystallization of fine-grained quartz aggregates. - In: Experimental and natural rock deformation. 1970, p. 272-335.

Griggs D. Deformation of single calcite crystals under high confining pressures. - Amer. Miner., 1938, vol. 23, N 1, p. 28-33.

Griggs D.T. Experimental flow of rocks under conditions favoring recrystallization. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1940, vol. 51, N 7, p. 1001-1022.

Griggs D.T. Hydrolitic weakening of quartz and other silicates. - Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1967, vol. 14, N 1-4, p. 19-31.

Griggs D.T., Blacic J.D. The strength of quartz in the ductile regime. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1964, vol. 45, N 1, p. 102-103.

Griggs D.T., Paterson M.S., Heard H.C., Turner H.J. Annealing recrystallization in calcite crystals and aggregates. - Mem. Geol. Soc. Amer., 1960, N 79, p. 21-38.

Griggs D.T., Starkey J.S., Green H.W., Blacic J.D., Baker D.W., Carter N.L., Christie J.M. Recrystallization of flint - a puzzle. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1965, vol. 46, N 3, p. 541-542.

Griggs D.T., Turner F.J., Borg J. Deformation of Yule marble: IV. Effects at 150°C. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1951, vol. 62, N 12, pt 1, p. 1385-1406.

Griggs D.T., Turner F.J., Borg J., Sosoka J. Deformation of Yule marble: V. Effects at 300°C. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, vol. 64, N 12, pt 1, p. 1327-1342.

Griggs D.T., Turner F.J., Heard H.C. Deformation of rocks at 500°C to 800 °C. - Mem. Geol. Soc. Amer., 1960, N 79, p. 39-104.

Haidoutov J. Analysis of the deformations of Kotevovtzi marbles of the West Balkan, Bulgaria. - Изв. Геол. ин-та. Сер. геотект., стратиграфия и литология, 1968, т. XVII, с. 79-94.

Handin J., Fairbairn H.W. Experimental deformation of Hasmark dolomite. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, vol. 66, N 10, p. 1257-1274.

H a n d i n J., G r i g g s D.T. Deformation of Yule marble: II. Predicted fabric changes. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1951, vol. 62, N 8, p. 863-886.

H a n d i n J., H a g e r R.V. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: test at room temperature on dry samples. - Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1957, vol. 41, N 1, p. 1-50.

H a r a I. Dynamic interpretation of the simple type of calcite and quartz fabrics in the naturally deformed calcite-quartz vein. - J. Sci. Hiroshima Univ., 1961, ser. C, vol. 4, N 1, p. 35-53.

H a r a I. Studies on the structure of the Ryoke metamorphic rocks of the Kasagi District, southwest Japan. - J. Sci. Hiroshima Univ., 1962, ser. C, vol. 4, N 2.

H a r a I., N i s h i m u r a Y. Deformation bands in calcite and quartz crystals. - Geol. Rep. Hiroshima Univ., 1965, N 14, p. 89-104.

H a r t m a n P., d e n T e x E. Piezocrystalline fabrics of olivine in theory and nature. - In: Report of 22 Int. Geol. Congress, Section on rock deformation. New Delhi, 1964, p. 84-114.

H e a r d H.C. Effect of large changes in strain rate in the experimental deformation of Yule Marble. - J. Geol., 1963, vol. 71, p. 128-162.

H e i n i s c h H.L., S i n e s G., G o o d m a n J.W., K i r b y S.H. Elastic stresses and self-energies of dislocations of arbitrary orientation in anisotropic media: olivine, orthopyroxene, calcite and quartz. - J. Geophys. Res. 1975, vol. 80, N 14, p. 1885-1896.

H i g g s D.V., H a n d i n J. Experimental deformation of dolomite single crystals. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, vol. 70, N 3, p. 245-278.

H i l l s E.Sh. Elements of structural geology. New York, 1963. 483 p.

H o b b s B.E. Recrystallization of single crystals of quartz. - Tectonophysics, 1968, vol. 6, N 5, p. 353-401.

H o f f e r A. Discussion of paper by W.B. Kamb "The thermodynamic theory of nonhydrostatically stressed solids". - J. Geophys. Res., 1961, vol. 66, N 8, p. 2600.

H o f m a n n J. Zur Petrotektonik des Graugneiskomplexes von Freiberg. - Freiberg. Forschungsh., 1965, C. 191. 152 S.

H o f m a n n J. Das Quarzteilgefüge von Metamorphen und Anatexiten, dargestellt am Beispiel des Osterzgebirges (DDR). - Freiberg. Forschungsh., 1974, C. 297. 108 S.

H o r n e m a n n U., M u l l e r W.F. Shock-induced deformation twins in clinopyroxene. - Neues Jb. Mineral. Monatsh., 1971, H. 6, p. 247-256.

J o h n s e n A. Biegungen und Translationen. - Neues Jb. Min., Geol., Paleont., 1902, Bd 2, H. 3, S. 133-153.

K a m b W.B. Theory of preferred crystal orientation development by crystallization under stress. - J. Geol., 1959, vol. 67, N 2, p. 153-170.

K a m b W.B. The thermodynamic theory of non-hydrostatically stressed solids. - J. Geophys. Res., 1961, vol. 66, N 1, p. 259-271.

K e r n H. Dreiaxiale Verformungen an Solenho-fener Kalkstein im Temperaturbereich von 20-650°C. Röntgenographische Gefügeuntersuchungen mit dem Texturgoniometer. - Contr. Miner. Petr., 1971, vol. 31, N 1, p. 39-66.

K e r n H. Gefügeregelung und elastische Anisotropie eines Marmors. - Contr. Miner. Petrol., 1974, vol. 43, N 1, p. 47-54.

K e r n H. Preferred orientation of experimentally deformed limestone, marble, quartzite and rock salt at different temperatures and states of stress. - Tectonophysics, 1977, vol. 39, N 1-3, p. 103-120.

K e r n H. Texture development in calcite and quartz rocks deformed at uniaxial and real triaxial states of strain. - Bull. Miner., 1979, vol. 102, N 2-3, p. 290-300.

K e r n H., K a r l F. Über Beanspruchung und Verformung von Gesteinen. III. Synkristalline Verformungen an Auerbach-Marmoren bei axial-symmetrischer und echt dreiaxig wirkender Beanspruchung. - Contr. Min. Petr., 1968, vol. 18, N 3, p. 225-240.

K i r b i S.H., M c C o r m i c k J.W. Creep of hydrolytically weakened syntetic quartz crystals oriented to promote: $\{2110\} \langle 0001 \rangle$ slip: a brief summary of work to date. - Bull. Miner., 1979, vol. 102, N 2-3, p. 124-137.

K ö h l e r A., R a a z F. Gedanken über die Bildung von Feldspatzwillingen in Gesteinen. - Geol. Bundesanstalt Verh., 1947, S. 163-171.

K r o n e r b e r g A.K., T u l l i s J. Flow strengths of quartz aggregates: grain size and pressure effect due to hydrolytic weakening. - J. Geophys. Res., 1984, Bd 89, N 6, p. 4281-4297.

K u m a z a w a M. A fundamental thermodynamic theory on nonhydrostatic field and on the stability of mineral orientation and phase equilibrium. - J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1963, vol. 11, N 2, p. 145-217.

K u m a z a w a M. The elastic constants of single-crystal orthopyroxene. - J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, N 25, p. 5973-5980.

L a d u r n e r J. Allgemeine Kennzeichnung und regionale Stellung alpiner Dolomittekonite. - Jb. Geol. Bundes, Vienna, 1953, Bd 96.

L a r s e n E., B r i d g m a n P. Shearing experiments on some selected minerals and mineral combinations. - Amer. J. Sci., 1938, vol. 36, N 212, p. 81-94.

L a v e s F. Mechanische Zwillingsbildung in Feldspaten in Abhängigkeit von Ordnung-Unordnung der Si/Al Verteilung innerhalb des $(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_8$ -Gerüsts. - Naturwissenschaften, 1952, Jg. 39, H. 23, S. 546-547.

L a v e s F. Mechanical twinning in acid plagioclases. - Amer. Miner., 1965, vol. 50, N 3-4, p. 511-514.

L a v e s F. Gedanken zum stabilen Phasendiagramm der Plagioclase. - Schweiz. miner. petrogr. Mitt., 1979, Bd 59, H. 1/2, S. 19-23.

L a w r e n c e R.D. Stress analysis based on albite twinning of plagioclase feldspars. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, N 8, p. 2507-2512.

L e v i e n L., W e i d n e r D.Y., P r e m i t t C.T. Elasticity of diopside. - Phys. a. Chem. Minerals, 1979, vol. 4, N 2, p. 105-114.

M a c C l a y K.R. Pressure solution and Coble creep in rocks and minerals. - J. Geol. Soc., 1977a, vol. 134, pt 1, p. 57-70.

M a c C l a y K.R. Pressure solution and Coble creep in rocks. - J. Geol. Soc., 1977b, vol. 134, pt 1, p. 71-75.

M a c D o n a l d G.J. Orientation of anisotropic minerals in a stress field. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1957a, vol. 68, p. 1762.

M a c D o n a l d G.J.F. Thermodynamics of solids under nonhydrostatic stress with geologic applications. - Amer. J. Sci., 1957b, vol. 255, p. 266-281.

M a c D o n a l d G.J.F. Orientation of anisotropic minerals in a stress field. - Mem. Geol. Soc. Amer., 1960, N 79, p. 1-8.

M a c D o n a l d G.J.F. Discussion of paper by W. Barclay Kamb "The thermodynamic theory of non-hydrostatically stressed solids". - J. Res., 1961, vol. 66, N 8, p. 2599.

M e a n s W.D., P a t e r s o n M.S. Experiments on preferred orientation of platy minerals. - Contr. Min. Petrol., 1966, vol. 13, N 2, p. 108-133.

Mossman D.J. Transitional-primitive boundary in calcic plagioclase. - Amer. Miner., 1970, vol. 55, N 7-8, p. 1273-1277.

Mügge O. Ueber Translationen und verwandte Erscheinungen in Krystallen. - Neues Jb. Min. Geol. Paleont., 1898, Bd 1, Abh. 1, S. 71-159.

Mügge O., Heide E. Einfache Schiebungen am Anorthit. - Neues Jb. Miner. Geol. Paleont., 1931, Bd 1, N 64, S. 163-170.

Müller W.F., Defournaux M. Deformationsstrukturen in Quarz als Indikator für Stoßwellen: Eine experimentelle Untersuchung an Quarz-Einkristallen. - Ztschr. Geophys., 1968, Bd 34, H. 5, S. 483-504.

Müller W.F., Hornemann U. Deformation microstructures in shock-loaded olivine. - Nature, 1968, vol. 220, N 5173, p. 1227-1228.

Müller W.F., Hornemann U. Shock-induced planar deformation structures in experimentally shock-loaded olivines and in olivines from chondritic meteorites. - Earth a. Planet. Sci. Lett. 1969, vol. 7, p. 251-264.

Němec D. Quartzgefügeuntersuchungen an Stengelgneisen von Doubravčany (Zentralbohemien). - Geologie, 1965, Jg. 14, H. 7, S. 814-828.

Neumann E.R. Experimental recrystallization of dolomite and comparison of preferred orientation of calcite and dolomite in deformed rocks. - J. Geol., 1969, vol. 77, N 4, p. 426-438.

Nicolas A., Poirer J.P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. 1976. 444 p.

Okamura Y. Structural and petrological studies on the Ryoke gneiss and granodiorite complex of the Yanai District, South-west Japan. - J. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C, 1960, vol. 3, N 2, p. 143-213.

Orville Ph. The "peristerite gap" as an equilibrium between ordered albite and disordered plagioclase solid solution. - Bull. Soc. Franc. miner. et cristallogr., 1974, (1975), vol. 97, N 265, p. 386-391.

Paulitsch P. Preferred orientation of rock-forming crystals experimentally produced. - В кн: Неоднородность минералов и рост кристаллов. Матер. IX съезда ММА. Новосибирск, 1978; 1980, с. 198-203.

Price G.P. Application of the photometric method to fabric mapping around folds. - Tectonophysics, 1981, vol. 78, N 1-4, p. 85-100.

Rachinger W.A. Relative grain translations in the plastic flow of aluminium. - J. Inst. Metals., 1952, pt 1, N 1412.

R a l e i g h C.B. Crystallization and recrystallization of quartz in a simple piston-cylinder device. - Geol., 1965a, vol. 73, N 2, p. 369-377.

R a l e i g h C.B. Glide mechanisms in experimentally deformed minerals. - Science, 1965b, vol. 150, N 3697, p. 739-741.

R a l e i g h C.B., T a l b o t J.L. Mechanical twinning in naturally and experimentally deformed diopside. - Amer. J. Sci., 1967, vol. 265, N 2, p. 151-165.

R a m b e r g H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago, 1952.

R a m b e r g H. Strain distribution and geometry of folds. - Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1963, vol. 42.

R a n s o m D.M. Host control of recrystallized quartz grains. - Miner. Mag., 1971, vol. 38, N 203, p. 83-88.

R e d d y P.J., S u b r a h m a n y a m S.V. Thermo-elastic behaviour of calcite. - Acta Kryst., 1960, vol. 13, pt 6, p. 493-494.

R e e s o r J.E. Structural evolution and plutonism in Valhalla gneiss complex, British Columbia. - Bull. Geol. Surv. Canada, 1965, N 129. 128 p.

R i e c k e E. Ueber das Gleichgewicht zwischen einem festen homogen deformierten Koerper und einer flussigen Phase insbesondere ueber die Depression des Schmelzpunktes durch einseitige Spannung. - Ann. Phys. u. Chem., 1895, Bd 54, S. 731-738.

R i e c k e r R.E., R o o n e y T.P. Deformation and polymorphism of enstatite under shear stress. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1967, vol. 78, N 8, p. 1045-1054.

R o b e r t s o n E.C. New mechanical twinning in calcite. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1951, vol. 62, N 12, pt II, p. 1472.

R o o n e y Th.P., R i e c k e r R.E., G a v a s c i A.T. Hornblende deformation features. - Geologie, 1975, vol. 3, N 7, p. 364-366.

R o o n e y Th.P., R i e c k e r R.E., R o s s M. Deformationtwins in hornblende. - Science, 1970, vol. 169, N 3941, p. 173-175.

R u s s e l G.A. Crystal growth and solution under local stress. - Amer. Miner., 1935, vol. 20, N 10, p. 733-737.

S a h a m a Th.C. Die Regelung von Quartz und Glimmer in dem Gesteinen der finnisch-laplandischen Granulitformation. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1936, N 113.

- S a n d e r B. Gefügekunde der Gesteine. Wien, 1930, 352 S.
- S a n d e r B. Fortschritte der Gefügekunde... - Fort. Miner. Krist. Petr., 1934, Bd 18.
- S a n d e r B. Gefügekunde der Gesteine. T. 1. Wien, 1948.
- S a n d e r B. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. T. 2. Wien, 1950.
- S c h w e r d t n e r W.M. Preferred orientation of hornblende in a banded hornblende gneiss. - Amer. J. Sci., 1964, vol. 262, N 10, p. 1212-1229.
- S e i d l E. Bruch und Fließformen in der technischen Mechanik und ihre Anwendung auf Geologie. - Krümmungsformen, Berlin, 1934, Bd 5.
- S e i f e r t K.E. The genesis of plagioclase twinning in the Nonewaug granite. - Amer. Miner., 1964, vol. 49, N 3-4, p. 297-320.
- S e i f e r t K.E. Deformation bands in albite. - Amer. Miner., 1965, vol. 50, N 9, p. 1469-1472.
- S e i f e r t K.E., V e r P l o e g A.Y. Deformational characteristics of experimentally deformed Adirondack anorthosite. - Can. J. Earth Sci., 1977, vol. 14, N 12, p. 2706-2717.
- S m i t h J.V. Feldspar minerals. Vol. 2. Chemical and textural properties, 1974. 690 p.
- S o b o l t R.J.G. Hornblende twinning on (101) in a amphibolite from Barra, Outer Hebrides Scotland. - Miner. Mag., 1979, vol. 43, N 325, p. 177-178.
- S o k o l n i k o f f I.S. Mathematical theory of elasticity. London-New York, 1946. 373 p.
- S o n d e r R.A. Über die Spannungsverteilung in beanspruchten Kristallverbänden und deren Bedeutung für Gefügeregelung und Gesteinsmetamorphose. - Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 1933a, Bd 13, S. 471.
- S o n d e r R.A. Gefügeregelung und Gesteinsmetamorphose. - Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 1933b, Bd 13, S. 471.
- S o n d e r R.A. Gefügeregelung, Druckschieferung und Druckverformung von Gesteinen. - Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1948, Bd 28, H. 1, S. 362-379.
- S p a n g J.H., V a n d e r L e e J. Numerical dynamic analysis of quartz deformation lamellae and calcite and dolomite twin lamellae. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, N 9, p. 1266-1272.
- S p i e r s C.J. Evidence for slip on r and f in the positive sense in deformed calcite single crystals. - J. Struct. Geol., 1981, vol. 3, p. 185-195.
- S t a r k e y J. On the relationship of pericline and albite twinning to the composition and structural

state of plagioclase feldspars. - Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1967, Bd 47, H. 1, S. 257-268.

Starkey J., Brown W.L. Künstlicher Erzeugung mechanischer Zwillinge in Anorthit. - Ztschr. Cryst., 1964, Bd 120, H. 4-5, S. 388-392.

Stauffer M.R. An empirical-statistical study of threedimensional fabric diagrams as used in structural analysis. - Canad. J. Earth Sci., 1966, vol. 3, N 4, p. 473-498.

Tsukahara H., Yamazaki T., Ohno I. Preferred lattice orientation produced by deformation in natural olivine aggregate and synthetic fayalite under stress. - J. Geol. Soc. Jap., 1976, vol. 82, N 11, p. 713-727.

Tullis J.A. Quartz: preferred orientations in rocks produced by Dauphine twinning. - Science, 1970, vol. 168, p. 1342-1344.

Tullis J.A., Christie J.M., Griggs D.T. Microstructures and preferred orientation of experimentally deformed quartzites. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, vol. 84, p. 297-314.

Tullis J., Tullis T. Preferred orientation of quartz produced by mechanical Dauphine twinning: thermodynamics and axial experiments. - In: Flow and fracture of rocks. Amer. Geophys. Union, 1972, Geophys. Monogr. 16, p. 67-82.

Turner F.J. Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. Amer. J. Sci., 1953, vol. 251, p. 276-298.

Turner F.J. "Compression" and "tension" axes deduced from {0112} twinning in calcite. - J. Geophys. Res., 1962, vol. 67, p. 1660.

Turner F.L., Ch'ien C.S. Deformation of Yule marble: III. Observed fabric changes due to deformation at 10000 atmospheres confining pressure, room temperature, dry. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1951, vol. 62, N 8, p. 887-906.

Turner F.J., Griggs D.T., Clark R.H., Dixon R.H. Deformation of Yule marble. VII. Development of oriented fabrics at 300°C-500°C. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, vol. 67, N 9, p. 1259-1294.

Turner F.J., Griggs D.T., Heard H., Weiss L.E. Plastic deformation of dolomite rocks at 380°C. - Amer. J. Sci., 1954, vol. 252, N 8, p. 477-488.

Turner F.J., Heard H., Griggs D.T. Experimental deformation of enstatite and accompanying inversion to clinoenstatite. Rep. 21 sess. Intern. Geol. Congr., 1960, pt 18, p. 399-408.

Turner F.J., Orozco M. Crystal bending in metamorphic calcite, and its relations to associated twinning. - Contr. Mineral. Petrol., 1976, vol. 57, N 1, p. 83-97.

Turner F.J., Weiss L.E. Structural analysis of metamorphic tectonites. New York, 1963. 545 p.

Vance J.A. Polysynthetic twinning in plagioclase. - Amer. Miner., 1961, vol. 46, N 9-10, p. 1097-1119.

Vernon R.H. Microstructures of highgrade metamorphic rocks at Broken Hill, Australia. - J. Petrol., 1968, vol. 9, N 1, p. 1-22.

Vogel Th.A. Optical-crystallographic scatter in plagioclase. - Amer. Miner., 1964, vol. 49, N 5-6, p. 614-633.

Vogel Th.A., Seifert K.E. Deformation twinning in ordered plagioclase. - Amer. Miner., 1965, vol. 50, N 3-4, p. 514-518.

Voigt W. Lehrbuch der Kristallphysik. Leipzig, Berlin, 1910. 964 S.

Weiss L.E., Turner F.J. Some observations on translation gliding and kinking in experimentally deformed calcite and dolomite. - In: Flow and fracture of rocks. Amer. Geophys. Union, 1972, Geophys. Monogr. 16, p. 95-107.

Wenk H.R., Shore J. Preferred orientation in experimentally deformed dolomite. - Contr. Mineral. Petrol., 1975, vol. 50, N 2, p. 115-126.

Wenk H.R., Trommsdorff V., Baker D.W. Inverse pole figures of two Carbonate fabrics. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 1968, Bd 48, H. 2, S. 467-470.

Wilson C.J.L. Preferred orientation in quartz ribbon mylonites. - Bull. Soc. Geol. Amer., 1975, vol. 86, N 7, p. 968-974.

Zuuren, van A. Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain). - Leidse Geol. Meded., 1970, Deel. 45, p. 1-72.

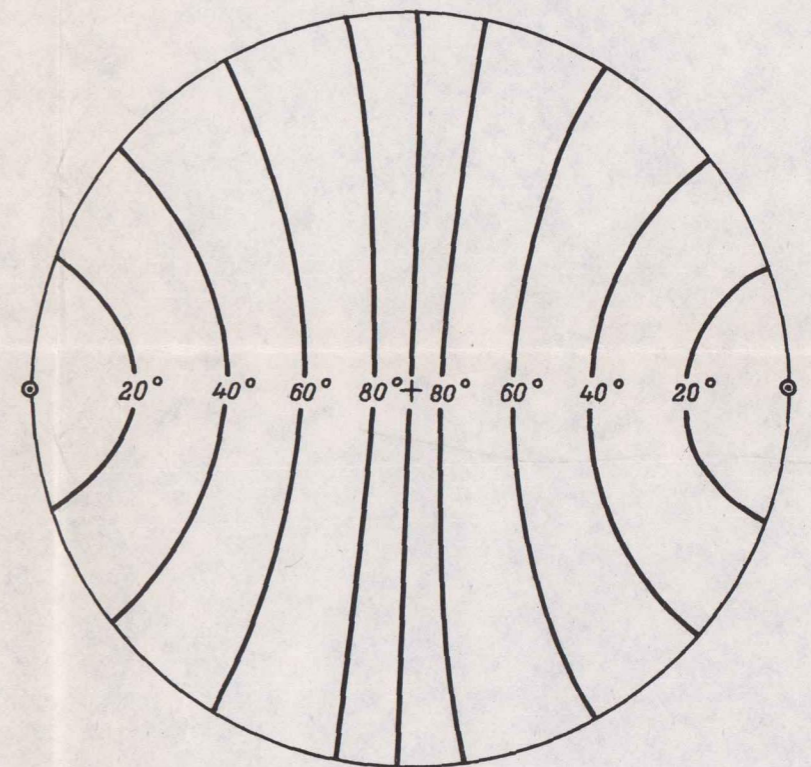
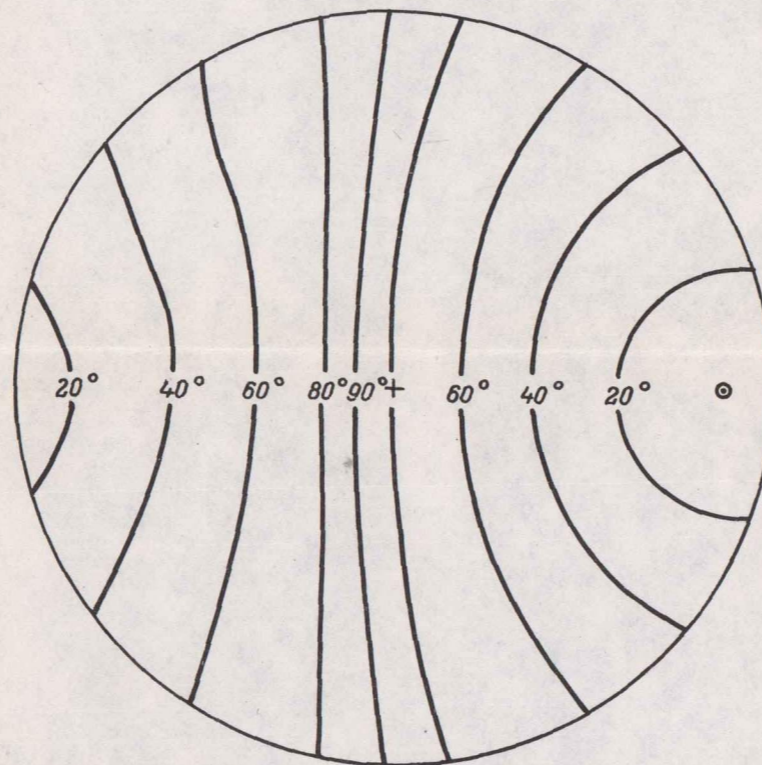
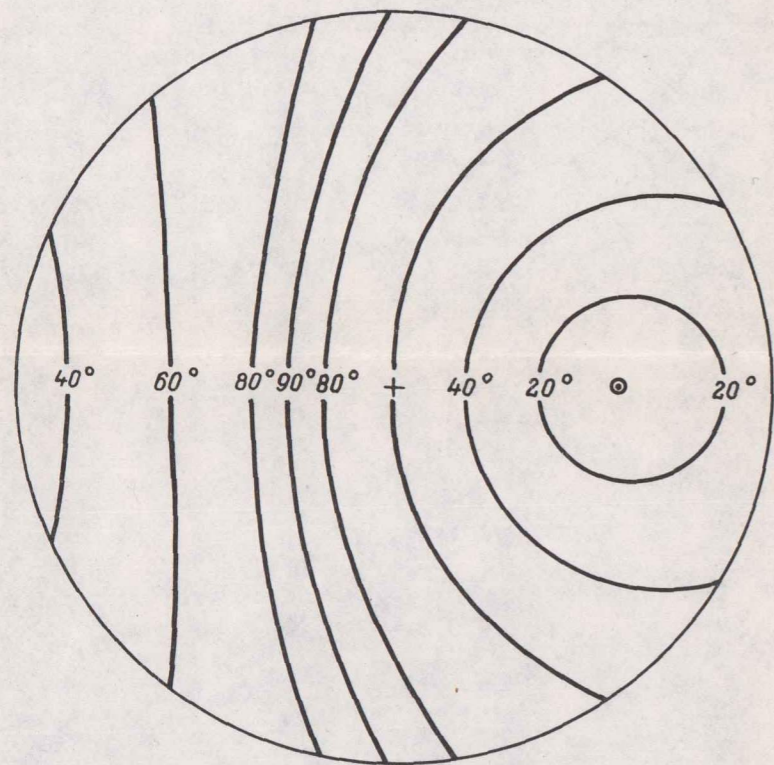
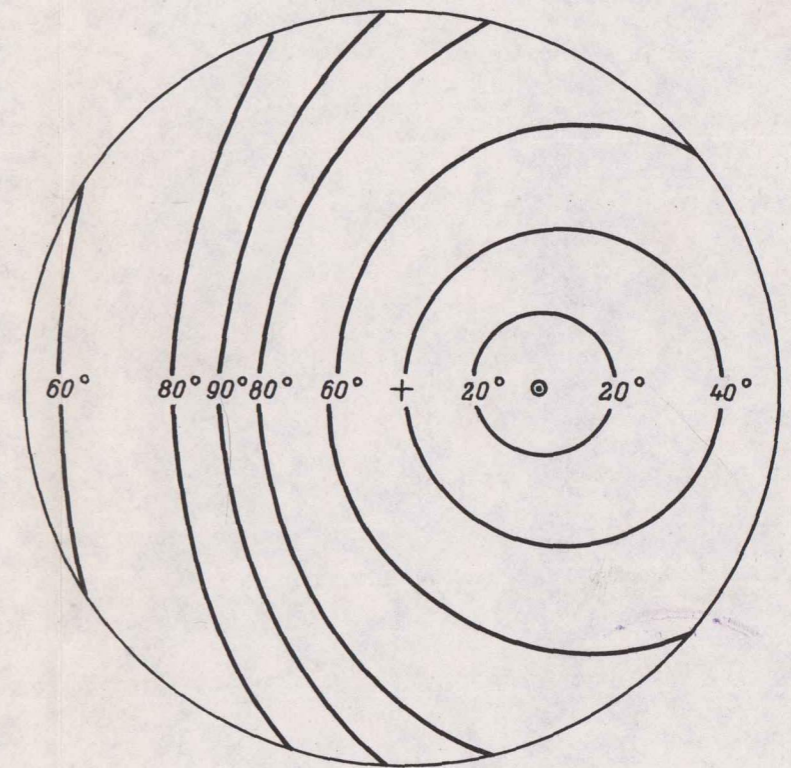
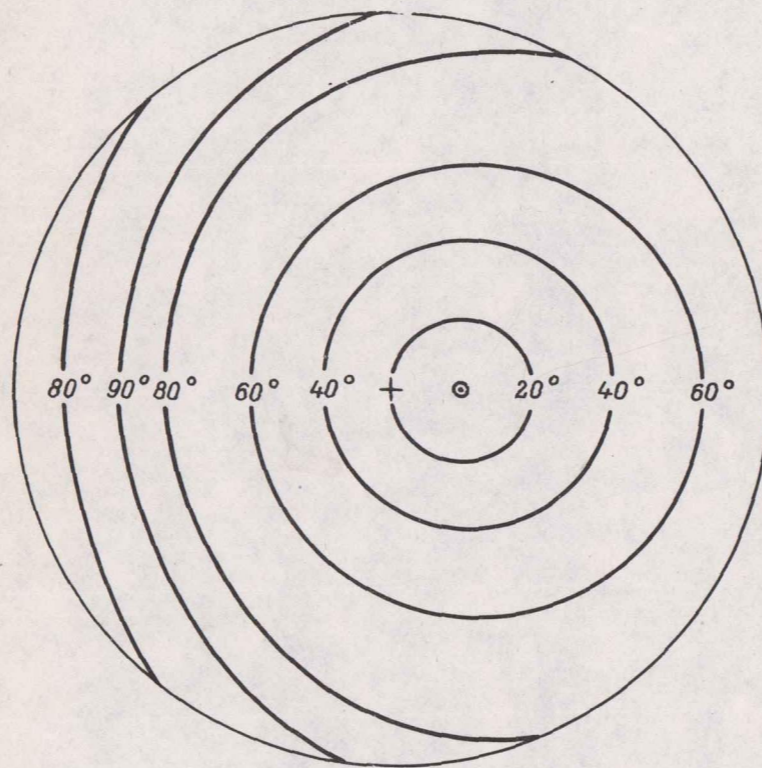
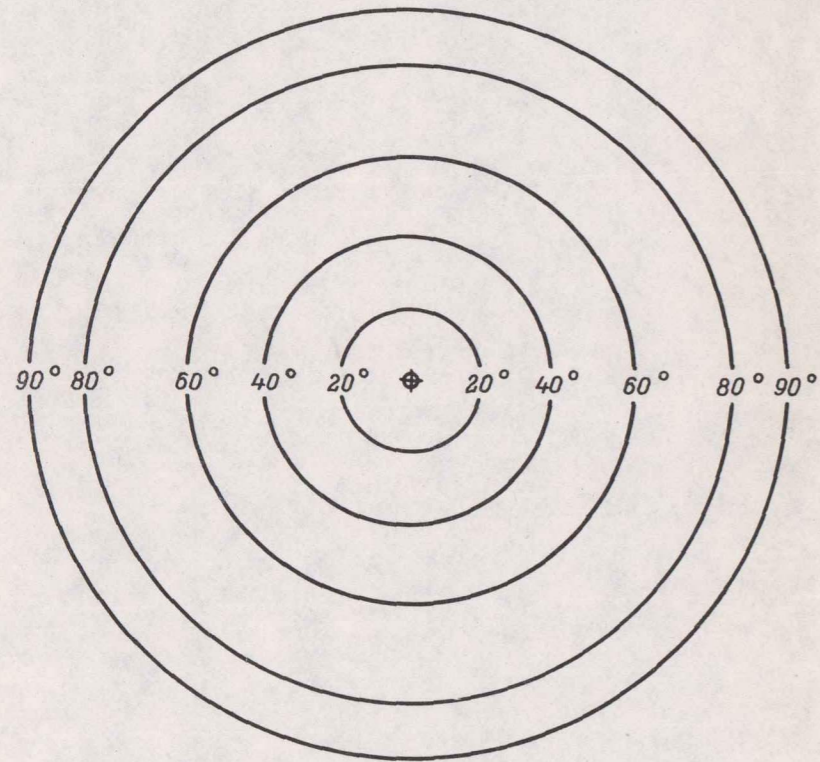
О г л а в л е н и е

Введение	3
Часть I. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА	6
Причины образования ориентировок минералов	6
Сфера применения динамического анализа	7
Внешнее воздействие и деформация	8
Деформация кристалла	14
Деформация и перекристаллизация	16
Основные сведения для динамического анализа ориентировок упругой стадии деформации	18
Упругость кристаллов	18
Упругая реакция кристалла при стрессе	23
Ориентировка кристалла при стрессе	26
Ориентировка минералов кристаллического агрегата при стрессе	31
Упругие свойства минералов и растворимость	39
Динамический анализ ориентировок пластической стадии деформации	47
Пластические деформации	47
Соотношения действующей силы с плоскостью скольжения	56
Динамические направления в кристалле при пластической деформации	62
Ориентировка динамических направлений индивидуальных зерен в кристаллическом агрегате	65
Особенности стадии текучести и динамический анализ ориентировки регенерированных и перекристаллизованных минералов	75
Структурные особенности тектонитов разных стадий деформации ..	81
Часть II. МЕТОДИКА ДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ОРИЕНТИРОВОК МИНЕРАЛОВ	87
Рекомендации по технике микроструктурных исследований	87
Отбор образцов в поле и приготовление шлифов	87
Статистическая обработка замеров и составление диаграмм ориентировки	89
Карбонаты	97
Кальцит	97

Ориентировка кальцита в упругом поле	107
Динамический анализ ориентировок стадии пластической деформации	112
Динамический анализ ориентировки сдвойникового кальцита	112
Некоторые результаты исследований в области динамического анализа сдвойникового кальцита	121
Динамический анализ ориентировки несдвойникового кальцита	123
Динамический анализ и микроструктурная ориентировка кальцита в условиях суперпластического течения	136
Доломит	141
Ориентировка доломита в упругом поле	141
Динамический анализ ориентировки доломита стадии пластической деформации	143
Двойниковое и трансляционное скольжение в доломите	143
Комплексная ориентировка сдвойникового доломита	144
Динамический анализ ориентировки сдвойникового доломита	146
Динамический анализ и микроструктурная ориентировка доломита в условиях суперпластического течения	151
Слюды	153
Биотит	157
Свойства биотита и методика исследования ориентировки монокристалла	157
Анализ диаграмм полной ориентировки биотита	160
Типы микроструктурных ориентировок биотита и деформации, их образующие	166
Мусковит	168
Метаморфогенные моноклинные пироксены и амфиболы	169
Диопсид	169
Деформационные особенности диопсида	169
Динамические направления в диопсиде и диаграммы комплексной ориентировки	172
Динамический анализ сдвойникового диопсида	175
Типы ориентировки несдвойникового диопсида в метаморфических тектонитах	175
Динамический анализ ориентировки несдвойникового диопсида	177
Роговая обманка	186
Деформационные особенности роговой обманки	186
Уровни исследования ориентировки роговой обманки	191
Примеры комплексной ориентировки и динамического анализа роговой обманки	194
Плаггиоклазы	200
Упругие свойства и особенности деформации плаггиоклазов	204
Двойникование в плаггиоклазах	205
Трансляционное скольжение в плаггиоклазах	212
Элементы двойникового скольжения и определение положения динамических направлений в плаггиоклазах	212
Пример динамического анализа ориентировки плаггиоклазов	220
Сравнительный анализ микроструктурных ориентировок плаггиоклаза, диопсида и роговой обманки	221

Кварц	225
Состояние вопроса об ориентировке кварца	225
Исследование микроструктурной ориентировки кварца	227
Особенности деформации кварца	230
Упругие свойства кварца и его ориентировка в поле стресса	233
Особенности пластической стадии деформации	237
Структуры и ориентировки кварца в стадию суперпластического течения	239
Ориентировки кварца в главнейших разновидностях метаморфических тектонитов	243
Заключение	248
Литература	251

Проекции дуг малых кругов сетки Вульфа с различным положением центра.



Sp. 2016

4804