

А.И. Родыгин

МИКРОСТРУКТУРНЫЙ
АНАЛИЗ
КВАРЦА



ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

А. И. РОДЫГИН

МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ КВАРЦА

(С МЕТОДИЧЕСКИМИ УКАЗАНИЯМИ
И ПРИМЕРАМИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ
ИНТЕРПРЕТАЦИИ)



ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Томск — 1994

УДК 552.164 : 549,08

Родыгин А. И. Микроструктурный анализ кварца (с методическими указаниями и примерами геологической интерпретации). — Томск: Изд-во Том. ун-та, 1994. 217 с. 500 экз. 1804020200.

Рассмотрены новейшие данные по микроструктурному (петроструктурному) анализу кварца. Работа подразделяется на три части. В первой изложены общие сведения о кварце, имеющие отношение к деформационным и другим предпочтительным ориентировкам, даны методические указания по исследованию петроструктур. Во второй рассмотрены нетектонические и тектонические типы ориентировок, наблюдавшиеся в природно и экспериментально деформированных объектах, а также полученные компьютерным моделированием. Третья часть посвящена конкретным примерам удачного использования методики в целях геолого-тектонической интерпретации микроструктурных данных.

Для студентов, осваивающих методику, и специалистов, занимающихся вопросами структурно-геологического анализа.

Рецензент — доктор геолого-минералогических наук
А. Ф. Коробейников

ISBN 5—7511—0554—0

Р $\frac{1804020200}{177(012)—94}$ 28—93

© Родыгин А. И., 1994

ВВЕДЕНИЕ

Кварц — один из наиболее распространенных минералов земной коры — представляет существенную часть многих магматических, осадочных, метаморфических, метасоматических пород и выполнение разнообразных жил. Благодаря широкой распространенности (он составляет около 12% всех породообразующих минералов) кварц привлекал и привлекает пристальное внимание исследователей, занимающихся структурным анализом. Нет другого минерала, которому было бы посвящено столько публикаций: количество работ по кварцу исчисляется многими сотнями. Среди них заметное место принадлежит описанию результатов экспериментальных деформаций монокристаллов и поликристаллических агрегатов, однако большая часть относится к попыткам использования природно деформированных кварцевых и кварцсодержащих пород в целях расшифровки тектонической эволюции различных геологических объектов.

Кроме традиционного оптического, применяются и другие методы изучения ориентировки зерен кварца — дифрактометрические, электронно-микроскопические, фотометрический, пьезоэлектрический, однако основная роль принадлежит первому, оптическому методу.

Широкая распространенность минерала, легкость диагностики и простота определения ориентировки оптической оси делают микроструктурное изучение кварца доступным и привлекательным. При этом начальная часть работы, до составления диаграмм ориентировки включительно, выполняется легко (напрасно в некото-

рых пособиях по микроструктурному анализу подчеркивается большая трудоемкость этой работы); основная трудность появляется позднее — при интерпретации диаграмм и увязке их с элементами мезо- и макроструктуры. Не говоря о тех довольно часто встречающихся случаях, когда анализ кварца проводится без достаточного изучения геологической ситуации, и по тому обреченных если не на неудачу, то на ограниченность результатов, отметим, что на пути изучения кварца до сих пор остаются серьезные объективные трудности. Нет желательной ясности в отношении механизмов деформации и процесса ориентировки зерен кварца в разных условиях, неудовлетворительна интерпретация ряда твердо установленных типов диаграмм невозможно оптическими методами установить полную ориентировку решетки кристаллов.

Затруднения усугубляются противоречивыми данными о поведении кварца. С одной стороны, хорошо известно, что перекристаллизация этого минерала протекает очень легко, и новообразованные кристаллы следов прежних деформаций не сохраняют. Кварц первым дробится и первым перекристаллизовывается. Но, с другой стороны, имеются примеры удивительной сохранности доскладчатой ориентировки зерен кварца, несмотря на то, что порода испытала достаточно интенсивную повторную складчатость изгиба. Все зависит от термодинамической обстановки, в которой протекает деформация. В одних условиях кварц ведет себя весьма активно, в других — крайне инертно. Легко представить какие-то промежуточные условия, при которых на ранние структуры будут накладываться новообразованные, создавая строение, не поддающееся простому истолкованию, но отличающееся повышенной информативностью.

Трудность интерпретации многих петроструктур (*fabric, Gefüge*) вызвала и вызывает у некоторых исследователей скептическое отношение к микроструктурному анализу кварца. Примером может служить высказывание Ж. Гогеля (1969) о том, что «все данные по кварцу следует подвергать сомнению». Вряд ли с этим можно согласиться. В настоящее время имеется значительное число замечательных исследований с использованием данных по кварцу для расшифровки структур-

ной эволюции различных геологических объектов, и количество их постоянно возрастает. Более справедливым представляется другое высказывание того же автора о том, что многие приложения петроструктурного анализа к тектонике слишком поверхностны, но надо надеяться, что ревизия этого метода даст в руки тектонистов инструмент, способный доставить им многочисленные точные сведения [Гогель, 1969. С. 61].

Развитие и совершенствование метода не могут произойти без накопления новых примеров микроструктурного анализа как природно, так и экспериментально деформированного кварца — и в монокристаллах, и в поликристаллических агрегатах.

Данная работа рассчитана на более или менее подготовленного читателя, знакомого с основами микроструктурного анализа. Она подразделяется на три части. В первой изложены общие сведения о кварце, имеющие отношение к деформационным и иным предпочтительным ориентировкам этого минерала. Во второй рассмотрены конкретные типы тектонических и нетектонических ориентировок, установленные в разное время разными авторами. Третий раздел посвящен вопросам, решаемым микроструктурным анализом кварца, т. е. геологической интерпретации микроструктурных данных. В этом последнем разделе использованы показавшиеся автору наиболее интересными примеры, опубликованные в разное время в отечественной и иностранной литературе, а также некоторые результаты личных наблюдений.

Кинематическая и динамическая интерпретация микроструктурных ориентировок любого минерала, в том числе и кварца, не может проводиться по каким-то готовым рецептам, это работа поисковая, творческая. Тем не менее, рассмотренные в третьем разделе примеры показывают не только диапазон применимости микроструктурных данных по кварцу, но также могут представлять в известной мере и методический интерес, служить ориентирами при анализе и увязке микро-, мезо- и макромасштабных структур.

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

1.1. Кристаллография и некоторые физические свойства кварца

Кварц — минерал одноосный, положительный, $n_o = 1,544$, $n_e = 1,553$, $n_e - n_o = 0,009$. Низкотемпературная разновидность (α -кварц, или собственно кварц), устойчивая ниже 573°C — тригональная, высокотемпературная, устойчивая в интервале от 573 до 870°C (β -кварц) — гексагональная.

Наиболее распространенные кристаллографические формы кварца (рис. 1, а) представлены гексагональной призмой m ($10\bar{1}0$), положительным и отрицательным ромбоэдрами r ($10\bar{1}1$) и z ($01\bar{1}1$), тригональной дипирамидой s ($11\bar{2}1$), тригональным трапецоэдром x ($51\bar{6}1$); часто встречается также грань ρ ($12\bar{3}1$). Все эти формы представлены целым рядом разновидностей. Дж. Д. и Э. С. Дэна [Dana J. D. and E. S., 1901] указывали для каждой из них от 6 до 11 разновидностей, так что общее число их превышает 60. В более позднем справочнике [Костылева, 1965] приведено 26 обычных, 84 менее обычных и редких форм, кроме того, известно около 400 очень редких форм. Такое разнообразие граней свидетельствует о богатейшем наборе плоских сеток в кристаллической решетке кварца, что не может не сказываться на поведении этого минерала при деформации.

Угловые соотношения между главными кристаллографическими плоскостями показаны в табл. 1, а сте-

реографическая проекция кристалла низкотемпературного кварца — на рис. 1, в.

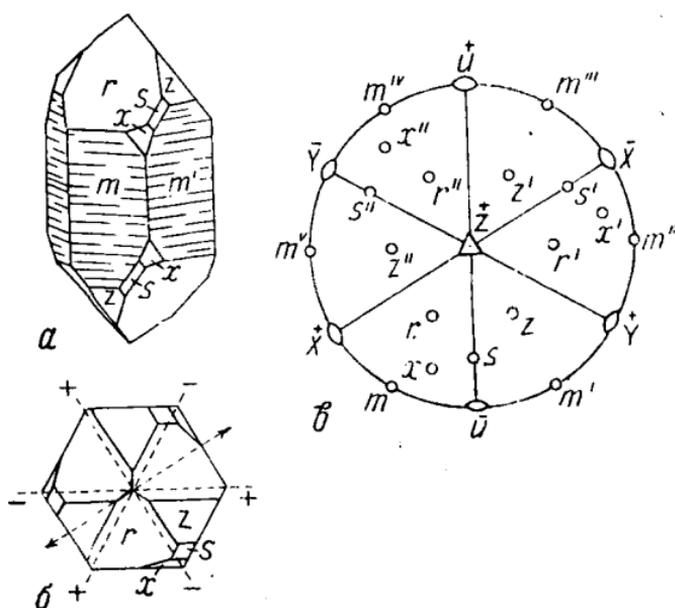


Рис. 1. Кристаллография кварца: а — кристалл кварца (правая разновидность) с обозначением граней, соответствующих приведенным в табл. 1; б — сечение, перпендикулярное оси с кристалла. Знаками «+» и «-» обозначены положительные и отрицательные концы электрических осей; стрелки — одна из механических осей; в — проекция кристалла низкотемпературного правого кварца

Кварц энантиоморфен, простые кристаллы его подразделяются на правовращающие и левовращающие. Статистически установлены примерно равные количества кварца каждого типа [Дир и др., 1966. Т. 4], точнее — из 16807 изученных кристаллов левый кварц составляет 50,5%, правый — 49,5% [Дэна Дж. и др., 1966], т. е. левый кварц встречается чаще правого примерно на 1%. Однако известна и более значительная дифференциация. А. Б. Вистелиус (1950) отметил резкое преобладание левовращающих кристаллов: из 1442 зерен кварца письменных гранитов 289 принадлежали правым кварцам, а 1153 зерна (80%) — левым. (Эти данные как сильно отклоняющиеся от средних

Таблица I
Простые формы кристаллов кварца и угловые соотношения между ними (по: Дэн Дж. и соавт., 1966. Т. III)

Название простой формы	Условное обозначение	Индекс	Азиму- тальный угол с (1121)	Углы с гранями			Распро- странение	
				0001	1210	1011		0111
БазопинакOID	<i>c</i>	0001	—	00°00'	90°00'	51°47'	51°47'	—
Гексагональная призма	<i>m</i>	1010	30°00'	90°00'	90°00'	38°13'	66°52'	вч
Положительный ромбоэдр	<i>r</i>	1011	30°00'	51°47'	90°00'	00°00'	46°16'	вч
—, —	—, —	1012	30°00'	32°25'	90°00'	19°22'	42°53'	мо
—, —	—, —	1013	30°00'	22°57'	90°00'	28°50'	43°43'	р
Отрицательный ромбоэдр	<i>z</i>	0111	—30°00'	51°47'	47°07'	46°16'	00°00'	р
—, —	—, —	0112	—30°00'	32°25'	62°20'	42°53'	19°22'	о
—, —	—, —	0113	—30°00'	22°57'	70°16'	43°43'	28°50'	р
Тригональная дипирамида	<i>s</i>	1121	00°00'	65°33'	62°55'	24°54'	28°54'	вч
—, —	—, —	1122	00°00'	47°44'	68°17'	23°08'	23°08'	о
—, —	—, —	2112	60°00'	47°44'	111°43'	23°08'	65°25'	мо
Тригональный трапецоэдр	<i>x</i>	5161	21°03'	81°57'	81°08'	31°14'	54°51'	вч
—, —	—, —	1231	—10°54'	73°26'	51°08'	41°47'	27°22'	о

Примечание: Распространение: вч — весьма частое, о — обычное, мо — менее обычное, р — редкое

значений по другим авторам в приведенный выше подсчет не включены).

Для микроструктурного анализа могут иметь значение особенности анизотропии твердости, упругости, сжимаемости, возможно, и теплопроводности, а также характер спайности и пьезоэлектрические свойства кристаллов кварца.

Общизвестно, что твердость этого материала по шкале Мооса равна 7, однако точные измерения выявляют некоторые различия в разных кристаллографических направлениях, причем в опубликованных по этому вопросу работах встречаются противоречивые сведения. Так, Э. Ингерсон и Дж. Рэмиш [Ingerson, Ramish, 1942] приводят данные из работы С. Ишикава, опубликованной в 1915 г., о том, что призматические грани тверже, чем другие. А. Розивол измерил несколькими методами твердость многих минералов, включая кварц, который характеризовал следующими данными: твердость грани (0001)—100%, призмы (10 $\bar{1}$ 0)—86,3%, ромбоэдра (1011)—73,4% [Rowland, 1946]. По Л. Миллигану [Milligan, 1936], абразивная твердость кристаллов кварца, измеренная в пяти различных направлениях, характеризуется следующими значениями: положительный ромбоэдр (10 $\bar{1}$ 1) — 5,7, положительная призма (10 $\bar{1}$ 0) — 5,1, искусственная грань (0001) — 4,9, отрицательный ромбоэдр (0 $\bar{1}$ 11) — 4,3, отрицательная призма (0 $\bar{1}$ 10) — 4,5. Эти данные показывают, что положительная ромбоэдрическая и соответствующая призматическая грани более устойчивы к истиранию, чем базальная плоскость, тогда как отрицательная ромбоэдрическая и соответствующая призматическая грани, наоборот, имеют меньшую абразивную твердость по сравнению с базопинакоидом (0001).

Согласно более поздним измерениям Э. Тейлора [Taylor, 1947], твердость поверхностей, параллельных оси *c*, больше, чем поверхности, перпендикулярной к оси *c*, составляя соответственно 1260 и 1103 (по Виккерсу).

В новейшем минералогическом справочнике отмечается, что твердость шлифования зависит от направления: она минимальна на грани ромбоэдра (10 $\bar{1}$ 1), выше

на грани призмы (1010) и еще выше на пластинках, параллельных (0001) [Костылева, 1965].

Анизотропия твердости имеет существенное значение для объяснения особенностей ориентировки песчинок кварца в осадочных породах, о чем подробнее говорится ниже.

Коэффициенты сжимаемости кварца также зависят от направления. И. Костов приводит следующие

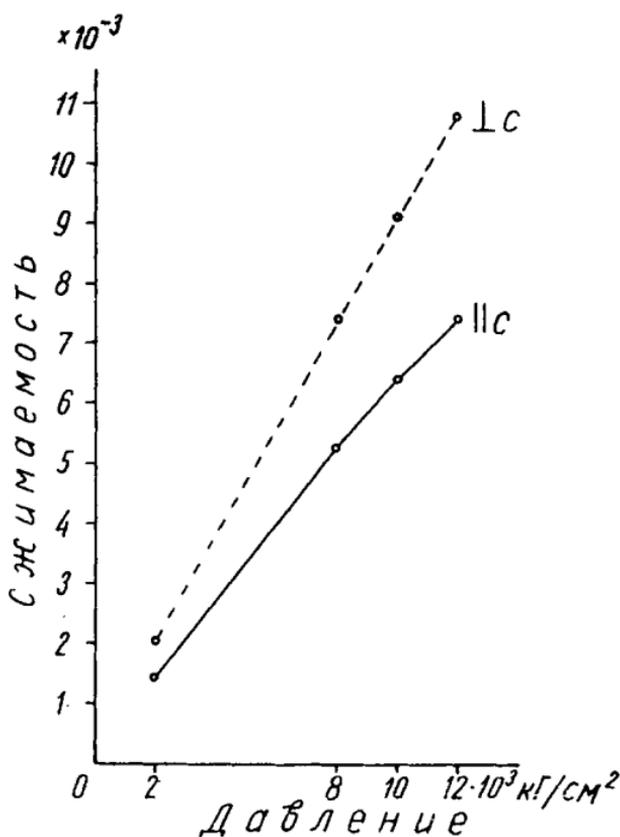


Рис. 2. Относительное изменение длины параллельно и перпендикулярно оси c кварца при разных давлениях и $t = 30^\circ\text{C}$. По Ниггли [Костылева, 1965]

данные: линейные коэффициенты сжимаемости, полученные при комнатной температуре для направлений, параллельных и перпендикулярных оси кристаллов, равны соответственно $0,718 \cdot 10^6$ и $0,995 \cdot 10^6$ кг/см^2 , т. е. разнятся на 72% [Костов, 1965. С. 440]. Кроме того,

сжимаемость зависит от величины всестороннего давления. На рис. 2 показано относительное изменение длины параллельно и перпендикулярно оси c кварца при разных давлениях и температуре 30°C , по данным П. Ниггли [Костылева, 1965]. Как показывает график, с увеличением давления различие в сжимаемости параллельно и перпендикулярно оси c увеличивается, что при определенных условиях может оказать влияние на процесс формирования предпочтительной ориентировки.

П. Эскола впервые обратил внимание на то, что коэффициенты сжимаемости в направлениях, параллельных и перпендикулярных оси c , имеют обратные соотношения для низко- и высокотемпературных модификаций кварца. Для α -кварца в направлении тройной оси (S_{33}) коэффициент сжимаемости равен 9,9, а в направлении, перпендикулярном к ней (S_{11}), — 12,98. Для β -кварца $S_{33}=10,27$, а $S_{11}=8,98$. С этой особенностью должны быть связаны различия в ориентировке α - и β -кварца при одноосном сжатии, о чем подробнее сказано в разд. 2.2.

Удельная теплопроводность при 0°C параллельно оси c равна $27,3 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·град, перпендикулярно оси c — $16,3 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·град. Это свойство в структурном анализе пока не использовалось, но в принципе и оно, вероятно, может быть полезным для выявления и оценки предпочтительной ориентировки строго мономинеральных кварцитов.

Спайность у кварца почти совершенно отсутствует, точнее, она чрезвычайно плохая по нескольким направлениям. Статистический анализ показывает, что при дроблении α -кварц раскалывается наиболее легко и часто по ромбоэдру ($10\bar{1}1$), или ($01\bar{1}1$), в следующую очередь — по тригональной дипирамиде ($11\bar{2}2$), еще менее выражена спайность по (0001), ($11\bar{2}1$), ($51\bar{6}1$), ($10\bar{1}0$) и, возможно, по ($30\bar{3}2$) и ($11\bar{2}0$). Число связей Si—O, рассчитанное на единицу площади, в зоне (0001):($10\bar{1}0$) меньше, чем в зоне (0001):($11\bar{2}0$), и наименьшее в плоскостях, отвечающих грани ($10\bar{1}1$), что и объясняет наиболее выраженную, хотя и весьма несовершенную, спайность по ромбоэдру [Костылева, 1965].

Эта несовершенная спайность, по данным А. В. Шубникова, становится хорошо заметной после следующей обработки: нужно ударить по базальному разрезу стальным острием, а затем отшлифовать и протравить поверхность. В результате спайность по ромбоэдру становится заметной.

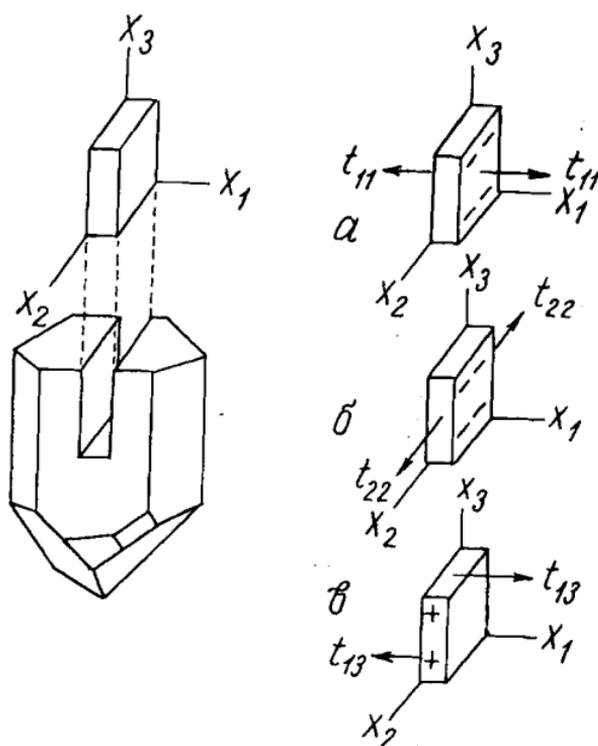


Рис. 3. Схема расположения осей в кристалле кварца: x_1 совпадает с электрической осью, x_2 — с механической, x_3 — с оптической осью. Единичный параллелепипед кварца находится под действием: а — положительного (растягивающего) нормального напряжения, направленного вдоль электрической оси x_1 ; б — положительного нормального напряжения, направленного вдоль механической оси x_2 ; в — касательного положительного напряжения [Пархоменко, 1968. Рис. 11]

Ромбоэдрическое направление в кристаллах кварца фигурирует при объяснении многих особенностей ориентировки этого минерала.

Пьезоэлектрические свойства кварца, по-видимому, могут быть использованы при микроструктур-

ном анализе кварцитов и других богатых кварцем пород, так как по этому признаку при определенных условиях можно судить о наличии предпочтительной ориентировки зерен кварца.

Пьезоэлектрические явления в кристаллах кварца могут наблюдаться только в направлении полярных осей. Такими полярными (электрическими) осями являются оси симметрии второго порядка. Ось третьего порядка не обладает полярностью, и вдоль нее пьезоэлектрических явлений не наблюдается. Концы двойных (полярных) осей подразделяются на положительные и отрицательные. Ребро призмы, около которого расположены грани трапецоэдра x и тригональной дипирамиды s , а также конец оси L_2 , проходящий через это ребро, называются отрицательными, потому что при сжатии кварца на этом ребре обнаруживается отрицательное электричество, а на противоположном ребре появляется положительный заряд (см. рис. 1, б).

Наглядное представление о расположении в монокристалле кварца одной из трех электрических (x_1), одной из трех механических (x_2) и оптической (x_3) осей дает рис. 3. Сведения по этому вопросу можно найти в ряде публикаций [Костов, 1965; Костылева, 1965; Пархоменко, 1968; Желудев, 1969 и др.]. Для структурного анализа интересны пьезоэлектрические свойства не столько отдельных кристаллов, сколько поликристаллических агрегатов — кварцевых и кварцсодержащих пород. Этот вопрос кратко рассмотрен в разд. 1.6.

1.2. Кристаллографические, кристаллооптические и деформационные элементы, используемые при микроструктурном анализе

При микроструктурном анализе кварца обычно определяется предпочтительная ориентировка оптической оси кристаллов, реже различных деформационных структурных элементов и еще реже зерен таблитчатой формы.

1.2.1. Определение ориентировки оптической оси (C_v)

Кварц обычно считается типично одноосным минералом, что определяется сингонией его кристаллов. Но это только в идеальном случае. Детальные исследования показывают, что аномальная двуосность представляет скорее правило, чем исключение, однако угол $2V$ невелик и для определения его требуются специальные исследования [Варданянц, 1941, 1948, 1953, 1966], поэтому при работе на федоровском столике двуосность, которая обычно меньше $20-25^\circ$, остается незамеченной, и кварц рассматривается как одноосный минерал. При этом фактически замеряется ориентировка острой биссектрисы, которая и принимается за ориентировку оптической оси (C_v).

В сечениях кварцевых зерен, ориентированных под большим углом к оси $[0001] = C_v$ и распознаваемых в шлифе при скрещенных николях по низкой интерференционной окраске, оптическая ось (или острая биссектриса) может быть совмещена с оптической осью микроскопа. Для этого необходимо:

1. Из двух положений погасания выбрать то, которое сохраняется при вращении препарата по оси I столика. При этом с плоскостью симметрии микроскопа (с вертикальной нитью окулярного креста) будет совпадать главное сечение эллипсоида оптической индикатрисы кварца, т. е. сечение, в котором лежит оптическая ось минерала (C_v).

2. Поворотом столика микроскопа на 45° поставить найденное главное сечение перпендикулярно прорези тубуса.

3. Наклоном препарата вокруг оси I в ту и другую стороны найти погасание, сохраняющееся при вращении столика микроскопа вокруг оси A, что служит признаком совмещения оптической оси минерала с оптической осью микроскопа.

4. Снять отсчеты по N и I.

В сечениях кварца, ориентированных под небольшими углами к оси C_v , распознаваемых по высокой интерференционной окраске, оптическая ось может быть совмещена с осью I столика, или, что то же, круговое сечение эллипсоида оптической индикат-

рисы совмещено с плоскостью симметрии микроскопа. Для этого необходимо:

1. Из двух положений погасания выбрать то, которое (в общем случае) не сохраняется при вращении препарата вокруг оси I столика при разных наклонах по оси H.

2. Вращая препарат вокруг оси I и наклоняя его вокруг оси H, найти положение сохраняющегося погасания, что произойдет при совмещении кругового сечения эллипсоида оптической индикатрисы с плоскостью симметрии микроскопа, а оптической оси минерала — с осью I столика.

3. В частном случае круговое сечение может оказаться совмещенным с плоскостью симметрии микроскопа при нулевом отсчете по лимбу оси H, т. е. когда препарат находится в горизонтальном положении. Для проверки необходимо столик микроскопа повернуть на 45° , так чтобы ось I оказалась параллельной диагональной прорези тубуса, и, вращая препарат по I, наблюдать интерференционную окраску. Если с плоскостью симметрии микроскопа было совмещено круговое сечение, интерференционная окраска будет повышаться при вращении по оси I в обе стороны. Если же с плоскостью симметрии микроскопа оказалось совмещенным главное сечение эллипсоида, то при вращении по I в одну сторону интерференционная окраска будет повышаться, а при вращении в другую сторону — понижаться.

4. Убедившись, что с плоскостью симметрии микроскопа совмещено круговое сечение, снять отсчеты по N и H.

В некоторых сечениях минеральных зерен, в которых оптическая ось наклонена под средними углами к плоскости шлифа ($40-50^\circ$), возможно определение оптической оси обоими способами, т. е. совмещением S_v как с оптической осью микроскопа, так и с осью I столика. В таких случаях предпочтительнее последнее, так как в минералах с низким двупреломлением круговое сечение эллипсоида определяется с большей точностью, чем оптическая ось при совмещении ее с осью A микроскопа. Однако ради проверки точности измерений рекомендуется там, где это возможно, выполнять оба совмещения. При нанесении двух замеров на сет-

ку в идеальном случае полученные точки должны совпадать или разместиться недалеко одна от другой; выход оптической оси будет находиться, очевидно, на середине между этими двумя точками. Если же точки оказались далеко одна от другой, нужно повторить измерения, стараясь понять и устранить причину неточности.

В заключение необходимо сделать два примечания:

1. В сечениях зерен кварца, перпендикулярных или почти перпендикулярных оптической оси, погасание сохраняется при вращении вокруг осей А и N, т. е. такие сечения все время остаются темными и их легко пропустить, что недопустимо. Встретив подобное сечение, надо повернуть столик микроскопа вокруг оси А на 45° , до совмещения оси I с направлением прорези тубуса, затем наклоном по оси I совместить оптическую ось с осью микроскопа и записать отсчеты по N и I.

2. В некоторых мелкозернистых метаморфических породах могут встретиться минералы, внешне похожие на кварц,— несдвойникованный кислый плагиоклаз, иногда кордиерит. Во избежание ошибок необходимо в сомнительных случаях проверять минерал на осность. Кварц — минерал одноосный — легко отличается от двуосных плагиоклаза и кордиерита.

1.2.2. Определение аномальной двуосности

Аномальная деформационная двуосность кварца представляет собой широко распространенную особенность этого минерала. Согласно данным Л. А. Варданянца (1941), 95—98% кварца горных пород должно быть двуосным с наиболее вероятным углом $2V = (14 \pm 6)^\circ$. Так, из 37 измеренных им кристаллов только 2 оказались одноосными. Е. Н. Панов (1963) исследовал кварц палеозойских и мезозойских гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья и установил, что из 118 замеров только 1,7% измерений характеризуются углом оптических осей меньше 9° , половина всех определений угла $2V$ находится в пределах $15\text{—}21^\circ$. Чаще всего встречаются углы $18\text{—}21^\circ$ (30%), максимальное значение угла $2V = 24\text{—}27^\circ$ (7,5%). Острая биссектриса угла $2V$ расположена по длинной оси индивида кварца.

А. Састри и соавт. [Sastry et al., 1964] в богатых СаО гранулитах встретили аномально двуосный кварц с углом оптических осей 4—17°. Сравнение с экспериментальными данными показало, что причиной двуосности является преобладание одностороннего давления при метаморфизме.

И. С. Делицын и соавт. (1966) экспериментами в условиях высокой температуры ($1500 \pm 75^\circ \text{C}$) и сверхвысокого квазигидростатического давления (135 кбар) установили, что при пластической деформации кварца происходит изменение формы оптической индикатрисы, выражающееся в появлении двуосности ($2V$ достигает значения $83\text{--}90^\circ$) и в повороте ее вокруг оси N_g на 90° .

Влияние одноосного давления на оптические свойства монокристаллов кварца изучено А. Х. Зильберштейном и М. И. Хотиной (1979). Согласно их данным, к двуосности кристалла приводит давление вдоль оси второго порядка и вообще достаточное по величине любое давление, не параллельное оси третьего порядка, и только механическое напряжение вдоль оптической оси кристалла не меняет осности последнего.

Двуосность кварца, как и других минералов с малым углом оптических осей, не может быть обнаружена при коноскопическом исследовании или обычных наблюдениях на федоровском столике, так как сечение оптической индикатрисы, перпендикулярное к острой биссектрисе, ведет себя так же, как и круговое (экваториальное) сечение одноосных кристаллов. Наличие двуосности и величина $2V$ могут быть исследованы с достаточной точностью ($\pm 2^\circ$) с помощью методики, разработанной Л. А. Варданянцем (1941, 1953).

Предельное значение угла оптических осей, доступное для коноскопического и обычного федоровского методов, определяется по формуле

$$\sin V = \sqrt{\frac{0,0002}{N_g - N_p}}$$

где величина 0,0002 соответствует тому наименьшему двупреломлению исследуемого сечения, которое при стандартной толщине шлифа дает разность хода лу-

чей, еще различимую глазом. Для кварца предельное значение $2V$, согласно этому уравнению, равно 17° .

Метод Л. А. Варданянца позволяет приблизительно определять величину $2V$ от указанного предельного значения до $1/2$ или $2/3$ этой величины, т. е. для кварца до $8,6-11,0^\circ$.

Практическая последовательность определения такова:

1. Выбираем сечение кристалла, примерно перпендикулярное Ng (с сохраняющейся при вращении препарата вокруг оси A низкой интерференционной окраской), и приводим его в центр поля зрения микроскопа.

2. Совмещаем главное сечение эллипсоида оптической индикатрисы (э. о. и.) с плоскостью симметрии микроскопа, т. е. находим погасание, сохраняющееся при поворотах препарата вокруг оси I в обе стороны.

3. Поворачиваем столик по ходу часовой стрелки на 45° , так чтобы найденное главное сечение оказалось перпендикулярным диагональной прорези тубуса микроскопа. Поворотом по оси I приводим середину поля погасания в центр поля зрения. При этом острая биссектриса окажется примерно совмещенной с оптической осью микроскопа. Снимаем отсчеты по N и I .

4. Наносим острую биссектрису (B на рис. 4, a) и перпендикулярную к ней плоскость экваториального сечения э. о. и. на сетку Вульфа. Это сечение э. о. и. ввиду малой величины двупреломления будет представлять собой почти круг, поэтому условно назовем его круговым.

5. Уточняем определение острой биссектрисы и перпендикулярного к ней главного (кругового) сечения. Для этого поворачиваем круг N столика на $20-30^\circ$ от первоначального положения и наклоном по N находим главное сечение э. о. и. при данной ориентировке шлифа; снимаем отсчеты по N и H . Точка, отвечающая этим отсчетам, должна упасть на дугу большого круга — проекцию кругового сечения э. о. и. Повторяем эту операцию несколько раз (точки $1-5$ на рис. 4, a) при разных отсчетах (через $20-30^\circ$) по оси N . Уточненное круговое сечение позволит откорректировать положение острой биссектрисы.

6. На уточненном круговом сечении э. о. и., перпендикулярном острой биссектрисе, намечаем ряд точек (1—7 на рис. 4, б). Каждая из этих точек есть проекция радиуса кругового сечения.

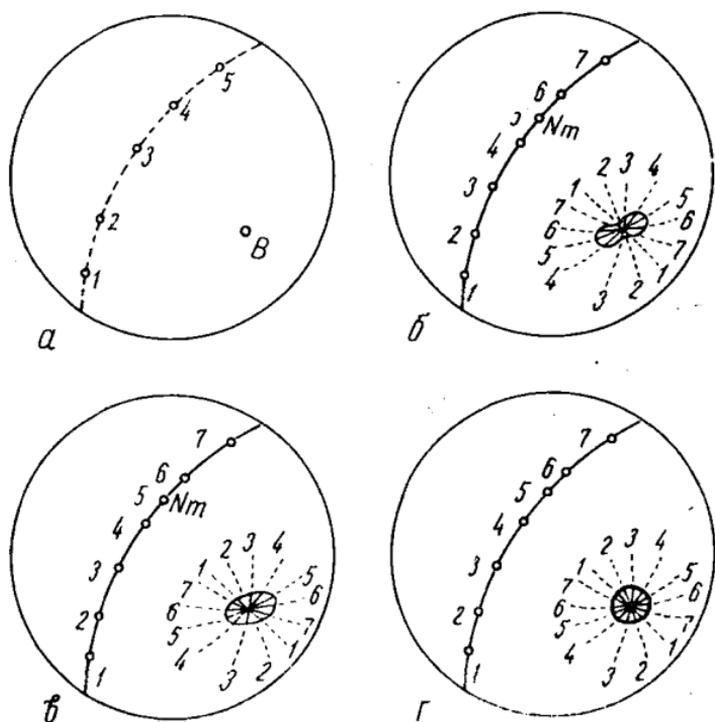


Рис. 4. Исследование аномальной двуосности кварца: а — определение острой биссектрисы и «кругового» сечения эллипсоида оптической индикатрисы; б—г — определение формы ореола затемнения вокруг выхода острой биссектрисы: б — «восьмерка» — признак значительной величины угла $2V$, в — «овал» — признак малой величины угла $2V$, г — «круг» — признак истинной одноосности

мещаем эти радиусы с осью I столика и исследуем их как ось Nm. Например, для точки 1 определяем (на сетке) отсчеты по N и H. Устанавливаем эти отсчеты на столике. Исследуемое зерно будет сохранять погасание при вращении по I в обе стороны. Поворачиваем столик на 45° по ходу часовой стрелки и вращаем шлиф вокруг оси I к себе и от себя; при этом острая биссектриса будет проходить через центр поля зрения и в некоторый момент совпадает с осью симметрии микро-

скопа. Отмечаем в дуговых градусах продолжительность затемнения исследуемого зерна и наносим эту дугу на сетку, так чтобы точка острой биссектрисы была на ее середине. То же самое выполняем для точек 2—6.

7. Соединив концы дуговых отрезков, получим контур в виде окружности, эллипса или «восьмерки». Окружность получится в случае одноосного минерала или когда $2V$ меньше половины указанного выше предельного значения. Эллипс и «восьмерка» позволяют примерно определить величину $2V$ при помощи следующего уравнения:

$$2V = \sqrt{2(A^2 - B^2)},$$

где A — большая, а B — меньшая полуоси эллипса или «восьмерки» (в градусах).

Для кварца Л. А. Варданянц приводит следующие значения полуосей:

$2V$	A	B
0°	$8^\circ 35'$	$8^\circ 35'$
5°	$8^\circ 57'$	$8^\circ 10'$
10°	$9^\circ 55'$	$6^\circ 57'$
15°	$11^\circ 27'$	$4^\circ 05'$
$16^\circ 20'$	$12^\circ 10'$	0°

Фигура «восьмерки» ореола затемнения около острой биссектрисы ясно отличима от круга лишь в том случае, когда отношение полуосей $A:B \geq 1,5$. Это соответствует углу $2V$ кварца больше 10 — 11° . Ошибки отдельных измерений могут достигать 25 — 30% .

В связи с небольшой точностью способ Л. А. Варданянца пригоден только для полуколичественного определения двуосности кварца (и других минералов с малым углом оптических осей). Однако и такие приближительные данные полезны. В частности, аномальная деформационная двуосность кварца может использоваться в стрейн-анализе (см. разд. 3.4).

1.2.3. Деформационные структурные элементы

К деформационным структурным элементам, представляющим интерес для микроструктурного анализа, относятся волнистое погасание, деформационные полосы, деформационные ламелли, полосы Бёма и микротрещиноватость кварца. Изучению этих образований, наблюдавшихся в природно деформированных образцах, а также полученных экспериментально, посвящены многочисленные публикации [Fairbairn, 1941; Ingerson, Tuttle, 1945; Saha, 1955; De, 1958; Christie, Raleigh, 1959; Naha, 1959; Hansen, Borg, 1962; Carter, Christie, Griggs, 1964; Christie, Griggs, Carter, 1964, 1966; Bhattaharyya, 1966; Nemes, 1968; Vogler, 1970; Avé Lallemant, Carter, 1971; Spang, Lee, 1975 и др.].

Волнистое погасание и деформационные полосы — широко известные признаки деформированного кварца. Эти образования близки друг к другу и различие между ними является условным, так как имеются полные переходы между ними. Согласно данным Н. Картера и соавт. [Carter et al., 1964], они возникают в результате пологоволнистого искривления базальных плоскостей решетки. Если искривление характеризуется радиусом кривизны, большим половины ширины переориентированной зоны, структура относится к волнистому погасанию. Если радиус кривизны меньше половины ширины переориентированной зоны, структура диагностируется как деформационная полоса. Волнистое погасание характеризуется более плавными границами, а деформационные полосы ограничены более резко, ширина их обычно не превышает 0,05 мм. Обе эти структуры как в природно, так и в экспериментально деформированных кристаллах наблюдаются в зоне, субпараллельной оси c кристалла.

Полосы волнистого погасания, как правило, параллельны оси c , реже они несколько отклоняются от этого направления. Ориентировка оптической оси в полосе волнистого погасания (C'_v) может значительно отличаться от ориентировки оптической оси вне этой полосы (C_v). Так, в недеформированном песчанике (рис. 5, а) большинство изученных зерен проявля-

ёт очень слабое волнистое погасание или совсем его не проявляет. Максимальный угол $C_v \wedge C'_v = 12^\circ$, т. е. в подавляющем большинстве случаев оптическая ось (C'_v) практически параллельна оси $[0001]$ кристалла. В образце, подвергнутом простому сжатию (рис. 5, б),

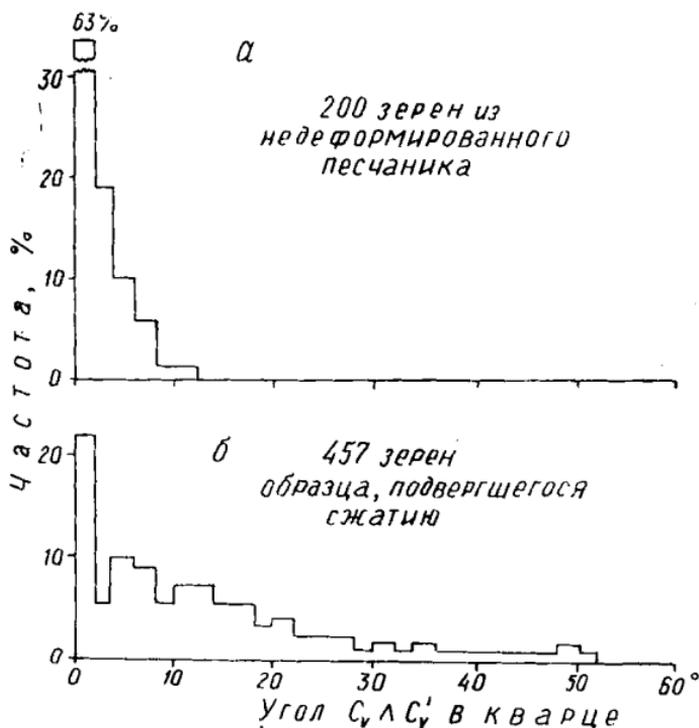


Рис. 5. Вариации угла между оптическими осями внутри и вне полос волнистого погасания ($C_v \wedge C'_v$) в зернах кварца из недеформированного песчаника (а) и того же песчаника, подвергнутого простому сжатию (б) (по: Caster et al., 1964. Fig. 11)

наблюдается более четкое волнистое погасание. Различие в ориентировке оптических осей, т. е. угол $C_v \wedge C'_v$ заметно увеличивается и у части зерен достигает 20—30 и даже 50° , однако в целом «волны» ориентированы субпараллельно $[0001]$.

Деформационные полосы отличаются от полос волнистого погасания меньшей шириной (они обычно уже 0,05 мм) и более четкими границами, однако между теми и другими имеются переходы. Деформационные полосы — это параллельно-крайние или по-

степенно выклинивающиеся одиночные пластинки или серии пластинок, напоминающие полисинтетические деформационные двойники плагиоклаза. Они могут пересекать зерно или заканчиваться, не доходя до противоположного края (рис. 6). Ориентировка полос относительно основной части кристалла варьирует. Согласно экспериментальным данным Н. Картера и соавт. [Carter et al., 1964], примерно 2/3 из них отклоняются менее чем на 20° и 1/2 — менее чем на 10° от оси [0001] кристалла.

Более полное представление об ориентировке деформационных полос дает гистограмма (рис. 7, а), показывающая, что полюса подавляющего большинства полос составляют с оптической осью основной части кристалла углы более $70\text{--}75^\circ$, т. е. большинство из них ориентировано субпараллельно [0001]. Полосы, ориентированные под большими углами к [0001], имеют менее правильные границы, чем полосы, субпараллельные оси [0001].

Когда границы полос резкие, их можно замерять на федоровском столике как любые другие плоскостные элементы. В полосах с нечеткими границами точное измерение затруднено, а иногда и невозможно. Если полосы очень узки, то ориентировку оси C'_v внутри полос замерить трудно, однако ширина полос часто достаточна для таких измерений.

Интересны результаты замеров ориентировки оптической оси внутри и вне деформационных полос, показанные на рис. 7, б. Измерения проведены в наиболее четких полосах, расположенных субпараллельно оси C_v кристалла-хозяина. Полюса деформационных полос (светлые кружки), оси C_v основной части кристалла (черные кружки) и оси C'_v внутри полосы (острие стрелки) обычно лежат в плоскости, на диаграмме — на дуге большого круга, и эти плоскости (дуги большого круга) проявляют предпочтительную ориентировку параллельно оси главного нормального напряжения σ_3 , т. е. параллельно оси сжатия эллипсоида деформации. Полюса полос и C_v основной части кристаллов ориентируются по малому кругу радиусом $25\text{--}60^\circ$ вокруг оси σ_3 , указывая на то, что деформацион-

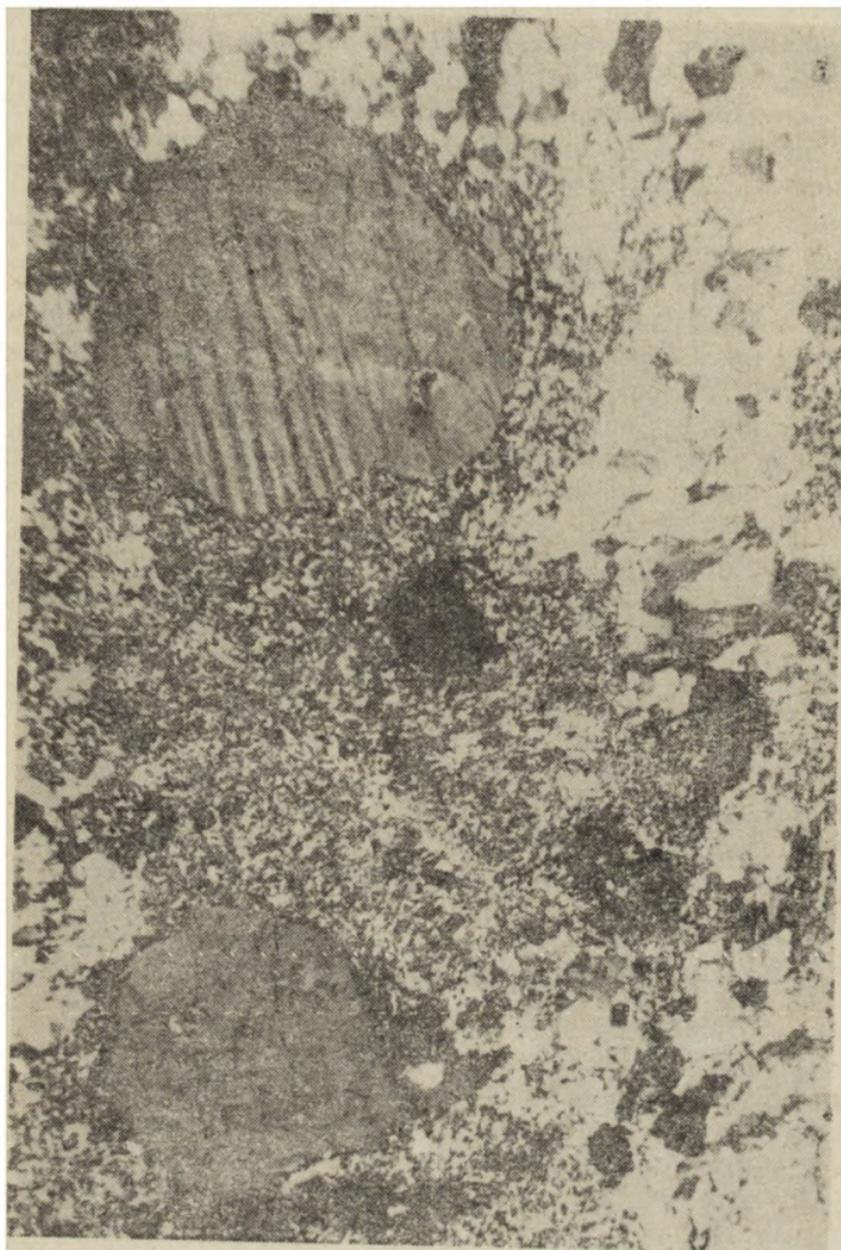


Рис. 6. Деформационные полосы в катаклазированных вкрапленниках кварца. Николи скрещены. Кварцевый порфир аксайской свиты среднего девона. Северный склон Сайлюгемского хребта. Горный Алтай [Родыгин, 1962]

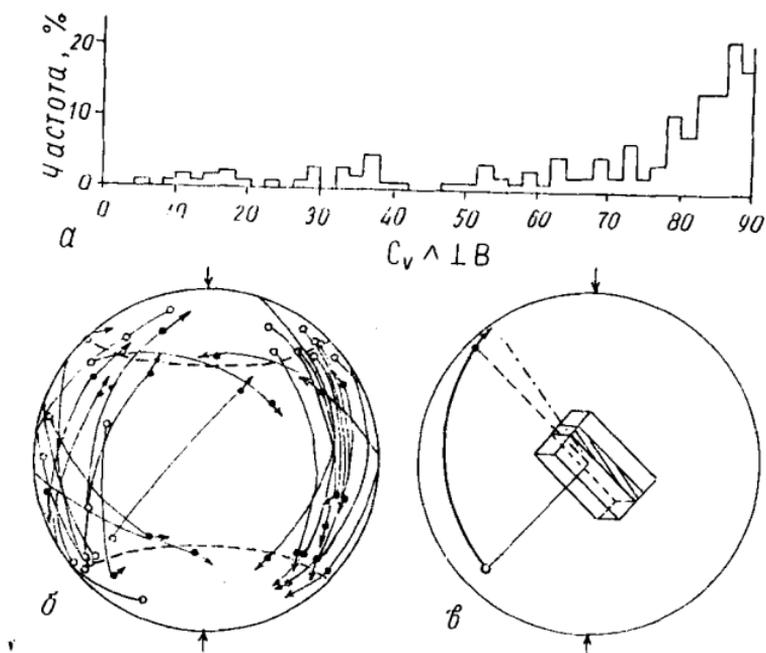


Рис. 7. Анализ деформационных полос: а — вариации угла между полюсами 154 деформационных полос и C_v основного кристалла ($C_v \perp B$); б — ориентировка полюсов деформационных полос (светлые кружки), оптической оси основного кристалла (черные кружки) и оптической оси внутри деформационной полосы (острие стрелки) в 24 полосах, наклоненных под углом $0-20^\circ$ к оси C_v ; в — схема, поясняющая предыдущую диаграмму. Штрихпунктир — C_v внутри полосы, штриховая линия — C_v вне полосы, сплошная радиальная линия — нормаль к деформационной полосе [с изменениями (по: Carter et al., 1964. Fig. 12)]

ные полосы образуются параллельно плоскостям максимального срезающего стресса. Вращение осей C_v внутри деформационных полос относительно C_v основной части кристалла обычно направлено к оси σ_3 . Эта особенность, выявленная на природно и экспериментально деформированных образцах, может быть использована при анализе кварцевых тектонитов для определения ориентировки оси сжатия эллипсоида деформации.

Угол разориентировки деформационных полос относительно вмещающего кристалла, т. е. угол между

оптическими осями внутри и вне полосы, увеличивается с увеличением интенсивности деформации и составляет от 3 до 24°, в среднем 8—12°. Эта разориентировка может быть связана или со скольжением внутри полосы не по базопинакоиду, а по какой-то другой системе, или с деформацией исходной базальной системы, приобретающей волнистую или угловатую («шевронную») форму, как это было отмечено еще А. Хитанен.

Согласно исследованиям Г. Н. Вертушкова и соавт. (1970), деформационные полосы в жильном кварце Восточного склона Урала образуют параллельные однонаправленные и пересекающиеся системы. Они возникают как при сжатии, так и при растяжении, изгибе или сдвиге, ориентируясь параллельно плоскостям максимальных скалывающих напряжений (рис 8). Разориентировка C_v внутри полос колеблется от 8 до 12° (иногда достигает 40°). В отличие от изложенных выше данных Н. Картера и соавт., угол между деформационными полосами и [0001] вмещающего зерна чаще всего равен 30—40°, поскольку на рис. 8 представлены только такие примеры, когда направление оси стресса совпадает с [0001] кристалла. Согласно экспериментальным данным (см. рис. 7, а), это редкие случаи. Чаще деформационные полосы ориентируются субпараллельно оси [0001] кристалла, т. е. они легче всего образуются в тех кристаллах, направления [0001] и (0001) которых располагаются вблизи плоскостей максимального скалывающего напряжения. В кристаллах, сжатых параллельно или перпендикулярно [0001], полосы получаются неправильные, и кристаллографическая ориентировка их варьирует значительно [Carter et al., 1964].

В случае пересекающихся полос угол между ними в среднем равен 84°. Полосы располагаются симметрично относительно [0001] кристалла-хозяина.

При сжатии образуются полосы, внутри которых ось C_v стремится пройти через нормаль к границе полосы; при растяжении ось C_v внутри полосы ориентируется под острым углом к границе последней. Эти два типа полос легко установить (при соотношениях, показанных на рис. 8) в шлифе при помощи кварцевого компенсатора: в первом случае (при сжатии) полосы имеют отрицательное удлинение, во втором (при растяжении) — положительное. В изученном жильном

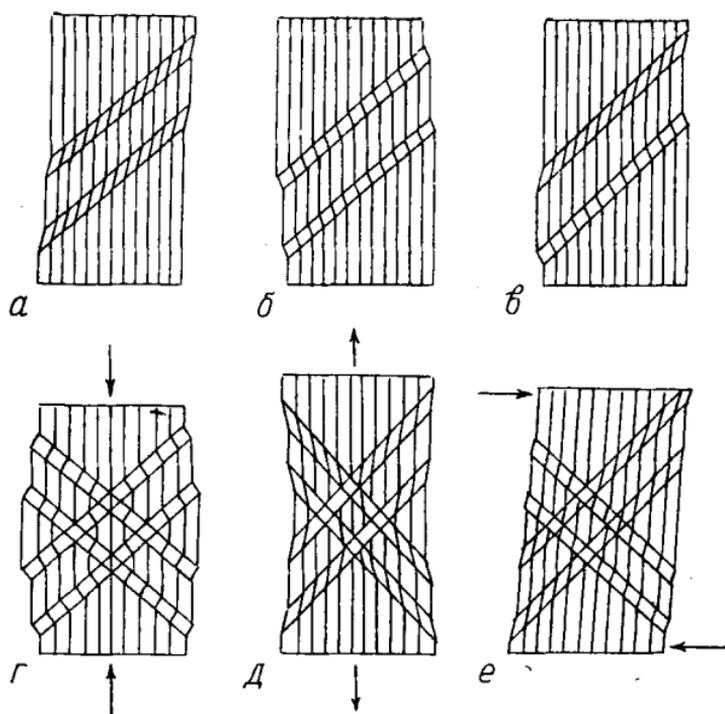


Рис. 8. Схема образования деформационных полос в жильном кварце: *а* — при растяжении параллельно $[0001]$ и сдвиге; *б* — при сдвиге и сжатии параллельно $[0001]$; *в* — при изгибе; *г* — при сжатии параллельно $[0001]$; *д* — при растяжении параллельно $[0001]$; *е* — при сдвиге [Вертушков и др., 1970. Рис. 5, 10]

кварце при образовании пересекающихся систем полос ось сжатия совпадает с биссектрисой тупого угла между ними [Вертушков и др., 1970].

Деформационные ламелли — плоскостные структурные элементы, содержащие мельчайшие тесно расположенные включения, впервые были описаны А. Бёмом в 1883 г. Многие авторы описывали потом аналогичные структуры под названием «ламеллей Бёма» или «полосок Бёма» (Ф. Бекке, О. Мюгге и др.). Интенсивное изучение кристаллографической ориентировки и структурно-петрологического значения природных ламеллей выполнено в 30—40-х годах [Sander, 1930; Nietanen, 1938; Fairbairn, 1941; Ingerson and Tuttle, 1945; Riley, 1947]. В результате установлена деформационная природа, выявлены основные типы ла-

меллей — с включениями (полоски Бёма) и без включений (собственно деформационные ламелли), высказаны предположения о кристаллографических направлениях трансляционных скольжений в кварце при образовании ламеллей. Обстоятельный обзор литературы в основном по природным ламеллям содержится в статье Дж. Христи и К. Релея [Christie, Releigh, 1959].

В настоящее время имеются данные не только по природным, но и по экспериментальным ламеллям. Установлено, что как в природно, так и в экспериментально деформированном кварце ламелли представляют собой узкие, часто расположенные субпараллельные тончайшие пластинки, которые по величине показателей преломления и двупреломлению слегка отличаются от содержащего их кварца. Они видны как в плоскополяризованном свете, так и при скрещенных николях в виде тонких штрихов, погасающих при вращении столика микроскопа почти одновременно (менее чем на 1°) по сравнению с остальным зерном. Ламелли не пересекают границ зерен и могут ограничиваться только частью зерна, выклиниваясь перед его краем.

Ф. Бекке в 1892 г., затем Д. Григгс и Дж. Белл [Griggs, Bell, 1938] и Х. В. Ферберн [Fairbairn, 1941] установили, что показатели преломления ламеллей ниже, чем у остальной части зерна кварца. Е. Ингерсон и О. Таттл, напротив, описали ламелли, не содержащие включений, с более высокими показателями преломления, чем у кристалла-хозяина [Ingerson, Tuttle, 1945].

Согласно экспериментальным исследованиям Н. Картера и соавт. [Carter et al., 1964; Christie et al., 1964, 1966] двупреломление ламеллей составляет 0,005—0,007, а показатели преломления несколько ниже, чем у окружающего кварца. Ламелли в среднем имеют ширину 1—2 мкм. Когда микроскоп сфокусирован на верхнюю поверхность шлифа, они выглядят как более светлые полосы (при одном николе), с обеих сторон ограниченные нечеткими темными каемками. Рис. 9 показывает изменение интенсивности света в зависимости от расстояния от середины ламелли. Подобное явление может быть результатом или изменения показателя преломления или изменения толщины шлифа в каждой ламелли. Оптические и электронно-микроскопические наблюдения не обнаруживают соответствующего релье-

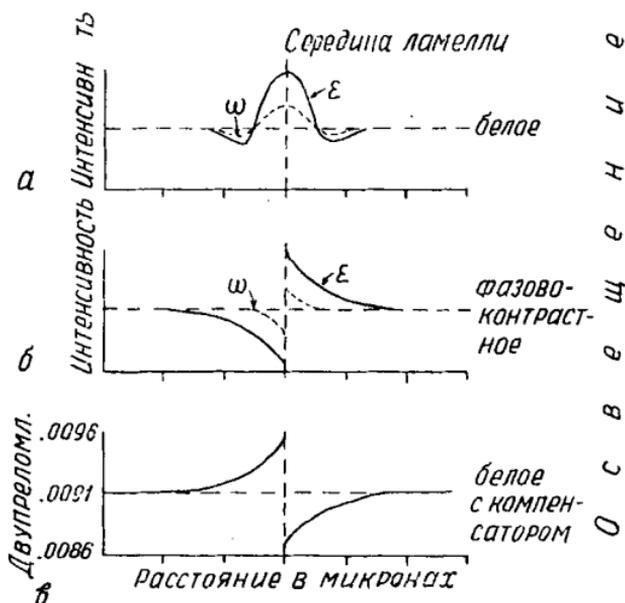


Рис. 9. Оптическая характеристика базальных ламелл в тонком шлифе экспериментально деформированных кристаллов [Christie et al., 1964. Fig. 2]: *а* — изменение яркости в направлении, нормальном к ламелли в плоскополяризованном свете при белом освещении. Сплошная и прерывистая линии — изменение освещенности для колебаний параллельно N_e и N_o соответственно. Шкала интенсивности в произвольном масштабе; *б* — изменение яркости при фазово-контрастном освещении. Уменьшение интенсивности соответствует увеличению показателя преломления; *в* — изменение двупреломления в направлении, нормальном к ламелли, измеренное при белом освещении в скрещенных николях и введенном компенсаторе

ефа вблизи ламелл, так что указанная особенность должна быть результатом изменения показателя преломления. Действительно, при фазово-контрастном освещении ламелли обнаруживают асимметрию: одна сторона их оказывается темной (более высокое преломление и двупреломление, чем у кристалла-хозяина), а другая светлой (более низкое, на ту же величину, преломление и двупреломление).

Под электронным микроскопом ламелли видны достаточно резко до 50 \AA , т. е. при ширине всего в 10 междоузлий решетки, на пределе разрешающей способности микроскопа. Отсюда сделано заключение, что ламелли представляют собой плоские границы, отделяющие участки с более высоким от участков с более низким двупреломлением. Как и любые другие планарные текстурные элементы, ламелли не будут видны, если они наклонены менее чем под углом 40° к плоскости шлифа. Диаграмма ориентировки их, составленная по одному шлифу, может иметь «белое пятно», для устранения которого требуется наблюдение в двух или даже в трех взаимно перпендикулярных сечениях.

Как упоминалось выше, некоторые природные ламелли — полоски Бёма — отличаются от экспериментальных тем, что содержат мелкие буроватые включения. Природа включений, как правило, не может быть определена оптически, так как они мельче разрешающей способности микроскопа.

На гистограммах (рис. 10), изображающих ориентировку экспериментальных деформационных ламеллей относительно оптической оси кристалла кварца, выявляются три неравнозначных максимума. Наиболее распространенные ламелли субпараллельны базису; нормали к ним составляют с осью C_v угол от 0 до 12° . Меньшая группа характеризуется углами C_v : полюс ламеллей от 20 до 50° (максимум приходится на угол 35°). Наконец, изредка отмечаются ламелли, субпараллельные оси C_v . Иногда в одном и том же зерне наблюдается более одной системы ламеллей.

В природно деформированных образцах кварцита наибольшее значение имеет максимум между 6 и 20° (пик приходится примерно на 15° ; рис. 10, $e-z$). Таким образом, искусственные ламелли лежат значительно ближе к базальной плоскости, чем ламелли природные.

На сводной диаграмме, составленной по данным ряда авторов (рис. 11), выделяется один резкий максимум (пик приходится на $10-15^\circ$), соответствующий субгоризонтальным ламеллям. Количество ламеллей, отклоняющихся от базиса на больший угол, быстро и

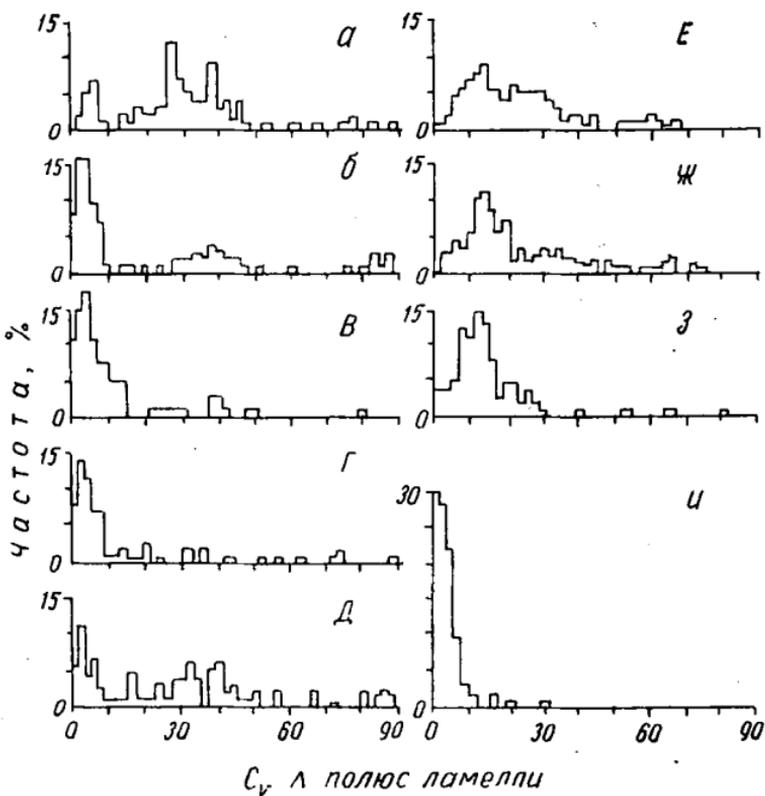


Рис. 10. Ориентировка деформационных ламелл относительно оптической оси пяти искусственно деформированных образцов кварца (а—д), одного образца кварцита (и) и трех природно деформированных кварцитов (е—з) [Carter et al., 1964]

довольно равномерно уменьшается без дополнительных максимумов.

Н. Картер и соавт. [Carter et al., 1964; Heard and Carter, 1968] в серии экспериментов показали, что ламелли формируются в плоскости максимального срезающего стресса. Это хорошо видно на гистограммах (рис. 12). В двух искусственно деформированных образцах 62% ламелл составляют с осью сжатия угол от 25 до 50°, пик приходится на 40—45° (рис. 12, а). В двух природно деформированных образцах кварцита закономерность проявляется еще отчетливее: 86% ламелл составляют с осью сжатия угол от 25 до 60°, пик приходится на 45—50° (рис. 12, б).

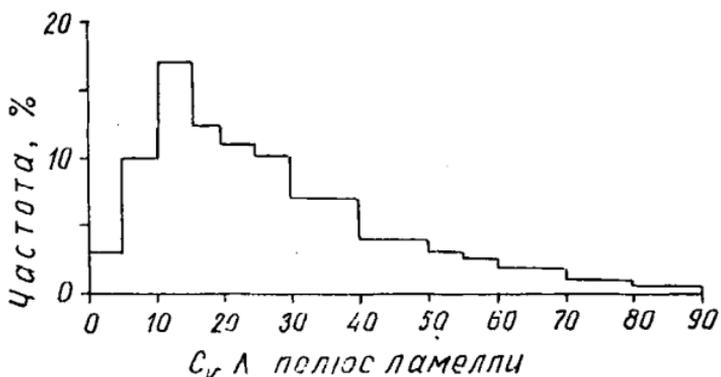


Рис. 11. Сводная диаграмма ориентировки 3736 ламелл относительно [0001], по данным ряда авторов: 336 — Fairbairn H. W. (1941); 373 — Ingerson E., Tuttle O. (1945); 102 — Saha A. K. (1955); 885 — De A. (1958); 775 — Christie J. M., Raleigh C. B. (1959); 457 — Hansen E., Borg I. Y. (1962); 809 — Dula W. F. (1981)

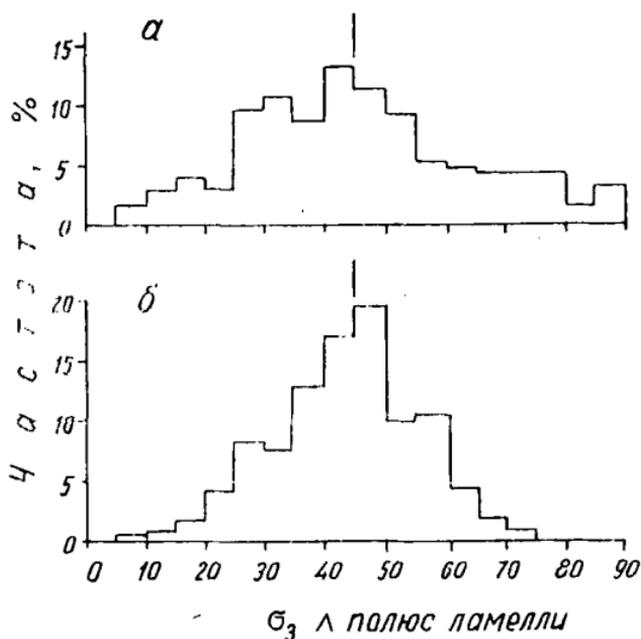


Рис. 12. Ориентировка ламелл относительно оси сжатия (σ_3). Гистограммы составлены по данным Н. Картера и соавт. [Carter et al., 1964. Fig. 10]: а — суммарная гистограмма по двум экспериментально деформированным образцам кварца; 195 замеров; б — суммарная диаграмма по двум природно деформированным образцам кварцита; 276 замеров

На стереограмме (рис. 13) также хорошо видно, что полюса ламелл проявляют тенденцию к образованию пояса по дуге малого круга, осью которого является ось сжатия σ_3 . Этот пояс имеет радиус от 30 до 60°, что указывает на формирование ламелл в плоскости максимального скалывающего стресса.

В кристаллах, ориентированных так, что максимальное скалывающее напряжение приходится на базальную плоскость, возникают ламелли, в большинстве своем почти параллельные базису и почти нормальные к зонам волнистого погасания и деформационным полосам. Но так как при этом и некоторые грани призмы ока-

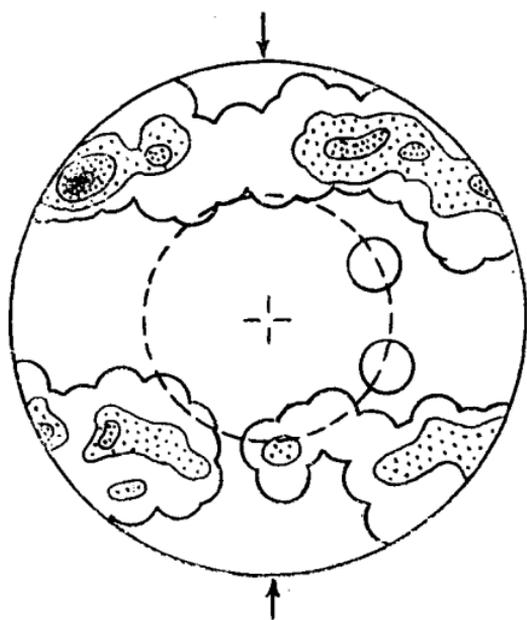


Рис. 13. Ориентировка полюсов ламелл относительно оси сжатия; 112 систем ламелл в 63 зернах; изолинии 1—3—5—7% на 1% площади сетки. Стрелки — ось сжатия; прерывистая окружность — «белое пятно» [Carter et al., 1964. Fig. 4, f]

зываются параллельными одному из двух направлений скалывания, то локально возникают ламелли, субпараллельные оси S_v .

Кристаллы, сжатые параллельно или перпендикулярно оси C_v , содержат деформационные ламелли, ориентированные под углом $30-60^\circ$ к этой оси.

На основе экспериментов сделан вывод о том, что ламелли в большинстве своем образуются при скольжении по базису и что они трассируют активные плоскости скалывания. С увеличением степени деформации ламелли прогрессивно вращаются вместе с системой скольжения. Если в кристалле наблюдаются слабо деформированные и более интенсивно деформированные участки, то в последних ламелли приобретают ориентировку, отклоняющуюся от направления базиса соседних участков на угол до 12° . Согласно данным А. Хиетанен, это отклонение объясняется волнистыми изгибами или «шевронными» изломами плоскостей скольжения, т. е. плоскостей базиса. Это явление еще раньше было отмечено Б. Зандером [Sander, 1930. S. 176].

По данным Дж. Христи и соавт. [Christie et al., 1964], оптические эффекты, производимые базальными ламеллями, совпадают с тем, что можно ожидать от рядов краевых дислокаций с плотностью $0,8 \cdot 10^5$ на 1 см. Это предположение подтверждается электронно-микроскопическим изучением протравленных ламеллей. Ямки травления располагаются вдоль линий, параллельных базису, а подсчеты дают плотность ямок в пределах $0,5-1,3 \cdot 10^5$ на 1 см, указывая на то, что ямки травления суть индивидуальные дислокации. Отклонения от базальной ориентировки могут объясняться не только вращением ламеллей или изгибами плоскостей скольжения, как отмечалось выше. Имеются данные, согласно которым отклоняющиеся от базальной плоскости ламелли представляют собой тонкие косо ориентированные полоски, образованные кулисообразно расположенными рядами базальных ламеллей (рис. 14).

Установлено также, что скольжение может происходить не только по базису, но и по другим направлениям. Этому вопросу ниже посвящен особый раздел.

Оптические характеристики большинства природных и экспериментальных ламеллей практически идентичны, поэтому выводы, полученные опытным путем, в значительной степени могут быть распространены и на природные объекты.

Особенности ориентировки ламелл в природно деформированных кварцевых породах могут быть использованы для определения главных осей напряжения. Как отмечалось выше, в экспериментально деформиро-

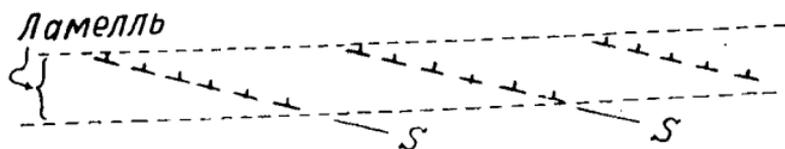


Рис. 14. Модель деформационной ламелли, не параллельной плоскости скольжения. Ламелль состоит из эшелонных рядов, лежащих в разных плоскостях решетки. S — плоскости скольжения [Christie et al., 1964]

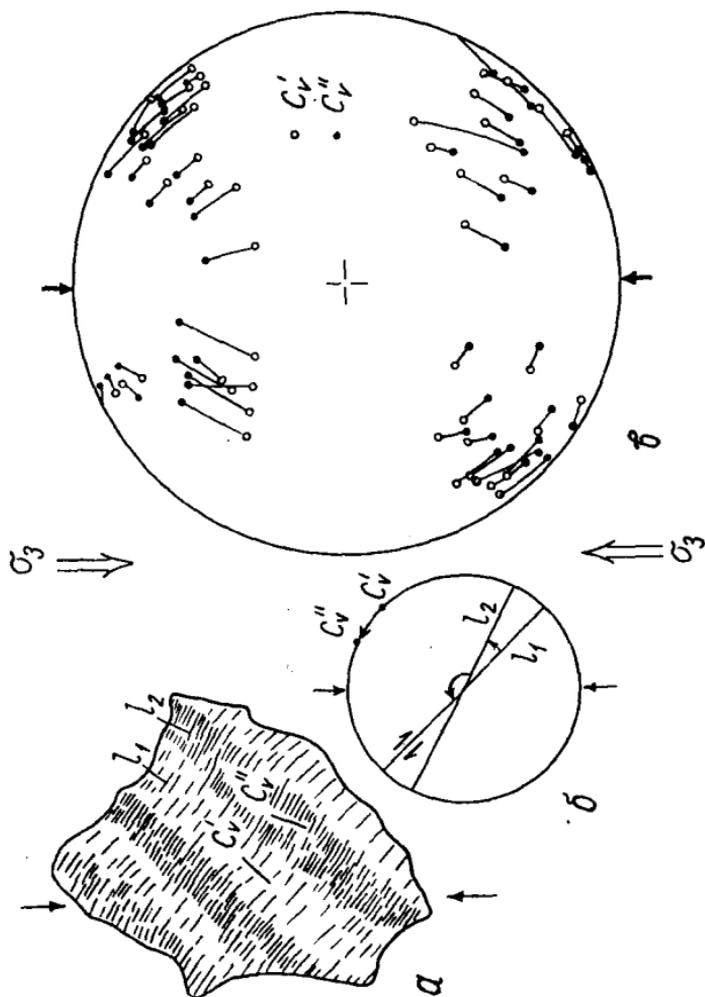
ванной породе полюса ламелл располагались в виде пояса по малому кругу примерно под 45° от оси максимального сжимающего стресса (см. рис. 13). Однако подобная диаграмма нуждается в дополнении, увеличивающем достоверность определения. Согласно данным ряда авторов [Christie, Releigh, 1959; Naha, 1961; Carter et al., 1964], плоскости, проведенные на стереограмме через полюса ламелл и оси C_v , как правило, проходят через ось пояса по малому кругу, определяемому полюсами ламелл. При этом полюса ламелл располагаются ближе к оси максимального сжимающего стресса, чем оси C_v . Эти соотношения могли бы однозначно решить вопрос о диагностике оси σ_3 , однако известны примеры прямо противоположной ориентировки: полюса ламелл в некоторых случаях оказывались дальше от оси сжатия по сравнению с осями C_v [Naha, 1959; Hansen and Borg, 1962; Christie et al., 1966; Немес, 1968]. Эти случаи пока не находят объяснения и показывают, что данный способ определения оси сжатия требует основательного изучения.

Более надежен следующий критерий. Экспериментально установлено, что сильно деформированные участки, представляющие собой полосы пластического излома (кинк-бенды) и зоны волнистого погасания в кварце, содержат более частые, теснее расположенные ламелли по сравнению с участками, деформированными слабее. Эти более деформированные участки испы-

тали также и большее внутреннее вращение, чем участки, менее деформированные. Вращение осей C_v этих участков направлено к оси сжатия σ_3 (рис. 15, а, б).

Диаграмма (рис. 15, в) иллюстрирует эти взаимоотношения. Для построения ее выбраны зерна, имеющие волнистое погасание или полосы пластического излома и явно различное развитие ламеллей от зоны к зоне. Дуги больших кругов соединяют проекции оптических осей, замеренных в смежных участках с разной интенсивностью деформации. Пересечение этих дуг дает максимум точек β -пересечений, центр тяжести которого совпадает с осью сжатия σ_3 . За исключением трех замеров оси C''_v более деформированных участков (с более обильными ламеллями) расположены ближе к оси σ_3 . Этот метод позволяет с достаточной точностью и достоверностью диагностировать ось сжатия в деформированных кварцсодержащих породах. Практическое использование его возможно в тех случаях, когда в кварце полосы волнистого погасания или деформационные полосы ассоциируют с суббазальными ламеллями, а плотность распределения последних в смежных зонах оказывается различной. Это различие позволит выделить более и менее деформированные полосы, после чего необходимо: 1) замерить ориентировку ламеллей и оптических осей в соседних полосах (I_1 и C'_v ; I_2 и C''_v); 2) нанести проекции C'_v и C''_v на сетку Вульфа, обозначив их различающимися знаками; 3) провести через точки C'_v и C''_v дуги больших кругов; 4) по точкам пересечения дуг построить диаграмму в изолиниях (диаграмму β -пересечений) и определить центр тяжести максимума. Если точки C''_v лежат ближе к этому центру тяжести, чем точки C'_v , то центр тяжести будет отвечать проекции оси сжатия σ_3 ; 5) вместо диаграммы β -пересечений можно нанести полюса дуг больших кругов, проходящих через точки C'_v и C''_v . Эти полюса распределятся в виде пояса, нормаль к которому определит выход оси σ_3 (при условии, указанном в предыдущем пункте).

Рис. 15. Определение оси сжатия по ламеллям: *a* — схема зерна кварца из экспериментально деформированного кварцита, показывающая более тесное расположение ламеллей (l_2) в интенсино деформированных участках по сравнению с менее деформированными (l_1). Оси C'' в более деформированных участках испытывали вращение в направлении σ_3 относительно C' в менее деформированных участках; *b* — диаграмма геометрии вращения, показанного на рис. 15, *a*; *в* — большие круги, связывающие оси C'' в соседних зернах, имеющих волнистое погасание и структуры кинк-бенд в экспериментально деформированном кварците [Carter et al., 1964, Fig. 14]



1.2.4. Таблитчатая форма зерен

В подавляющем большинстве случаев кварц в горных породах представлен неправильными зернами, поэтому обычно изучается ориентировка его по внутреннему строению. Однако иногда может наблюдаться достаточно четкая ориентировка и по форме зерен. Примером служат гранулиты, в которых кварц нередко имеет таблитчатую, удлинненно-таблитчатую, дискоидальную форму (рис. 16, а, б). Гранулитовые зерна кварца своими уплощенными сторонами располагаются параллельно плоскости ab , т. е. перпендикулярно петроструктурной оси c . В структурно гомогенных доменах нормали к уплощенным сторонам таблиц дают диаграммы типа S-тектонитов.

Наряду с таблитчатостью обязательно замеряются оптические оси, трещиноватость и другие деформационные элементы. Соотношения между ориентировкой по форме зерен и ориентировкой по внутреннему строению детально рассмотрены на примере саксонских гранулитов [Елисеев, 1953; Sander, 1930; Behr, 1961].

1.2.5. Микротрещиноватость кварца

Трещиноватость кварца может наблюдаться визуально или под микроскопом. В первом случае ее можно отнести к мезо-, а во втором к микромасштабным структурным элементам. Мезомасштабная трещиноватость характерна для жильного кварца. Методика ее изучения изложена в работе Г. Н. Вертушкова и соавт. (1969).

Микротрещиноватость, наблюдаемая в шлифах, нередко дает ценные дополнительные сведения о тектонитах. Так, изучение микротрещин ($hO1$) и (Okl) в гранулитовом кварце позволило сделать вывод о происхождении таблитчатости зерен в результате деформации «сплющивания» при дифференциальных скольжениях по плоскостям скалывания (Okl). Трещинки, наблюдаемые в зернах, представляют последние следы деформации, большинство же трещин, возникших раньше, было впоследствии «залечено». Проскальзывание по трещинам скалывания было незначительным, но все же достаточным, чтобы в результате совокупного сме-

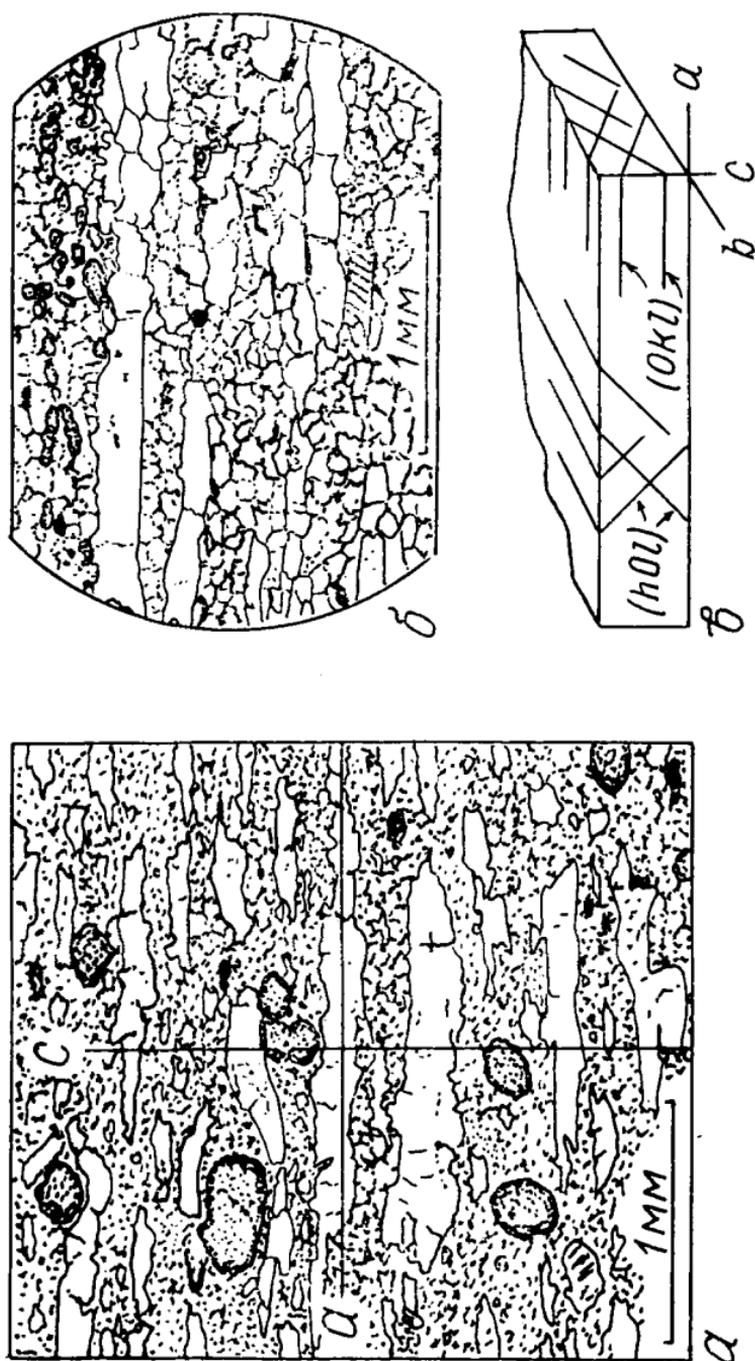


Рис. 16. Табличатые кристаллы кварца в гранулитах: а — саксонский гранулит. Шлиф в плоскости ac [Sander, 1930, Abb. 77]; б — гранулит западной части Кольского полуострова. Правобережье р. Ноги [Половинкина, 1966, Фиг. 503]; в — схема микротрещиноватости и в гранулитовом кварце

щения по всем этим плоскостям произошло изменение формы зерен с образованием табличек и дисков. Симметрия микростроения гранулитов нередко оказывается ромбической, что также говорит в пользу деформации чистого сдвига («сплющивания»).

Интересны результаты изучения микротрещиноватости кварца катакластически деформированных песчаников, полученные И. Хофманом и В. А. Корчемагиным (1974). Ими были изучены системы мелких трещин, наблюдавшихся в пределах отдельных кварцевых зерен. Выбирались зерна, в которых имелись две и более микротрещины. Замеренная пара микротрещин наносилась на стереосетку, определялась линия их пересечения, затем вычислялся угол между этой линией и оптической осью данного зерна. Полученные значения представлялись в виде гистограммы, отражающей частоту встречаемости разных углов. Обнаружилось хорошее соответствие замеренных углов и теоретически определенных угловых координат линий пересечения наиболее развитых граней кварца. Эти данные подтверждают представление о зависимости характера дробления кварца от строения решетки при катакластических деформациях.

1.3. Направления скольжения в кварце

Анализируя кристаллическую решетку кварца, Х. В. Ферберн обратил внимание на то, что в ней нет каких-либо предпочтительных плоскостей трансляционного скольжения. Как известно, таковыми могут быть кристаллографические плоскости, между которыми силы сцепления меньше, чем на других плоскостях. Кристаллы кварца представляют собой каркас сцепленных друг с другом кремнекислородных тетраэдров. Каждый атом кислорода в тетраэдре является общим с соседним тетраэдром, поэтому структура оказывается связанной во всех направлениях одинаково прочно. В ней невозможно провести плоскость, которая не пересекала бы один или более узел тетраэдра. Однако в кварце можно ожидать линии скольжения параллельно тем рядам последовательно и однотипно расположенных атомов, по которым тетраэдрические связи нарушались бы легче всего. Эти линии проходят через атомы кислорода, т. е.

параллельно горизонтальному ребру $m:r$ (кристаллографической оси a) [Fairbairn, 1939, 1941].

При отсутствии предпочтительных направлений кварц характеризуется наличием ряда слабо выраженных, но равноценных плоскостей скольжения [Christie et al., 1966], что находится в согласии с богатством и разнообразием плоских решеток в кристаллографической структуре этого минерала. Кварц удовлетворяет известному критерию Мизеса [Вернон, 1980. С. 141], согласно которому полизернистый агрегат может сохранять связность при деформации посредством только внутризернового скольжения лишь при наличии по крайней мере пяти независимых систем скольжения.

Анализ соотношений между поверхностями дифференциальных скольжений в породе, определяемыми по мезомасштабным структурам, например по сланцеватости, и предпочтительной ориентировкой оптических осей кварца позволил установить ряд направлений трансляционного скольжения в кристаллах кварца. Б. Зандер, суммируя данные по тектонитам, диаграммы которых характеризуются одним и двумя максимумами оптических осей, выделил четыре типа (I—IV) максимумов осей (рис. 17, *a*), причем каждому из этих максимумов соответствует определенное направление скольжения в кварце. Д. Григгс и Дж. Бэлл добавили к этим четырем максимумам еще два—V и VI (рис. 17, *b*) [Griggs, Bell, 1938]. На сводной диаграмме Х. В. Ферберна показаны кроме того VII и VIII максимумы, а VI исключен как тесно связанный с IV (рис. 17, *в*). Порядок частоты встречаемости каждого из восьми типов следующий: 1) максимумы I и IV—VI, 2) максимум III, 3) максимум II, 4) максимумы V, VII, VIII [Ферберн, 1949. Рис. 124].

Рассмотрим некоторые направления скольжения в кристаллах кварца, начиная с тех, которые определяются наиболее простыми диаграммами типа S-тектонита (максимумы V и I).

Одной из плоскостей трансляционного скольжения, о которой уже говорилось при рассмотрении деформационных ламеллей, является базопинакоид. Впервые это направление скольжения было установлено в динамометаморфических породах, в которых оптические оси зерен кварца располагались приблизительно перпенди-

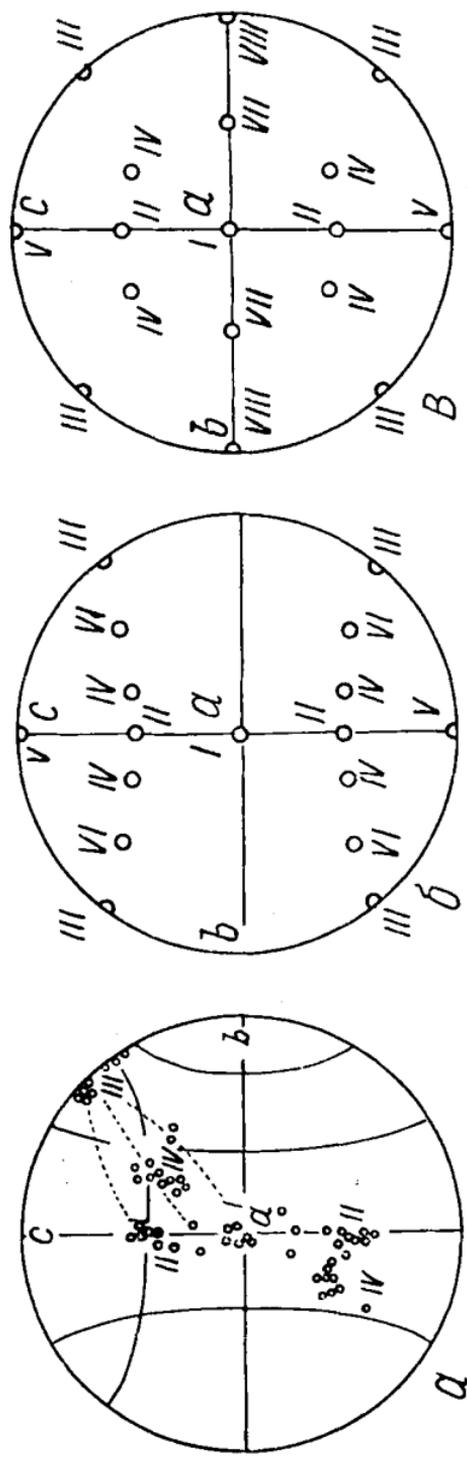


Рис. 17. Обзорные диаграммы средних положений известных максимумов оптических осей кварца: а — по Б. Зандеру [Sander, 1930. D. 61]; б — по Д. Григге и Дж. Бэлли [Griggs, Bell, 1938. Fig. 8]; в — по Х. В. Ферберну [1949. Рис. 124]

кулярно сланцеватости, т. е. перпендикулярно плоскости ab , обуславливая максимум V (рис. 17 и 18, а).

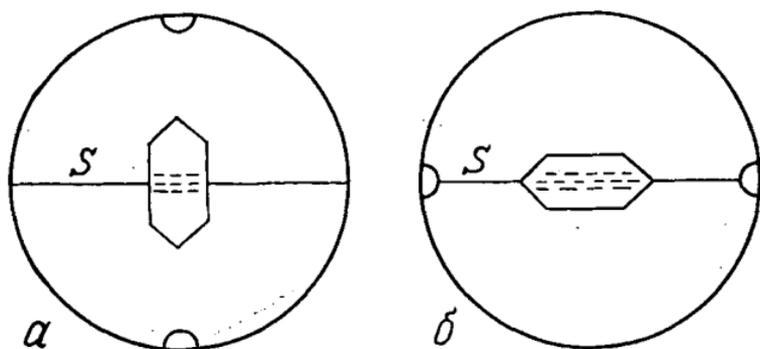


Рис. 18. Диаграммы ориентировки оптических осей кварца в S -тектонитах: a — ориентировка «по правилу Тренера»; b — ориентировка «по правилу призмы»; $S=ab$ — плоскость скольжения в породе (сланцеватость); штрихи — направление скольжения в кристаллах кварца

Ясно, что такая предпочтительная ориентировка возникла в результате внутризернового (интрагранулярного) скольжения по базису, который в данном случае среднестатистически совпадал с плоскостью ab в породе. Эту ориентировку Б. Зандер назвал ориентировкой «по правилу Тренера» по имени автора, обнаружившего ее впервые в 1906 г.

По распространенности этот тип стоит на четвертом месте. Здесь он приводится раньше других только потому, что скольжение по базису уже рассматривалось выше. Кроме того, этот пример показывает, как по узору тектонита можно определить, по какой кристаллографической плоскости в решетке кварца или другого минерала совершались дифференциальные движения при пластической деформации.

Дальнейшие исследования Б. Зандера показали, что другим, значительно более распространенным типом является ориентировка «по правилу призмы», при которой оптические оси располагаются параллельно сланцеватости породы и параллельно линии скольжения, т. е. в плоскости ab параллельно a -линейности (максимум I). Такое строение свидетельствует о скольжении в зернах кварца параллельно вертикальной

кристаллографической оси, т. е. ребру между призматическими гранями (рис. 18, б).

Таковы два сравнительно простых направления скольжения, установленных при изучении природных кварцевых тектонитов.

Экспериментальные исследования показали, что трансляционное скольжение по тем или иным плоскостям решетки зависит от условий, в которых протекает деформация: температуры, скорости деформации, характера и количества флюидов и, вероятно, других факторов. Опытным путем установлено, что критическое значение срезающего стресса при температуре менее 700°C для скольжения по базису меньше, чем для скольжения по призме 1 рода ($10\bar{1}0$). При температуре выше 700°C — наоборот. Иными словами, при $t < 700^{\circ}\text{C}$ легче происходит скольжение по базису, а при $t > 700^{\circ}\text{C}$ — по призме.

Скользющие движения по базису в направлении первой кристаллографической оси начинаются при относительно слабых напряжениях. Они могут сопровождаться образованием деформационных ламелл. Последние возникают, как предполагается, на любой стадии деформации, но сохраняются только в тех случаях, когда начальные слабые деформации не перекрываются последующими, более интенсивными. Если же после слабых деформаций произойдут более сильные, то ламеллы исчезают и в интенсивно деформированных породах не наблюдаются.

Таким образом, на стадии пластической деформации трансляционное скольжение совершается параллельно базопинакоиду, а при более интенсивной деформации, с разрывом сплошности, скольжение происходит в направлении, параллельном граням призмы [Елисеев, 1953].

Тектониты с двумя максимумами (III, II, IV, VII) более сложны, установление плоскостей скольжения по ним менее определено и нередко неоднозначно.

Наиболее простая интерпретация максимума III предложена В. Шмидтом. Согласно его гипотезе, при образовании этого типа ориентировки внутризерновые скольжения происходят по ромбоэдру r ($10\bar{1}1$), линия скольжения — ребро между гранями ромбоэдра и приз-

мы $[r:m]$. Диаграмма характеризуется двумя максимумами, симметрично расположенными в плоскости bc на расстоянии 38° от оси b . В наглядной форме эта гипотеза иллюстрирована диаграммой, ориентированной перпендикулярно оси a (рис. 19, a). При деформации внутризерновые скольжения легче всего произойдут в тех зернах кварца, которые изначально были расположены благоприятно или приобрели благоприятную ориентировку в результате некоторого межзернового вращения и в конечном итоге расположились активными кристаллографическими плоскостями скольжения субпараллельно плоскости ab породы. На диаграмме условные идеальные кристаллы как раз и показаны в таком положении: плоскость $r \parallel ab$, ребро $[r:m] \parallel a$. Естественно, при этом оптические оси кварца дадут два максимума III типа, симметрично расположенные относительно оси b в плоскости bc .

Б. Зандер также объяснял максимум III скольжением по ромбоэдру $(10\bar{1}\bar{1})$ в направлении первой кристаллографической оси $[2\bar{1}10]$; т. е. параллельно ребру $[r:m]$. Основанием для этого вывода послужили наблюдения над полосками Бёма в кварце многих альпийских кварцитов и слюдяных сланцев, составляющими с (0001) угол $20\text{--}23^\circ$, что отвечает ориентировке некоторых ромбоэдров (см. табл. I, ромбоэдры ω и ω').

Ориентировка II типа, для которой характерны два максимума в плоскости ac , расположенные симметрично относительно оси b под углом 83° друг к другу, встречается значительно реже предыдущих типов. Для объяснения максимумов II предложено несколько гипотез. По Б. Зандеру, скольжение в породе может происходить по двум пересекающимся системам S-плоскостей (hOl) и $(\bar{h}Ol)$, т. е. по плоскостям скалывания при двухосной (плоской) деформации. Внутризерновое скольжение в зернах кварца при этом трассируется двумя системами полосок Бёма, ориентированными по ромбоэдру.

Согласно другому предположению того же автора, скольжение в породе осуществляется параллельно единственной плоскости $S=ab$, а внутризерновые скольжения в кварце выражаются в образовании двойников по японскому закону. Плоскостью двойникования при этом

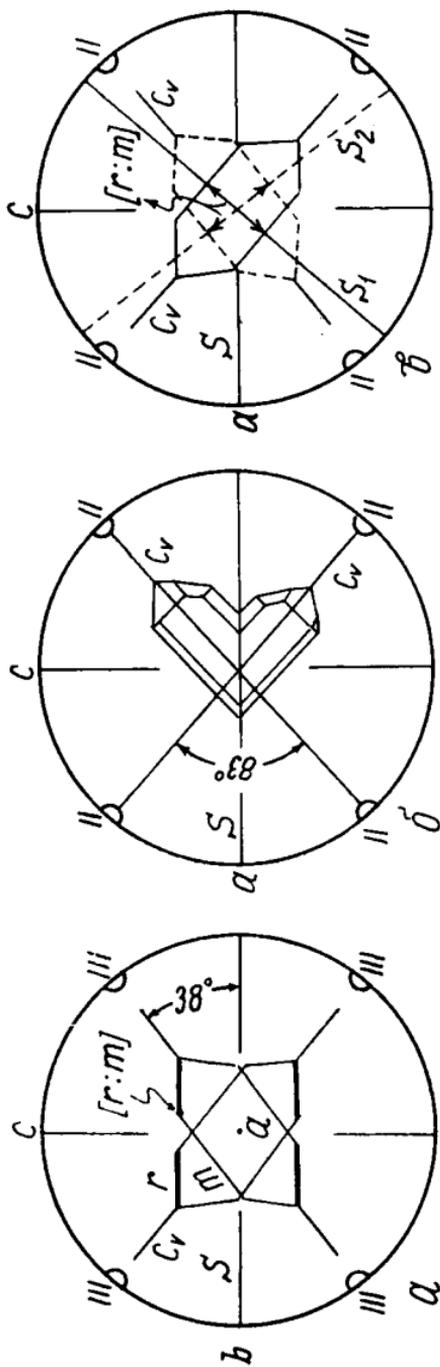


Рис. 19. Диаграммы, поясняющие определение плоскостей скольжения на основе максимумов III и II типов: a — максимум III: скольжение по ромбоэдру в направлении ребра $[r:m]=a$ (по: Шмидт, Тугнет, 1948, Р. 256); $б$ — максимум II: двойникование по японскому закону; двойниковое скольжение по тригональной пирамиде $(2\bar{1}1\bar{2})$ в направлении ребра $[2\bar{1}1\bar{3}]$ [Sander, 1930]; $в$ — максимум II: скольжение параллельно ребру $[r:m]=a$ в плоскости, близкой к (0001) [Fairbairn, 1939, 1941]

является тригональная дипирамида ($2\bar{1}\bar{1}2$), которая в ходе деформации приобретает предпочтительную ориентировку примерно параллельно плоскости $S=ab$, направление скольжения — ребро $[2\bar{1}\bar{1}3]$. Подтверждение этого объяснения можно видеть в совпадении углового расстояния между максимумами II типа (83°) и между смежными индивидами японских двойников (см. рис. 19, б).

В. Шмидт также считал, что грани тригональной дипирамиды ($2\bar{1}\bar{1}2$) или ($11\bar{2}\bar{2}$) являются плоскостями, по которым осуществлялись дифференциальные движения в кварце и которые располагались параллельно единственной поверхности скольжения в породе $S=ab$. Ребро $[2\bar{1}\bar{1}3]$ совпадает при этом с направлением движения по петроструктурной оси a [Елисеев, 1953, с. 217].

Х. В. Ферберн предложил еще одну гипотезу, согласно которой скольжение происходит параллельно ребру $[r:m]$ в какой-то подходящей, не обязательно рациональной, кристаллографической плоскости, близкой к плоскости (0001), составляющей с базисом угол от 7 до 36° . Диаграмма (см. рис. 19, в) поясняет, как трансляция параллельно $[r:m]$ может обеспечить образование максимумов II типа.

Четвертый (IV) и близкий к нему шестой (VI) типы максимумов характеризуются трансляционным скольжением по $(10\bar{1}1)$ параллельно одному из двух возможных ребер $[r:z]$.

Седьмой (VII) максимум объясняется внутризерновым скольжением по граням призмы, параллельным $S=ab$, в направлении оси $[2\bar{1}\bar{1}3]$. В результате оптические оси в различных зернах кварца располагаются симметрично относительно плоскости ac . Угол между максимумами равен примерно 106° .

Наконец, VIII тип максимума объясняется или скольжением по призме в плоскости $S=ab$ параллельно ребру $[r:m]$, или вращением удлинённых по $[0001]$ зерен кварца, заключённых в более податливый, например в кальцитовый, матрикс.

Гипотезы интрагранулярного скольжения в кварце при образовании ориентировок, отвечающих I—VIII

максимумам, не ограничиваются приведенными выше. Имеются и другие предположения, краткий обзор которых сделан в разделе, посвященном тектонитам.

В заключение необходимо остановиться на экспериментальных данных Ж. Туллиса, Дж. Христи и Д. Григгса, изучивших пластические деформации кварцитов интенсивностью от 34 до 53% (укорочение образцов при сжатии) при температуре от 600 до 850°С и при скорости деформации от $10^{-6}/\text{с}$ до $10^{-7}/\text{с}$. В результате экспериментов получены микроструктуры и предпочтительные ориентировки, подобные наблюдающимся во многих горных породах, определен характер ориентирующего механизма.

Микроструктуры варьируют широко по мере изменения условий и зависят преимущественно от механизма деформации. Ниже 850°С и при скорости деформации $10^{-5}/\text{с}$ (или при 650°С и скорости $10^{-7}/\text{с}$) перекристаллизация не происходит, деформация исходных зерен очень неоднородна, деформационные ламеллы имеют разнообразную ориентировку. При более высокой температуре или меньшей скорости деформации наблюдается перекристаллизация по границам зерен; исходные зерна постепенно уплощаются с возрастанием деформации; наблюдаются только базальные и призматические ламеллы. Выше 800°С при скорости деформации $10^{-7}/\text{с}$ перекристаллизация происходит полностью даже при малой величине деформации.

Ниже 800°С при скорости деформации $10^{-6}/\text{с}$ (или при 600°С и скорости $10^{-7}/\text{с}$) развивается максимум осей S_v , ось которого параллельна направлению сжатия (σ_3). При более высоких температурах и малых скоростях деформации образуется конус осей S_v , т. е. проекции их дают пояс по дуге малого круга вокруг оси сжатия. С увеличением температуры и уменьшением скорости деформации радиус этого пояса возрастает от 20 до 45°. Дальнейшего увеличения угла не происходит. Изменение характера предпочтительной ориентировки в зависимости от температуры и скорости деформации показано на диаграмме (рис. 20). Согласно последней, в пределах условий опыта, уменьшение скорости деформации на один порядок дает тот же эффект, что и возрастание температуры на 100 (± 25)°С.

Ясно, что эти данные не могут быть целиком перенесены на природные условия, но они показывают, что для образования таких же микроструктур в природной обстановке требовались более низкие температуры, чем в опытах [Tullis et al., 1973].

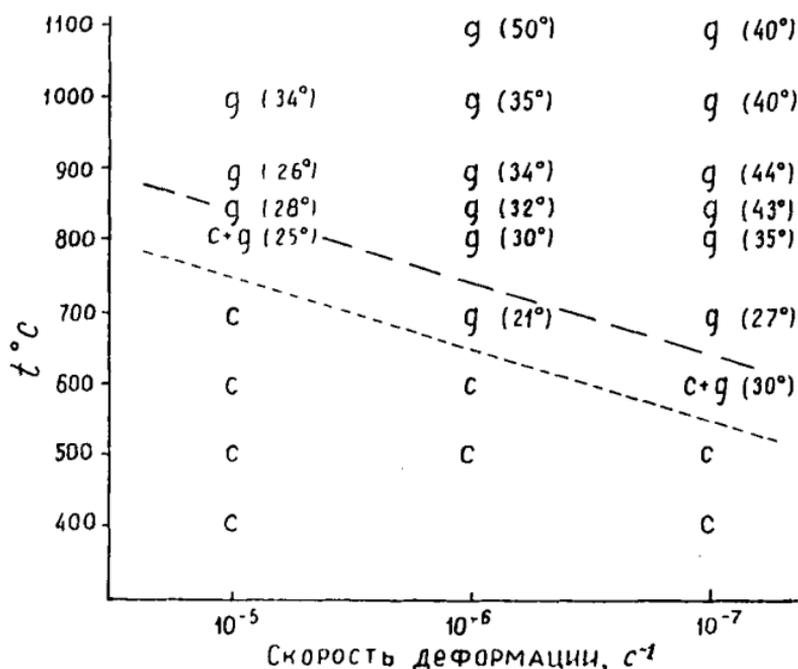


Рис. 20. Зависимость предпочтительной ориентировки оптических осей кварца от температуры и скорости деформации: *c* — максимум осей C_v , параллельных оси сжатия, *g* — малый круг осей C_v вокруг оси сжатия. Числа в скобках показывают величину радиуса пояса по малому кругу. Переход между тем и другим типом ориентировки осуществляется в интервале, в котором наблюдается «гидролитическое ослабление» — линия коротких штрихов. Оптически распознаваемая перекристаллизация вдоль границ зерен — линия длинных штрихов — при несколько более высокой температуре [Tullis, Christie, Griggs, 1973. Fig. 7]

Механизм формирования описанных ориентировок можно представить следующим образом. На первых стадиях, при низких температурах и большой скорости деформации, происходит скольжение по базису, формируется максимум V типа (ориентировка по правилу Тренера). При более высоких температурах и меньших скоростях деформации предполагается скольжение по

ромбоэдру, как при образовании максимума III, однако с той разницей, что в данном случае вместо строго очерченных максимумов на диаграмме выявились пояса. Эти пояса возникли в результате деформации «сплющивания», которая осуществлялась в эксперименте. Скольжение в породе происходило не только по системе плоскостей (hOl), но и по (OkI), соответственно и направления внутризерновой трансляции в кварце располагались в плоскости ab по радиусам от оси сжатия, а оптические оси зерен кварца описывали конус вокруг этой оси. Увеличение радиуса пояса (угла конуса) можно объяснить тем, что с повышением температуры и (или) уменьшением скорости деформации активными плоскостями скольжения становились все более острые ромбоэдры. Базальное скольжение сначала сменялось скольжением по тупому «суббазальному» ромбоэдру типа ω или ω' (см. табл. 1), составляющему с базисом угол 23° , затем — по более острым ромбоэдрам, ориентированным под меньшим углом к оптической оси.

Подобная эволюция трансляционного скольжения предполагалась и раньше, до этих экспериментов: на первых стадиях деформация осуществляется скольжением по базису, затем по ромбоэдру и, наконец, по призме.

1.4. Механизмы предпочтительной ориентировки

Рассмотренные в предыдущем разделе ориентировки с одним и двумя максимумами, наблюдавшиеся в природно и экспериментально деформированных породах, — это факты, которые требуют объяснения. Корреляция «максимум — определенная плоскость и направление скольжения» не дает ответа на вопрос о механизмах, которые приводят в общем случае беспорядочно, случайно расположенные кристаллические индивиды к определенным предпочтительным ориентировкам, устанавливаемым среди тектонитов.

Как известно, деформация является интегральным результатом многих движений, которые испытывают составляющие породу частицы любых размеров (ионы, двойниковые пластинки, кристаллы, агрегаты кристаллов, интергранулярные растворы), подчиненные общей

картине движения. Ф. Тернер (1948) выделил прямые и не прямые компонентные движения. К первым относятся вращение зерен, дробление и ориентировка обломков, дифференциальные движения по поверхностям скольжения, пластическая деформация зерен; ко вторым — движения при паратектонической и при пост-тектонической кристаллизации.

Суммарный результат однородной пластической деформации в породе — скользящие дифференциальные движения. Они могут совершаться в одной единственной системе плоскостей, $S=ab$, или в нескольких сопряженных системах, одноактно или в несколько импульсов, но в одном и том же по ориентировке поле напряжений. Как бы ни проходила деформация, симметрия тектонического движения должна, согласно принципу П. Кюри [Кюри, 1968], определенным образом отразиться в симметрии строения тектонита. Предпочтительная ориентировка минерала (в данном случае — оптических осей зерен кварца) возникает как реакция на дифференциальные движения в породе.

Высказан ряд гипотез, объясняющих механизм упорядочения пространственного положения кристаллических решеток кварца, независимо от внешней формы зерен. Среди них основными являются две — гипотеза дробления и гипотеза трансляционного скольжения.

Гипотеза дробления, выдвинутая вначале Б. Зандером, затем развитая Д. Григгсом и Дж. Бэллом [Griggs, Bell, 1938], основывается на предположении, что зерна кварца в тектонитах систематически дробятся, распадаясь на иглообразные фрагменты, длинные оси которых в основном параллельны тем или иным кристаллографическим ребрам. Эти иглы затем повертываются в положение, приблизительно отвечающее плоскости скольжения в породе и параллельно петроструктурной оси a , т. е. параллельно направлению скольжения. Необходимо подчеркнуть, что оси игл нельзя смешивать с осями кристаллов — эти направления могут не совпадать.

От взаимной ориентировки осей игл и оптической оси кристаллов зависит характер тектонита. Так, например, если оси игл параллельны ребрам $[m:m]$, $[a:a]$ или $[m:a]$, т. е. параллельны оси C_v , то возникнет тектонит с максимумом I (см. рис. 18, б); если же

оси игл параллельны ребрам $[r:c]$, $[z:c]$, $[m:c]$ или $[a:c]$, т. е. перпендикулярны C_v , то возникнет тектонит с максимумом V (см. рис. 18, а). Соотношения между оптическими осями и осями игл показаны в табл. 2.

Таблица 2

Соотношения наблюдающихся максимумов оптических осей в зернах кварца с вероятными положениями иголок различной ориентировки [Ферберн, 1949. С. 116]

Максимум	Плоскость ограничения иголки, лежащая в ab	Оси иголок при этом параллельны	Число одинаково ориентированных иголок, приходящееся на одно зерно
I	t или a	$[m:m]$, $[a:a]$ или $[m:a]$	1
II	r или z	$[r:a]$ или $[z:a]$	6
III	r или z	$[r:c]$, $[r:m]$, $[z:c]$ или $[z:m]$	3
IV	r или z	$[r:z]$	6
V	c	$[r:c]$, $[z:c]$, $[m:c]$ или $[a:c]$	6
VI	r или z	$[r:r]$ или $[z:z]$	6
VII	t (или a ?)	$[m:r]$ или $[m:z]$	6
VIII	t или a	$[m:z]$ или $[a:z]$	6

Последующая синтетектоническая или посттектоническая кристаллизация стирает все признаки игловидной формы, оставляя как свидетельство описанного процесса только зерна с одинаково ориентированными оптическими осями [Ферберн, 1949, Sander, 1930; Griggs, Bell, 1938; Anderson, 1945].

Гипотеза трансляции, предложенная В. Шмидтом (1927) и Б. Зандером (1930), объясняет возникновение предпочтительной ориентировки механизмом трансляционного скольжения. Первоначально эта гипотеза опиралась только на петроструктурные данные, не имела экспериментального обоснования и не находила

подтверждения со стороны структурно-кристаллографического анализа. Попытки получить экспериментально пластические деформации кварца предпринимались многократно, однако они долгое время оказывались безуспешными. Решающее значение имело открытие «гидролитического ослабления» [Griggs, Blacic, 1965; Griggs, 1967; Blacic, Griggs, 1965; Blacic, 1971; Baeta, Ashbee, 1970]. Оказалось, что наличие воды сильно понижает сопротивляемость кварца пластическим деформациям, в то время как «сухой» кварц сохраняет высокую прочность до температуры 800—1000°С при низком всестороннем давлении. При комнатной температуре прочность сухого кварца сильно возрастает с увеличением всестороннего давления, так что он не уступает стали по прочности на сжатие при 20 кбар.

В присутствии воды пластическая деформация вначале проявляется скольжением по базису, концентрируясь в узких полосах излома, субпараллельных [0001]. В синтетических кристаллах, содержащих воду, это явление начинается при температуре 200—300°С. При 400°С прочность их составляет 1 кбар, и механизм деформации изменяется от базального скольжения к призматическому. В природных кристаллах этот переход наблюдается при температуре более 700°С.

Причину гидролитического ослабления видят в том, что вода гидролизует кремнекислородные связи, образующиеся силановые группы при повышении температуры становятся мобильными и, выстраиваясь в линии, продвигаются по кристаллу вместе с дислокациями при сравнительно небольших скалывающих напряжениях [Griggs, Blacic, 1965].

Важнейшее значение имели экспериментальные исследования Н. Картера, Дж. Христи, Д. Григгса, опубликованные в 1964 г., о которых говорилось выше, в разделе, посвященном деформационным структурам кварца. Этими исследованиями была доказана реальность трансляционного скольжения не только по базопинакюиду и призме, но и по ряду других направлений. Увеличение всестороннего давления или содержания воды и уменьшение скорости стрейна способствуют активизации ромбоэдра и призматических плоскостей, в то время как обратные условия способствуют актив-

ности базальной системы плоскостей [Lister, Dornsieper, 1982; Price, 1985].

Изучением полос пластического излома [Christie, Green, 1964; Christie et al., 1964] полностью идентифицированы семь плоскостей скольжения в дополнение к базальной и еще две других, направление скольжения по которым не определено, а именно:

Плоскости скольжения	Направления скольжения
$m\{10\bar{1}0\}$	a
$m\{10\bar{1}0\}$	c
$m\{10\bar{1}0\}$	$\langle c + a \rangle$
$r\{10\bar{1}1\}$	$\langle c + a \rangle$
$z\{01\bar{1}1\}$	$\langle c + a \rangle$
$\{11\bar{2}2\}$	$\langle c + a \rangle$
$\{21\bar{1}2\}$	$\langle c + a \rangle$
$\{10\bar{1}2\}$	Не определено
$\{01\bar{1}2\}$	Не определено

Направление скольжения $\langle c + a \rangle$ означает векториальную сумму скольжений по кристаллографическим осям c и a [Christie et al., 1964, 1966].

Рассмотренные гипотезы почти столь же стары, как и сам метод микроструктурного анализа, однако они не потеряли своего значения, поскольку во многих отношениях сходны с новейшими интерпретациями [Bhat-taharryya, Pasayat, 1968; Shelley, 1971; Hara et al., 1973; Bouchez, 1977; Burg, Laurent, 1978; Hobbs, 1985; Walniuk, Morris, 1985; Takeshita, Wenk, 1988; Dell' Angelo, Tullis, 1989; Z. Tharp, 1989]. Эти две гипотезы нельзя считать альтернативными. Процесс развития предпочтительной ориентировки включает разные механизмы, причем роль каждого из них в различных условиях может варьировать.

Согласно одному из вариантов гипотезы трансляции, в результате внешних вращений индивидуальных кристаллов или, что более вероятно, в результате механизма ограниченного вращения в сочетании с внутризерновым скольжением, кристаллические решетки

кварца в конечном итоге располагаются активными кристаллографическими плоскостями скольжения субпараллельно плоскости скольжения ab в породе и направлением линии скольжения — параллельно петроструктурной оси a .

Ф. Тернер это простое объяснение, особенно акцентированное В. Шмидтом, не считает вполне удовлетворительным. Потребовалось бы много сложных вращений, чтобы кристаллические зерна, первоначально ориентированные произвольно, приобрели идеальную ориентировку, позволяющую осуществиться скольжению соответствующего направления по определенной системе плоскостей, которая в данных термодинамических условиях оказалась наиболее активной. Между тем, хорошо известно, что предпочтительная ориентировка высокой степени наблюдается и в таких породах, вращение зерен которых не могло быть значительным.

По-видимому, в некоторых типах тектонитов определяющее значение могут иметь вращательные движения, но не тех зерен, которые теперь наблюдаются в породе, а зерен-предшественников, существовавших до образования тектонита. Эти предшественники могут быть представлены любыми дезинтегрированными частицами — обломочным материалом тонкозернистых пород (алевролитов, песчаников и пр.), динамометаморфитов (милонитов, ультрамилонитов и пр.), пород с более податливым по сравнению с кварцем матриксом и т. п. В тонкозернистых породах, обладающих повышенной пластичностью, возможны какие угодно вращения частиц. Если форма обломков отражает характер решетки, то уже на этой стадии возможно возникновение начальной предпочтительной ориентировки, однако это не обязательно.

Как известно, кристаллобластез легче всего осуществляется одновременно с деформацией. Следовательно, в более выгодном положении при синтетектоническом метаморфизме окажутся те частицы, решетка которых случайно будет ориентирована согласованно (или почти согласованно) с дифференциальными движениями в породе в целом. Они-то и получают преимущество в росте в ходе собирательного кристаллобластеза. Подобные зародыши (обломки, кристаллиты и пр.) в массе поро-

ды могут распределяться случайно, более или менее равномерно или небольшими группами. Выросшие на их основе индивиды также будут распределены рассредоточенно, но с унаследованной предпочтительной ориентировкой. Как раз такая картина и наблюдается в действительности, что подтверждается следующими данными.

Примененный Б. Зандером и Х. Рамсауэром метод — анализ распределения осей (Achsenverteilungsanalysen — AVA) [Turner, Weiss, 1963], позволил выявить в тектонитах неправильно ограниченные домены по 5—30 почти одинаково ориентированных зерен, которые распределены в породе случайно, без связи с дискретными или проникающими S-поверхностями, определенными по другим чертам строения. В целом порода характеризуется ясной предпочтительной ориентировкой оптических осей типа S-тектонита, однако зерна, образующие максимум, распределены в породе более или менее равномерно, не обнаруживая зависимости от видимых особенностей текстуры, что можно было бы ожидать, если бы предпочтительная ориентировка возникла в основном в результате вращения зерен на кульминационной или заключительной стадии синтектонического кристаллобластеза. Выявленная методом AVA особенность строения объясняется, вероятно, унаследованием ориентировки первичных мелких частиц.

О том, что реликтовые ориентировки кварца сохраняются иногда очень устойчиво при наложении повторной деформации, известно давно. Таковы, например, доскладчатые ориентировки кварца, позволяющие «развернуть» складку [Зоненшайн и Сборщиков, 1965; Sander, 1930, Abb. 129; Jones, 1959; Ball, 1960; Houston, Parker, 1963 и др., см. разд. 3.1].

Для сохранения реликтовой ориентировки необходимы по меньшей мере два условия: во-первых, при наложении повторной складчатости кварц не должен переходить в состояние суперпластического течения; во-вторых, кварцит должен быть практически мономинеральным и не содержать заметного количества пор.

Особенно большое влияние на механизм предпочтительной ориентировки оказывает присутствие филлосиликатов. Замечено, что кварц в контакте с менее растворимыми под давлением слюдистыми минералами де-

формируется в основном межзерновыми процессами — скольжением по границам зерен, вращением зерен, миграцией границ [Weyl, 1959; Mitra, 1978; Starkey, Cutforth, 1978; Kronenberg, 1981; Shelley, 1982]. В этом же направлении действуют медленные деформации при низких температурах [Hopwood, 1968; Rutter, 1976]. Большое количество контактов кварц—кварц сдвигает деформацию в сторону преобладания внутрикристаллических скольжений.

В докембрийских кварцитах и филлитах западной части Шпицбергена [Walniuk, Morris, 1985] на способ деформации оказывали влияние три фактора: содержание кварца, средний размер зерен кварца и распределение акцессорных фаз (особенно филлосиликатов) между зернами кварца.

В породах с высоким содержанием кварца (83—98%), средним размером зерен и малым количеством слюдистых минералов кварц проявляет микроструктуры и ориентировки решеток, которые указывают на преобладание внутрикристаллических скольжений во время деформации породы. С другой стороны, в породах с низким содержанием кварца (26—48%), мелкими размерами зерен и равномерно распределенными филлосиликатами проявлены микроструктуры и ориентировки решеток кварца, указывающие на деформацию путем межзерновых движений. Различие между первым и вторым механизмами авторы видят в наличии или отсутствии внутризерновых деформационных структур и в значительной или более слабой предпочтительной ориентировке кварца.

Независимо от исследований методом АВА И. С. Делицыным также обнаружено ячеистое (блоковое) строение кварцевых пород и прослежена его эволюция в направлении осадкообразование — эпигенез — метаморфизм. «Возникшие в процессе формирования осадка в результате электрического взаимодействия осажденных зерен элементарные ячейки [Делицын, 1985] не обладают однозначной пространственной ориентировкой. Однако эта первичная ориентировка ячеек в ходе эволюции породы изменяется: от квазизотропной (осадок) через неоднородную (песчаник) к анизотропной (кварцит). Такое изменение свидетельствует о том, что развитие породы характеризуется закономерным

повышением степени совершенства ее организации» [Делицын, 1990]. Механизмы переориентировки элементарных ячеек, «жестких» блоков, автором специально не рассматриваются, они объяснены в самой общей форме как реакция на изменение внешних условий. Упомянуто лишь, что эти механизмы могут быть различными — от растворения под давлением до рекристаллизации.

Выводы

1. Главными механизмами предпочтительной ориентировки кварца являются: а) межзерновые (интергранулярные) движения — скольжение по границам зерен, миграция границ зерен, растворение под давлением и отложение вещества; б) внутризерновые (интракристаллические) движения — трансляционные и двойниковые скольжения, образование различных деформационных структур.

2. Развитию межзерновых движений способствуют: а) повышенная пластичность мелко- и тонкозернистых пород, дробление кристаллов с возникновением начальной предпочтительной ориентировки частиц, которая при благоприятных условиях может определять характер тектонита; б) наличие в породе равномерно распределенных филлосиликатов; в) медленная деформация при низких температурах.

3. Развитию интракристаллических движений способствуют: а) отсутствие или малое количество слюдистых минералов, преобладание границ кварц—кварц; б) более высокая скорость деформации; в) благоприятная ориентировка плоскостей и направлений скольжения, подготовленная комплексом межзерновых движений.

1.5. О фотометрическом методе

В 1958 г. Дж. Мартинец предложил новый метод определения направления и относительной интенсивности предпочтительной ориентировки оптических осей зерен кварца почти мономинеральных песчаников [Martinez, 1958]. В дальнейшем теоретическая основа, практическое применение и усовершенствование метода рассматривались рядом авторов [Вертушков и др.,

1969; Зильберштейн и др., 1990; Доливо-Добровольский, 1990; Sippel, 1971; Price, 1973; 1979, 1980]. А. Х. Зильберштейн, Е. А. Немчина и Г. М. Ромм (1990) в качестве усовершенствования метода предложили установку, в которой вместо обычного света используется монохроматический лазерный пучок. Метод позволяет определять направление преимущественной оптической ориентации индивидов в шлифах площадью до 3 см^2 , их среднее двупреломление и степень оптической анизотропии минерального агрегата.

В. В. Доливо-Добровольский (1990), отметив достоинства и недостатки этого метода, предложил дальнейшее усовершенствование его, состоящее в соединении «макроскоп-фотометра» с федоровским столиком.

Техника метода заключается в измерении с помощью фотометра вариаций монохроматического или обычного белого света, прошедшего через стандартный тонкий шлиф кварцевой породы, помещенный на столик петрографического микроскопа с введенной гипсовой (или кварцевой) пластинкой и скрещенными николями при вращении столика на 360° .

Устройство состоит из следующих частей (рис. 21): 1 — петрографический микроскоп, 2 — фотонасадка, позволяющая вести наблюдения за шлифом, не снимая фотоэлемента с микроскопа, 3 — переходник для крепления фотонасадки на микроскопе, 4 — фотоэлемент, 5 — гальванометр, измеряющий силу тока, поступающего с фотоэлемента, 6 — осветитель, 7 — стабилизатор напряжения [Вертушков и др., 1969].

После подготовки этого устройства к работе шлиф закрепляется на столике микроскопа и при малом увеличении объектива (для получения наибольшего поля зрения, включающего представительное число зерен) столик микроскопа поворачивают и через каждые 5 градусов снимают отсчет с гальванометра, который характеризует интенсивность поступившего в фотоэлемент света.

Если в шлифе нормальной толщины наблюдать в скрещенных николях и при введенном компенсаторе (гипсовой или кварцевой пластинке) сечение $\text{Ne}-\text{No}$ кристалла кварца, то при полном повороте столика дважды будет отмечено повышение интерференционной окраски (суммирование разностей хода лучей по Ne

кварца и Ne-компенсатора) и дважды — понижение (при совпадении направлений N_0 кварца и компенсатора). В первом случае наблюдается синяя окраска, во втором желтая. Соответственно фотометр отметит четыре усиления интенсивности света, два из которых отвечают синим лучам, два — желтым.

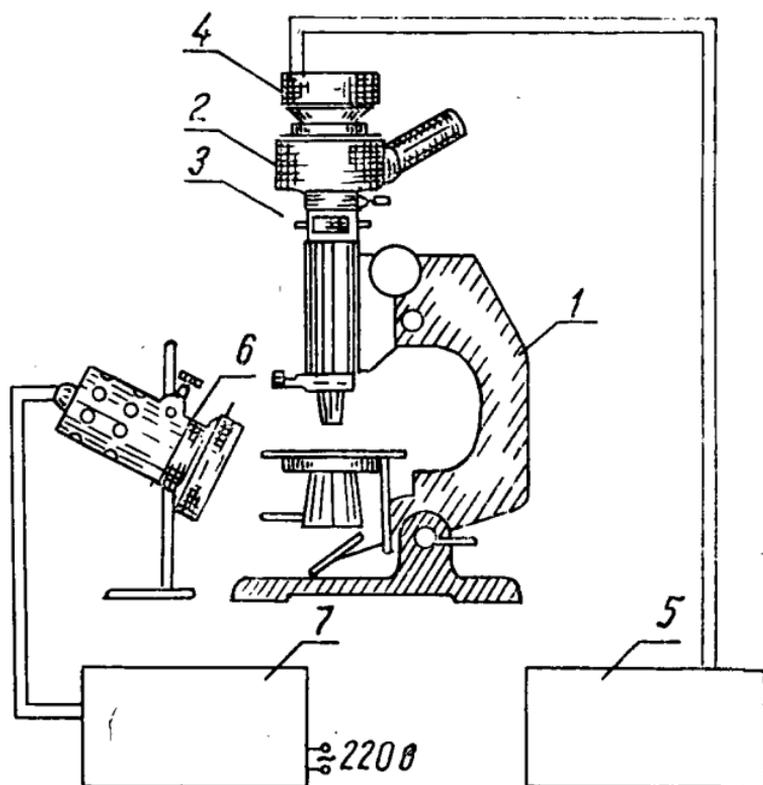


Рис. 21. Устройство для фотометрирования шлифов.
Пояснения в тексте [Вертушков и соавт., 1969]

В сечениях кристалла кварца, составляющих некоторый угол с Ne, будет наблюдаться то же самое, но с меньшей разницей в интенсивности света, прошедшего через анализатор и поступившего в фотоэлемент.

Если в оптическую систему ввести светофильтр, пропускающий лишь желтые лучи, то фотоэлемент зарегистрирует только два повышения интенсивности света через 180° одно от другого, отвечающие одному направлению, поперечному относительно направления оптической оси кристалла. Если же применить светофильтр, пропускающий только синие лучи, то усиление

интенсивности света будет соответствовать направлению оптической оси кварца, совпадающему с направлением N_e компенсатора.

Сечения, перпендикулярные оптической оси кристалла кварца, не будут давать ни повышения, ни понижения интенсивности света, так как при вращении столика они будут характеризоваться одним и тем же нейтральным красным цветом, обусловленным только разностью хода в компенсаторе.

Дж. Мартинец в своих исследованиях использовал желтый светофильтр с достаточно узкой полосой пропускания, Г. Прайс [Price, 1973] — синий, а Г. Уильямс и соавт. [Williams et al., 1980] предложили использовать обычный белый свет, без светофильтра, учитывая, что некоторая разница в чувствительности фотоэлементов к синему и желтому свету позволит отличить искомые направления одно от другого. Такую же методику рекомендовали Г. Н. Вертушков и соавт. (1969). Приведенный ими пример исследования монокристалла кварца и агрегата кварцевых зерен показан на рис. 22. Кривые фотометрирования свидетельствуют в данном случае о более высокой чувствительности фотоэлемента к синему свету.

В поликристаллическом агрегате суммарный эффект будет определяться как степень ориентировки зерен кварца, так и направлением сечения шлифа относительно микростроения породы. Если зерна ориентированы беспорядочно, то интенсивность прошедшего через оптическую систему света при повороте шлифа практически не будет изменяться. Если зерна имеют предпочтительную ориентировку, то интенсивность света, проходящего через шлиф и светофильтр, будет изменяться при вращении шлифа, так как зерна с близкой ориентировкой будут вести себя как монокристалл, т. е. просветляться и погасать почти одновременно. Естественно, чем совершеннее предпочтительная ориентировка, тем больше сила света, поступающего в фотометр.

Большое значение имеет направление сечения шлифа. Например, при ориентировке зерен кварца по типу тектонита с одним максимумом наибольшая сила света (J_i) будет наблюдаться в шлифе, ориентированном параллельно оси этого максимума. Приняв интенсив-

ность света (J_0), проходящего через сечение Ne—No эталонного монокристалла кварца, за 100%, можно

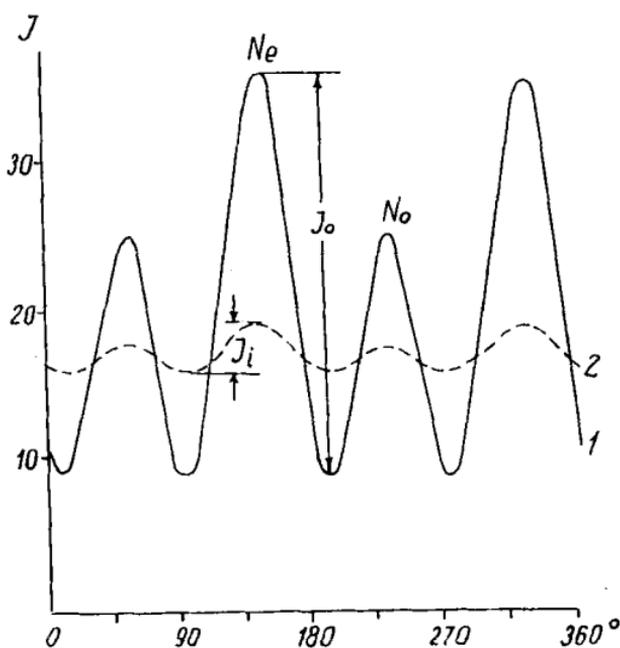


Рис. 22. Кривые фотометрирования шлифов кварца: 1 — монокристалла, 2 — агрегата зерен (по: Вертушков и соавт., 1969). По абсциссе отложены углы поворота столика микроскопа, по ординате — интенсивность света в условных единицах

оценить степени ориентировки (r) агрегата зерен в сечении, параллельном оси максимума,

$$r = \frac{J_0}{J_i} 100\%.$$

Если сечение шлифа будет составлять с осью максимума некоторый угол α , то сила света будет снижаться по мере увеличения угла. При этом истинная интенсивность света (J'_0), проходящего через шлиф, параллельный оси максимума, может быть определена по формуле

$$J'_0 = \frac{J_i}{\cos \alpha},$$

где J_i — замеренная интенсивность света, проходящего

через шлиф, ориентированный под углом α к оси максимума [Вертушков и др., 1969].

Определив J_0 для агрегата зерен (для кварцевой породы), можно подсчитать путем сопоставления с J_0 эталонного монокристалла кварца степень предпочтительной ориентировки кварца в породе (r). Такой подсчет возможен только при строгой стандартизации толщины шлифов и прочих условий измерения.

Основная трудность состоит в определении угла α . При изготовлении первого шлифа невозможно сразу выбрать направление, параллельное оси возможного максимума, даже если известно, что порода представляет собой одномаксимумный тектонит. Задача упрощается, если характер ориентировки предварительно определен обычным микроструктурным анализом. В таком случае для выполнения быстрого фотометрического анализа ряда однотипных образцов можно достаточно уверенно выбрать нужное направление плоскости шлифа. В противном случае направление первого, пробного шлифа приходится выбирать на основе общих текстурных признаков. Исследовав первый шлиф и установив тренд осей N_e кварцевого агрегата, необходимо затем изготовить второй шлиф, перпендикулярный первому и параллельный следу генерализованной оси N_e первого шлифа (рис. 23, а). Сопоставление направлений АБ и ВА в шлифах I и II дает возможность определить угол α .

В отличие от обычного микроструктурного анализа по данным фотометрии определяются не конкретные максимумы, а лишь проекция оптических осей зерен кварца на плоскость шлифа. На рис. 24 показан пример частной фотометрической диаграммы и роза-диаграмма, составленные по многим замерам в нескольких одинаково ориентированных шлифах. Однако по двум взаимно перпендикулярным шлифам можно определить и местоположение максимума, в случае не особенно сложного строения тектонита. Пример такого определения приведен на рис. 23. Если в сечении I наблюдается единственное направление оптических осей, то необходимо сделать шлиф II параллельно этому направлению и перпендикулярно сечению I (см. рис. 23, а). Полученные направления АБ и ВГ нанести на сетку Вульфа, затем диаграмму II повернуть вокруг оси поворота АБ на 90° до совмеще-

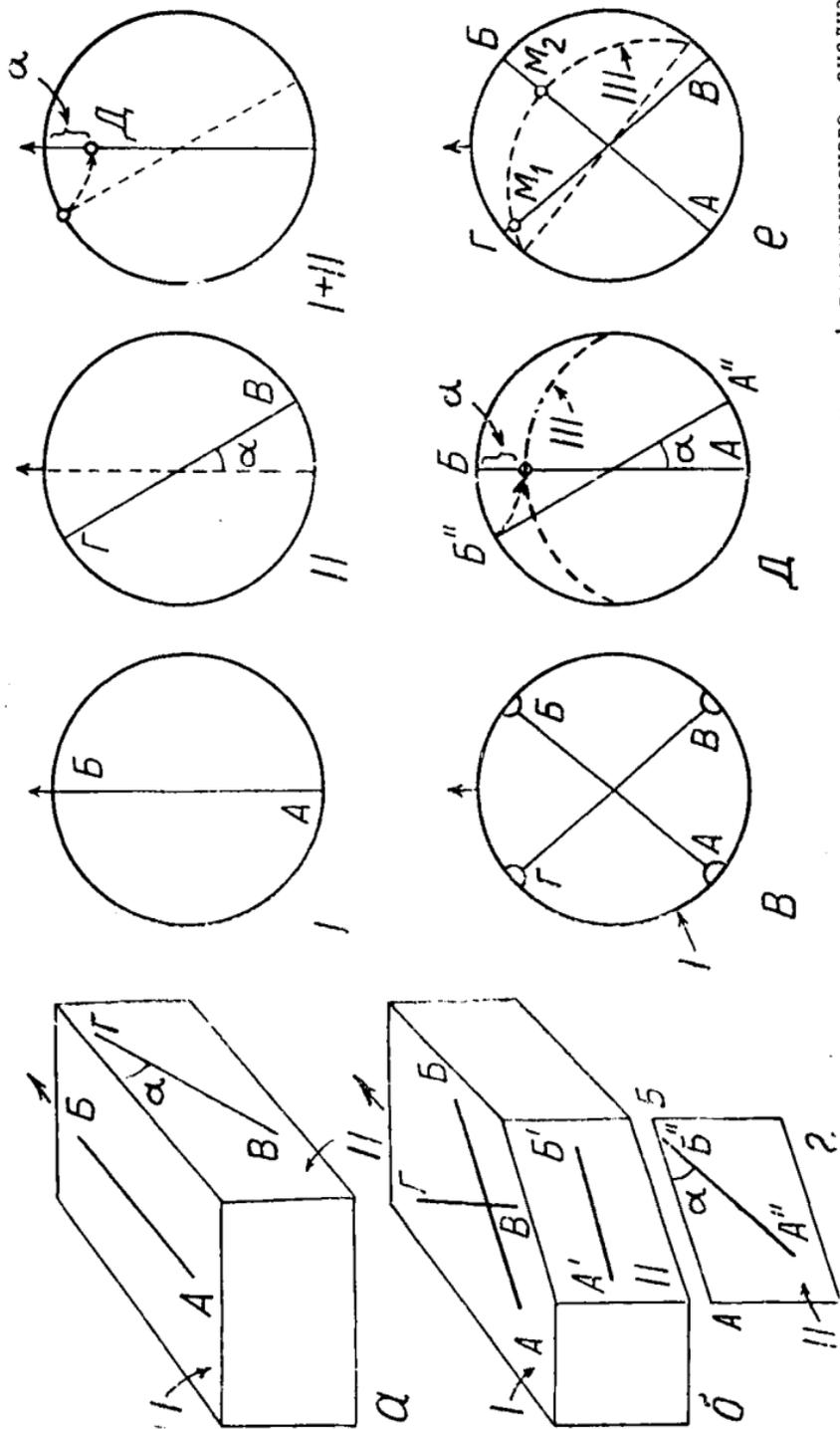
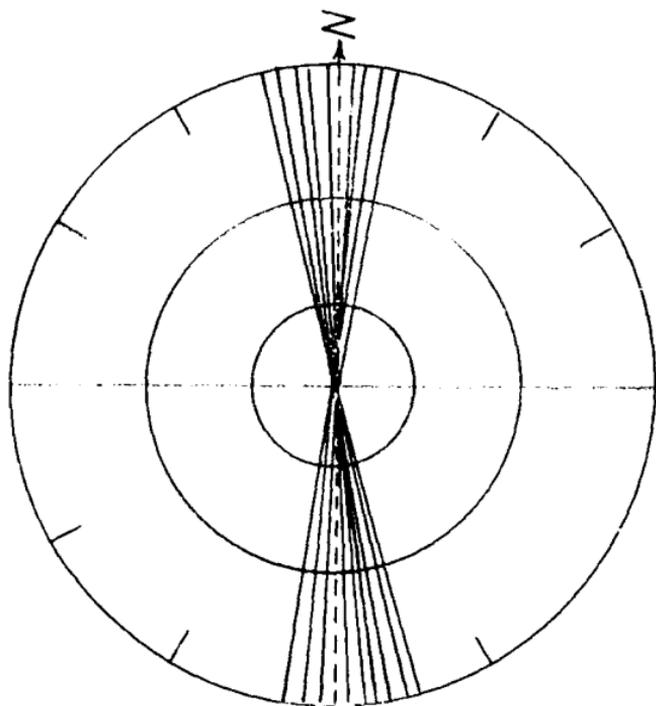
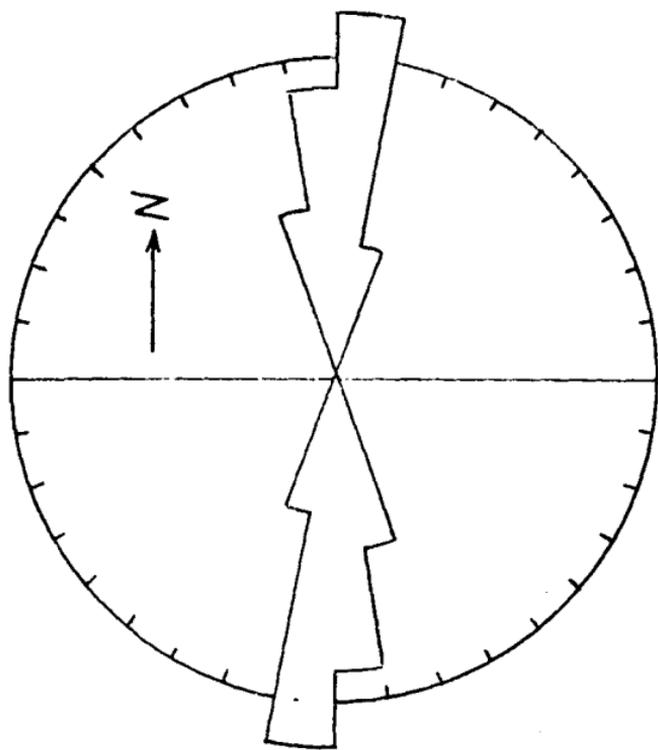


Рис. 23. Примеры определения максимумов оптических осей кварца по данным фотометрического анализа. Пояснения в тексте



а



б

Рис. 24. Графическое изображение результатов фотометрического анализа: а — проекции оптических осей кварцевых зерен песчаника на плоскость вертикального шлифа, ориентированного меридионально. Замеры сделаны в ряде участков одного и того же шлифа. Горизонтальный диаметр — след слоистости; б — роза-диаграмма направлений оптических осей кварцевых зерен песчаника, составленная по нескольким диаграммам, аналогичным предыдущей

ния с плоскостью I. Проекция линии ВГ окажется при этом на линии АБ, в точке Д, которая и соответствует проекции максимума.

Если в сечении I наблюдаются два пересекающихся направления оптических осей АБ и ВГ (см. рис. 23, б), то возможны следующие случаи:

1. В шлифе II, перпендикулярном плоскости I и параллельном одному из двух направлений оптических осей, например АБ, наблюдается только одно направление осей А'Б', параллельное плоскости I. Второе направление (ВГ) в сечении II не выражено, следовательно, оно перпендикулярно этому сечению. Вывод: проекции максимумов находятся на внешней окружности диаграммы в точках А, Б, В, Г (см. рис. 23, в).

2. В шлифе II наблюдается одно направление оптических осей А"Б", составляющее с плоскостью I некоторый угол α (см. рис. 23, г). Вывод: оба направления осей лежат в плоскости III, перпендикулярной плоскости II и параллельной линии А"Б". Максимумы находятся в точках пересечения направлений АБ и ВГ плоскостью III. Для определения их поворачиваем плоскость II (и линию А"Б") на 90° вокруг оси, параллельной АБ, до совмещения ее с плоскостью I (см. рис. 23, д). Совмещаем диаграммы в и д и находим точки пересечения направлений АБ и ВГ с плоскостью III. Эти точки (m_1 и m_2) отвечают проекциям искомым максимумов (см. рис. 23, е).

3. Если в сечении II, как и в сечении I, наблюдаются два направления оптических осей, то по двум шлифам (I и II) максимумы графическим путем не определяются.

Более сложные ориентировки на основе только фотометрических данных расшифровке не поддаются.

Сопоставление результатов обычного микроструктурного и фотометрического анализов выполнено Г. Прайсом [Price, 1973]. С этой целью им был изучен тем и другим методом ряд образцов и получена хорошая согласованность результатов.

Для сравнения микроструктурных диаграмм (полюсных фигур) с данными фотометрирования использовались линейные графики, по горизонтальной оси которых откладывались углы поворота столика микроскопа, а по вертикальной — интенсивность света, заме-

ренная непосредственно при фотометрировании, а также вычисленная теоретически по диаграмме в изолиниях. Определение теоретической интенсивности света проводилось следующим способом.

Как отмечалось выше, интенсивность света, прошедшего через оптическую систему и попавшего в фотоэлемент, зависит от угла α между плоскостью шлифа и осью Ne кварца. На рис. 25 показано, что максимальная интенсивность света, пропорциональная ϵ , будет наблюдаться в направлении, перпендикулярном главному сечению эллипсоида оптической индикатрисы (рис. 25, а), минимальная — в направлении, перпендикулярном круговому сечению, т. е. параллельном оптической оси (рис. 25, б), и промежуточная ϵ' — в направлениях, перпендикулярных косым сечениям индикатрисы (рис. 25, в).

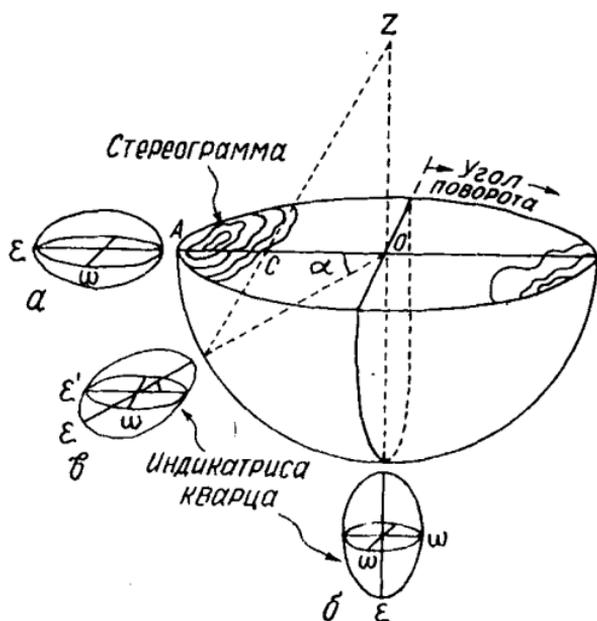


Рис. 25. Определение теоретической интенсивности света по диаграмме в изолиниях: а — угол между плоскостью шлифа (диаграммы) и оптическими осями в сечении АС; ϵ и ω — оси оптической индикатрисы кварца Ne и No ; значение ϵ' варьирует от ϵ до ω в зависимости от угла α [Price, 1973]

Величина ϵ' определяется по формуле А. Джохансена [Johansen, 1914. P. 343]

$$\varepsilon' = \frac{\omega}{\sqrt{1 + \left(\frac{\omega^2}{\varepsilon^2} - 1\right) \cos^2 \alpha}},$$

где ε и ω соответствуют N_e и N_o кварца.

Значение ε' подсчитывается для каждых 5° поворота столика микроскопа и каждых 10° изменения угла α от 0 до 180° .

Пример. Для сечения диаграммы в изолиниях, отвечающего отсчету на столике микроскопа 110° (AB на рис. 26, а) определим ε' для углов α $0, 10, 20, 30, \dots, 150, 160, 170^\circ$ (соответственно для точек 1—7). По приведенной выше формуле получим значения ε' : 1) 9,33; 2) 9,48; 3) 4,66; 4) 0; 5) 0; 6) 2,32; 7) 4,82. Умножаем каждое из этих значений на плотность распределения оптических осей кварца в каждой из точек 1—7, которая определяется интерполяцией между изолиниями диаграммы. Так, для точки 1 плотность отвечает 6% на 1% площади сетки, для точки 2 — 6,1%, для точки 4 — 0% и т. д. Получаем теоретический процент прошедшего света для каждого угла α по направлению 110° . Общая теоретическая интенсивность прошедшего света будет равна сумме этих частных значений (в данном случае 30,6%).

Кривая A (рис. 26, б), построенная по диаграмме в изолиниях, теперь может быть сопоставлена с кривой B , полученной непосредственно фотометрированием. Совпадение результатов вполне удовлетворительное.

Фотометрический метод имеет как преимущества, так и недостатки. Несомненное достоинство его состоит в скорости выполнения анализа. По данным Г. Прайса, полный анализ трех взаимно перпендикулярных шлифов требует около 15 мин. Этот метод позволяет быстро изучить большое число образцов примерно одинакового стиля внутреннего строения и тем самым получить данные о вариациях микроструктурного узора в разных участках шлифа, в породе в целом или на площади района — задача, трудновыполнимая обычным микроструктурным методом. Фотометрический анализ позволяет изучить намного больше зерен, охватывая целиком все поле зрения, а потому дает статистически более обобщенные результаты, он устраняет

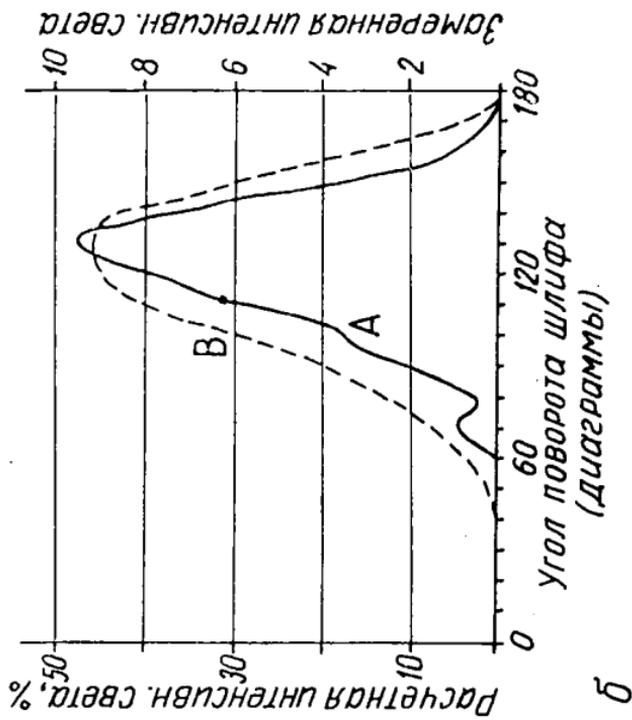
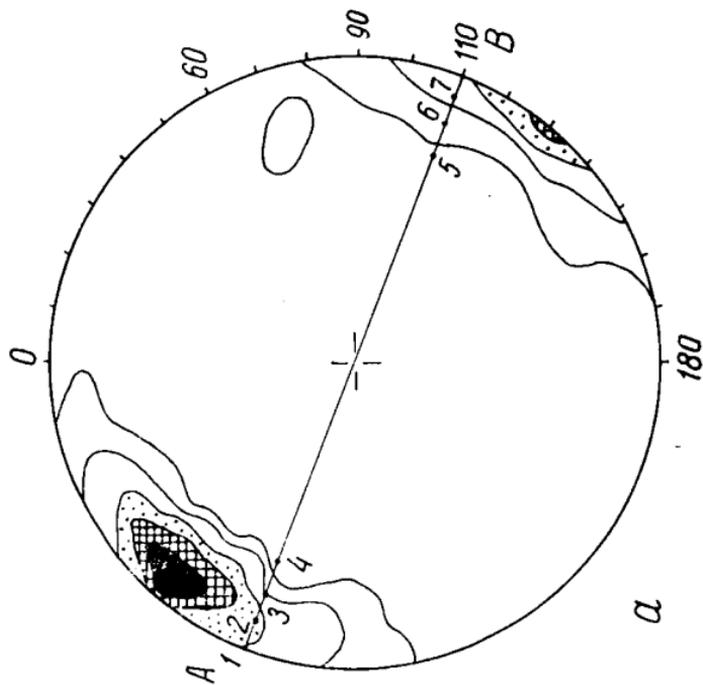


Рис. 26. Сопоставление экспериментальной и теоретической интенсивности света: а — диаграмма кварцевого тектонита; 200 замеров оптических осей, изолинии 1—3—6—9—12% на 1% площади; сетка Шмидта; б — линейный график теоретической интенсивности света, определенной по диаграмме (кривая А) и по данным фотометрирования (кривая В) [Grise, 1973]

субъективность в выборе зерен при замере ориентировки.

Наряду с этим метод содержит ряд ограничений и недостатков, в числе которых можно назвать следующие:

1. Фотометрирование может успешно применяться в основном к простым ориентировкам типа одномаксимумных тектонитов. В случае нескольких максимумов, а также поясовой ориентировки трудно или даже невозможно увязать результаты, полученные по двум—трем взаимно перпендикулярным шлифам из одного и того же образца, так как на фотометрических диаграммах получаются не конкретные максимумы, а лишь проекции оптических осей на плоскость шлифа.

2. Сравнение степени ориентированности кварца в разных шлифах затруднено необходимостью строгой стандартизации условий изучения — толщины шлифов, освещения и пр. Даже для сравнения одного участка шлифа с другим необходимо, чтобы толщина шлифа была везде одинаковой. Технически такая стандартизация возможна, однако это сильно сокращает первое преимущество методики — экономию времени.

3. Отсутствие данных об ориентировке индивидуальных зерен, в том числе принадлежащих к разным поколениям, ведет к снижению качества результатов.

4. Хотя для этого метода доступны более мелкозернистые породы, чем для обычного микроструктурного анализа, однако и в этом отношении он имеет ограничение. При слишком тонкозернистых структурах в минеральной пластинке шлифа происходит наложение разных зерен, и суммарная картина оказывается искаженной.

Вывод

Фотометрический метод не способен заменить обычный микроструктурный анализ, но может существенно дополнить его. Первоначально он рассматривался как средство петроструктурного изучения песчаников (ориентировок отложения) на месторождениях, контролируемых стратиграфически, в целях палеогеографических реконструкций, но может использоваться и при изучении мономинеральных кварцевых тектонитов. Он применим

в случае простых ориентировок для прослеживания небольших вариаций строения, которые предварительно установлены другими методами.

1.6. Пьезоэлектрический метод изучения кварцевых тектонитов

Впервые пьезоэлектрический эффект горных пород был обнаружен в 1953 г. [Волярович, Пархоменко, 1955]. Вслед за открытием на основе теоретических положений А. В. Шубникова (1946) была разработана теория пьезоэлектрических текстур кварцосодержащих пород и определены направления практического использования данного явления [Пархоменко, 1965, 1968; Волярович и др., 1980].

Теоретическое рассмотрение вопроса о пьезоэлектрическом эффекте кварцевых пород показывает [Пархоменко, 1968], что этот эффект возможен в двух случаях: 1) когда оптические оси зерен кварца образуют пояс, а одна из осей второго порядка — электрическая ось — совпадает с осью пояса. Симметрия пьезоэлектрической текстуры этого типа $(\infty \cdot m)T$ (индекс T добавлен для обозначения пространственной группы симметрии; он указывает на образование текстуры путем произвольных по величине и направлению параллельных переносов). Схематическое изображение этого первого случая показано на рис. 27; 2) когда оптиче-

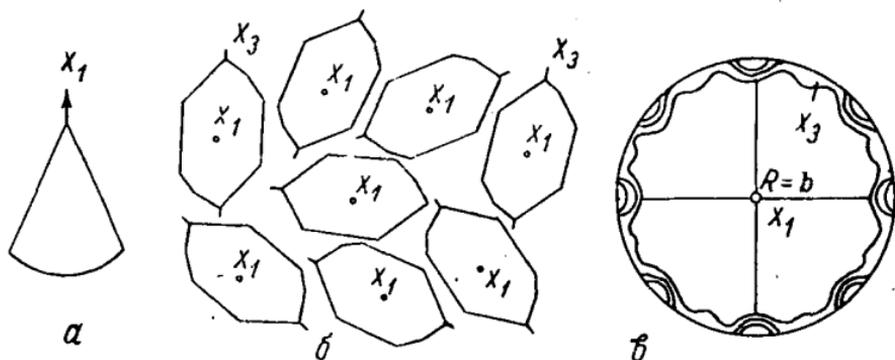


Рис. 27. Схема пьезоэлектрической текстуры $(\infty \cdot m)T$: а — модель симметрии текстуры. Плоскости симметрии параллельны оси симметрии бесконечного порядка; б — схема кварцевой текстуры; в — диаграмма оптических осей (x_3) зерен кварца, ориентированных по типу R -тектонита

ские оси образуют максимум, а оси второго порядка кристаллов расположены одноименными концами параллельно друг другу. Пьезоэлектрическая текстура имеет симметрию $(m\cdot 3:m)T$. Схематическое изображение этого случая показано на рис. 28.

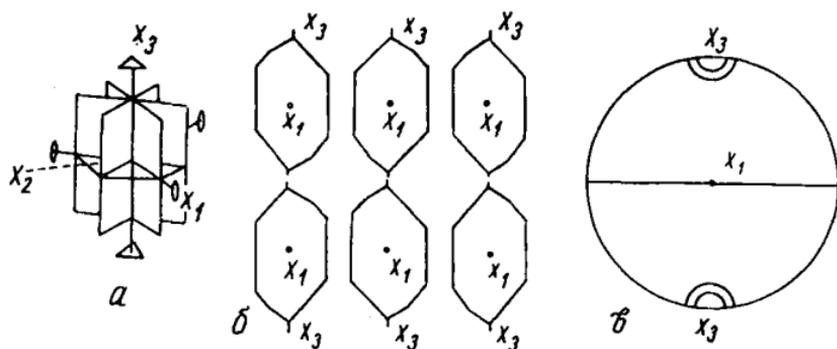


Рис. 28. Схема пьезоэлектрической текстуры $(m\cdot 3:m)T$: *a* — модель симметрии текстуры $(m\cdot 3:m)T$, относящейся к тригонально-бипирамидальному классу L_3L_24P ; *б* — схема кварцевой текстуры; x_1 — электрические оси, x_3 — оптические оси; *в* — диаграмма оптических осей зерен кварца, ориентированных по типу S-тектонита

Наличие той или иной пьезоэлектрической текстуры в горной породе указывает на то, что в процессе ее формирования зерна кварца одновременно ориентировались относительно оптических и электрических осей.

Э. И. Пархоменко (1968) приводит ряд примеров определения оптических осей и пьезоэлектрических модулей кварцевых и кварцсодержащих пород, подтверждающих развитие текстур обоих типов. Наиболее четкая ориентировка оптических и электрических осей обнаружена в жильном кварце (рис. 29, *a*). Как показано на этом рисунке, диаграмма оптических осей имеет вид S-тектонита с двумя тесно сближенными максимумами, с центром тяжести которых, по данным Э. И. Пархоменко, совпадает петроструктурная ось *a*. Максимум заметно растянут в зоне оси *b*.

В основной массе зерен все три электрические оси (оси симметрии второго порядка) расположены одноименными концами параллельно друг другу, причем одна из осей второго порядка параллельна петрострук-

турной оси c . К сожалению, в этом примере, подтверждающем пьезотекстуру с симметрией $(m \cdot 3 : m)T$ (см. рис. 28), не указано, как определены петроструктурные оси a, b, c , микростроение не увязано с мезо- и макро- структурами.

Если бы максимум оптических осей кварца совпадал не с осью a , как показано на рис. 29, а с осью c , то причину упорядоченной ориентировки одноименных

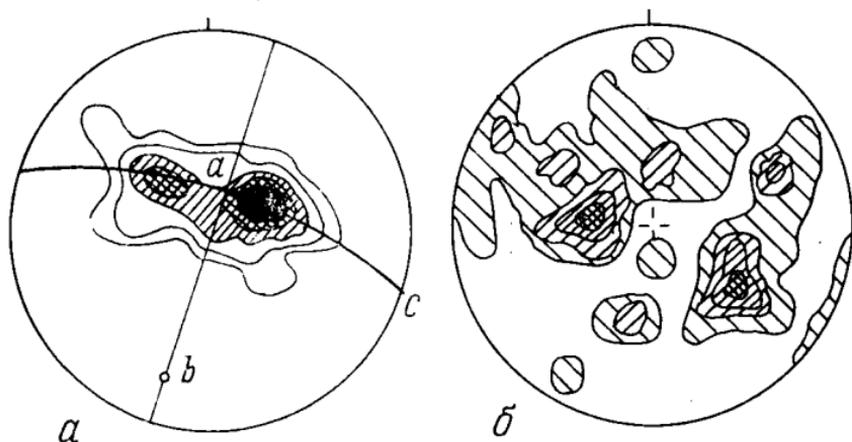


Рис. 29. Диаграммы ориентировки оптических осей жильного кварца с хорошо выраженным пьезоэлектрическим эффектом: a — ориентировка типа S-тектонита, 300 замеров, изолинии 1 — 2—3—7—10 — 18%. Текстура типа $(m \cdot 3 : m)T$ [Пархоменко, 1968. Рис. 34, а]; b — поясовая ориентировка, 68 замеров. Текстура типа $(\infty \cdot m)T$ [Там же. Рис. 32, в]

концов электрических осей можно было бы видеть в дифференциальном скольжении по базопинакoidу. Возможно, механические оси все же обладают какой-то «полярностью» в ответ на внешнее воздействие, т. е. по этим осям дифференциальные скольжения происходят в одном направлении легче, чем в другом. Иначе чем объяснить предпочтительную ориентировку электрических осей? Ориентирующий фактор должен быть непременно, в противном случае в направлении, например, оси x_1 , окажутся ориентированными статистически равные количества положительных и отрицательных концов электрических осей, и пьезоэффект не проявится или проявится крайне слабо — в результате некоторого количества нескомпенсированных осей.

Степень ориентированности кристаллов кварца и различие в значениях пьезомодулей по трем основным направлениям (электрической — x_1 , механической — x_2 , оптической — x_3 осям) увеличиваются с увеличением степени деформации [Пархоменко, 1968], следовательно, ориентирующий фактор связан с деформацией. Вероятно, он заключается все же в том, что предельное скалывающее напряжение в одном направлении вдоль какой-то оси, лежащей в плоскости базопинакоида, меньше, чем в противоположном. В результате в совокупности случайно расположенных зерен кварца внутреннее скольжение по направлению этой оси и внешнее вращение, приводящее плоскость скольжения к плоскости максимального тангенциального напряжения (к плоскости скалывания), а ближайшую ось скольжения — к направлению наиболее легкого скольжения, произойдут в наиболее благоприятно расположенных зернах. Они-то и дадут пьезоэффект породы в целом, величина которого колеблется от 1—3 до 20—30% от пьезоэффекта монокристалла кварца [Пархоменко, 1968]. Чем интенсивнее деформация, тем совершеннее ориентировка, тем выше пьезомодуль.

Примеры, подтверждающие реальность пьезотекстуры $(\infty \cdot m)T$, менее убедительны. Лучший из них представлен на рис. 29, б. Оптические оси жильного кварца образуют широкий прерывистый пояс, который все же позволяет предположить принадлежность изученной пьезотекстуры к типу $(\infty \cdot m)T$. По диаграмме оптических осей кварца в данном случае можно определить только одну петроструктурную ось $b=R$, с которой совпадает электрическая ось x_1 . Положение двух других осей (a и c) неизвестно. Увязка с мезо- и макроструктурами не приведена, поэтому невозможно судить о механизме ориентировки электрических осей.

В заключение необходимо упомянуть о результатах совместного изучения оптических, упругих и пьезоэлектрических свойств кварцита. В направлении наибольшего выхода оптических осей в образцах наблюдаются минимальные значения пьезомодулей и максимальные величины скоростей продольных волн V_p , измеренных с помощью ультразвукового сейсмокопа. Эти показатели находятся в соответствии с данными для монокристалла кварца [Пархоменко, 1968].

Выводы

1. Пьезоэлектрические явления могут быть использованы в целях структурного анализа кварцевых и кварцсодержащих пород. Наличие пьезоэлектрического эффекта — признак одного из двух типов тектонитов: одномаксимумного *S*-тектонита или поясового тектонита с осью вращения, совпадающей с электрической осью.

2. Обратное справедливо не всегда: наличие ориентировки типа *S*- или *R*-тектонита не может являться обязательным признаком того, что горная порода обладает пьезоэлектрической текстурой. Это означает, что ориентирующие факторы для оптических осей не совпадают с таковыми для электрических осей или совпадают частично, однако действие тех и других усиливается с усилением деформации.

3. Все генетические типы кварцев, за исключением халцедона, обладают пьезоэлектрическим эффектом. Максимальным эффектом характеризуются пегматитовые кварцы и отдельные представители высокотемпературных кварцев. По величине убывания эффекта другие группы располагаются в следующем порядке: высоко-, средне-, низкотемпературные кварцы и кварцы грейзенов.

4. Совместное изучение оптических, пьезоэлектрических и упругих свойств кварцевых пород с обязательной привязкой к мезо- и макромасштабным структурным элементам может служить методом структурного анализа тектонитов, позволяющим выявлять не только предпочтительную ориентировку в тонкозернистых породах, но и судить о степени их деформированности.

1.7. Дифрактометрические методы

Б. Зандер и Г. Закс еще в 1930 г. применили рентгеновскую дифрактометрию для исследования текстур горных пород, в том числе и кварцитов, деформированных в природных условиях. С этой же целью данная методика использовалась Х. В. Ферберном (1949).

Рентгенографический метод позволяет решать ряд вопросов, недоступных для обычного микроструктурного анализа: определять предпочтительную ориентировку

оптической оси зерен в тонкозернистых породах [Вола-рович и соавт., 1961; Делицын, 1962, 1976; Gehlen, Voll, 1961; Bhattacharyya, Pasayat, 1968; Baker, Wenk, 1972; Lamougeux, Clement, 1976 и др.], исследовать пространственную ориентировку минералов пелитовой размерности [Dominik, 1974], исследовать механизм образования ориентировки [Tullis, 1970; Baker, Riekels, 1977 и др.], определять предпочтительную ориентировку призматических граней кристаллов кварца, т. е. в сочетании с оптическим методом определять полную ориентировку кристаллов [Делицын и соавт., 1983; Семушкин, 1983; Starkey, 1979], анализировать процессы рекристаллизации [Делицын и соавт., 1974], оценивать интенсивность деформации кристаллических решеток и т. д.

Кроме рентгеновской используются также нейтронная и электронная дифрактометрия.

Сравнивая применимость и значение названных методик, Х.-Р. Венк отметил, что оптимальный выбор способа исследования зависит от ряда факторов: от наличия лабораторного оборудования, от характера анализируемого материала, от задач исследования. Наибольшая научная информация (об ориентировке и ее соотношении с размерами и формой зерен) получается измерением индивидуальных зерен (grain-by-grain) обычным оптическим методом на федоровском столике, причем потребное для этого время не превышает длительности дифракционных экспериментов.

Рентгеновский метод вполне подходит для геологических целей, является достаточно быстрым и поддающимся автоматизации. Однако он ограничен мономинеральными тонкозернистыми (< 200 мкм) гомогенными породами; полюсные фигуры могут быть надежно проанализированы только в случаях, когда дифракционные рефлексы достаточно четко отделены один от другого.

Электроннография, основанная на явлении дифракции электронов, аналогичном дифракции рентгеновских волн или нейтронов, позволяет определять ориентировку индивидуальных кристаллов в агрегате, осуществлять съемку препаратов разного типа, в том числе и текстур как на прохождение, так и на отражение.

Трансмиссионная электронография представляет превосходное средство изучения текстурных деталей в тонкозернистых агрегатах. Подобно оптической микроскопии, она обеспечивает информацию не только об ориентировке, но также и о форме зерен и, что особенно важно, о дислокационных микроструктурах как индикаторах активных деформационных механизмов.

Нейтронная дифрактометрия благоприятна для определения полной ориентировки в грубозернистых агрегатах. Сравнительно крупные образцы (1—2 см) грубо сферической формы, изучаемые на том же гониметре, что и индивидуальные кристаллы, дают лучшую статистику благодаря охвату большого числа зерен [Wenk, 1985].

Все дифрактометрические методы требуют сложного лабораторного оборудования, специальной подготовки исполнителей и не столь общедоступны для геологов, как обычный микроструктурный анализ.

2. ТИПЫ ОРИЕНТИРОВКИ КВАРЦА

2.1. Нетектонические ориентировки

Предпочтительные ориентировки нетектонического происхождения представлены ориентировкой отложения, ориентировкой роста, метасоматического замещения и миметической кристаллизации.

2.1.1. Ориентировка отложения

Обнаруживаемая в обломочных средне-мелкозернистых кварцсодержащих породах, не испытывавших заметных тектонических воздействий, ориентировка отложения осуществляется в основном по форме зерен. Известно также, что кроме этого фактора ориентирующий процесс зависит еще и от соотношений размера, окатанности, плотности частиц, от природы, скорости и направления движения транспортирующей среды, от электрического взаимодействия соосажденных зерен [Делицын, 1985], однако на первый план обоснованно выдвигается именно неравноразмерная (удлиненная, уплощенная или уплощенно-удлиненная) форма зерен. И это понятно, так как в случае изометричных зерен ни о какой предпочтительной ориентировке отложения не может быть речи.

Впервые ориентировка отложения была обнаружена Б. Зандером, который при изучении знаков ряби в песчаниках обратил внимание на то, что преобладающая ориентировка оптических осей в удлиненных зернах кварца параллельна оси знаков ряби. Аналогичные результаты были получены и другими исследователями — наряду с ориентировкой по форме зерен замечено проявление предпочтительной ориентировки и оптических

осей. Это послужило прямым указанием на то, что форма обломков не является случайной, что она определяется кристаллической структурой минерала.

В исследовании данной проблемы можно выделить три направления:

1. Изучение формы зерен обломочного кварца, ее соотношений с кристаллической структурой и оптической ориентировкой [Иванов, 1959; Делицын, 1985; Sander, 1948; Wayland, 1937; Ingerson, Ramisch, 1942; Dapples, Rominger, 1945; Rowland, 1946 и др.].

2. Экспериментальное изучение ориентировки обломочного кварца [Делицын, 1985; Dapples, Rominger, 1945; Rusnak, 1957].

3. Изучение ориентировки кварца по форме зерен с целью использования этой особенности осадочных пород для палеогеографических реконструкций [Грязнова, 1947, 1949, 1953; Головенко, 1955; Кулямин, 1970; Петтиджон и др., 1976; Rusnak, 1957].

Изучение кварца песчаников разных районов и разного геологического возраста показывает, что обломки его характеризуются некоторым удлинением по [0001] и уплощением параллельно граням ромбоэдра и призмы. Для объяснения этой неравномерности высказано несколько гипотез. Согласно одной из них, кварц имеет меньшую абразивную твердость на гранях призмы и ромбоэдра, поэтому дифференциальная абразия во время транспортировки приводит к удлинению зерен по [0001]. По другой гипотезе, кварц легче раскалывается параллельно граням ромбоэдра, поэтому обломки оказываются уплощенными в этом направлении. Согласно третьей гипотезе, удлинение по [0001] наследуется от исходных пород.

Все эти предположения были проведены специальными исследованиями. Как показано в разд. 1.1, результаты измерения твердости различных граней кристаллов кварца весьма противоречивы. Ясно, что различия в абразивной твердости не могут не сказываться на форме обломков, однако значение этого фактора оценить пока трудно.

В вопросе о направлениях предпочтительного раскалывания также нет полного согласия. Д. Н. Иванов (1959) отметил, что зерна кварца в процессе переноса и образования кварцевых песков проявляют тенденцию

раскалываться по граням призмы и ромбоэдра, причем наблюдается некоторое преобладание плоскостей, параллельных граням призмы, над плоскостями, параллельными граням ромбоэдра. По данным И. С. Делицына (1985), имеется закономерная связь между удлиненной формой обломочных зерен и анизотропией физико-механических свойств кварца; форма зерен обусловлена развитием совокупности рациональных и (чаще) иррациональных поверхностей ограничения. Д. Григгс и Дж. Белл (Griggs, Bell, 1938] в экспериментах по воздействию на кварц высоких давлений нашли, что кварц проявляет тенденцию раскалываться параллельно призме, базису и ромбоэдру. По Р. Ровланду [Rowland, 1946], чаще всего наблюдается уплощение и удлинение параллельно грани ромбоэдра, реже параллельно граням призмы.

Е. Ингерсон и Дж. Ремш [Ingerson, Ramisch, 1942] для выяснения характера удлинения зерен изучили кварц из двух групп пород: во-первых, из образцов сильно выветрелых, разминавшихся в руках гранито-гнейсов, парагнейсов, массивных гранитов, хлоритовых сланцев; во-вторых, из таких же, но не выветрелых пород, раздробленных искусственно, в ступке. Как в первичных, так и в дробленых зернах измерялись удлинение и направление оптической оси и по результатам замеров строились гистограммы, отражавшие частоту встречаемости зерен с определенной величиной угла [0001]: удлинение. Оказалось, что многие первичные (недробленные) зерна удлинены по [0001] и по ромбоэдру (рис. 30, б). Диаграммы дробленых обломков характеризуются сильным максимумом для углов [0001]: удлинение, равных 30—45°, что соответствует направлению раскалывания по граням ромбоэдра, и очень малым количеством зерен, удлинённых по [0001] (рис. 30, а). Последнее авторы объясняют тем, что при дроблении удары пестика чаще всего оказываются направленными под большим углом к удлинению первичных зерен, что должно обуславливать соответствующее раскалывание также под большим углом к оси [0001].

Эти данные вместе с испытаниями на абразивность, установившими бо́льшую твердость кварца на гранях

призмы, чем нормально к ним [Taylor, 1949], позволили Е. Ингерсону и Дж. Ремишу прийти к следующему заключению: 1) имеется бесспорная тенденция кварца

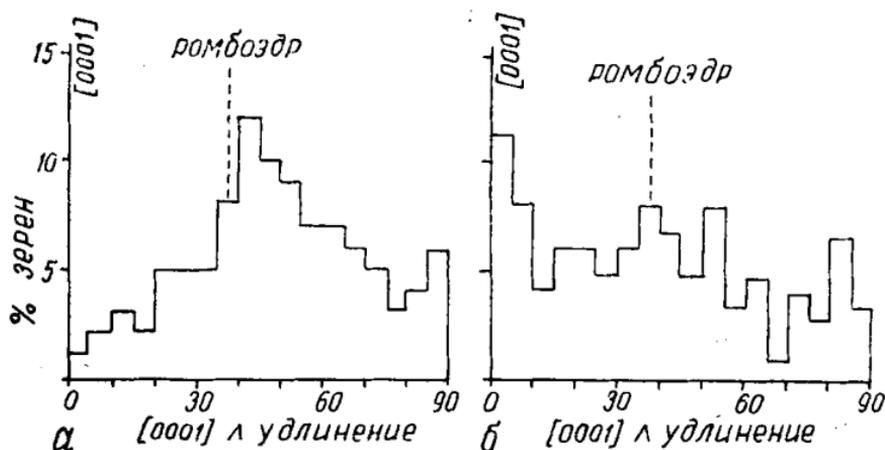


Рис. 30. Гистограммы частоты встречаемости углов $[0001]$: удлинение в кварце: *а* — в обломках дробленого кварца; *б* — в первичных (не дробленых) зернах из гранитогнейса (по: Ingerson, Ramisch, 1942)

некоторых пород раскалываться параллельно граням ромбоэдра, но ни один образец не проявил заметных трещин параллельно $[0001]$; 2) удлинение кварцевых зерен по $[0001]$ в песчаниках обязано первоначальной форме больше, чем раскалыванию и дифференциальному истиранию во время транспортировки.

На основе ряда гистограмм, аналогичных изображенным на рис. 30, была составлена теоретическая диаграмма ориентировки кварца в песчаниках, образованных кварцевыми зернами, удлиненными по призме и по ромбоэдру. Предполагалось, что зерна перемещались по дну перекачиванием и отлагались своей длинной осью параллельно оси *b* (рис. 31, *а*). Для сравнения приведена диаграмма ориентировки, установленной в образце песчаника (рис. 31, *б*). Обе диаграммы — и теоретическая, и реальная — характеризуются максимумом в зоне $0-20^\circ$ от оси *b* и субмаксимумами в поясе по малому кругу. Плотность в зоне $30-40^\circ$ от оси *b* выше, чем в зоне $20-30^\circ$ благодаря удлинению параллельно ромбоэдру. Если кроме удлинения будет разви-

то еще и уплощение по ромбоэдру, то можно ожидать максимум в $35\text{--}40^\circ$ от оси b в плоскости bc .

Детальное исследование, интересное в методическом отношении, проведено Р. Ровландом [Rowland, 1946]. Им изучены слабо сцементированные кварцевые песчаники, которые предварительно исследовались в обычных петрографических шлифах, ориентированных перпендикулярно линии простираия слоистости. Затем из тех же образцов извлекался кварц путем обработки

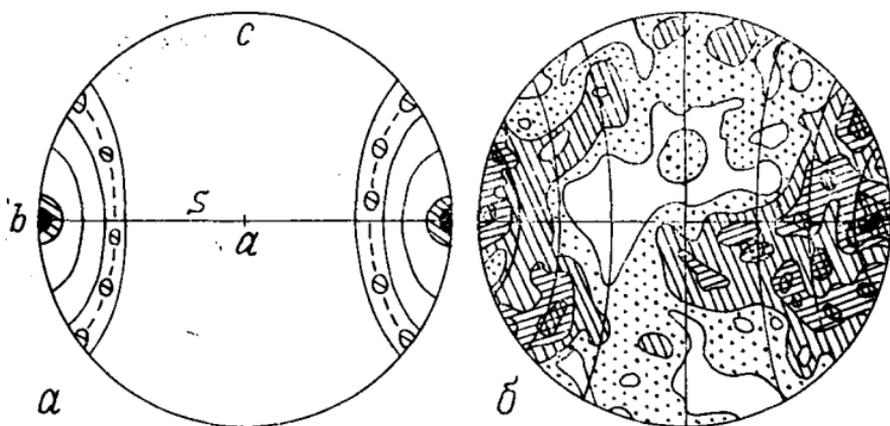


Рис. 31. Диаграммы ориентировки кварца песчаников: a — теоретическая диаграмма; b — диаграмма реально наблюдавшейся ориентировки оптических осей; 150 замеров [Ingerson, Ramisch, 1942]

породы слабой соляной кислотой. Зерна кварца диаметром $0,05\text{--}0,2$ мм исследовались на универсальном столике. Р. Ровланд не указал методику приготовления препарата, однако по нашему опыту можно рекомендовать следующий способ. На предметное стекло помещается некоторое количество песчинок, затем капля жидкого раствора спиртового лака (Ф. Блосс и Г. Гибс использовали горячий высокофлюидный раствор канадского бальзама в ксилоле [Bloss, Gibbs, 1963]). При постукивании по предметному стеклу зерна своим уплощением и удлинением располагаются большей частью параллельно поверхности стекла. Когда спирт испарится, они окажутся достаточно прочно приклеенными к стеклу. После этого наносится капля глицерина и сверху накладывается покрывное стекло. Приготов-

ленный таким способом препарат исследуется на федоровском столике как обычный шлиф.

Зерна кварца одно за другим выводятся в центр поля зрения для измерения ориентировки оптической оси, удлинения и уплощения. Полученные данные наносятся на сетку Вульфа и определяются углы: 1) между оптической осью и полюсом уплощения, 2) между оптической осью и максимальным удлинением, 3) между полюсом уплощения и удлинением (этот угол в большинстве случаев равен 90° , так как максимальное удлинение лежит в плоскости уплощения).

Этим способом Р. Ровландом изучен ряд образцов. На диаграмме частоты встречаемости углов между оптической осью и полюсом уплощения (рис. 32, а) выделяются два максимума: 1) между 54 и 57° и 2) между 79 и 82° . Угол между полюсом ромбоэдра ($10\bar{1}1$) и полюсом призмы m ($10\bar{1}0$) кварца равен $38^\circ 13'$. Угол между следом оси C_v на грани m и полюсом ромбоэдра, следовательно, равен $90^\circ - 38^\circ 13' = 51^\circ 47'$. Этот угол хорошо согласуется с первым максимумом ($54-57^\circ$). Второй пик между $79-82^\circ$ характеризует направления, образующие с полюсом призмы m ($10\bar{1}0$) угол от 8 до 11° . Ближайшей гранью этого направления является очень острый ромбоэдр.

Кривые частоты встречаемости углов между C_v и удлинением зерен дают большой разброс (рис. 32, б), имеют три максимума между: 1) $35-50^\circ$, 2) $60-65^\circ$ и 3) $75-90^\circ$. Первый максимум, вероятно, отвечает удлинению параллельно ромбоэдру, третий — параллельно базопинакоиду, а второй может быть обусловлен интерференцией нескольких направлений, таких, как ромбоэдры s ($1\bar{1}21$) или x ($5\bar{1}61$).

Вопрос об использовании ориентировки отложения для выяснения условий осадконакопления затрагивался в большинстве упоминавшихся выше публикаций. Кроме того, ему посвящен ряд специальных исследований. В дополнение к удлинению и уплощению учитывалась еще одна особенность, а именно яйцеобразная форма песчинок. Так, Е. Даллес и Дж. Ромингер, изучавшие экспериментально ориентировку зерен кварца в условиях водного и воздушного потоков, установили, что зерна кварца располагаются длинной осью вдоль

течения и направлены острым концом вниз по течению [Daples, Rominger, 1945].

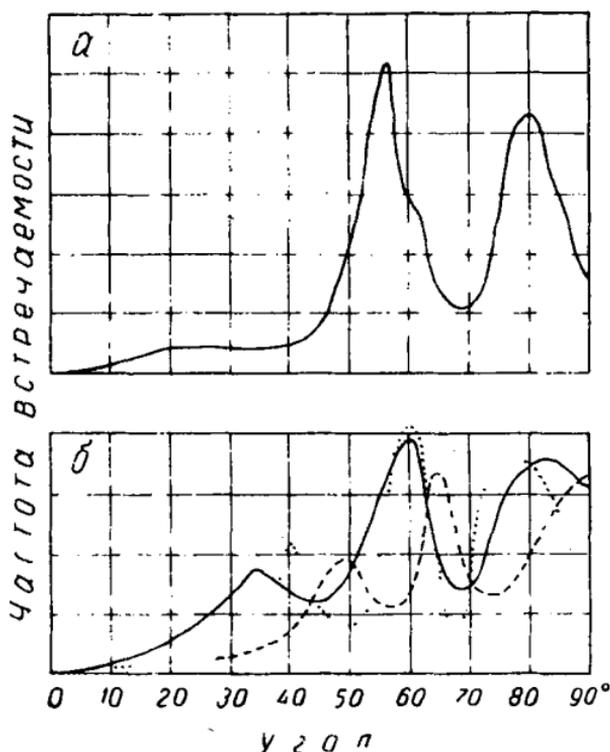


Рис. 32. Кривые частоты встречаемости углов: а — между оптической осью и полюсом максимального уплощения; б — между оптической осью и удлинением зерен кварца в трех образцах [Rowland, 1946]

Эти данные были проверены Т. Е. Грязновой на силурийских песчаниках окрестностей Ленинграда и на песчаниках продуктивной толщи Апшеронского полуострова [Грязнова, 1947, 1949, 1953]. На сильно увеличенных фотографиях поверхности песчаников, параллельной слоистости, и в шлифах такой же ориентировки обнаружилось, что один конец кварцевых песчинок нередко оказывается более острым, чем противоположный. Острым концом песчинки располагались в движущейся среде по направлению течения. По замерам, сделанным на увеличенной фотографии, составлялась таблица разрядов, отражавшая частоту направлений в принятых азимутальных интервалах, и по этим данным

строилась гистограмма. Ясно, что направление течения должно быть подтверждено каким-либо другим признаком, например косой слоистостью.

В. К. Головенко (1955) изучены меловые песчаники восточной части Ферганы и выявлены два основных типа ориентировки удлиненных зерен. Гистограммы первого типа (рис. 33, а) характеризуются одним резким максимумом, указывающим на отложение в условиях течения. Зерна ориентировались под действием струй воды острым концом вниз по течению. Диаграммы оптической ориентировки также характеризуются одним максимумом, совпадающим с максимумом ориентировки по форме (рис. 33, б). Гистограммы второго типа (рис. 33, в) имеют два максимума под углом $160\text{--}180^\circ$ один от другого. Эти максимумы характерны для отложений прибрежных зон водных бассейнов, подвергающихся действию волн. Набегающая на берег волна будет ориентировать песчаные зерна в одном направлении, сбегаящая — в обратном. Диаграммы оптических осей также имеют два максимума (рис. 33, г).

Дж. Руснак [Rusnak, 1957] изучил ориентировку по форме зерен на искусственно осажденном в водном потоке, затем высушенном и закрепленном крилоновым клеем песчаном материале. В ходе анализа зерна подразделялись на изометричные, уплощенные, уплощенно-удлиненные и удлиненные. В результате получены следующие выводы: 1) длинные оси зерен проявляют тенденцию располагаться параллельно течению (рис. 34, б, в), при этом чем более удлинены зерна, тем ближе к линии течения они располагаются; 2) в сечениях песчаника, перпендикулярных слоистости и параллельных направлению течения, наблюдается чешуйчатое расположение удлиненных зерен с падением навстречу течению (рис. 34, а). Угол «чешуйчатости» больше для турбулентного потока (в участках неровного дна), чем для ламинарного течения (в участках гладкого дна).

Л. Н. Кулямин (1970) на примере оболочных песков Прибалтики выявил два типа ориентировки песчинок — литоральный и русловой. Литоральный тип характеризуется преимущественной ориентировкой острых концов зерен в направлении наклона косой слоистости, т. е. вниз по течению, с отклонениями от направления по-

следнего до $30-40^\circ$ в обе стороны. Подчиненное количество зерен ориентировано навстречу течению, а незна-

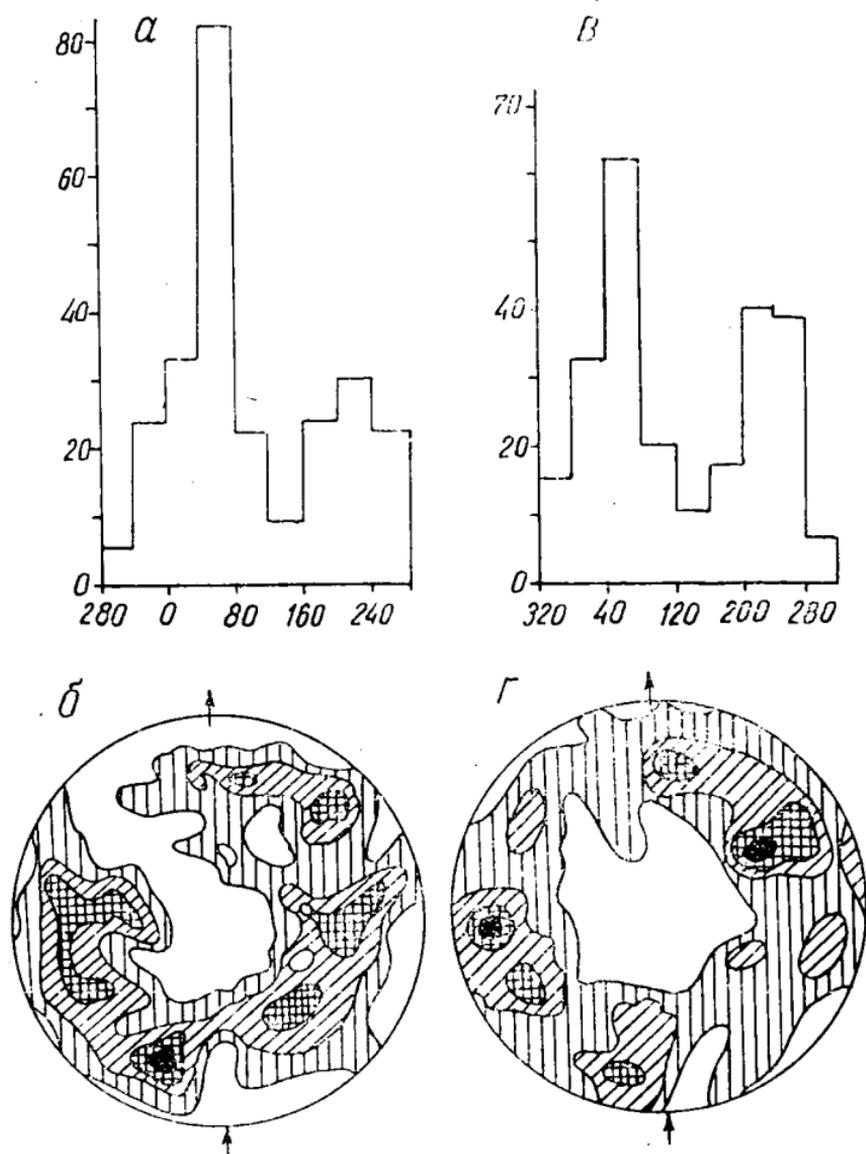


Рис. 33. Ориентировка зерен кварца в нижнемеловых отложениях Восточной Ферганы: а, в — распределение азимутов удлинения зерен кварца (по горизонтальной оси отложены азимуты, по вертикальной — числа зерен; б, г — ориентировка оптических осей кварца. Стрелки — направление течения (по: Головенко, 1955)

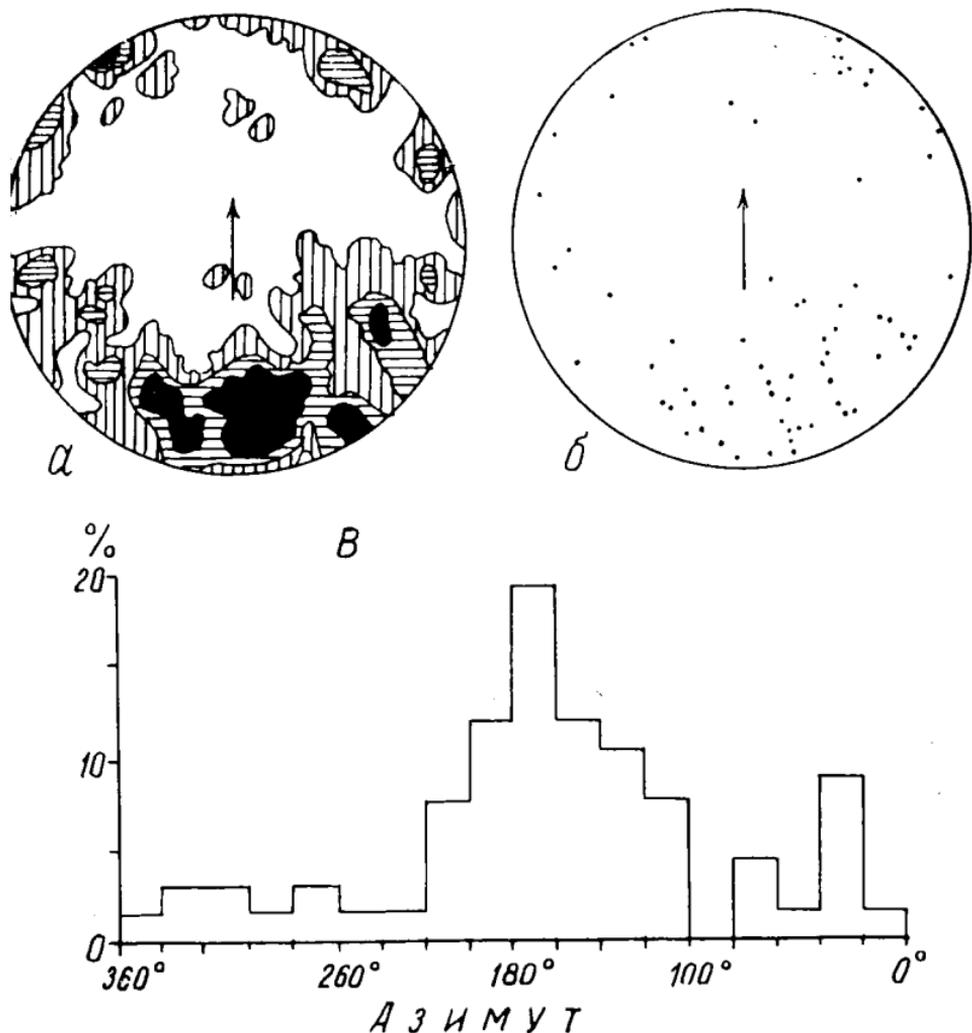


Рис. 34. Диаграммы ориентировки зерен кварца по экспериментальным данным [Rusnak, 1957]: *а* — ориентировка длинных осей зерен кварца; стрелкой показано направление потока. Проекция с нижней полусферы, сетка Шмидта; *б* — точечная диаграмма ориентировки удлинения зерен; *в* — гистограмма, составленная по предыдущей диаграмме

чительное располагается длинными осями перпендикулярно течению (рис. 35, *а*).

Для руслового потока свойственна предпочтительная ориентировка острых концов зерен против течения. Интервал отклонения колеблется в пределах до 20—25° в обе стороны (рис. 35, *б*).

Наличие двух типов обусловлено различием гидродинамики бассейна седиментации. В условиях относительно слабых литоральных течений движение отдельных частиц происходит путем волочения по дну. При этом зерно вращается вокруг центра тяжести, расположенного ближе к тупому концу, и ориентируется острым концом вперед, по течению. Часть зерен транспортируется перекачиванием по дну и сальтацией. В условиях сильных русловых потоков перенос материала происходит преимущественно путем сальтации. Будучи на пла-

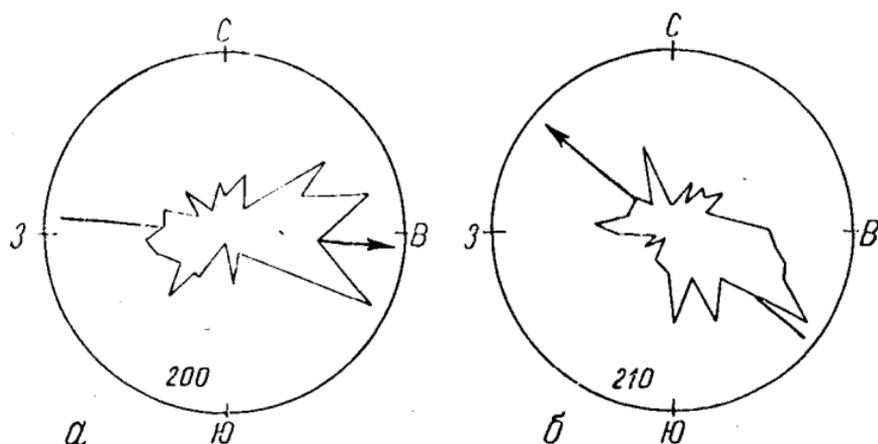


Рис. 35. Диаграммы-розы ориентировки острых концов песчинок в литоральных (а) и русловых песках (б). Стрелки — направление косой слоистости, цифры — число замеров [Кулямин, 1970]

ву, зерно ориентируется центром тяжести вперед и в таком положении может лечь на дно [Кулямин, 1970].

Рассмотренные примеры показывают, что по ориентировке песчинок удастся выяснить некоторые особенности осадконакопления, дающие ценный материал для палеогеографических построений.

В последнее время появились данные, не согласующиеся с известными ранее. И. С. Делицын (1985) на основании экспериментальных исследований и анализа природных слабосцементированных песчаников пришел к выводу о том, что ориентировка оптических осей не коррелируется с ориентировкой тех же зерен по удлинению, однако имеется зависимость между оптической ориентировкой и внутризерновыми нарушениями. Высказано предположение о существовании ранее не

известного фактора, контролирующего возникновение и развитие ориентированного строения осадочной породы — электрического взаимодействия зерен друг с другом как в водной, так и в воздушной среде. Этот фактор безусловно заслуживает дальнейшего изучения.

Выводы

1. Обломочный кварц терригенных пород нередко представлен неравномерными — удлиненными, уплощенно-удлиненными и несколько уплощенными зернами. Уплотнение и удлинение чаще всего наблюдается параллельно ромбоэдру и призме. Такая форма зерен обусловлена в одних случаях предпочтительным раскалыванием кварца в указанных направлениях, в других — дифференциальным истиранием при транспортировке, в третьих — первичным габитусом. В конечном виде скорее всего наблюдается результат воздействия всех этих факторов.

2. В подвижной среде осадкоотложения осуществляется ориентировка по форме зерен. Установлены следующие ее разновидности: а) длинные оси зерен располагаются параллельно направлению потока — признак сальтации в условиях быстрого устойчивого течения. Нередко наблюдается некоторое погружение длинных осей навстречу течению, тем большее, чем больше турбулентность течения; б) длинные оси зерен ориентированы в плоскости слоистости перпендикулярно направлению течения — признак перекачивания зерен по дну в условиях слабого устойчивого по направлению течения. В обоих случаях диаграммы характеризуются одним максимумом (или несколькими сближенными); в) длинные оси располагаются в плоскости наслоения, но по разным азимутам, обуславливая диаграммы поясового типа, — признак течения переменного направления.

3. Ориентировка оптических осей связана с ориентировкой по формуле зерен. В случаях зерен, удлиненных по $[0001]$, оба вида ориентировки будут совпадать. Если же удлинение или уплощение зерен составляет с $[0001]$ некоторый устойчивый угол, то такой же угол должен наблюдаться на диаграмме между максимумом удлинения и максимумом (или поясом) оптических осей.

4. Степень ориентированности тем выше, чем резче неравноразмерность зерен, однако, как правило, она не особенно высока.

5. В случае яйцеобразной формы зерен ориентировка острых концов их может быть использована для диагностики режима течения [Кулямин, 1970 и др.].

6. Диаграммы, изображающие ориентировку отложения, иногда напоминают диаграммы тектонитов. Отличить их от последних можно по следующим признакам: а) по отсутствию катаклаза, окатанной форме песчинок, отсутствию деформации и метаморфизма цемента; б) в случае ориентировки отложения ось симметрии пояса примерно перпендикулярна к поверхности напластования; в тектонитах она располагается параллельно слоистости или плоскости сланцеватости.

7. Условия и механизм формирования ориентировки отложения нуждаются в дальнейшем изучении, особенно в связи с гипотезой электрического взаимодействия зерен кварца друг с другом в процессе осадкоотложения.

2.1.2. Ориентировка роста

Предпочтительная ориентировка роста многих жильных и метаморфических пород не имеет прямого отношения к деформациям, являясь результатом посттектонической кристаллизации. Рост кристаллов при этом контролируется такими факторами, как влияние анизотропии среды минералообразования, влияние структуры поверхности, на которой растут кристаллы, влияние направленного движения растворов, а также геометрический отбор.

В тектонитах, приобретших анизотропию во время деформационной стадии, плоскости кристаллизационной сланцеватости, хотя и не являющиеся теперь плоскостями дифференциальных движений, представляют собой направления наиболее легкой миграции растворов и наиболее легкого посттектонического роста кристаллов. Под их влиянием может возникнуть предпочтительная ориентировка, так как кристаллы, у которых направление наиболее быстрого роста оказалось ориентированным благоприятно в анизотропной структуре породы, будут расти за счет менее благоприятно ориентированных зерен. В результате S-плоскости и линей-

ность деформационной стадии не только сохранятся, но могут стать даже более четкими. Это один из видов миметической (подражательной) кристаллизации, управляемой предшествующей анизотропией породы. Впрочем, последняя может иметь и недеформационное происхождение. Так, плоскости слонстости могут усиливаться миметической кристаллизацией в статических условиях. Образовавшиеся породы, несмотря на сланцеватость, не будут тектонитами.

Б. Зандер любую поверхность в анизотропной породе, перпендикулярную направлению преимущественного роста кристаллов, назвал бластетриком (Blastetrix). В кристаллических сланцах последний располагается под прямым углом к сланцеватости и минеральной линейности.

Миметическую ориентировку кварца не всегда можно отличить от тектонической. Сравнительно простые взаимоотношения наблюдаются в тех случаях, когда бластетрикс представлен стенками трещин, пустот или поверхностью каких-либо более ранних минералов. При этом упорядоченное параллельно-шестоватое расположение кристаллов кварца получается в результате геометрического отбора, состоящего в том, что из числа случайно расположенных на поверхности стенки зародышей в ходе кристаллизации сохраняют возможность роста кристаллы, все более и более круто стоящие, и, наконец, наступает стадия, когда могут расти лишь те кристаллы, у которых направление наибольшей скорости роста — у кварца это $\{0001\}$ — расположено строго перпендикулярно к поверхности нарастания [Григорьев, 1961]. Таким образом, совершенство ориентировки возрастает по мере удаления от стенки трещины в направлении к средней части полости. Эти участки в случае однородных доменов характеризуются диаграммами с одним максимумом, ось которого ориентирована перпендикулярно к стенке трещины [Крейтер, 1956. Рис. 72; Павлов, 1961].

Если диаграмма охватывает неоднородный участок, то вместо изометричного может получиться вытянутый максимум или возникнет несколько максимумов, отражающих ориентировку различных поверхностей нарастания кварца.

К ориентировкам роста относится также закономерное расположение кристаллических индивидов кварца под ориентирующим воздействием субстрата. Таковы, например, графические срастания кварца и калиевого полевого шпата, кварца и плагиоклаза, изученные А. Е. Ферсманом в 1915 г. (1952). Установлено, что удлинение ихтиоглиптов кварца, ориентированное в общем перпендикулярно к призматическому ребру кристалла полевого шпата, не совпадает с характерным для кварца направлением наиболее быстрого роста, т. е. с $[0001]$. Это направление — третья кристаллографическая ось кварца — ориентируется под углом 42° к призматическому ребру калиевого полевого шпата и под углом 60° к призматическому ребру кислых плагиоклазов. Таким образом, при формировании графической структуры в пегматитах проявляется индуцирующее влияние кристаллической структуры полевых шпатов, а также анизотропии роста ихтиоглиптов кварца. При одновременном росте полевого шпата и кварца призматическое ребро кристаллов полевого шпата и ребро двух смежных граней ромбоэдра кристаллов кварца совпадают, ориентируются параллельно.

Увеличение размеров ихтиоглиптов в направлении роста, т. е. к краям кристаллов полевого шпата, наличие головок кварца, образовавшихся уже после прекращения роста полевого шпата и потому выступающих над поверхностью граней последнего, характер псевдограней ихтиоглиптов — все это свидетельствует о прогрессивном обогащении системы кремнеземом при совместном росте кварца и полевого шпата, по А. Е. Ферсману, — о кристаллизации из остаточного эвтектического расплава. Н. А. Елисеев (1967) упоминает о возможности образования таких структур и при перекристаллизации в твердом состоянии, что, однако, требует специальных исследований.

Установленная А. Е. Ферсманом закономерность образования графических структур характерна не только для пегматитов, но и для некоторых гранитов. Так, в аляскитовых микропегматитовых гранитах среднедевонской Аксайской интрузии юго-восточной части Горного Алтая [Родыгин, 1967] наблюдаются великолепные микрографические структуры (рис. 36). Количественно-минералогический состав гранитов в среднем

близок к эвтектическому: 65% калиевого полевого шпата, 33% кварца, от 2 до 5% кислого плагиоклаза. Акцессорные минералы представлены редкими мелкими зернами циркона, магнетита, ильменита, замещенного лейкоксеном.

Калиевый полевой шпат образует призматические, таблитчатые и неправильные зерна размером от долей миллиметра до 4 мм в поперечнике (чаще 1—1,5 мм). Минерал сильно пелитизирован, почти всегда загружен вrostками кварца, которые нередко занимают даже большую площадь, чем калиевый полевой шпат (особенно в краевых частях кристаллов последнего). Местами наблюдается партитизация.



Рис. 36. Микропегматитовая структура гранита. Аксайский массив. Северный склон Сайлюгемского хребта. Ю.-в. часть Горного Алтая. Обр. 922. Ник. +

Соотношения между полевым шпатом и кварцем изучались нами по методике А. Е. Ферсмана, а именно: на федоровском столике определялись координаты призматического ребра калиевого полевого шпата (в зернах с простыми двойниками или спайностью) и ориентировки $[0001]$ вrostков кварца в том же самом

кристалле калишпата. Затем на сетке Вульфа выполнялся поворот этих элементов с таким расчетом, чтобы призматическое ребро полевого шпата совпало с осью проекции, т. е. чтобы выход этого ребра оказался в центре сетки. Ось поворота при этом служила линия, перпендикулярная к призматическому ребру. Соответственно перемещалась и проекция оптической оси кварца. Так одно зерно за другим приводилось в одинаковое стандартное положение. Результаты, полученные по нескольким зернам, хорошо совпадают с данными А. Е. Ферсмана (рис. 37, а).

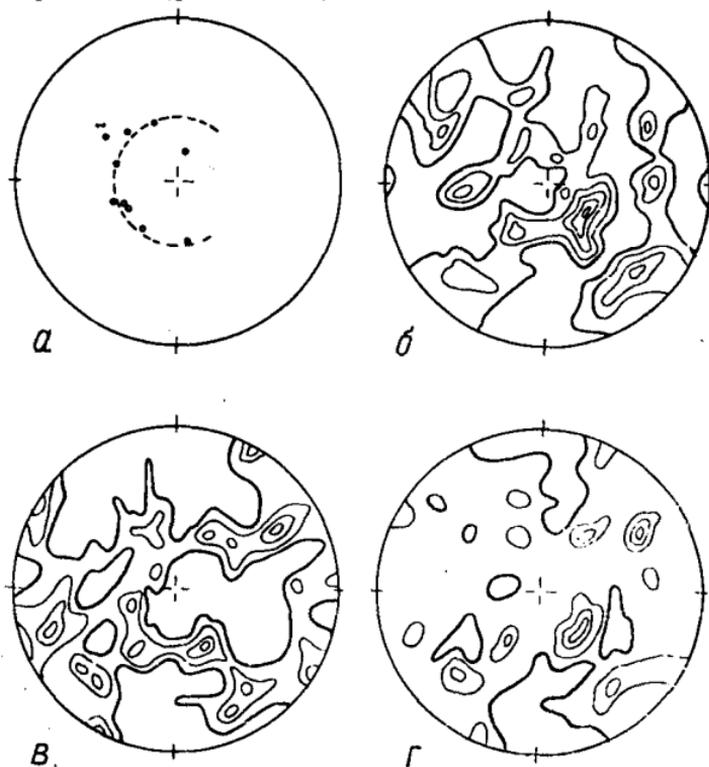


Рис. 37. Ориентировка кварца в микропегматитовых аляскитовых гранитах Аксайского массива (Горный Алтай): а — соотношение между ориентировкой калишпата (призматическое ребро кристаллов приведено к оси диаграммы) и $[0001]$ кварца (точки) в шлифах 922-7 и 922-9; б—г — ориентировка $[0001]$ кварца в параллельных шлифах из одного и того же образца: б — шлиф 922-7, 100 замеров, изолинии 1—2—4—6%, в — шлиф 922-9, 100 замеров, изолинии 1—2—3—4%, г — суммарная диаграмма по двум шлифам, 200 замеров, изолинии 0,5—2—3—4% на 1% площади

Как и в пегматитах, оптические оси кварца микрографических аксайских гранитов составляют с призматическим ребром калиевого полевого шпата угол 42° , т. е. взаимная ориентировка этих двух минералов обусловлена ориентирующим воздействием калиевого полевого шпата при совместном росте минералов во время кристаллизации расплава, состав которого был близок к эвтектическому.

Каких-либо директивных структур прото- или эпитектонического типа в гранитоидах не наблюдается. Кварц, образующий микрографические срастания с полевым шпатом, не обнаруживает предпочтительной ориентировки. Как показывают диаграммы (рис. 37, б—г), мелкие максимумы, выявляющиеся в соседних, одинаково ориентированных шлифах из одного и того же образца, не дают устойчивой картины и являются случайными. Изотропная петроструктура гранитов свидетельствует о кристаллизации в спокойной тектонической обстановке.

Вывод

Анализ ориентировки роста имеет большое значение при изучении стадийности образования кварцево-жильных месторождений, при установлении времени кристаллизации по отношению к фазам деформации и, как показывает пример аксайских микропегматитовых гранитов, при выявлении генезиса некоторых гранитоидов.

2.2. Тектонические ориентировки

2.2.1. Основные типы диаграмм

Кварц тектонитов обнаруживает исключительное разнообразие ориентировки оптических осей. Первые систематизации ориентировок выполнены в 30-х годах [Sander, 1930; Schmidt, 1932; Sahama, 1936; Nietanen, 1938; Fairbairn, 1939]. В результате было установлено в общей сложности 15 типов диаграмм, изображенных на рис. 38. Для каждого из типов предложены более или менее убедительные интерпретации и, хотя последние

в некоторых случаях представляют теперь только исторический интерес, ниже приводится их краткое описание.

Наиболее простые диаграммы характеризуются каким-либо одним максимумом (S-тектониты), более сложные — сочетанием одного-двух максимумов с одним или двумя поясами; кроме того, известны поясовые узоры — один, два или даже три-четыре пояса без четких максимумов.

На всех приведенных на рис. 38 диаграммах *ab* представляет видимую поверхность *S*, а ось *b* совпадает с линейностью. Максимумы пронумерованы римскими цифрами в соответствии с традиционной общепринятой схемой (см. рис. 17).

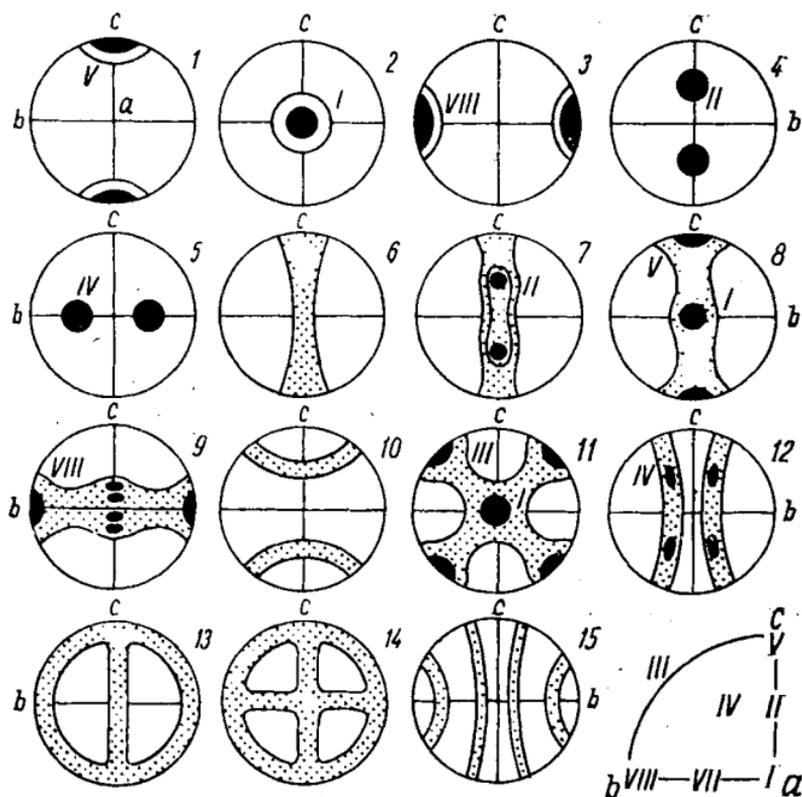


Рис. 38. Типы предпочтительной ориентировки оптических осей кварца в тектонитах. Максимумы занумерованы в соответствии со схемой справа внизу (по: Ферберн, 1949. Фиг. 2; Nietanen, 1938. Fig. 16, 17)

1. Ориентировка по правилу Тренера (рис. 38, 1). Характеризуется одним максимумом, ось которого совпадает с петроструктурной осью c , т. е. ориентирована нормально к плоскости ab (максимум V). Как отмечалось выше, этот тип впервые установлен Г. Тренером [Trenner, 1906] в подвергшихся динамическому метаморфизму породах, в которых оптические оси зерен кварца располагались приблизительно перпендикулярно сланцеватости. Позднее эта ориентировка была подтверждена Б. Зандером, С. Андреаттой, А. Хитанен. Б. Зандер первоначально назвал этот тип ориентировкой «по правилу α », затем предложил название, приведенное выше.

В настоящее время V максимум объясняется скольжением по базопинакoidу при начальном, сравнительно слабом динамометаморфизме, протекавшем в условиях низкой температуры и (или) при малой скорости деформации, что подтверждается экспериментальными исследованиями [Tullis et al., 1973]. Раньше, до этих экспериментов, высказывались предположения о том, что скольжение происходило по очень тупому ромбоэдру (Б. Зандер), по нерациональной системе плоскостей, близкой к (0001) (Х. Ферберн) и др.

2. Ориентировка по правилу призмы, или «по правилу γ » [Sander, 1930. S. 180] (рис. 38, 2). Оптические оси зерен кварца среднестатистически параллельны петроструктурной оси a (максимум I), плоскость скольжения — грань призмы, параллельная ab , линия скольжения — [0001] кристалла. Это, вероятно, самый распространенный тип тектонита, получающийся в тех случаях, когда порода претерпевает деформацию с разрывом сплошности. Так, на зеркалах скольжения максимум оптических осей совпадает с направлением борозд и штрихов скольжения, т. е. с направлением тектонического движения, вызвавшего деформацию (рис. 39).

3. Третий тип S-тектонита назван ориентировкой по правилу β . Оптические оси кристаллов концентрируются субпараллельно петроструктурной оси b . Эта ориентировка характерна для удлиненных по [0001] зерен кварца, заключенных в кальцитовый основной ткани. По Б. Зандеру, ориентировка «кварц

в кальците» осуществляется по форме кварцевых зерен во время пластического течения кальцита [Sander, 1930. D. 176, S. 201].

Как отмечает А. В. Пэк (1939. С. 105), если зерна некоторого минерала K_2 окружают со всех сторон зерно минерала K_1 , то на последнее не может быть перенесена сила, превышающая предел прочности зерен K_2 .

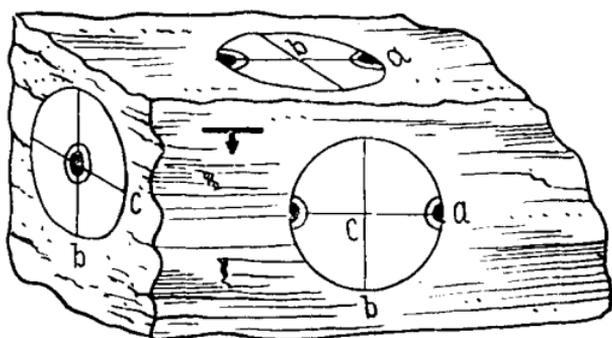


Рис. 39. Ориентировка оптических осей зерен кварца на зеркале скольжения. Ось максимума располагается параллельно бороздам и штрихам скольжения

Если прочность по отношению к сдвигу зерен K_1 больше, чем K_2 , то зерно K_1 не подвергается деформации, а «плавает» в среде K_2 и, следовательно, может быть ориентировано только по форме.

В некоторых случаях кроме ориентировки по форме «кварц в кальците» может приобретать ориентировку по внутреннему строению. Так, например, изученный нами аномально двуосный кварц, содержащийся в полосчатом мелкозернистом мраморе, характеризуется предпочтительной ориентировкой не только оптической оси зерен, но и осей второго порядка, поскольку плоскости оптических осей располагаются упорядоченно, перпендикулярно оси сжатия, под воздействием которой возникла двуосность кварца. Подробнее этот пример описан ниже (см. разд. 3.4).

4. Два максимума в плоскости ac , расположенные симметрично относительно плоскости ab под углом $40-45^\circ$ к a (максимум II). Этот редкий тип ориентировки установлен Б. Зандером в некоторых гранулитах Саксонии, А. Хитанен — в кварцитах Финляндии,

Д. Корн — в итаколумбитах из Минас Жернас. Механизм образования данной ориентировки разными авто-рами объясняется по-разному.

Согласно Б. Зандеру, дифференциальные скольжения в породе совершались по двум плоскостям $S_1 = (hOl)$ и $S_2 = (hO\bar{l})$, а внутризерновые трансляции происходили по призме — в тех кристаллах, которые были расположены благоприятно или приобрели такое положение в ходе деформации благодаря внешнему вращению (рис. 40, а).

Как упоминалось выше (см. разд. 1.4), В. Шмидт предполагал, что дифференциальное скольжение в породе происходило в одной плоскости $S = ab$, а внутризерновые трансляции осуществлялись не по призме, а по разным направлениям, лежащим в плоскости ab , например, по тригональной дипирамиде $(2\bar{1}12)$ или $(11\bar{2}2)$ параллельно ребру ромбоэдра $[2\bar{1}13] = a$ (рис. 40, б).

Кроме этих двух гипотез известны и другие. Две из них — гипотеза двойникования по японскому закону (Б. Зандер) и гипотеза скольжения параллельно ребру $[r:m]$ в некоторой, не обязательно рациональной, плоскости, близкой к базису (Х. Ферберн), — упоминались выше (см. рис. 19, в).

5. Два максимума в плоскости ab , расположенные под углом примерно 106° , встречены в кварцитах Финляндии [Hietanen, 1938. D. M. 23] (см. рис. 38, 5). Эта ориентировка может получиться при скольжении по грани призмы, лежащей в плоскости ab . Направление скольжения (петроструктурная ось a) совпадает с ребром $[2\bar{1}13]$ между гранями ромбоэдра r . В результате такого скольжения оптические оси в различных зернах кварца будут располагаться симметрично по отношению к плоскости ac (рис. 41, а).

6. Пояс по большому кругу ac (см. рис. 38, б) — широко распространенный тип ориентировки, относящейся к R -тектонитам. Образование пояса объясняется вращением плоскости скольжения вокруг оси b . Трансляции в зернах кварца происходят по призме. Равномерное вращение плоскостей (hOl) обуславливает рассеивание c -осей кварца в поясе без максимумов, а в случае прерывистого вращения могут возникать максимумы I, II, V [Hietanen, 1938].

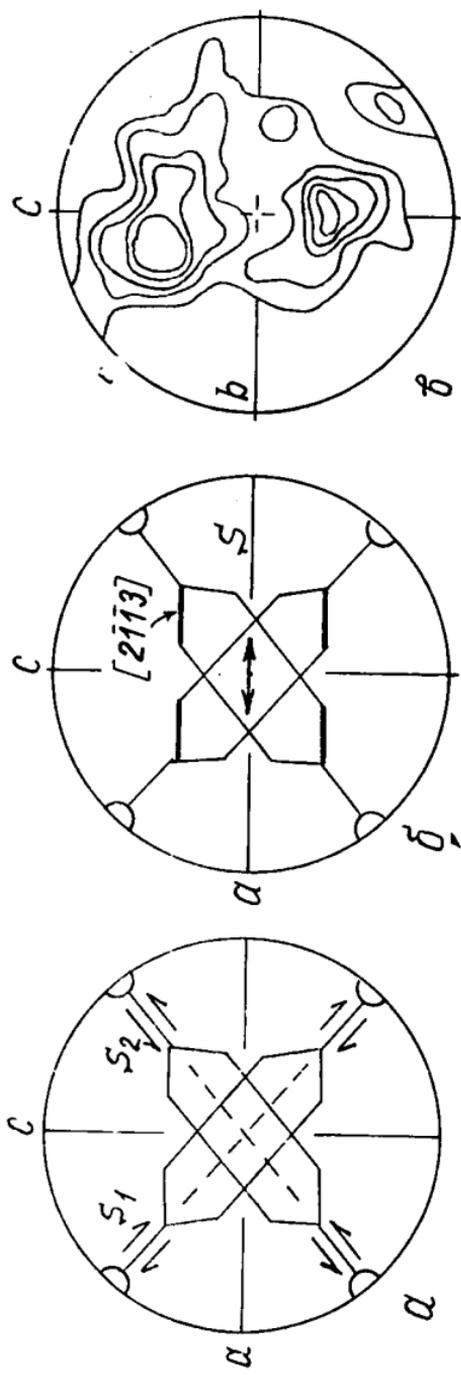


Рис. 40. Схемы, поясняющие ориентировку 4-го типа: *a* — образование двух максимумов в плоскости *ac* в результате скольжения в породе по двум плоскостям скальвания S_1 и S_2 и внутризерновых трансляций параллельно призме; *б* — то же в результате скольжения в породе по одной плоскости $S=ab$ и внутризерновых трансляций по (2112) или (1122) параллельно ребру ромбоэдра $[2113]=a$; *в* — пример ориентировки 4-го типа в гранулитах Саксонии [Sandet. 1930. D. 39]

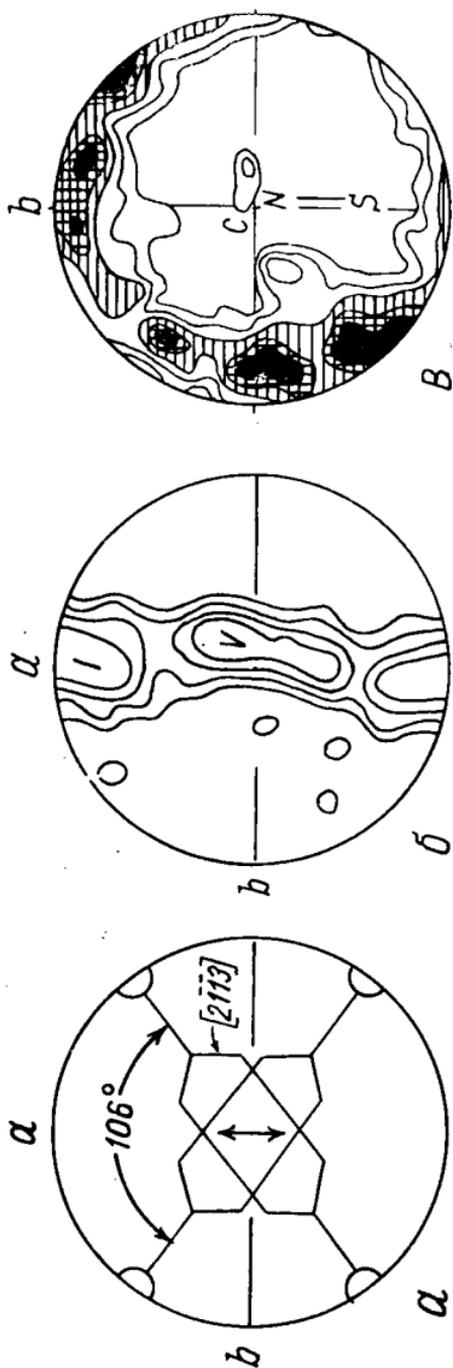


Рис. 41. Диаграммы, поясняющие 5, 8 и 9-й типы ориентировки: *a* — 5-й тип: скольжение по грани призмы в направлении ребра $[2\bar{1}\bar{1}3]$ между гранями ромбоэдра; *б* — 8-й тип: пояс *ас*, осложненный максимумами I и V. Кварцит Йеннемеки, Финляндия [Hietanen, 1938, D. S. 40]; *в* — 9-й тип: пример развития VII максимума в дополнение к максимумам I и VIII в поясе *ab*. Кварцит Олостунтури [Hietanen, 1938, D. M. 20]

7. Разновидность предыдущего типа с хорошо выраженной концентрацией в секторе, биссектрисой которого является ось a (см. рис. 38, 7). Максимум II присутствует часто.

По В. Шмидту [Schmidt, 1932. С. 191], эта ориентировка может быть результатом деформации «сплющивания», при которой действует следующий механизм. Пусть на рис. 42, a XX и YY будут направления максимального скалывающего напряжения внутри тела породы, сжатой силой, действующей в направлении PP . Кристалл L , плоскости скольжения которого вращением приведены к совпадению с XX , находится в положении, наиболее благоприятном для внутризернового скольжения, так как внутреннее сопротивление скольжению (трансляции) теперь меньше, чем внешнее фрикционное сопротивление вращению под действием пары сил, параллельных XX . Аналогично плоскости скольжения кристалла N приобретают наиболее выгодную ориентировку относительно YY .

При «сплющивании» плоскости скалывания испытывают вращение в направлении от оси сжатия до тех пор, пока увеличивающееся при этом фрикционное сопротивление на плоскостях скалывания не сравняется по величине с тангенциальной составляющей напряжения на тех же плоскостях. Дальнейшее вращение плоскостей XX и YY прекращается [Белоусов, 1986].

В конечной стадии плоскости скольжения большинства кристаллов лягут в два благоприятных сектора, разделенных плоскостью «сплющивания» AA , тогда как два противоположных сектора, в которых лежит направление сжатия PP , почти не будут содержать плоскостей скольжения. Максимальные концентрации плоскостей скольжения (а при скольжении по призме— и плотности распределения оптических осей кварца) займут симметричное относительно PP и AA положение в S_1 и S_2 , т. е. около границ благоприятных секторов. Один из примеров тектонита данного типа показан на рис. 42, b .

8. Разновидность большескругового пояса с максимумами I и V (см. рис. 38, 8). Максимум I — $(10\bar{1}0)$ кристаллов лежит в плоскости ab , оптические оси зерен субпараллельны петроструктурной оси a . Максимум V — скольжение в кристаллах происходит по базису, лежа-

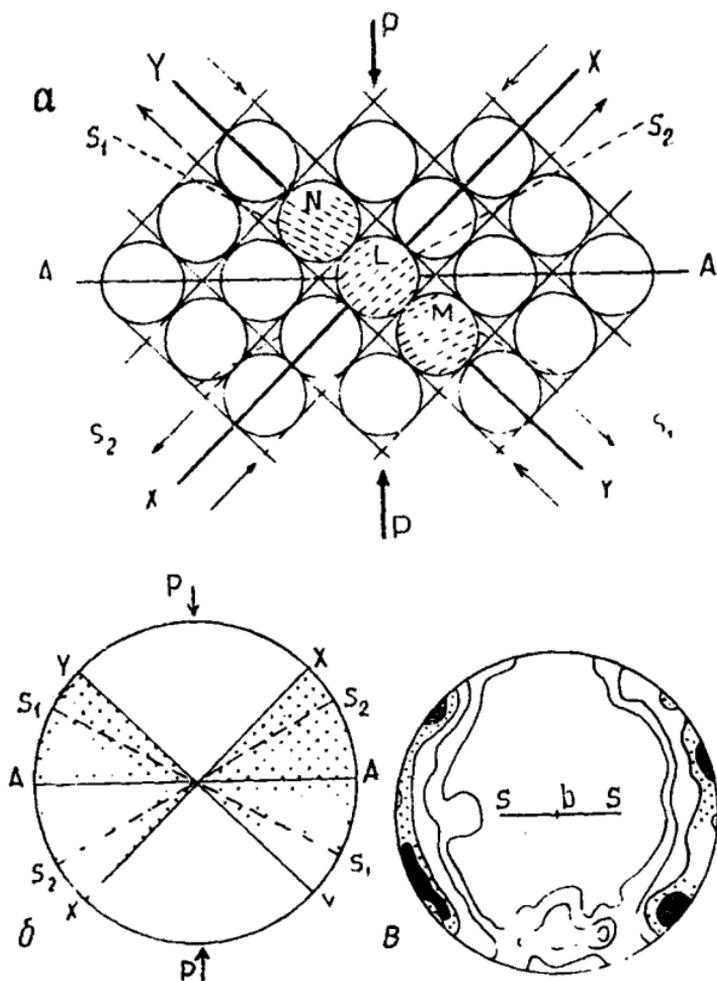


Рис. 42. Гипотеза В. Шмидта, объясняющая образование тектонита 7-го типа [Turner, 1948. Fig. 78]: а — деформация «сплющивания» и механизм образования предпочтительной ориентировки кристаллов. Объяснение в тексте; б — вращение плоскостей скольжения от оси PP и образование максимумов около S_1 и S_2 ; в — пример тектонита 7-го типа: 250 зерен кварца из сланцев Мойн. SS — сланцеватость, b — линейность

щему в плоскости ab (см. тип I). Пояс объясняется вариациями направлений скольжения, обусловленными вращением вокруг оси b . Максимум V иногда вытягивается в неполный пояс в плоскости bc . Этот тип ориентировки был встречен В. Шмидтом в парагнейсах Восточных Альп, Ф. Филлипсом в сланцах серии Мойн, А. Хитанен в финских кварцитах (см. рис. 41, б).

9. Пояс в плоскости ab , осложненный максимумами VIII и I. Максимум I вытянут в плоскости ac (см. рис. 38, 9). Впервые описан Б. Зандером в 1925 г. в породах из покрова Грайнер. Максимум VIII обусловлен внутризерновым скольжением по призме, параллельно ab , в направлении, перпендикулярном оптической оси, т. е. параллельно первой кристаллографической оси $[2\bar{1}\bar{1}0]$. Вытянутый в плоскости ac максимум I объясняется тем, что скольжение в одних зернах происходило по граням призмы параллельно ребру $m:m$ (при этом оптические оси располагаются близко к петроструктурной оси a), в других — по острым и тупым ромбоэдрам (оптические оси отклоняются от оси a на определенные углы). Скольжений по (0001) не происходит, иначе образовался бы максимум, совпадающий с осью c . Пояс ab обусловлен смыканием максимумов VIII и I. Кроме того, А. Хитанен в кварцитах Олостунтури (Финляндия) установила максимум VII, усиливающий поясовое строение (см. рис. 41, в).

10. Поясовая ориентировка по малому кругу вокруг оси c — тип «саксонских гранулитов», установленный Б. Зандером (см. рис. 38, 10). Имеется несколько объяснений этой ориентировки. По Б. Зандеру, в данном случае развиваются II и III максимумы, сливающиеся в пояс по малому кругу. При деформации «сплющивания», когда возможно расширение во всех направлениях, перпендикулярных сжатию, возникает четыре системы плоскостей скалывания (hOl) , $(\bar{h}Ol)$, $(Ok\bar{l})$, $(O\bar{k}l)$. Зерна кварца, ориентированные благоприятно для трансляционного скольжения по призме в направлении $[0001]$ или приобретшие такую ориентировку во время деформации благодаря вращению, дадут максимумы II—III. Отдельные максимумы могут слиться в пояса по малому кругу, создающие впечатление вращения вокруг оси c . Пример ориентировки этого типа показан на рис. 43, а.

Иное объяснение тектонита 10-го типа предложил В. С. Соболев (1957), развивший идею П. Эскола, который обратил внимание на то, что эпюра коэффициентов сжатия кристалла кварца не совпадает с ориентировкой эллипсоида оптической индикатрисы. Направление максимальной сжимаемости составляет с оптической

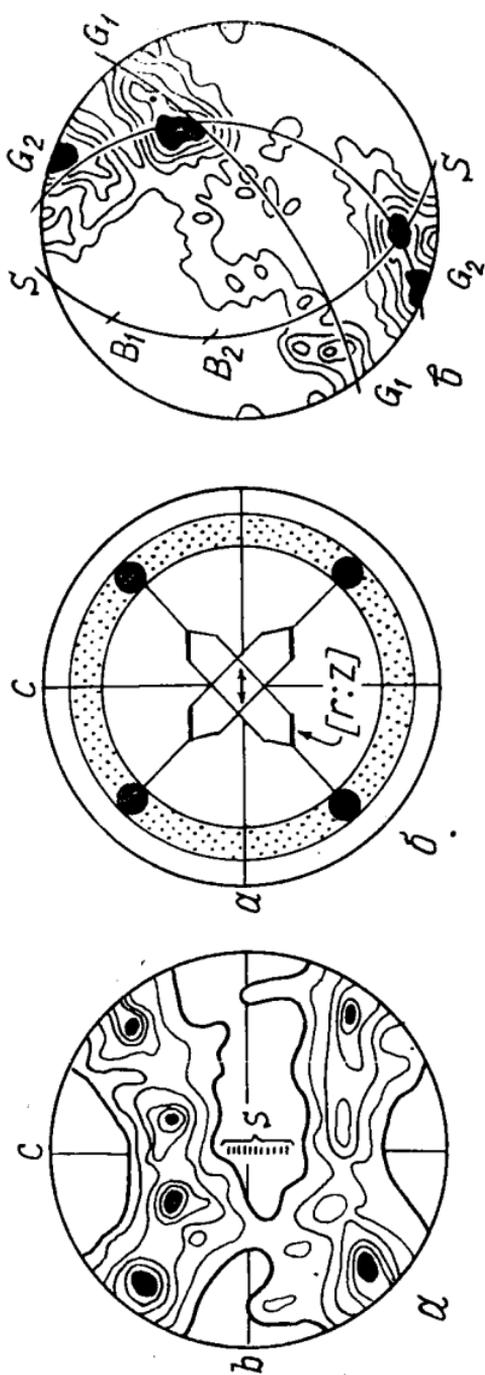


Рис. 43. Диаграммы, поясняющие некоторые типы ориентировки: *a* — 10-й тип: два пояса по дугам малых кругов вокруг оси *c*. Саксонский гранулит, 284 зерна кварца, изолинии 0,5—1—2—3—4—5% [Sander, 1930. D. 43]; *b* — схема образования 12-го типа в проекции на плоскость *ас*. Объяснение в тексте; *в* — тектонит типа $B \wedge B'$, 200 зерен в гранатовом милоните [Turner, 1948. Fig. 70]

осью кварца угол 70° у низкотемпературной и 36° у высокотемпературной модификации. В результате при деформации «сплющивания» зерна кварца будут ориентироваться этим направлением вдоль оси сжатия, а оптические оси окажутся отклоненными от последней на соответствующий угол. Таким образом, эта ориентировка осуществляется по форме эпюры сжатия [Казаков, 1987. С. 233].

Зависимость радиуса малого круга от температуры и скорости деформации, от направления скольжения и переход от 1-го типа ориентировки к 10-му рассмотрены выше, в разд. 1.3 (см. рис. 20).

11. Одиннадцатый тип характеризуется двумя перекрестными поясами по большим кругам, расположенным в плоскостях (hOl) и $(\bar{h}Ol)$ примерно под прямым углом один к другому, а также I и III максимумами (см. рис. 38, 11). Эта ориентировка отмечена Б. Зандером и Т. Сахамой в гранулитах и объясняется дифференциальными скольжениями в зернах кварца всегда в одной плоскости $S=ab$, но в разных зернах в различных направлениях: или по призме в направлении $[0001]$ (максимум I) или по ромбоэдру $(10\bar{1}1)$ в направлении $[r:m]$ параллельно a (максимум III).

12. Два пояса по малым кругам с осью вращения b и четыре максимума, лежащих в этих поясах.

Пояса, перпендикулярные тектонической оси b , обусловлены межзерновыми вращательными движениями вокруг этой оси; максимумы объясняются, по В. Шмидту, дифференциальными скольжениями в породе по плоскости $S=ab$, а в зернах кварца — по плоскостям ромбоэдра (1011) в направлении $[r:z]$ (рис. 43, б).

По Д. Григгсу и Дж. Бэлли, максимумы объясняются возникновением игл дробления, которые длинной осью $[r:z]$ располагаются параллельно a в плоскости $(10\bar{1}1)=ab$. Этим путем могут возникнуть максимумы IV или VI.

13. Два взаимно перпендикулярных пояса — один в плоскости ac , обусловленный вращением вокруг оси b , другой в плоскости bc , обусловленный вращением вокруг оси a . Б. Зандер, установивший этот тип, назвал его ориентировкой по правилу $V \perp V'$. Это частный

вид двухпоясовой ориентировки. В общем случае угол между поясами может быть каким угодно, и тогда применяется обозначение $B \wedge B'$. Пример такого тектонита показан на рис. 43, в.

Эти сложные тектониты не имеют хорошего объяснения. Б. Зандер считал их результатом «поперечных напряжений», вызывающих одновременное скольжение по (hOl) и (OkI) и вращение вокруг осей $b (= B)$ и $a (= B')$. Более обоснована гипотеза о наложении двух независимых деформаций [Turner, 1948. P. 266].

14. Три взаимно перпендикулярных пояса в плоскостях ac , bc и ab , осями которых являются соответственно оси b , a , c . Этот редкий тип объясняется наложением трех взаимно перпендикулярных деформаций.

15. Четыре пояса по малым кругам вокруг оси b . Два пояса аналогичны таковым 12-го типа тектонитов, два других имеют меньший угол раскрытия. Эта редкая ориентировка впервые встречена в слабометаморфизованных илистых осадках [Rowland, 1939], а также отмечена Х. Ферберном (1949) в слюдяных сланцах.

Приведенные краткие характеристики типов ориентировки кварца тектонитов, предложенные разными авторами в разное время, не всегда достаточно убедительны. Все они основаны главным образом на гипотезе трансляционного скольжения, меньше — на гипотезе дробления.

С этими объяснениями можно соглашаться или не соглашаться, однако сами типы представляют объективную реальность, не зависящую ни от каких объяснений. Иметь в виду эти типы ориентировки совершенно необходимо, хотя бы ради того, чтобы не открывать уже известное, а также в расчете на возможные более обоснованные интерпретации.

Частота встречаемости перечисленных типов в литературе оценивается не одинаково. Так, тип 6 (см. рис. 38) считается весьма распространенным [Елисеев, 1953], однако, судя по табл. 3, он отмечен в единичных публикациях. По-видимому, сказывается нечеткость отличия от 7-го и 8-го типов, значительно более распространенных: когда в поясе наблюдаются максимумы, то петроструктуру обычно относят к одному из этих типов.

Распространенность типов тектонитов

Тип тектонита	Количество примеров	Литературный источник
1	2	3
1	4	Елисеев, 1953. Рис. 164. Казанский, 1966. Рис. 2, а. Виноградов, Кушев, 1967. Рис. 2, а. Hietanen, 1938. Pl. VIII. D. S. 9. Dell'Angelo, Tullis, 1986. Fig. 5.
2	7	Делицын, 1960. Рис. 3, б. Захаров, 1972. Рис. 2. Sander, 1930. D. 24, 26, 27, 28, 30.
3	1	Sander, 1930. D. 176.
4	9	Пэк, 1940. Рис. 14. Ферберн, 1949. Рис. 128. Синкевич, 1967. Рис. 1, А. Родыгин, 1968. Рис. 35, б, 64, в; 1979. Рис. 12, в. Sander, 1930. D. 39. Fairbairn, 1941. Fig. 1. Turner, 1948. Fig. 50. Naha, 1959. Fig. 2, с. Shelley, 1971. Fig. 9.
5	1	Hietanen, 1938. Pl. X. D. R. 1.
6	2	Сустанов, 1966. Рис. 1, А. Кушеев, 1985. Рис. 5, а.
7	16	Пэк, 1940. Рис. 12. Родыгин, 1968. Рис. 36, б, 64, б, 65, а, б. Родыгин, 1979. Рис. 15, в. Sander, 1930. D. 9, 10, 17—20, 25, 29. Phillips, 1937. D. 1. Turner, 1948. Fig. 51, а, 62, с, 64, в.
8	15	Елисеев, 1953. Рис. 140, в, 141, д, 167. Виноградов, Кушев, 1967. Рис. 2, е. Маляков, 1969. Рис. 1. Родыгин, 1979. Рис. 7, 41, б, 41, в.

1	2	3
		Sander, 1930. D. 21, 128. Schmidt, 1932. Fig. 44. Turner, 1948. Fig. 51, c, 56, d, 56, e, 64, d, 65, d.
9	1	Hietanen, 1938. Fig. 17, 6
10	4	Родыгин, 1979. Рис. 9, а, 10, б. Sander, 1930. D. 43, 45. Hietanen, 1938. Fig. 17, 6.
11	7	Кушеев, 1985. Рис. 5, в. Sander, 1930. D. 34, 40, 41, 42. Sahama, 1936. D. 26. Hietanen, 1938. Fig. 17—8
12	6	Родыгин, 1987. Рис. 2, 4. Sander, 1930. D. 51, 53. Fairbairn, 1939. Fig. 5, с. Turner, 1948. Fig. 53, с.
13	2	Кушеев, 1985. Рис. 5, б. Hietanen, 1938. Fig. 17, 11.
14	2	Кушеев, 1985. Рис. 5, г. Hietanen, 1938. Fig. 17, 12.
15	1	Ферберн, 1949. Рис. 2, м.

2.2.2. Зависимость ориентировки от режима деформации

Приведенная в предыдущем разделе типизация кварцевых тектонитов представляет итог исследований, проведенных к 30—40-м годам текущего столетия. В течение этого начального этапа основное внимание было направлено на систематизацию обширного фактического материала. В дальнейшем благодаря развитию экспериментальных исследований появились новые возможности, некоторые типы ориентировки удалось увязать с определенными условиями, в которых протекала деформация, проследить переходы одних типов в другие.

Разрабатывая методы динамического анализа микроструктурных ориентировок минералов, А. Н. Казаков (1987) рассмотрел особенности петроструктур кварца, возникших в разных Р—Т условиях, соответствующих трем стадиям деформации — упругой, пластической и стадии суперпластического течения.

В стадии упругой деформации ведущая роль принадлежит упругим свойствам минерала, ориентировка зерен кварца осуществляется, можно сказать, по форме эпюры сжимаемости, главные оси которой не совпадают с кристаллографическими осями, причем это несовпадение не одинаково у низко- и высокотемпературного кварца. Об этом говорилось выше, при характеристике 10-го типа ориентировки (см. разд. 2.2.1).

У низкотемпературного кварца направление максимальной сжимаемости составляет с оптической осью угол 70° , а у высокотемпературного 30° . Соответственно при одноосном сжатии должны возникать ориентировки оптических осей по дугам малого круга радиусом 70 и 30° вокруг оси сжатия. Малокруговая ориентировка может заменяться максимумами, расположенными на таких же расстояниях от оси сжатия.

Известен опыт использования названной особенности ориентировки для определения температуры минералообразования. В. С. Соболев и соавт. (1964) исследовали 4 образца: два гранат-гиперстен-биотитовых гнейса из гнейсово-мигматитовой архейской толщи Украины (температура образования заведомо выше α — β -перехода) и два хлоритсодержащих сланца (низкотемпературный кварц).

Это, по-видимому, единственный пример сравнения ориентировки высоко- и низкотемпературного кварца. Для изучения были взяты породы, отвечающие следующим условиям: 1) ось c надежно определялась по следу; 2) зерна кварца имели изометричную форму (уплощенные зерна считались непригодными); 3) наложенная (постметаморфическая) перекристаллизация отсутствовала; 4) при изучении низкотемпературных диафоритов учитывалась возможность реликтовой высокотемпературной ориентировки.

По заключению авторов, результат подтверждает теоретическое предположение В. С. Соболева. Некото-

рое сомнение возникает в связи с тем, что при обработке измерений авторы использовали не обычную многократно выверенную методику построения диаграмм на сетке Шмидта или сетке Вульфа, а метод А. Б. Вистелиуса (1953, 1958), по существу совершенно не пригодный ни в одном из двух предложенных им вариантов [Постников, 1954; Родыгин, 1980].

А. Н. Казаков, рассматривая стадию упругой деформации, отмечает, что кроме ориентировки по дугам малых кругов намечается полный ряд вариаций угла между осью сжатия и оптическими осями от 90° при низких температурах, т. е. от пояса по дуге большого круга, перпендикулярного к оси сжатия (на рис. 38 этот тип отсутствует; ближе всего к нему подходит тип 9), до 0° при высоких температурах ($600\text{--}800^\circ\text{C}$). При температурах выше 800°C максимум переходит в малый круг радиусом до 50° при 1100°C .

Таким образом, намечается эволюция узора микроориентировки по мере повышения температуры: от пояса по дугам малого круга к максимуму и снова к поясу по малому кругу.

Остается не ясным соотношение этих данных с результатами экспериментальных исследований, согласно которым в низкотемпературной области наблюдается S-тектонитовая ориентировка, которая при более высоких температурах (или малой скорости деформации) переходит в малокруговую с радиусом малого круга до 45° .

Малокруговая ориентировка может быть использована для диагностики деформации сжатия и деформации растяжения. В условиях сжатия ось пояса совпадает со структурной осью *c*. В условиях растяжения ось пояса совпадает со структурной осью *b*, т. е. с шарниром складки или лежит в плоскости сланцеватости [Казаков, 1987].

К стадии пластической деформации А. Н. Казаков относит несколько типов ориентировки: поясовую ориентировку по большому кругу в плоскости *ac*, ось пояса — структурная ось *b* (см. тип *b* на рис. 38); ориентировку в двух максимумах, лежащих в плоскости *ac* (см. тип 4 на рис. 38) и ориентировку

с одним максимумом в плоскости ac , находящимся на угловом расстоянии 70° от оси c (рис. 44, a). Эта ориентировка среди «классических» типов (см. рис. 38) не значитна. Она получена экспериментально [Делицын, 1976], в природных тектонитах редка.

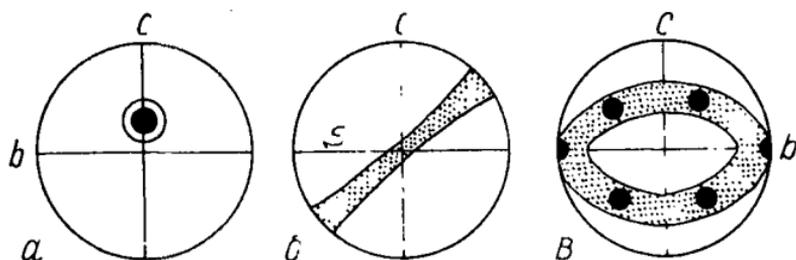


Рис. 44. Ориентировка кварца в тектонитах течения: a — максимум в плоскости ac под углом 70° к оси c [Делицын, 1976; Казаков, 1987]; $б$ — пояс, ориентированный косо относительно плоскости сланцеватости S [Казаков, 1987]; $в$ — пересекающиеся пояса [Добржинецкая, 1989]

К стадии суперпластического течения отнесены два типа: тектонит с одним максимумом, совпадающим о осью b (см. тип 3 на рис. 38), и тектонит, характеризующийся поясом, расположенным косо относительно плоскости сланцеватости (рис. 44, $б$). Возможно, эта последняя ориентировка относится к типу Л1, рассмотренному в следующем разделе; к сожалению, нет данных о соотношениях с линейностью (структурной осью a).

Л. Ф. Добржинецкая (1989) в эндебитах зоны пластических глубинных деформаций отметила два основных типа ориентировки: «призматический тип» — пояс в плоскости петроструктурных осей ac и тип «перекрестных поясов». Первый близок к 8-му типу (см. рис. 38), а второй среди типов, показанных на рис. 38, отсутствует: это два расположенных примерно под прямым углом один к другому пояса, пересекающихся по линии, параллельной оси b ; ось a совпадает с направлением растяжения (рис. 44, $в$). Эта ориентировка, по мнению автора, характеризует объемную пластическую деформацию, проявившуюся во внутренних зонах перемещенной пластины эндебитов.

Аналогичная петроструктура встречена Д. Шелли, но совсем в другой обстановке: пересекающиеся по оси В эллипсоида деформации практически ортогональные пояса характеризуют мелкие зерна кварца, развившиеся в результате рекристаллизации уплощенных в плоскости АВ фенокристаллов деформированных кварцевых порфиоров [Shelley, 1971].

Тип «перекрестных поясов» более подробно рассмотрен в следующем разделе.

2.2.3. «Листеровские» типы ориентировки

В 70—80-х годах появились многочисленные публикации, посвященные двум так называемым листеровским типам и взаимопереходам между ними. Первый из них (тип LI, рис. 45, а) характеризуется поясом по ду-

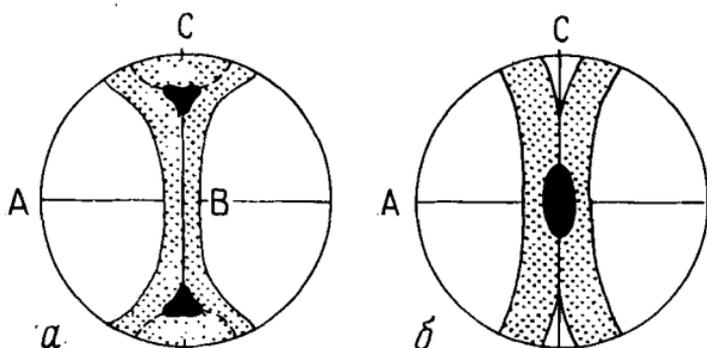


Рис. 45. Два «листеровских» типа ориентировки *c*-осей кварца: *а* — тип LI: простой пояс с максимумами между осями эллипсоида деформации С и В; *б* — тип LII: пересекающиеся пояса с максимальной концентрацией *c*-осей в В [Lister, 1977]

ге большого круга, содержащим два максимума. Внешне он походит на 6—8-й типы (см. рис. 38), но принципиально отличается от них тем, что осью пояса служит петроструктурная ось *a*, т. е. направление тектонического движения при деформации. Второй тип (LII) представлен двумя поясами, пересекающимися в отличие от 11-го типа (см. рис. 38) по оси *b* (т. е. по оси В эллипсоида деформации).

Эти, как оказалось, широко распространенные ориентировки раньше упускались из виду. Причина, веро-

ятно, состоит в том, что при анализе диаграмм стало по существу правилом ось любого пояса считать петроструктурной осью *b* без достаточного учета реальных соотношений между микро- и макроструктурами. Таким образом, последовательность структурного анализа оказывалась обратной: по микростроению делались выводы о макроструктуре, в то время как необходимо прежде всего учитывать макроструктуру и на ее основе объяснять особенности микростроения, которые, в свою очередь, помогут глубже понять тектоническую историю макроструктуры.

В. Шмидт первым увязал анализ кварцевых тектонитов и проникающую линейность (*Striemung*) с региональными структурными проблемами. Первоначально (в 1926 г.) он обнаружил в Восточных Альпах пояса *c*-осей кварца, простирающиеся параллельно направлению тектонического транспорта. Но это заключение оказалось неверным, так как направление движения было установлено по неясным региональным данным. Годом позднее в тектонитах из района Западных Альп, где направление сдвига было определено более надежно, он обнаружил пояса *c*-осей, ориентированные параллельно простираению макроструктуры и перпендикулярно направлению тектонического транспорта, установленному по вращению порфиروبластов граната.

Аналогичная картина многократно отмечалась потом в разных районах: в надвиговых структурах Южной Швеции [Martin, 1935], северной части Аппалачей [Balk, 1952], в деформированных конгломератах Вермонта [Grace, 1955], в гнейсовом комплексе Британской Колумбии [Reesor, 1965], в милонитах Новой Шотландии [Eisbacher, 1970], в милонитизированных гранитах [Nara et al., 1973], в кварцитах Центральных Гималаев [Bouchez, Pecher, 1976, 1981], в кварцевых милонитах [Carreros et al., 1977] и др.

Типы Л1 и Л2 стали привлекать особенно пристальное внимание после того, как Г. С. Листер и соавт. проанализировали образование предпочтительной кристаллографической ориентировки кварца посредством компьютерной программы [Lister et al., 1978, 1979, 1980]. Были рассмотрены варианты деформационной истории (осевое растяжение, плоская деформация, осевое со-

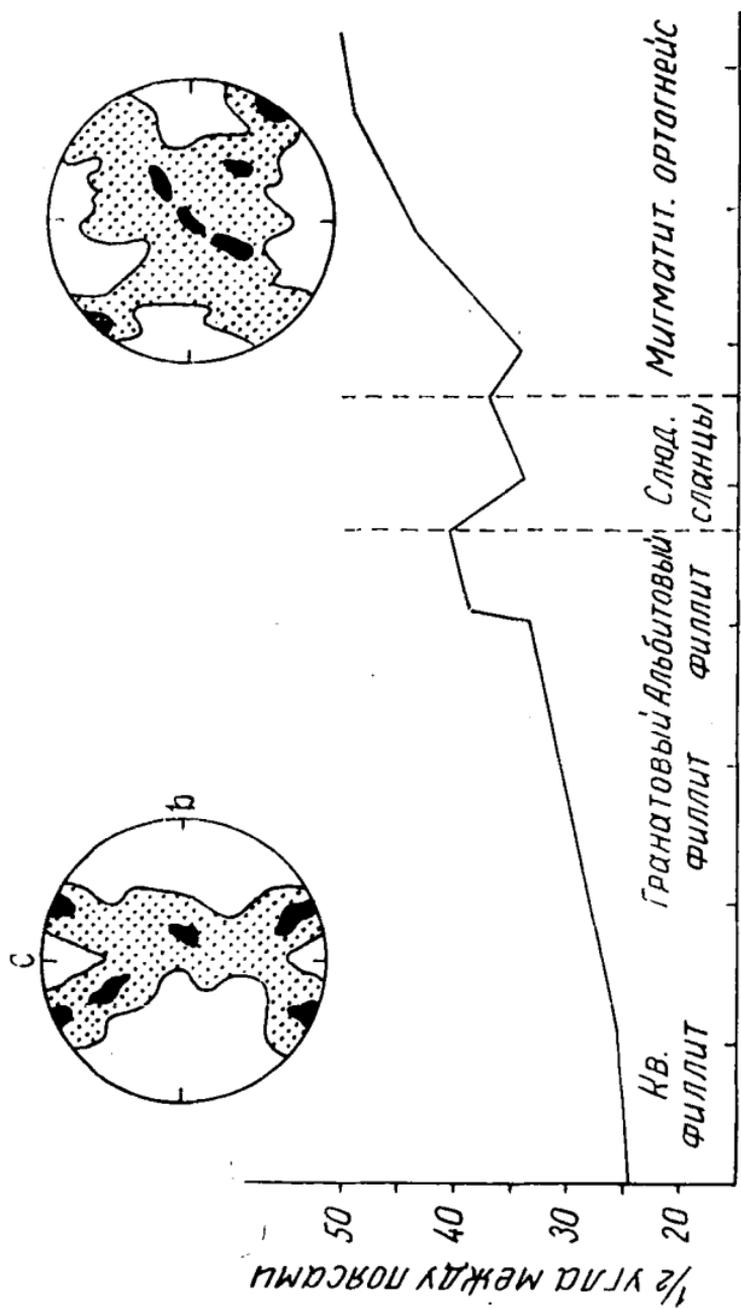


Рис. 46. Диаграмма раскрытия угла между пересекающимися поясами оптических осей кварца с повышением степеней метаморфизма [Hobbs, 1985; Lister, Dornstiepen, 1982; Behr, 1968]

крашение) на трех гипотетических кварцитах с разными системами поверхностей активного скольжения. Показана возможность получения информации о петроструктурах, развивающихся при простых процессах. Например, размещение оси растяжения обычно приурочено к участкам диаграммы, свободным от *c*-осей. При деформации чистого сдвига узоры строения ЛІ и ЛІІ характеризуются ромбической симметрией (см. рис. 45), а при деформации простого сдвига они приобретают асимметрию относительно направления сдвига (моноклинное строение), оси *a* преимущественно располагаются в плоскости скольжения параллельно направлению сдвига.

Соотношения между типами ЛІ, ЛІІ и макроструктурами приобретают асимметрию относительно направления сдвига при детальном изучении зон вязкого простого сдвига (*ductile shear zones*), в которых хорошо видны границы зоны, а направление движения определено по каким-либо надежным признакам [Van Roermund et al., 1979; Lister, 1979; Lister, Dornsieper, 1982]. Практическое использование листеровских ориентировок рассмотрено в разд. 3.2.

Проблема взаимопереходов между различными типами ориентировки в зависимости от условий, в которых протекает деформация, заслуживает тщательного изучения. Это относится не только к типам ЛІ и ЛІІ. В предыдущем разделе упоминались неясности в отношении переходов от одномаксимумной ориентировки к ориентировке по малому кругу [Казачков, 1987; Tullis et al., 1973]. Исключительно интересна также эволюция пересекающихся поясов в зависимости от степени метаморфизма, выраженная в раскрытии угла между поясами примерно от 25° в кварце филлитов до 50° в ортогнейсах (рис. 46). Однако этот пример не может считаться достаточно показательным, так как кроме изменения степени метаморфизма здесь меняется также и литология. Других хорошо документированных переходов по существу не известно [Hobbs, 1985]. Ясно, что для решения проблемы необходимы исследования таких объектов, в которых наложение различных факторов отсутствует. Наиболее подходящими могут быть однотипные кварцевые и кварцсодержащие породы в участках зонального высокоградиентного метаморфизма.

3. ПРИМЕРЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МИКРОСТРУКТУРНЫХ ОРИЕНТИРОВОК КВАРЦА

3.1. Анализ доскладчатой ориентировки кварца

В зависимости от термодинамических условий, в которых происходит деформация горной породы, кварц может вести себя по-разному. В одних случаях он легко перекристаллизовывается, приобретая ориентировку, отражающую кинематику образования новой структурной формы, и утрачивая следы прежних деформаций. Так возникает синдеформационная ориентировка, представляющая собой один из элементов структурно-метаморфического парагенезиса. В других условиях минерал ведет себя крайне инертно: испытав полную рекристаллизацию, сохраняет прежнюю, додеформационную ориентировку, пассивно участвуя, например, в складчатой деформации. Это находится в согласии с выводом Ф. Филлипса, который отметил «...готовность, с которой кварц поддается рекристаллизации, и нежелание его подвергаться переориентации» [Phillips, 1945]. Легко представить какие-то промежуточные условия, при которых на реликтовую ориентировку будет накладываться новая, создавая строение, в отличие от первых двух случаев не поддающееся простому истолкованию.

Имеются примеры удивительной сохранности доскладчатой ориентировки зерен кварца, которая обнаруживается вполне отчетливо несмотря на то, что порода испытала весьма интенсивную складчатую деформацию. Это отмечено как в мелких, так и в крупных складках. Ценность такого явления состоит в том, что оно позволяет выявить стадийность деформации.

3.1.1. Анализ мезомасштабных складок

Впервые замечательный пример доскладчатой ориентировки кварца, сохранившейся при образовании мезомасштабной складки изгиба, точнее, испытавшей только внешнее вращение, описан Б. Зандером. Этот классический пример приводится во многих публикациях [Пэк, 1939. С. 136; Ферберн, 1949. С. 56; Елисеев, 1953. С. 263; Хиллс, 1967. С. 389 и др.], и тем не менее некоторые особенности его уместно отметить еще раз в связи с рассматриваемой проблемой.

На рис. 47, *a* показана складка, образованная про-слоем кварцита среди филлитов. S_1 , S_2 и S_3 обознача-

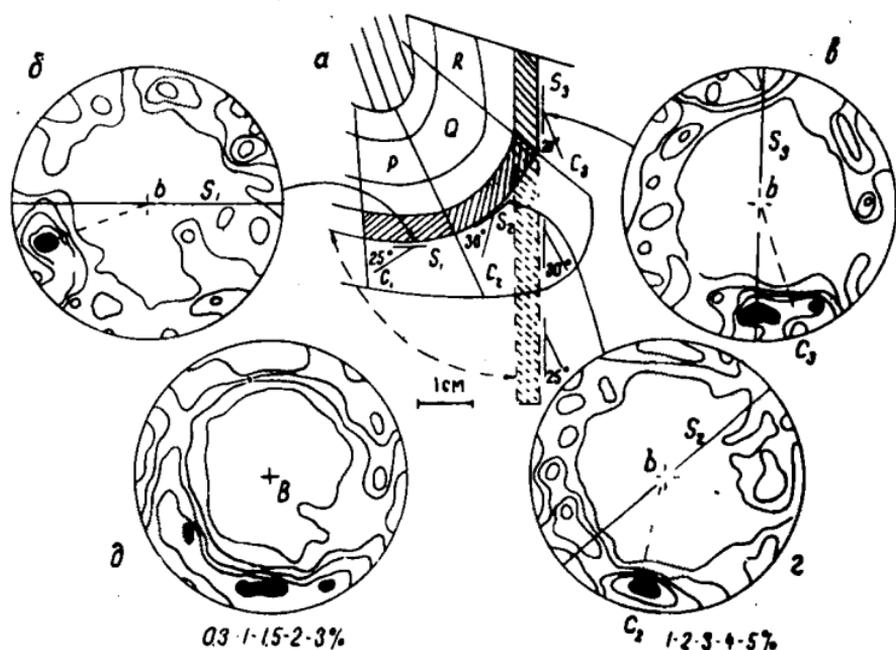


Рис. 47. Пример сохранения доскладчатой ориентировки кварца (по: Зандер, 1930 с дополнением): *a* — схема складки кварцита; P, Q, R — различные участки складки, для которых составлены диаграммы *b*, *v*, *g*; S_1 , S_2 , S_3 — среднее положение слоистости кварцита в точках, к которым относятся ориентированные шлифы; C_1 , C_2 , C_3 — максимумы оптических осей кварца. Пунктиром показан выямленный слой кварцита; *b*, *v*, *g* — диаграммы оптических осей кварца, составленные по 300 замерам каждая; изолинии 1—2—3—4—5%; *d* — суммарная диаграмма, полученная по трем предыдущим диаграммам способом сложения поверхностей топографического порядка [Соболевский, 1932]. Изолинии 0,3—1,0—1,5—2,0—3,0%

ют направления слоистости на трех участках складки (P, Q, R), к которым относятся и соответствующие диаграммы кварца, ориентированные точно так же, как и изображение складки. C_1 , C_2 и C_3 — максимумы оптических осей кварца. Угол между слоистостью кварцита и осями максимумов примерно одинаков во всех трех частях складки (20—30°). Это означает, что ориентировка кварца сопряжена со складчатостью и в процессе образования складки была повернута вокруг шарнира. Отсюда следует, что до складчатости кварцит уже представлял собой S-тектонит с одним максимумом, что хорошо видно на «выпрямленном» слое кварцита (рис. 47, а). Изгибание произошло с полным сохранением плоскости симметрии ac и положения оси b этого тектонита, существенной переориентировки кварца, отражающей процесс изгиба, не наблюдается, за исключением поворота всей структуры вокруг оси $b = B$. Этот поворот приводит к тому, что из S-тектонита возникает R-тектонит, характерный для всей складки в целом, если сложить все три диаграммы, сохраняя то положение их, какое они имеют в складке (рис. 47, д).

Рассмотренный пример показывает, что: 1) доскладчатая ориентировка оптических осей кварца может сохраняться в процессе формирования мезомасштабных складок изгиба; 2) образование складки сопровождалось скользящими дифференциальными движениями между слоями и внешним вращением кварцевой текстуры, возникшей еще до складчатости; 3) для обнаружения доскладчатой ориентировки кварца необходимо исследовать строго однородные домены, так как суммирование данных по разным доменам дает общую картину вращения R-тектонита, в котором выделить доскладчатую ориентировку невозможно.

Другой пример сохранения доскладчатой ориентировки кварца и использования ее для расшифровки этапов формирования складчатой структуры описан И. Ладурнером [Jones, 1959]. Изученная им складка интерпретирована как структура, первоначально сформированная скалыванием, затем простым изгибом.

На рис. 48, а показан профиль складки и ориентировка кварца, для которой характерно веерообразное расположение так называемых q -направлений, т. е. линий, соединяющих центр тяжести максимума с центром

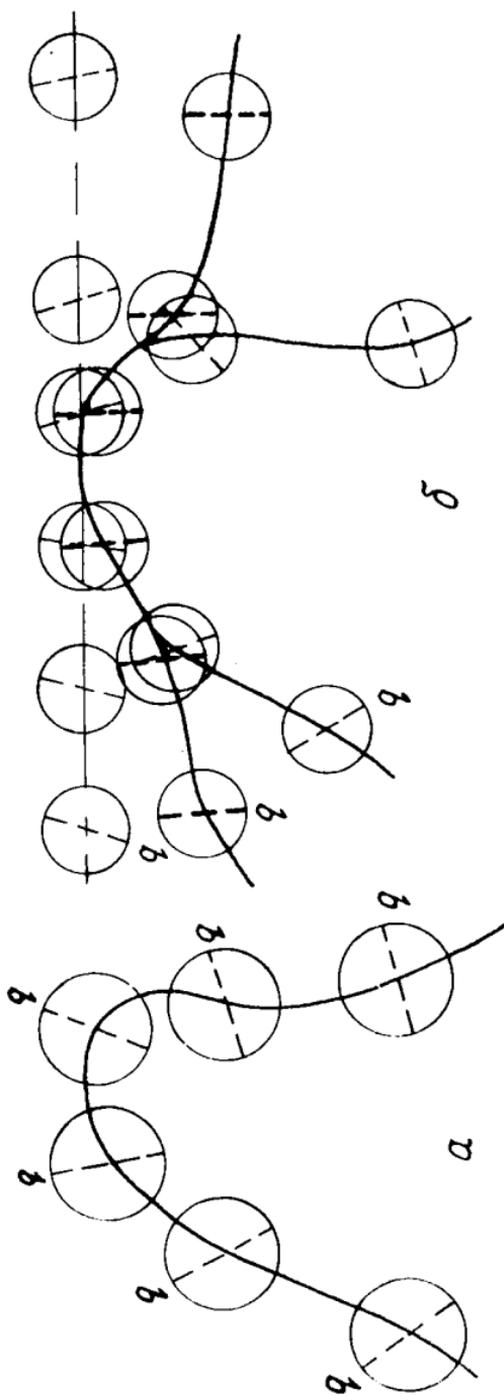


Рис. 48. Развертывание мезомасштабной складки. По И. Ладурнеру, из [Jones, 1959. Fig. 1]: *a* — веер, образованный *q*-направлениями в складке; *b* — последовательная развертка складки; при частичной развертке *q*-направления оказались в параллельном положении (выделены более четкими штрихами)

диаграммы. При частичном выпрямлении слоя q -направления оказываются параллельными осевой плоскости складки. Дальнейшая полная развертка складки приводит к нарушению параллелизма (рис. 48, б, верхний ряд диаграмм). И. Ладурнером сделан вывод о том, что параллельное расположение q -направлений возникло на промежуточной стадии, при начальной деформации слоя. Однотипность ориентировки кварца и одинаковое положение максимумов оптических осей во всех частях складки указывает на то, что на первом этапе образовалась пологая складка скальвания—«пассивная складка со скольжением» [Казаков, 1968]. Затем произошла деформация изгиба, не сопровождавшаяся переориентировкой кварца, и складка приобрела современный вид.

Предложенное И. Ладурнером объяснение вызывает сомнение, а выделение двух стадий деформации обосновано недостаточно. В самом деле, ориентировка q -направлений в виде конвергентного веера (см. рис. 48, а) может представлять собой такую же обычную часть синхронного структурного парагенезиса, как, например, кливаж межслоевого (межпластового) скольжения, который также ориентируется симметрично относительно осевой плоскости складки, в виде такого же веера. Угол раскрытия этого веера зависит, как известно, от соотношения вязкости смежных слоев [Паталаха и др., 1973].

Более убедителен пример двухстадийного образования складки (сначала деформация скальвания, затем—изгиба), приведенный Т. Боллом [Ball, 1960]. В мезомасштабной складке q -направления ориентированы асимметрично относительно осевой плоскости, что уже само по себе служит признаком наложенной деформации. После частичного «выпрямления» слоя эти направления становятся взаимно параллельными. Данное промежуточное состояние и определяет первый этап деформации, обусловивший возникновение предпочтительной ориентировки по типу S -тектонита. На второй стадии произошел изгиб слоя до нынешнего состояния, но без переориентировки кварца, хотя рекристаллизация его могла иметь место.

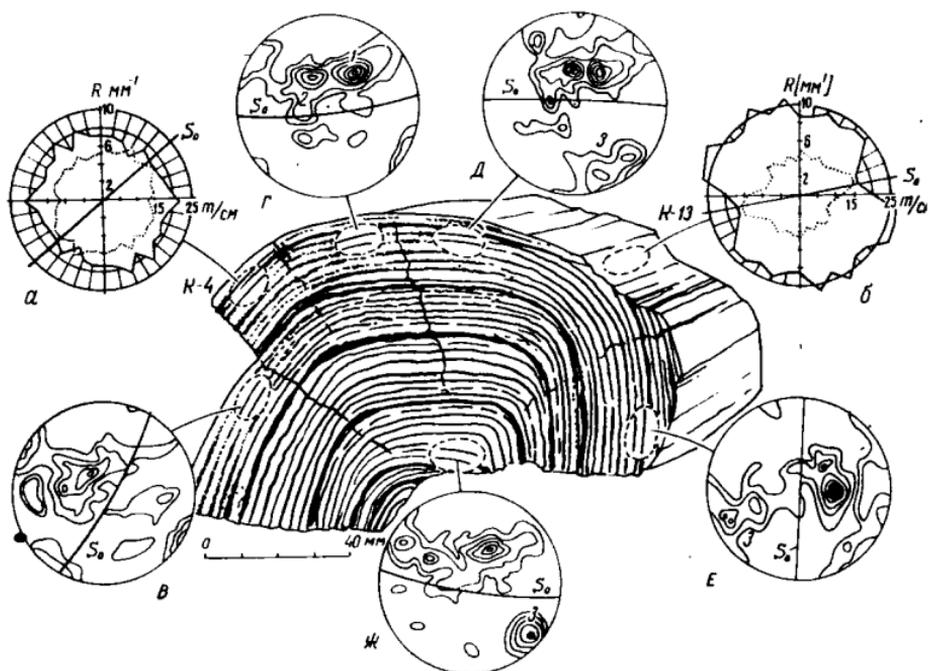


Рис. 49. Анализ складки железистых кварцитов из Оленегорского месторождения: а — роза-диаграмма числа точек пересечения границ зерен на единицу длины секущей линии (m/cm) (внешний контур) и средний поперечник сечения (внутренний контур) по различным направлениям через 10° ; диаграмма параллельна плоскости *ac*; шлиф К-4; б — то же для сечения *ab*; шлиф К-13; в—ж — диаграммы ориентировки оптических осей кварца; шлифы соответственно К-2, К-5, К-8, К-12, К-7; S_0 — полосчатость (слоистость) кварцита; 1, 2, 3 — главные максимумы; изолинии 1—2—4—6—8—12—14% на 1% площади сетки Вульфа; проекция с верхней полу сферы

Пример складчатости изгиба, не сопровождавшейся переориентировкой кварца, встречен нами в железистом кварците из Оленегорского месторождения. В микроструктурном отношении изучен образец кварцита из коллекции В. Н. Сергеева, представляющий собой небольшую складку коробчатого типа, образованную тонкополосчатой кварцево-магнетитовой породой (рис. 49). Слои магнетитового и кварцевого состава имеют мощность 0,1—3,0 мм. Между относительно выдержанными слоями наблюдаются серии тонких, нередко прерывистых прослоев, так что в целом получается некоторое подобие ритмичного сложения. Порода обладает послойной делимостью (по рудным прослоям), секущие разновидности клаважа полностью отсутствуют.

Под микроскопом наблюдается гранобластовая структура, образованная мозаикой зерен кварца с извилистыми ограничениями (рис. 49, а, б). Характерно практически полное отсутствие деформационных структур типа волнистого погасания, деформационных полос и ламеллей; лишь в единичных зернах кое-где видна едва заметная волнистость. Подавляющее большинство зерен имеет ровное нормальное погасание, краевая грануляция отсутствует, зерна соприкасаются по очень тонким, четким извилисто-ломаным границам, плотно подогнаны одно к другому. Предпочтительная ориентировка по форме зерен при обычном наблюдении почти не устанавливается, хотя некоторая разница в форме сечений зерен в плоскостях *ac* и *ab* все же заметна (рис. 50, а, б).

Для более точного изучения стереометрии зерен кварца нами была использована методика металлографических исследований, разработанная С. А. Салтыковым (1976) и Д. Пайскером (1980), позволившая получить представление о форме зерен. На розах-диаграммах (см. рис. 49, а, б) внешний контур означает число точек пересечения границ зерен по разным направлениям (через 10°) на единицу длины секущей линии, а внутренний контур — средний поперечник сечений по тем же направлениям. Диаграмма К-4 (см. рис. 49, а) построена по шлифу, ориентированному параллельно профилю складки *ac*, т. е. перпендикулярно оси *b*. Она показывает, что в этом сечении зерна кварца практически идеально изометричны, с очень небольшой вытяну-

тостью параллельно слоистости. Средний поперечник сечений 0,5—0,6 мм.

Диаграмма К-13 (см. 49, б) ориентирована в плоскости слоистости. В этом сечении зерна несколько

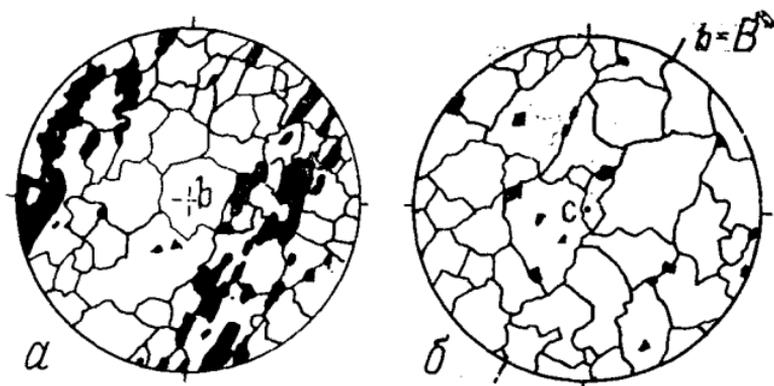


Рис. 50. Микроструктура железистого кварцита. Диаметр поля зрения 5 мм. S_0 — слоистость, B — шарнир складки: a — сечение ac , шлиф К-4; b — сечение ab , шлиф К-13 (см. предыдущий рис.)

вытянуты параллельно шарниру складки, размер сечений в среднем равен $0,4 \times 0,6$ мм, т. е. вытянутость характеризуется отношением 2:3.

В среднестатистическом отношении зерна кварца дают фигуру эллипсоида вращения, динная ось которого параллельна шарниру складки. Это хорошо видно из сопоставления диаграмм К-4 и К-13. Однако реальная форма зерен совсем иная, как отмечалось выше, — неправильная, с извилисто-ломаными ограничениями. Такая форма зерен неблагоприятна для межзерновых вращательных движений, для скольжения по границам зерен при деформации изгиба.

Магнетит, слагающий рудные прослои, в отличие от кварца характеризуется значительной неравномернозернистостью, уплощенностью параллельно слоистости кварцита. Такую форму имеют как отдельные зерна, так и скопления их. В преимущественно кварцевых прослоях магнетит образует очень мелкие включения внутри, а также на контактах зерен кварца и часто представлен правильными октаэдрическими кристалликами.

Микроструктурный анализ кварца выполнен в пяти шлифах, ориентированных перпендикулярно шарниру и

расположенных в разных частях складки (см. рис. 49). Все диаграммы имеют практически одинаковый узор: оптические оси зерен кварца образуют два сближенных максимума (1 и 2), оси которых располагаются под углом 35—40° одна от другой, а с плоскостью слоистости (S_0) составляют угол в среднем 40° (табл. 4).

Таблица 4

Углы между осями максимумов и плоскостью S_0
в железистых кварцитах

№ диаграммы (рис. 49)	№ шлифа	Значение максимума (%)			Угол между осью максимума и S_0			Угол макс. 1 макс. 2	Угол макс. 1 макс. 3
		1	2	3	1	2	3		
<i>d</i>	K-2	8	6		35	50		35	
<i>e</i>	K-5	15	8		38	40		45	
<i>ж</i>	K-8	11	10	5	40	35	54	26	80
<i>з</i>	K-12	14	5	7	40	26	65	30	95
<i>и</i>	K-7	12	5	8	50	24	30	65	90
Среднее					40	35		40	90

На диаграммах *d*, *e*, *ж* (рис. 49) имеется, кроме того, еще один максимум (3), образованный оптическими осями относительно более крупных зерен кварца. Оси этого максимума составляют с осью главного максимума (1) угол, близкий к прямому.

Развертку складки можно произвести по-разному. На рис. 51 показана возможная конфигурация поверхности S_0 , если q -направления на 1-й максимум всех диаграмм привести в параллельное положение. Получается антиклинальная структура, но более пологая по сравнению с изученной коробчатой складкой. Пологая антиклиналь получается и в тех случаях, если в параллельное положение привести q -направления на 2-й или на 3-й максимумы. Отдать предпочтение какому-то из этих вариантов невозможно, тем более что до образования коробчатой складки q -направления, возможно, были не параллельными, могли располагаться веерообразно.

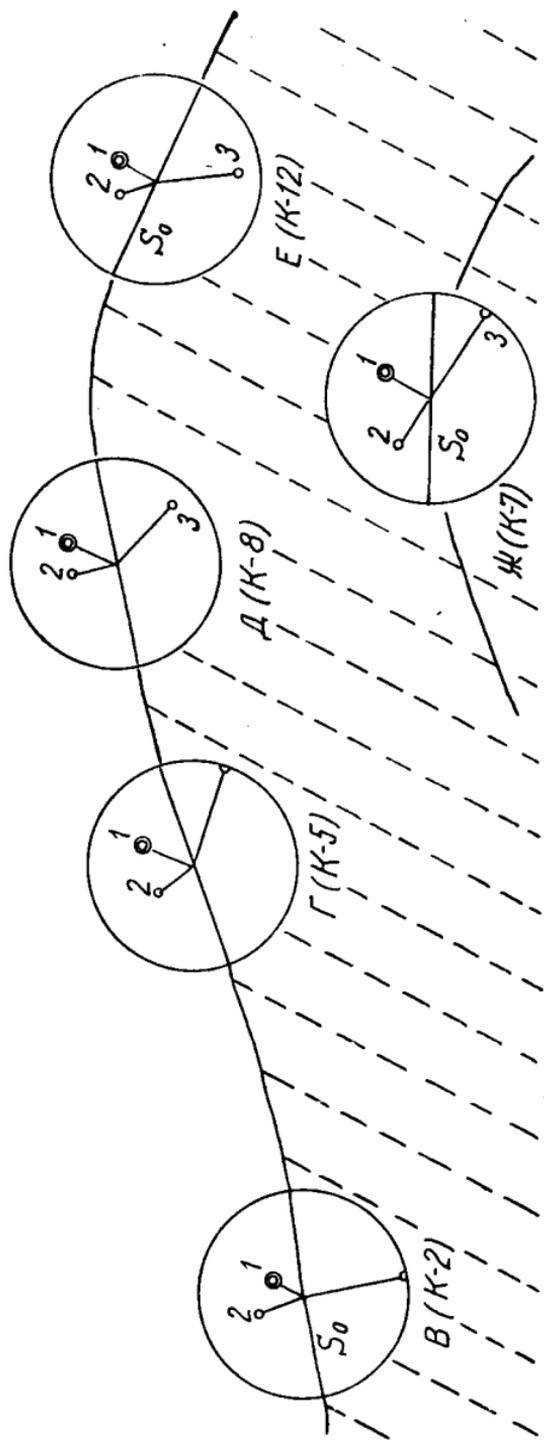


Рис. 51. Развертка коробчатой складки, показанной на рис. 48

Как бы то ни было, полученные результаты убедительно свидетельствуют о том, что предпочтительная ориентировка кварца возникла еще до образования коробчатой складки, т. е. кварцит еще до этой складчатости представлял собой тектонит, сформированный предшествующей деформацией.

В связи с этим возникает вопрос, почему кварц данного железистого кварцита не содержит никаких деформационных структур? Формирование предпочтительной ориентировки по внутреннему строению, а также последующая складчатость изгиба, создавшая коробчатые мезомасштабные складки, не могли не сопровождаться внутризерновыми деформациями, искажениями кристаллической решетки, которые обычны для большинства тектонитов.

Эту особенность можно объяснить явлением рекристаллизации. Соотношения между ориентировкой рекристаллизованных зерен кварца и характером предшествующей текстуры оцениваются, как известно, по-разному. Согласно одним экспериментам [Griggs et al., 1960] и наблюдениям над природными тектонитами [Sylvester, Christie, 1968] ориентировка рекристаллизованных зерен контролируется стрессом. Однако имеются и другие данные. Экспериментальные исследования [Hobbs, 1968] и анализ природных деформированных и затем ретроградно метаморфизованных пород [Ransom, 1971] показали, что ориентировка рекристаллизованных зерен контролируется в основном ориентировкой кристалла-хозяина. Подобный контроль рекристаллизации давно известен в металлах. Так, например, совпадение рекристаллизационной текстуры с текстурой, предшествующей деформации, в металлах с гранецентрированной кубической решеткой является признаком рекристаллизации при низкой температуре [Лахтин, Леонтьева, 1980. С. 119]. По экспериментальным данным Н. Л. Картера и соавт. [Carter et al., 1964], структуры, характерные для прогрессивной стадии рекристаллизации в кремнях, аналогичны структурам, возникающим при первичной рекристаллизации и сопровождающем ее росте зерен при отжиге в металлах.

Отсутствие деформационных структур в кварце железистого кварцита из Оленегорского месторождения, рисунок межзерновых границ и форма зерен, плотно подогнанных одно к другому, позволяют предполагать, что этот кварц испытал после складчатости изгиба полную рекристаллизацию, в результате которой образовались кристаллы с неискаженной решеткой, сохранившие прежнюю предпочтительную ориентировку. Это относится как к основной мелкозернистой ткани, так и к относительно более крупным зернам (максимум 3), указывающим на вторичную (собирательную) рекристаллизацию — рост небольшого числа зерен до размеров более крупных, чем средние. Вторичная рекристаллизация проявилась не в каких попало, а только в наиболее благоприятно ориентированных зернах, чем и объясняется развитие 3-го максимума.

Как отмечают М. С. Точилин и П. М. Горяинов (1964), на Оленегорском месторождении мелкая складчатость и складчатость более крупная имеют одинаковый план. Элементы залегания мелких складок в значительной степени повторяют таковые более крупных структур, в том числе и структуру всего Оленегорского синклиория. Формирование мелкой складчатости сопровождалось перераспределением материала полосок — магнетит оказывался более подвижным, чем кварц: увеличение мощности полосок в замках и утонение на крыльях складок в рудных полосках происходило более интенсивно, чем в кварцевых (при первоначально одинаковой мощности). Учитывая конгруэнтность мелких и крупных складок месторождения, авторы пришли к выводу об одновременности их образования, что дает возможность использовать элементы мелких складок при характеристике более крупных.

Описанные выше взаимоотношения между складчатостью и предпочтительной ориентировкой кварца позволяют несколько уточнить изложенные представления. Не все мелкие складки одновременны с более крупными. Изученная коробчатая складка образовалась явно позднее, она наложена на предшествующую складчатую структуру, хотя, вероятно, коаксиальна с нею.

3.1.2. Анализ макромасштабных складок

Предыдущие примеры относятся к мелким, мезомасштабным структурам, однако доскладчатая ориентировка может сохраняться и в более крупных, макромасштабных складках. Исследование макромасштабной структуры, выполненное Р. С. Хаустоном и Р. Б. Паркером [Houston, Parker, 1963], интересно в методическом отношении, поэтому на нем уместно остановиться несколько подробнее.

Названные авторы проанализировали генезис складчатости и элементы структурной эволюции, применив микроструктурный анализ кварца в сочетании с анализом мезо- и макроструктурных элементов. Ими изучались массивные кварциты, входящие в состав докембрийской толщи, сложенной, кроме кварцитов, серицитовыми сланцами, метаморфизованными известняками с прослоями филлитов. Эти породы образуют синклиналию складку, шарнир которой круто погружается в северо-восточном направлении. Кварциты юго-восточного крыла срезаны разрывным нарушением. Геометрия складки изучена в разных масштабах — от общей формы до микроструктурной ориентировки кварца.

На геологической карте района видно (рис. 52, врезка), что подошва и кровля кварцита примерно параллельны, мощность пласта постоянна, радиус кривизны уменьшается к вогнутой стороне. Все это наводит на предположение о складке изгиба.

По замерам слонистости в разных частях складки построена диаграмма β -пересечений (рис. 53, а). Ось единственного максимума на этой диаграмме определяет положение шарнира, а высокая плотность максимума указывает на цилиндрический характер складки.

Хорошо развитая линейность, представленная шарнирами мелких кренуляционных складок в прослоях серицитовых сланцев, а также муллион- и роддинг-структурами в кварцитах, параллельна удлинению линзовидных зерен, слагающих породу. На диаграмме линейность распределяется по дуге малого круга, т. е. образует конус, ось которого практически параллельна шарниру складки (рис. 53, б). Образующая конуса составляет с шарниром складки угол 23° . Постоянство

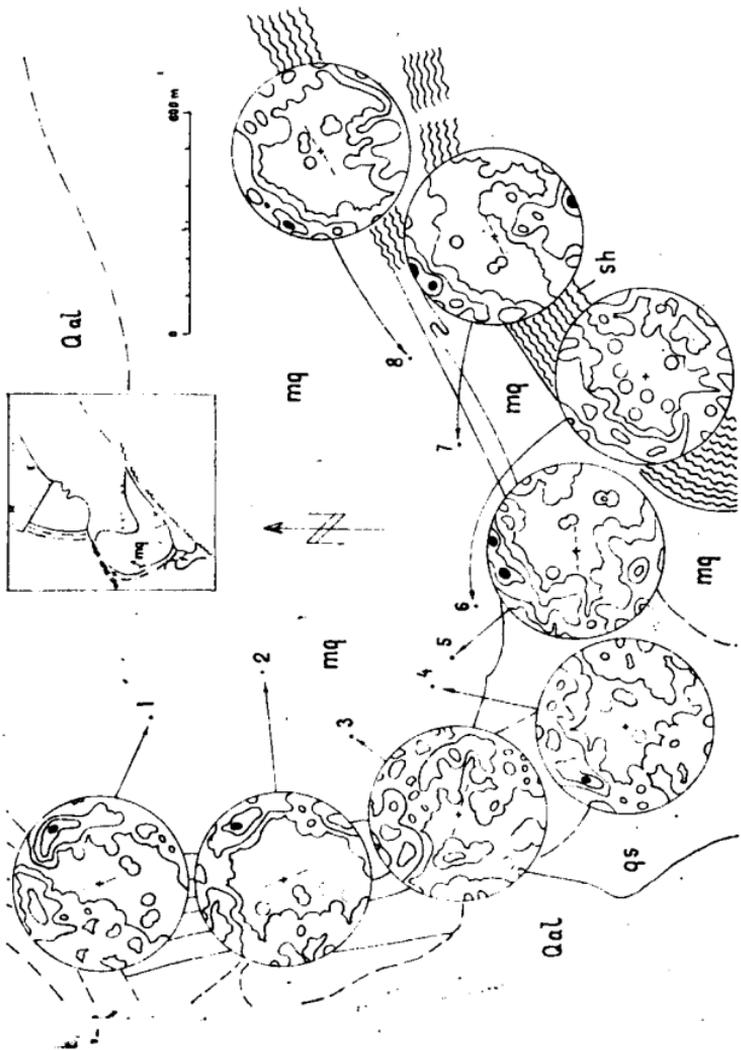


Рис. 52. Схема отбора образцов в складке Френч-Крик. обзорная геологическая схема (врезка) и диаграммы оптических осей кварца. По [Houston, Parker, 1963] с изменениями. Каждая диаграмма построена по 200 замерам; изолинии 0.5—2—4—6% на 1% площади. Сетка Шмидта, проекция с нижней полусферы; *mq* — массивные кварциты, *qs* — кварциты и серпидитовые сланцы, *mg* — мелагабро и метадиабазы, *sh* — зона рассланцовки, *Qal* — четвертичные отложения

этого угла — признак линейности, осложненной складчатостью изгиба [Turner, Weiss, 1963].

Микроструктурный анализ выполнен по восьми ориентированным образцам, взятым в различных частях складки. Полученные диаграммы оптических осей кварца приведены в горизонтальное положение и ориентированы по странам света (см. рис. 52).

Строение кварцита сохраняет в общих чертах один и тот же стиль от места к месту. На всех диаграммах имеется несколько максимумов, образующих пояс по малому кругу вокруг круто погружающейся оси конуса.

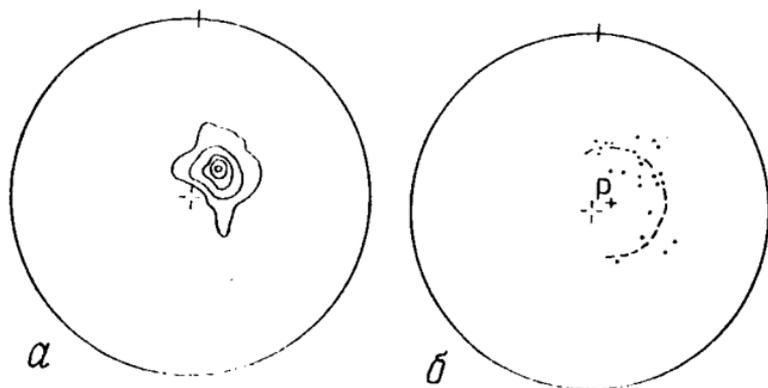


Рис. 53. Диаграммы слоистости и линейности: *а* — диаграмма β -пересечений по 30 замерам слоистости в складке Френч-Крик. Изолинии 3—10—20—30—40% на 1% площади; *б* — шарниры мелких кренуляционных складок, роддинг-структур кварца; *P* — центр малого круга (ось конуса линейности). Сетка Шмидта, проекция с нижней полушеры

Радиус раскрытия конусов составляет примерно 80° . Приведенные диаграммы не идентичны между собой, но все же достаточно сходны, чтобы высказать предположение о том, что они отражают раннее строение, которое затем, подобно описанной выше линейности, преобразовано вращательной деформацией. Действительно, если «снять» складчатость, т. е. все диаграммы показать в одной и той же ориентировке относительно «распрявленного» пласта кварцитов, то получится однообразная предпочтительная ориентировка оптических осей кварца, по крайней мере, в отношении главных максимумов (рис. 54).

Учитывая макро-, мезо- и микроструктурные особенности строения района, авторы пришли к следующим выводам:

1. Складка Френч-Крик образована деформацией изгиба, что подтверждается общей геометрией складки, вращением ранних (доскладчатых) микроструктур и линейности. Поскольку в складках изгиба положение шарниров в определенной степени контролируется доскладчатым залеганием пластов, авторы предполагают, что массивные кварциты и ассоциирующие с ними слои испытали предшествующий эпизод деформации, выразившийся в развитии: 1) ясной линейности, 2) предпочтительной кристаллографической ориентировки кварца и 3) в приведении слоев почти в вертикальное положение.

2. Изученные породы испытали более чем одну складчатость, причем последняя из них может оказаться одновременной с образованием разрывного нарушения, хотя прямых доказательств в пользу этого предположения нет.

3. Ориентировка кварца может оставаться ненарушенной в отношении стиля при значительной складчатости изгиба не только в мезо- (как отмечалось выше), но и в макромасштабных структурах.

Еще один пример двухстадийного образования макромасштабной складки описан Л. П. Зоненшайном и И. М. Сборщиковым (1965). Ими изучена ориентировка кварца в складках Западно-Верхоянского антиклинория, образованных компетентными (песчаники) и некомпетентными (алевролиты) породами позднепалеозойского возраста. Установлено, что складки компетентных пород возникли в результате деформации продольного изгиба с растяжением в замке и сжатием в ядре. Более сложные процессы протекали в некомпетентных породах, представленных частым чередованием прослоев мелкозернистых песчаников и алевролитов мощностью 10—20 см.

В микроструктурном отношении изучена серия образцов из пропластка мелкозернистого песчаника на протяжении примерно 50 м в шарнирной зоне антиклинали. Все диаграммы кварца обнаруживают практически одинаковый узор: пояс вокруг оси *b* и несколько максимумов внутри него, в плоскости *ac*, располагаю-

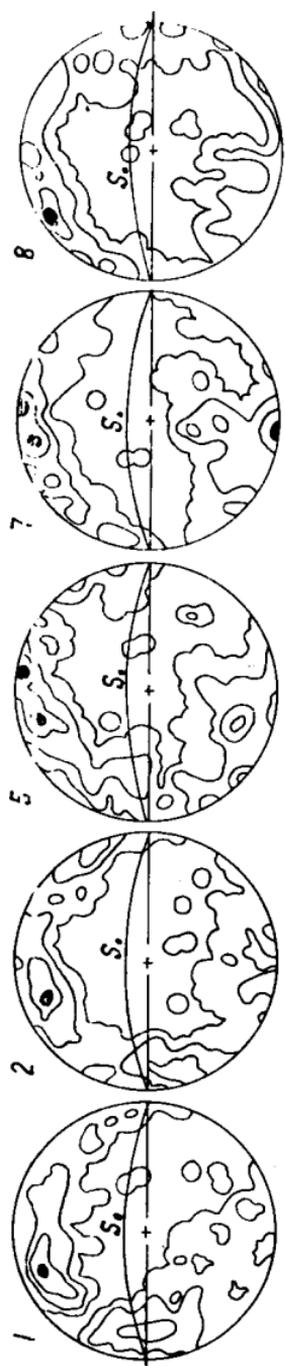


Рис. 54. Диаграммы оптических осей кварца в доскладчатой ориентировке. S_0 — предполагаемое залегание пласта до образования синклинали

щихся асимметрично относительно осевой плоскости складки (рис. 55, а).

Развертывание складки показало, что эта структура полигенетична. Она возникла в некомпетентной пачке в результате наложения двух сменявшихся во времени

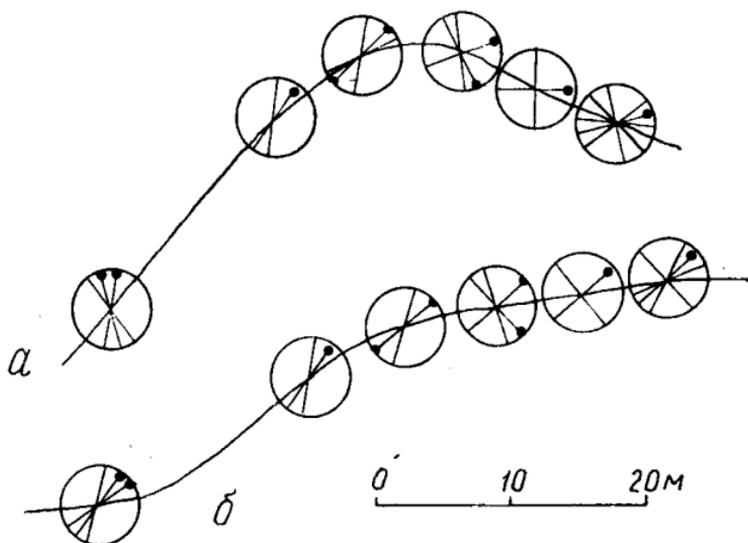


Рис. 55. Развертывание антиклинальной складки, образованной в некомпетентной пачке (по: Зоненшайн, Сборщиков, 1965): а — современное положение; б — складка после частичного развертывания. Тонкие линии — q -направления, черные кружки — основные максимумы осей кварца

процессов — скалывания и изгиба. Вначале проявилось скалывание с относительно небольшим искривлением слоев. Эта скалывающая деформация запечатлена в субпараллельной во всех частях складки ориентировке оптических осей кварца (рис. 55, б). Затем произошла деформация изгиба, нарушившая параллельность ориентировки. Видимо, с изгибом, а следовательно, и с вращением первичных плоскостей скалывания, связано образование пояса оптических осей вокруг b .

Таким образом, компетентные и некомпетентные пласты одной и той же складки вели себя при складкообразовании различно. Компетентный пласт испытывал деформацию продольного изгиба, а некомпетентные пачки вначале подвергались скалыванию, а затем вовлекались в общий процесс изгибания.

Систематический анализ микроструктурных особенностей кварцосодержащих пород в разных частях Западно-Верхоянского антиклинория позволил авторам вскрыть ряд существенных эпизодов в тектоической истории этой крупной и сложной структуры.

Выводы

1. Рассмотренные примеры показывают, что до складчатая ориентировка оптических осей кварца может сохраняться в процессе формирования складок изгиба разных масштабов. Это явление отмечено в микро-, мезо- и макромасштабных складках. Образование таких складок сопровождается скользящими дифференциальными движениями между слоями и внешним вращением кварцевой текстуры, возникшей еще до этой последней складчатости, т. е. в результате предыдущих этапов деформации.

2. Кроме данных микроструктурного анализа кварца большое значение имеет анализ различных мезо- и макроструктур (шарниров мелких складок, роддинг-структур и любой другой линейности), диаграмм β -пересечений и т. д.

3. Для обнаружения доскладчатой ориентировки кварца необходимо исследовать строго однородные домены, так как суммирование данных по разным доменам дает картину вращения — R-тектонита, в котором выделить доскладчатую ориентировку невозможно (см. рис. 47, *д*).

3.2. Определение направления скольжения в зонах скальвания

При изучении «вязких» зон скальвания (ductile shear zones) одной из главных задач является определение направления дифференциальных скольжений. С этой целью могут использоваться различные признаки, которым в последнее время уделяется большое внимание, в том числе и данные микроструктурного анализа кварца, а именно, упоминавшиеся выше листеровские типы ориентировки Л I и Л II (см. разд. 2.2.3).

При деформации простого сдвига в условиях пластического течения расслоение внутри зоны (S_1) и линейность (L_1) ориентируются закономерно относительно границ зоны S (рис. 56, *a*): острый угол между S и S_1 направлен в сторону дифференциального скольжения смежного бока, а линейность L_1 , развитая в зоне деформации, параллельна направлению скольжения [Simpson, 1980, 1981, 1983, 1986; Passchier, 1983].

Ориентировка c -осей кварца в таких зонах характеризуется двумя пересекающимися поясами (тип ЛIII) или (чаще) одним поясом в плоскости bc (тип ЛI), перпендикулярным к границе зоны S и линии скольжения L кинематической рамы. При этом плоскость пояса оказывается наклоненной относительно поверхности S_1 и линии скольжения L_1 внутри зоны. Направление наклона чаще всего совпадает с направлением скольжения, т. е. острый угол между плоскостью пояса и плоскостью S_1 (угол γ) открыт в направлении скольжения (рис. 56, *b*). В случае пересекающихся поясов основной пояс (α) также наклонен относительно S_1 и L_1 в сторону скольжения, т. е. плоскость этого пояса падает навстречу направлению скольжения. Второстепенный пояс (β) ориентирован под углом к основному и приблизительно нормально к S_1 (рис. 56, *b*).

Отмеченная асимметрия поясовой ориентировки может быть использована для определения направления сдвига и в тех случаях, когда положение границ зоны сдвига наблюдать не удается. Известно большое количество примеров, подтверждающих такую возможность [Simpson, 1980, 1981, 1986; Behrmann, Platt, 1982; Passchier, 1984; Burg et al., 1984; Culshaw, Fyson, 1984; Tubia, Cuevas, 1985; Martinez, 1986; Davis et al., 1987; Gaudemer, Tarponnier, 1987; Vauchez, 1987; Saha, 1989; Vissers, 1989 и др.].

Дж. Айсбахер [Eisbacher, 1970] дал краткий обзор истории этого вопроса, начиная с работ В. Шмидта 1926—1937 гг., а также обратил внимание на некоторые ограничения, которые надо иметь в виду при использовании данного критерия. В милонитах по гранитам он обнаружил ориентировку c -осей кварца в виде пояса по большому кругу, наклоненного под углом более 65° к минеральной линейности в направлении сдвига. Все полученные диаграммы характеризуются высокой сте-

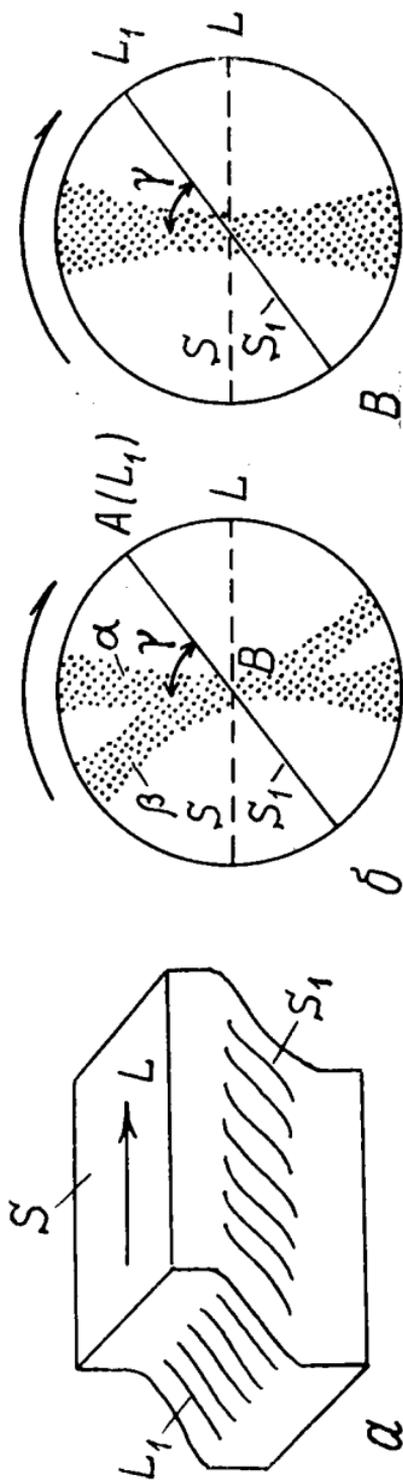


Рис. 56. Геометрические соотношения между сланцеватостью (S_1) и линейностью (L_1) в зоне вязкого сдвига и диаграммы с-осей кварца: а — модель зоны сдвига; S — плоскость сдвига, L — направление сдвига; б — асимметричное двухпоясовое строение. А, В — оси эллипсоида деформации; α — главный пояс, β — второстепенный пояс; б — диаграмма с-осей кварца, обычная для зон вязкого сдвига; γ — угол между плоскостью пояса и делимостью в зоне сдвига; стрелка — направление тектонического движения [Passchier, 1983]

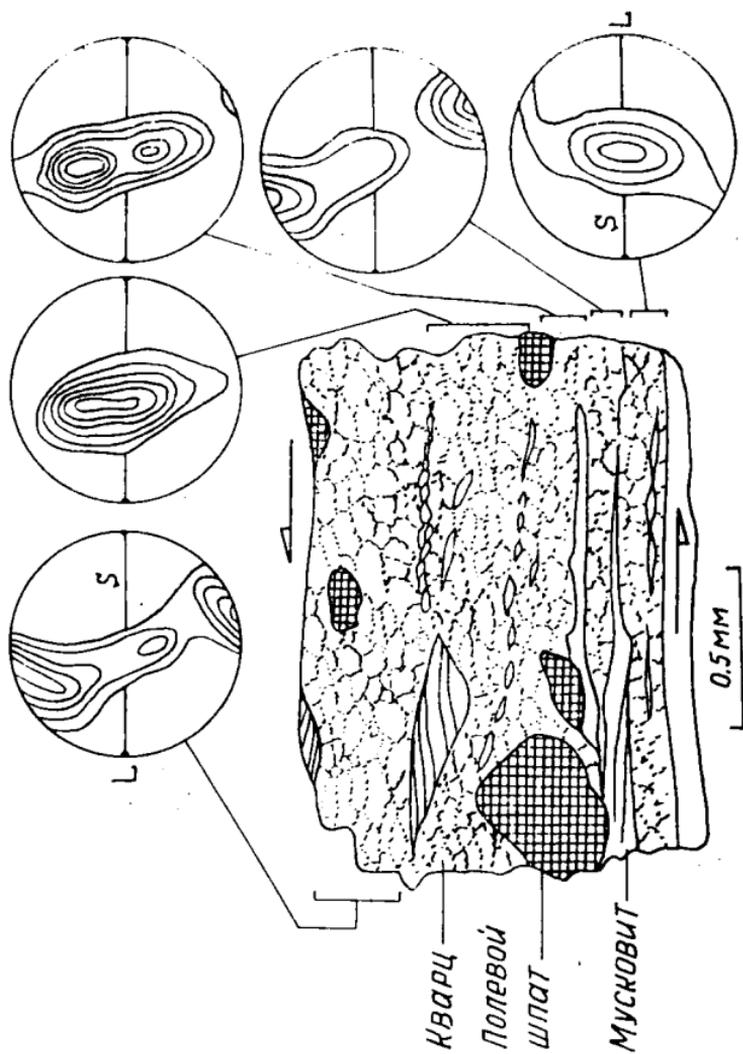


Рис. 57. Ориентировка с-осей кварца в милонитизированном пегматите [Eisbacher, 1970]. Пояснения в тексте

пенью предпочтительной ориентировки, что свидетельствует о высокой симметричности движения в период деформации. В то же время автор подчеркнул, что надежный результат получается только в случае полной гомогенности породы. Аномалию могут вызвать не только сохранившиеся крупные зерна, но и те, которые позднее были трансформированы в поликристаллические удлиненные агрегаты во время милонитизации. Пример этого показан на рис. 57. В образце милонитизированного пегматита по строению слюды и другим признакам установлен левый сдвиг. С этим согласуются все диаграммы *c*-осей кварца, кроме находящейся на рисунке справа внизу, которая дает противоположное направление сдвиговой составляющей. Аномальный узор этой диаграммы объясняется влиянием крупного зерна полевого шпата.

Ж.-Л. Буше и А. Пеше [Bouchez, Récher, 1976, 1981] исследовали динамометаморфиты из зоны Главного Центрального надвига в Гималаях. Кварциты с ленточной микроструктурой характеризуются предпочтительной ориентировкой кварца в виде пересекающихся поясов или в виде простого пояса, наклоненного относительно плоскости *ab* в сторону дифференциального скольжения. Типичный узор такого рода показан на рис. 58, *a*.

Пересекающиеся пояса, по мнению авторов, указывают на чистый сдвиг в случае равномерного распределения концентраций в поясах или на сочетание чистого и простого сдвига, когда концентрации точек распределены неравномерно. Из 10 изученных образцов 7 дали правильное направление сдвига, 2 — противоположное и 1 — неопределенный результат.

Дж. Девис и соавт. [Davis, Gardulski, Lister, 1987] применили статистический подход при анализе поясового распределения *c*-осей кварца для определения направления сдвиговой составляющей деформации кварцевых милонитов и милонитизированных пегматитов. На рис. 58, *б* показана сводная диаграмма, составленная по ряду частных. Каждая из частных диаграмм не дает четких результатов и для решения вопроса о направлении сдвига недостаточна, однако на сводной диаграмме выявляется вполне определенный пояс, образованный центрами тяжести максимумов, установ-

ленных на частных диаграммах. Этот пояс наклонен по направлению дифференциального скольжения, т. е. плоскость его падает навстречу направлению движения, которое в данном случае уверенно определено по ряду независимых признаков.

Наряду с упомянутыми положительными имеются примеры, заметно снижающие ценность данного критерия. Специальные исследования [Passchier, 1983] по-

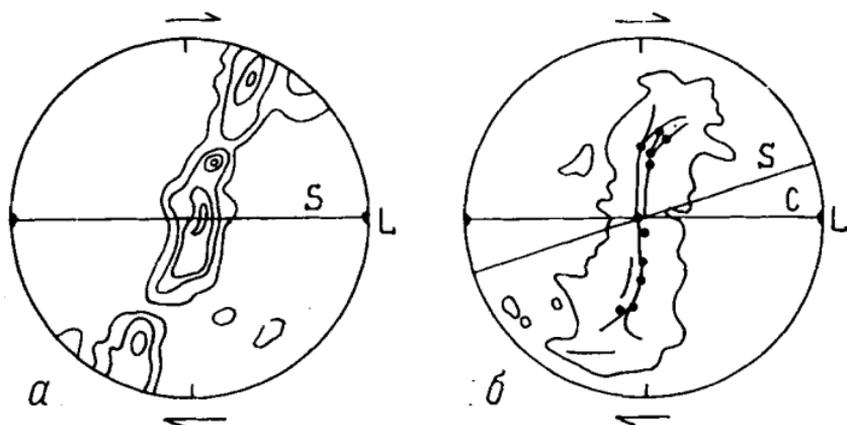


Рис. 58. Диаграммы ориентировки *c*-осей кварца: *a* — типичная ориентировка в виде пояса, плоскость которого наклонена в направлении сдвига [Gaudamer, Taropnier, 1987]; *б* — сводная диаграмма, составленная по нескольким частным; крупные точки — центры тяжести максимумов; *S* — ориентировка кварца по форме зерен, *C* — ориентировка плоскостей скалывания в *S-C*-тектонитах, *L* — минеральная линейность [Davis, Gardulski, Lister, 1987]

казали, что этот способ определения направления сдвига не всегда дает правильные результаты. Причина состоит в следующем.

Если в процессе деформации образуется только один, основной пояс α (см. рис. 56), то угол γ хотя и увеличивается по мере увеличения деформации, но все же не достигает 90° (рис. 59, *a*). Наклон пояса *c*-осей правильно указывает направление сдвига. Если же кроме основного развивается и второстепенный пояс β , то суммарный поясовый узор приобретает некоторое отклонение в сторону дополнительного пояса (рис. 59, *б*). При этом угол γ по мере развития деформации увеличивается до прямого, а затем и превосходит его, так что в

итоге наклон пояса будет не в направлении скольжения, а навстречу ему.

Отсюда ясно, что наклон пояса относительно плоскости S_1 не может считаться безошибочным критерием определения вектора скольжения. По данным К. Пасше, только 62% узоров c -осей кварца в исследованных

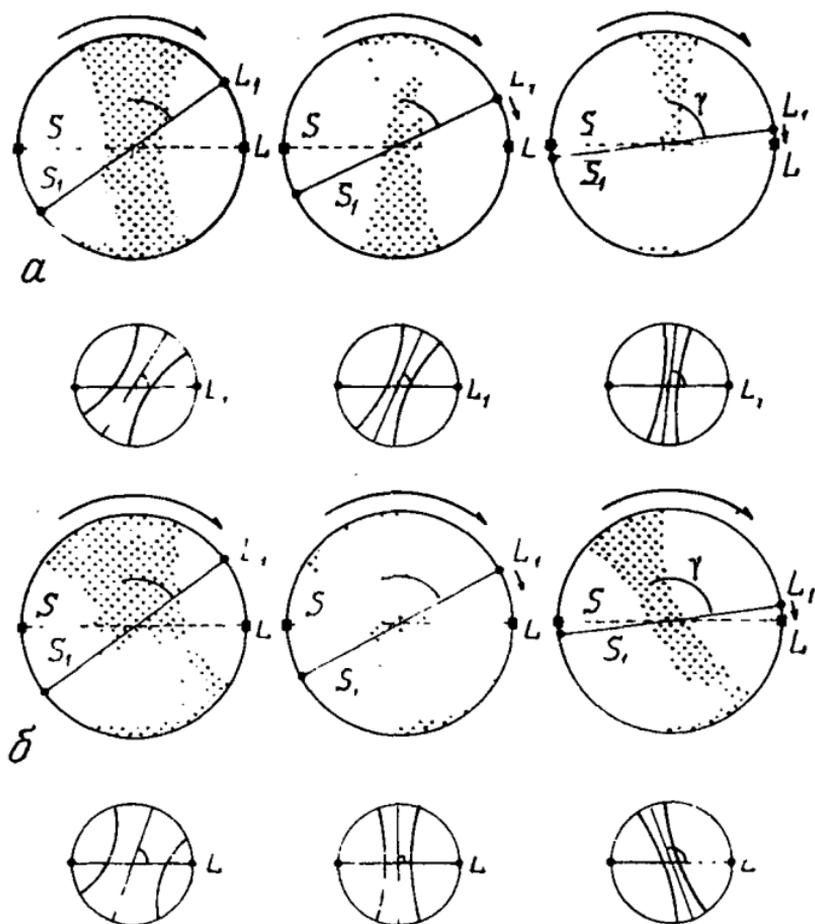


Рис. 59. Два варианта изменения угла γ между плоскостью пояса и плоскостями S и S_1 (см. рис. 56) с возрастанием величины деформации. На больших диаграммах показаны плоскости S и S_1 и линейность L и L_1 , на малых — только S_1 и L_1 и угол γ . По [Passchier, 1983]: a — простой узор, образованный только поясом α ; угол γ не достигает 90° даже при наибольшей деформации; b — узор, образованный соединением поясов α и β (см. рис. 56); с увеличением размера деформации (слева направо) угол γ увеличивается до прямого, затем превосходит его

им породах указали правильное направление. Критерий может использоваться только в сочетании с каким-либо другим методом как вспомогательное средство определения направления сдвига.

3.3. Оценка относительной величины и характера деформации

Ориентировка *c*-осей кварца, рассмотренная в предыдущем разделе, может быть использована для оценки величины и характера деформации. Рассмотрим несколько примеров.

Нами в гематитовых кварцитах уймонской свиты (Теректинский горст, Горный Алтай) наблюдалась ориентировка в виде двух пересекающихся поясов (тип ЛII), характерная для массивного кварцита, образующего пласт мощностью 3—4 м (рис. 60, а). В тонких, более деформированных прослоях кварцита среди плоччатых кварц-альбит-хлорито-серицитовых сланцев узор диаграммы приближается к типу LI [Родыгин, 1979. Рис. 7, г].

И. Хара и соавт. [Hara, Takeda, Kimura, 1973] в зоне скалывания в гранитах установили, что стабильный узор *c*-осей кварца появляется при стрейне 1,80, характеризуясь двумя максимумами с широкими «псевдодвойными» поясами, имеющими приблизительно ромбическую симметрию. Максимумы лежат в плоскости ВС эллипсоида деформации под углом 30° к оси В (рис. 60, б). При более интенсивной деформации в центре зоны образуется один неполный пояс также с двумя максимумами (рис. 60, в).

Зависимость характера ориентировки от степени деформации отмечена также Р. Д. Лоу и соавт. [Law, 1987; Law et al., 1984, 1986, 1990]. Детальными исследованиями ориентировки *c*-осей кварца в милонитах, находящихся под сместителем надвига Мойн (СЗ Шотландия), выявлен следующий ряд петроструктур. В 0,5 см от сместителя узоры характеризуются простым асимметричным поясом, наклоненным относительно милонитовой полосчатости и сланцеватости в направлении надвига (рис. 61, а). В 1,5 см ниже поверхности сместителя появляются признаки дополнительного пояса, образуется асимметричный узор пересекающихся поясов

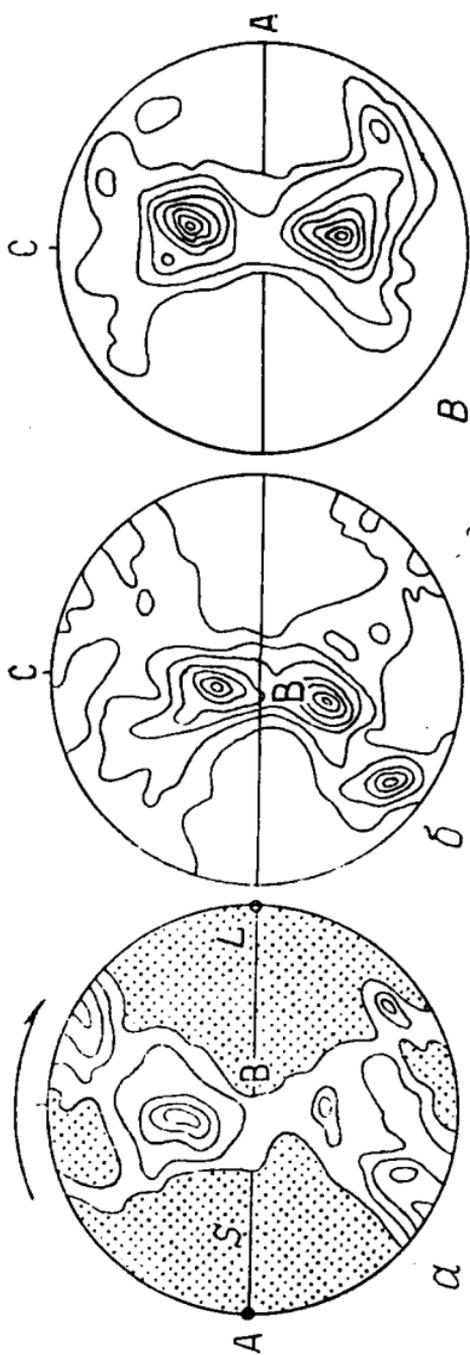


Рис. 60. Диаграммы с-осей кварца, ориентированные перпендикулярно к плоскости $S=AB$ и параллельно оси A эллипсоида деформации: *a* — гематитовый кварцит уймонской свиты Теректинского горста. Горный Алтай [Родыгин, 1979. Рис. 7]; *б* — кварц из зоны скалывания в гранитах; образец взят вблизи центра зоны; *в* — то же, в центре зоны [Naga et al., 1973]

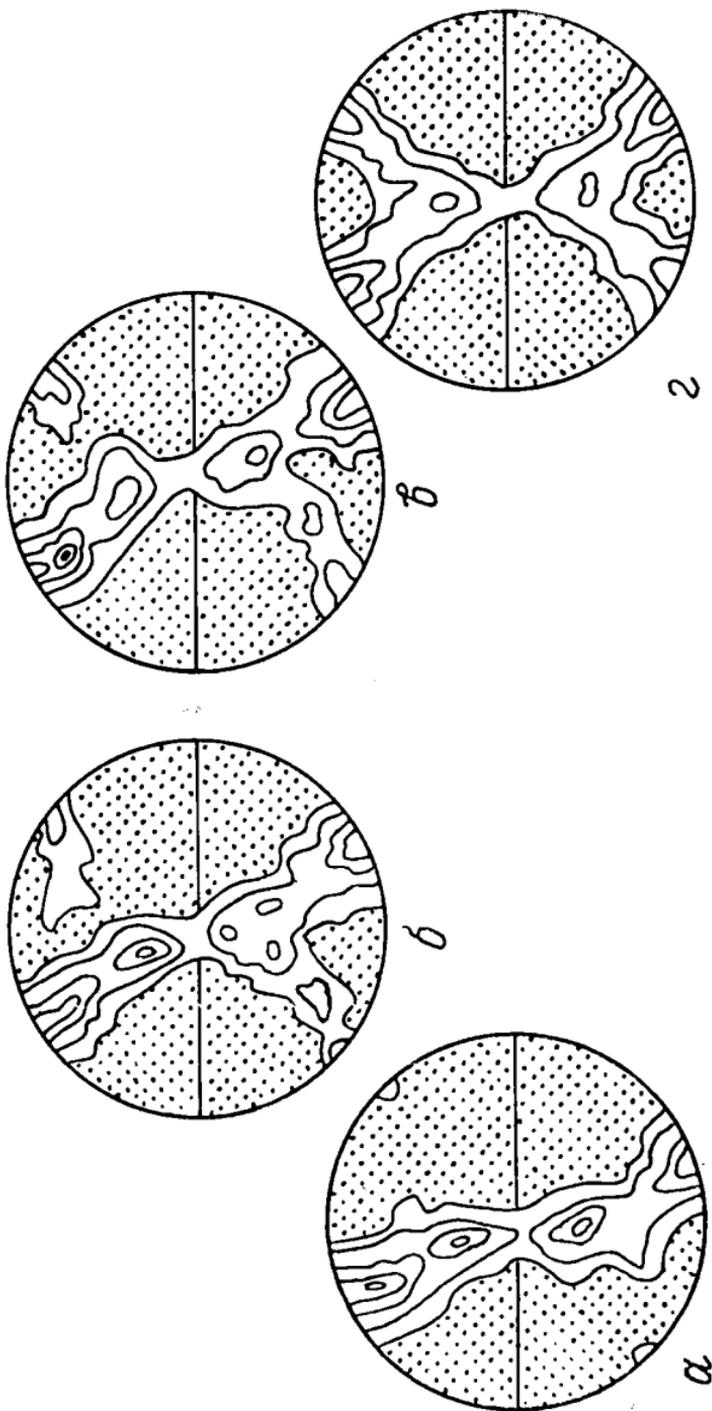


Рис. 61. Переход между типами II и III ориентировки *c*-осей кварца в зависимости от величины деформации, убывающей от *а* к *г*: *а* — ориентировка кварца в 0,5 см от плоскости смещения; *б* — то же, в 1,5 см; *в* — то же, в 1,5—14,0 см; *г* — то же, в 36—70 см [Law, 1987]

(рис. 61, б). Такой узор прослеживается без существенных изменений на расстоянии до 14 см от сместителя (рис. 61, в). В 36 и 70 см узор становится симметричным в виде пересекающихся одинаковых по плотности поясов. По этим последним диаграммам определить направление сдвига невозможно (рис. 61, г).

Вероятно, такая же закономерность проявлена и в деформированных эндебритах, изученных Л. Ф. Добржинской (1989). Ориентировка *c*-осей кварца в виде одного пояса в плоскости ВС эллипсоида деформации развита в участках простого сдвига (в подошве надвиговой пластины и в ее центральной части, где развиты зоны локальных надвиговых чешуй, а также в зоне интенсивной складчатости). В центральной и тыловой зонах пластины, где чешуеобразование не проявлено, узоры представлены перекрестными поясами, симметрия их близка к ромбической, что, очевидно, отражает и характер деформации.

Аналогичные примеры эволюции петроструктуры кварца в связи со степенью деформации — переход от пересекающихся поясов в относительно слабее деформированных породах (тип ЛII) к одному наклонному в направлении скольжения асимметричному поясу в более деформированных (тип ЛI) — отмечены в складчато-надвиговом поясе Аляски [Gottschalk, 1990], в чешуйчато-надвиговой структуре Адра в Бетийских Кордильерах [Cuevas, Tubia, 1990]. Последний пример особенно интересен. В верхней части каждой чешуи, где дондвиговая сланцеватость (S_2) и линейность (L_2) почти не затронуты фазой деформации D_3 , *c*-оси кварца характеризуются симметричными узорами, близкими к малокруговой ориентировке вокруг оси *C* эллипсоида деформации (рис. 62, а). Иногда эти узоры походят на недоразвитый тип ЛII (рис. 62, б). Усиливающийся к базальным частям пластины стрейн обуславливает появление новых петроструктур в виде хорошо выраженных пересекающихся поясов типа ЛIII (рис. 62, в, г). В зоне милонитизации развиты асимметричные простые (единичные) пояса, наклоненные относительно сланцеватости пород в направлении сдвига. В линзообразных включениях материнских пород, сохранившихся среди милонитов, наблюдается реликтовая малокруго-

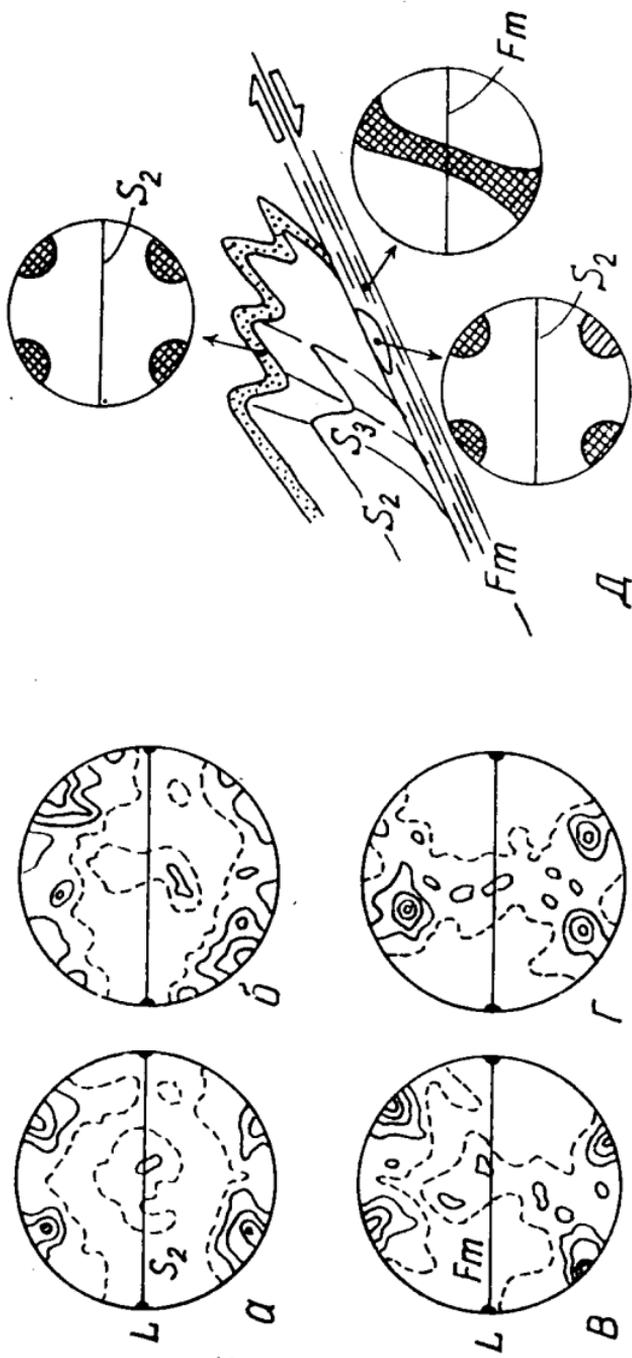


Рис. 62. Эволюция петроструктуры с-осей кварца при полифазной деформации. С изменениями (по: Suevas, Tubia, 1990): а, б — ориентировка, близкая к малоугловой, возникающая при деформации D_2 ; в, г — ориентировка в виде пересекающихся поясов, возникающая в фазу D_3 в зонах милонитизации; д — наклонный асимметричный пояс (справа внизу), характерный для наиболее деформированных пород. Fm — зона милонитизации, L — линейность пород, S_2 — сланцеватость

вая ориентировка (рис. 62, д). Отмеченные изменения петроструктуры кварца от малокруговой через пересекающиеся пояса к одному асимметричному поясу обусловлены прогрессивным замещением инициального коаксиального течения (чистого сдвига) некоаксиальным течением (простым сдвигом) по мере усиления деформации вблизи сместителя надвига как результат движения покрова Адра.

Выводы

1. Согласно приведенным примерам, усиление деформации ведет к упрощению узора диаграмм, к замене двух пересекающихся поясов одним поясом, наклонным относительно плоскости скольжения и линейности в зоне развития скалывающей (сдвиговой) деформации.

2. Симметрия узоров ориентировки *c*-осей может служить критерием, позволяющим отличить коаксиальную деформацию, т. е. деформацию чистого сдвига (ромбическая симметрия) от некоаксиальной деформации простого сдвига (моноклиная симметрия).

3. Отмеченный выше тройной переход от малокруговой ориентировки через пересекающиеся пояса к одному поясу по большому кругу представляет большой интерес, однако нуждается в дополнительном изучении, поскольку исходная малокруговая ориентировка в рассмотренном примере выражена недостаточно ясно; она, скорее, походит на ориентировку с двумя максимумами в плоскости АС эллипсоида деформации.

4. В зонах скалывания наиболее показательны сечения породы, перпендикулярные плоскостям делимости (сланцеватости, полосчатости и т. п.) и параллельные *a*-линейности, т. е. параллельные направлению растяжения.

3.4. Ориентировка аномально двуосного кварца как показатель осей эллипсоида деформации

Нами изучен аномально двуосный кварц, содержащийся в тонкополосчатом мелкокристаллическом мраморе.

море чартысской свиты района среднего течения р. Нарын (Тува). Образцы взяты из фронтальной части надвиговой пластины, характеризующейся интенсивным динамометаморфизмом: разномасштабными сильно сжатыми, изоклинальными лежащими складками, птигматитовыми структурами, будинажем кварцитов, микрогнейсов, разлинзованием кварцевых жил, развитием различного типа линейности, милонитов, бластомилонитов и т. п. Надвигание в северном направлении установлено геологическим картированием, а положение осей эллипсоида деформации определено как по геологическим данным, так и микроструктурным анализом кальцита (рис. 63) [Родыгин, 1982].

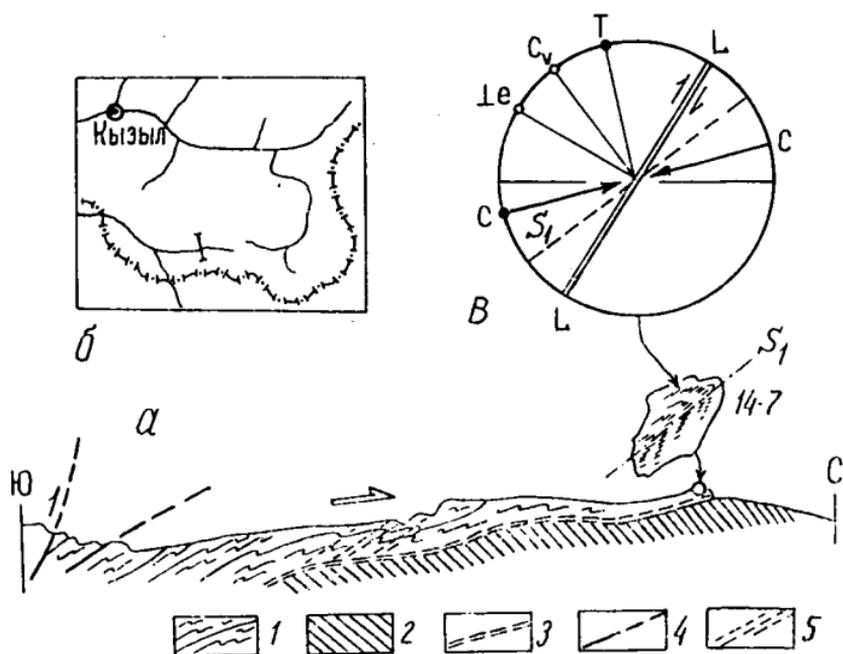


Рис. 63. Схема геологического строения правого борта долины р. Нарын в бассейне ручья Кара-Суг: *a* — геологический разрез, параллельный линии падения подошвы надвиговой пластины; 1 — породы аллохтона, 2 — породы автохтона, 3 — подошва аллохтона, 4 — разрывные нарушения; 5 — сланцеватость пород аллохтона; *b* — местоположение геологического разреза; *v* — диаграмма ориентировки кальцита (сводная по 8 диаграммам), приведенная к плоскости геологического разреза; LL — плоскость скольжения в кальците $e(01\bar{1}\bar{2})$, C_v — центр тяжести максимума оптических осей, $\perp e$ — нормаль к тупому ромбоэдру $e(01\bar{1}\bar{2})$; C — ось сжатия; T — ось растяжения

В образцах, представляющих небольшие складки скальвания, изучена ориентировка биотита, кальцита и кварца (рис. 64). По биотиту получены диаграммы с одним максимумом нормалей к (001), ось которого перпендикулярна к кливажу осевой плоскости складок, полого падающей на юг и образующей острый угол с подошвой аллохтона. Кальцит характеризуется диаграммами оптических осей и нормалей к плоскости двойникового скольжения ($01\bar{1}2$), аналогичными таковым монокристалла, т. е. данная ориентировка представляет собой самый простой и наиболее благоприятный тип, позволяющий однозначно определить положение динамических направлений (осей сжатия и растяжения, линии скольжения и направления скольжения). Полученные по кальциту результаты хорошо согласуются с геологическими данными (см. рис. 63).

При изучении кварца определена общая ориентировка и ориентировка по группам зерен. Первая определялась измерением положения оптической оси кварца как одноосного минерала в зернах без выбора, подряд. При этом, очевидно, у части зерен замерялась не оптическая ось, а острая биссектриса между оптическими осями. На диаграммах выявился максимум, ось которого совпадает с шарниром складки; кроме того, характерно вытягивание максимума в неполный пояс, лежащий в осевой плоскости складки, т. е. в плоскости ab . Этот пояс хорошо виден на диаграмме (рис. 64, *a*); такой же узор наблюдался и в противоположном крыле складки (в точке 5). Подобная ориентировка — сочетание пояса в плоскости ab с максимумом оптических осей по направлению петроструктурной оси b — наблюдалась Б. Зандером [Sander, 1930], А. Хитанен [Hietanen, 1938], Х. Ферберном (1949) в породах, сходных с нашими, в которых кварц заключен в виде изолированных зерен в более податливой кальцитовый ткани. По-видимому, в изученной породе зерна кварца несколько вытянуты по $[0001]$, чем и обусловлена такая ориентировка, обязанная вращению зерен вокруг длинной оси, т. е. вокруг оси $[0001] = b$, совпадающей с шарниром складки.

В некоторых зернах кварца даже при обычной работе на федоровском столике удалось наблюдать признаки двуосности в виде двух сильно сближенных макси-

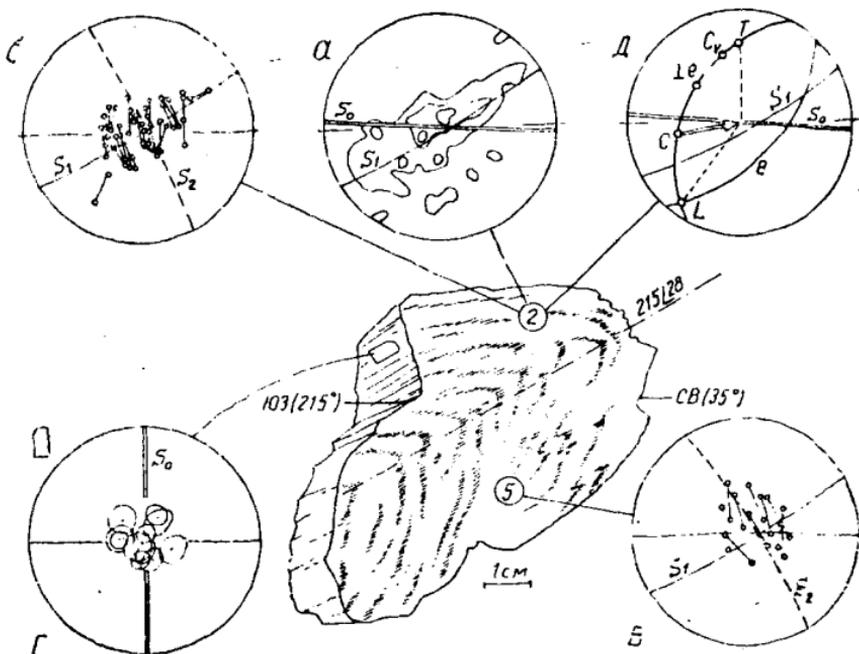


Рис. 64. Ориентировка кварца, биотита и кальцита в складке скальвания (обр. 14-7/78, см. предыдущий рис.): *a* — ориентировка оптических осей кварца, 150 замеров, изолинии 1,5—3,0—7,5% на 1% площади; S_0 — слоистость породы, S_1 — плоскость (001) биотита — осевая плоскость складки; *b, в* — диаграммы аномально двуосного кварца; отрезки дуг — проекции плоскостей оптических осей; длина отрезков соответствует длинной оси «восьмерки» или «эллипса затемнения», S_2 — среднее положение плоскости оптических осей; *г* — диаграмма оптических осей кварца, ориентированная перпендикулярно линии падения осевой плоскости складки. Кружки вокруг выходов N_g показывают форму ореолов погасания; *д* — диаграмма ориентировки кальцита; C_v — центр тяжести максимума оптических осей по 150 замерам; *e* — плоскость двойникового скольжения (0112), C — ось сжатия, T — ось растяжения, L — линия двойникового скольжения

мумов, заметных при поворотах препарата по оси I , когда плоскость главного сечения эллипсоида оптической индикатрисы приведена в положение, перпендикулярное прорези тубуса микроскопа. Эта группа зерен, ориентированных осью $[0001]$ под большим углом к плоскости шлифа, параллельного профилю складки, исследована методом Л. А. Варданянца (1941, 1953). Оказалось, что во всех зернах этой группы наблюдается

двуосность, причем угол оптических осей колеблется около 20° . Ореол затемнения вокруг острой биссектрисы, совмещенной с осью микроскопа, при угле $2V$ больше 15° имеет форму восьмигранника, при меньших углах — форму эллипса. Плоскости оптических осей индивидуальных зерен проявляют предпочтительную ориентировку, что хорошо выявляется на диаграммах (см. рис. 64, б, в). Усредненная плоскость оптических осей S_2 располагается почти перпендикулярно косевой плоскости складки S_1 и параллельно шарниру последней, который совпадает с линией пересечения S_1 и S_2 . Эта плоскость перпендикулярна оси сжатия, установленной по кальциту, и примерно параллельна фронтальной поверхности надвиговой пластины.

Согласно экспериментальным данным А. Х. Зильберштейна и М. И. Хотинной (1979), группа зерен, оси $[0001]$ которых ориентированы параллельно оси сжатия, не должна проявлять двуосности. Для проверки этого положения были изучены шлифы, перпендикулярные найденной оси сжатия (см. рис. 64, г). Оказалось, что ореол затемнения вокруг выхода оси $[0001]$ имеет форму правильного круга, что указывает на истинную одноосность, в единичных случаях — форму слегка вытянутого эллипса, свидетельствующую о слабой двуосности, и ни в одном случае не отмечен ореол в виде «восьмерки», который указывал бы на заметную двуосность. Это наблюдение подтверждает неслучайность предпочтительной ориентировки плоскостей оптических осей, отмеченной выше (см. рис. 64, б, в).

Другой пример аномально двуосного кварца изучен автором в экзоконтакте одного из гранитоидных массивов, прорывающих гнейсы и кристаллические сланцы Курайского метаморфического комплекса [Родыгин, 1968]. Плоскость оптических осей кварца оказалась ориентированной параллельно контактной поверхности массива (рис. 65). Учитывая изложенное выше, можно предполагать, что в данном случае она расположена перпендикулярно оси сжатия, проявившегося в период становления интрузивного массива.

Приведенные примеры указывают на возможность использования предпочтительной ориентировки плоско-

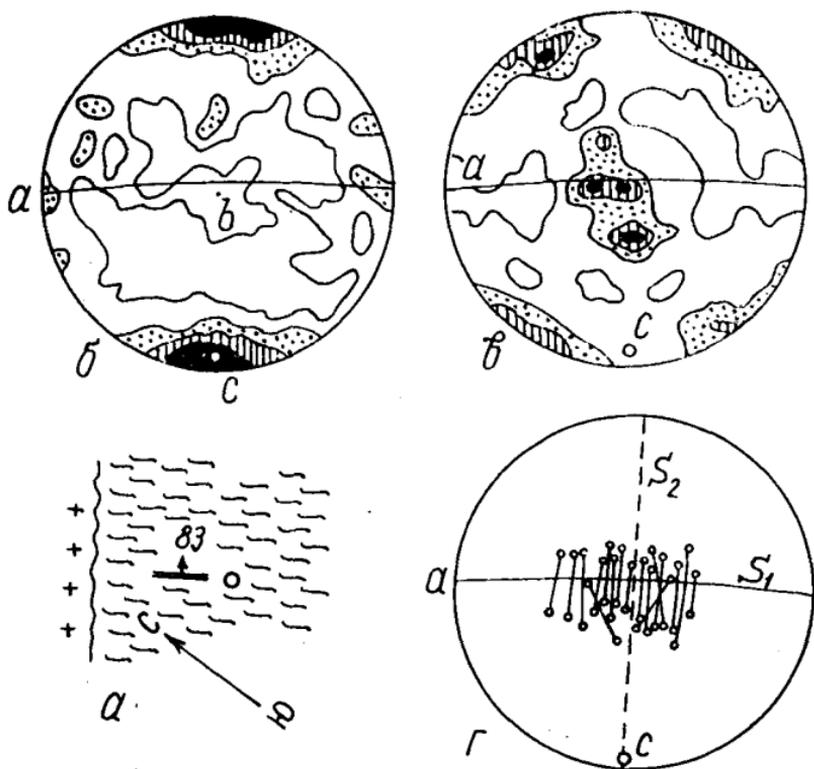


Рис. 65. Ориентировка биотита и кварца в кристаллических сланцах из экзоконтакта Теранджикского интрузивного массива (Курайский хр., ЮВ часть Горного Алтая) [Родыгин, 1968]: *a* — местоположение изученных образцов (кружоч) в юго-восточном экзоконтакте массива гранитоидов (крестики) и залегание кристаллизационной сланцеватости вмещающих пород; *б* — ориентировка биотита; 200 замеров, изолинии 0,5—2—4—6%; S_1 — кристаллизационная сланцеватость; *в* — ориентировка оптических осей кварца; 300 замеров, изолинии 0,3—2—3—4%; *г* — диаграмма anomalно двуосного кварца; обозначения, как на рис. 64, *б*, *в*

стей оптических осей anomalно двуосного кварца тектонитов для определения осей эллипсоида деформации, вызвавшей появление двуосности кварца.

3.5. Кварц деформированных галек конгломерата

Гальки конгломератов почти никогда не бывают сферическими; обычно они имеют эллипсоидальную,

уплощенную, уплощенно-удлиненную форму. В условиях подвижной среды отложения (в речных потоках, в зоне прибоя и т. п.) возникает предпочтительная ориентировка по форме галек [Рухин, 1953; Шрок, 1950]. При деформировании горной породы гальки могут в большей или меньшей степени изменить свою форму, причем по мере увеличения степени деформации влияние первичной формы и первичной ориентировки галек становится все менее заметным. Так, уже при величине деформации в 100%, когда размеры гальки по осям удлинения и сокращения соответственно увеличиваются и уменьшаются вдвое, ориентировка полученного эллипсоида почти полностью определяется направлением осей деформации и мало зависит от первоначальной формы галек [Белоусов, 1986]. Следовательно, деформированные гальки могут служить маркерами при оценке интенсивности и характера деформации, несмотря на их неправильную исходную форму.

Конечный габитус деформированной гальки определяется рядом факторов (соотношением вязкостных свойств галек и цемента, плотностью размещения галек, их первичной ориентировкой и т. д.), среди которых ведущая роль принадлежит типу деформации, влияющему не только на внешнюю форму, но главным образом на внутреннее строение, на петроструктуру породы. Можно выделить четыре основных типа: 1) плоскую деформацию чистого сдвига, 2) плоскую деформацию простого сдвига, 3) объемную деформацию «сплющивания» и 4) вращение вокруг оси. Особое место занимает пятый тип — изменение формы галек в результате растворения под давлением.

В зависимости от типа деформации направление движения в масштабе мезо- или макроструктуры («тектонического транспорта») и направление микромасштабного движения, растяжения деформируемого материала, иными словами, направления внешнего и внутреннего движения в конкретных обстановках могут совпадать или не совпадать. Поскольку речь идет о кварце, то его ориентировка в каждом из перечисленных случаев должна, естественно, характеризоваться своими особенностями. Правда, в чистом виде перечисленные типы деформации встречаются редко. Обычно удается различить сочетание двух типов, расшифровка

более сложной комбинации затруднительна или даже невозможна. Но, как правило, особенности ориентировки кварца дают ценный материал о стадийности и условиях образования не только микро-, но и мезо- и макроасштабных структур.

Рассмотрим кратко каждый из перечисленных выше случаев.

1. Деформация чистого сдвига (коаксиальная, соосная деформация) осуществляется путем скольжения по двум сопряженным системам скальвания (hOl) и приводит к возникновению сплюснутости в плоскость ab и удлинения по a . Петроструктурные оси совпадают с соответствующими осями эллипсида деформации (очевидно, отсюда распространившееся в последнее время название «коаксиальная деформация»). Направление сжатия перпендикулярно уплощению и удлинению. Направления трансляции в зонах кварца подчинены плоскостям скальвания. Угол между плоскостями скальвания и плоскостью АВ эллипсида деформации уменьшается по мере развития пластической деформации. Симметрия образующейся, петроструктуры должна быть ромбической.

Деформацию этого типа можно видеть на примере гальки кварцитов из Центральной части Вермонта [Вгасе, 1955]. Как показано на рис. 66, а, гальки имеют приблизительно эллипсоидальную форму, уплощены параллельно слоистости и вытянуты под углом $50-80^\circ$ к шарниру складки. Отношение длинной оси к короткой колеблется от 5 до 20. Граувакковый матрикс составляет от 20 до 80% от объема породы. Сланцеватость неясная, так как слюда редко составляет более 10%.

Результаты микроструктурного анализа девяти галек суммированы на сводной диаграмме (рис. 66, б, в). Согласно интерпретации автора исследований, оптические оси кварца образуют максимумы VIII, IV и II (см. рис. 17). На основе гипотезы трансляций высказано предположение о том, что скольжение в кристаллах кварца происходило в направлении ребра $[m:r]$ в плоскостях (m) , (r) , (c) и других, нерациональных плоскостях в зоне $[m:r]$. В целом же узор сводной диаграммы характеризуется двумя прерывистыми поясами, пересекающимися по линии, параллельной средней оси

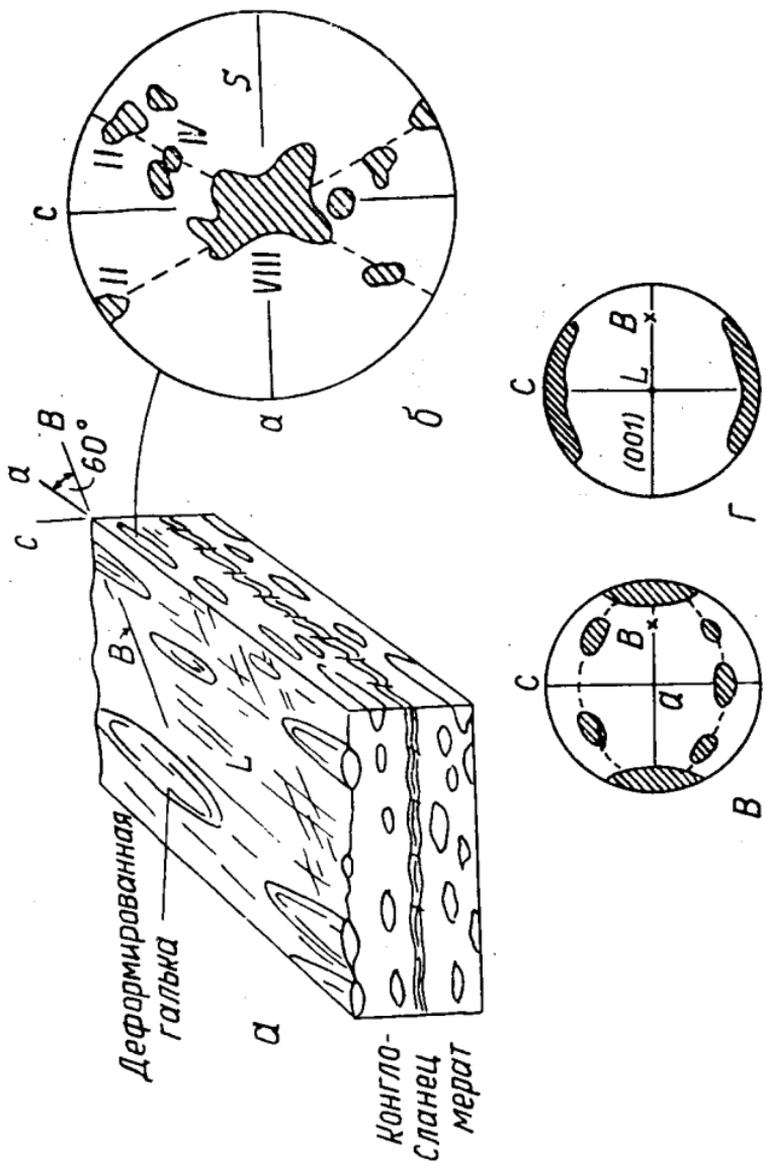


Рис. 66. Мезо- и микромасштабное строение деформированного конгломерата. С изменениями (по: Brace, 1955. Fig. 3, 4): а — зарисовка образца, показывающая соотношение между слоистостью (S), удлинением галек и линейностью матрикса (L), ориентировкой шарнира складки (B); б — ориентировка с-осей кварца деформированных галек. Сводная диаграмма по девяти галькам в плоскости ас. Римскими цифрами обозначены основные максимумы (см. рис. 17); в — то же, в сечении, перпендикулярном а; г — ориентировка нормалей к (001) слюды

гальки (в петроструктурных координатах — параллельно оси b). Это тип ЛІІ, характеризующийся ромбической симметрией.

Ориентировка по форме зерен не особенно сильная; зерна кварца несколько вытянуты параллельно длинной оси галек.

Слюды ориентированы как внутри, так и вне галек, образуя неполный пояс нормалей к (001) , ось которого параллельна удлинению галек (рис. 66, z).

Полевые наблюдения указывают на независимость удлинения галек от ориентировки шарнира складки (угол между ними в среднем составляет 60°). Микроструктурным анализом кварца выявлена ромбическая симметрия узора в виде двух примерно равноценных пересекающихся поясов. Уплотнение параллельно напластованию было доминирующим процессом при деформации галек. Удлинение обусловлено скольжением по двум системам поверхностей, наклоненных относительно напластования. Все эти данные позволяют предполагать, что деформация представляла собой чистый сдвиг.

2. Деформация простого сдвига осуществляется путем односистемного скалывания и приводит также к возникновению уплощения и удлинения в направлении скольжения. Эту деформацию можно представить в виде смещения микролитонов или в виде ламинарного течения в плоскости петроструктурных осей ab , т. е. в плоскости (hOl) эллипсоида деформации (рис. 67, a). Кстати, необходимо заметить, что при описании этой деформации следует различать плоскость петроструктурных осей ab и плоскость АВ эллипсоида деформации. На плоскости АВ действует только нормальное напряжение, касательная составляющая на ней отсутствует, поэтому никакие скольжения в плоскости АВ невозможны. В координатах осей АВС эллипсоида деформации дифференциальные скольжения происходят только в плоскостях hOl в случае двухосной (плоской) деформации в плоскостях hOl и OkI при трехосной (объемной) деформации или же по коническим поверхностям с осью конуса С или А в случае одноосной деформации сжатия или растяжения соответственно.

Петроструктурные оси abc — это кинематические оси. При простом сдвиге (некоаксиальной деформации) оси a и c не совпадают с осями A и C эллипсоида, совпадают только средние оси b и B . Плоскость $ab=hOl$ — это плоскость скольжения, в ней лежит ось скольжения a (рис. 67, а).

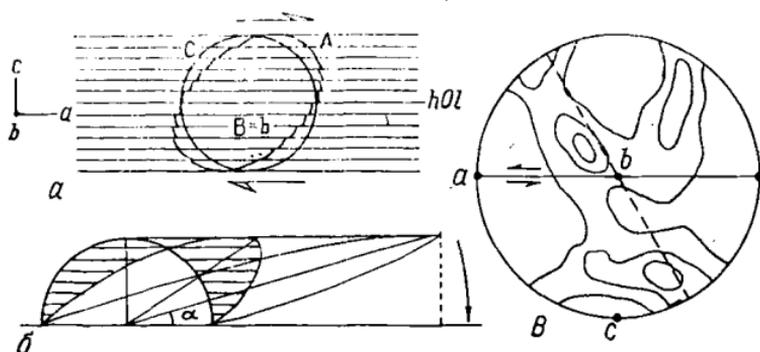


Рис. 67. Схема развития деформации простого сдвига и диаграмма c -осей кварца: a — соотношение между осями эллипсоида деформации ABC и петроструктурными осями abc ; b — уменьшение угла α по мере развития деформации сдвига; v — ориентировка c -осей кварца (1000 зерен) в кварцевой гальке деформированного конгломерата. Сетка Шмидта (по: Kronenberg, 1981. Fig. 2B) с изменениями

При деформации галек путем простого сдвига между плоскостью дифференциального скольжения $ab=hOl$ и плоскостью AB эллипсоида всегда имеется угол, но он уменьшается при увеличении деформации, так что при очень большой величине последней им можно пренебречь (рис. 67, б).

Ориентировка c -осей кварца в случае деформации простого сдвига должна быть такой же, как в пластических зонах скалывания (см. разд. 3.2). Действительно, А. Кроненбергом [Kronenberg, 1981] в кварцевых гальках конгломерата обнаружена ориентировка в виде двух поясов — основного и второстепенного, согласующаяся с узорами, полученными компьютерным моделированием [Lister, Hobbs, 1980]. Моноклинная симметрия петроструктуры (рис. 67, в) свидетельствует о некоаксиальной деформации, а наклон основного по-

яса позволяет предполагать в данном случае левостороннее направление дифференциальных скольжений. Деформация метаконгломератов путем простого сдвига с формированием региональной сланцеватости и хорошо развитой a -линейности установлена также в кристаллическом массиве Дора Маира в Западных Альпах [Laurent, Etchecopar, 1976].

3. Объемная (трехосная) деформация приводит к сплющиванию в плоскости АВ эллипсоида деформации. Направления растяжения перпендикулярны к направлению сжатия. При этом возможны два варианта: 1) $A=B>C$ — «идеальное сплющивание», растяжение в плоскости АВ равномерно по всем направлениям; этот случай, очевидно, аналогичен осевому сжатию; 2) $A>B>C$ — изменение размеров по всем осям эллипсоида различно.

В первом случае образуются лепешкообразные формы, неравномерность которых в плоскости АВ может возникать в результате унаследования додеформационных особенностей галек. Пример такой деформации описан Д. Флинном [Flinn, 1956], отметившим кварцевые лепешки (quartz-cakes), образовавшиеся при деформации сплющивания. К сожалению, ориентировка кварца осталась невыясненной. Можно предполагать, что симметрия петроструктуры c -осей кварца при такой деформации должна отвечать симметрии эллипсоида вращения.

Во втором случае дифференциальные скольжения происходят в плоскостях hOl и OkI , гальки приобретают уплощение и некоторое удлинение; симметрия образующихся петроструктур должна быть ромбической. Этот случай более распространен по сравнению с предыдущим. Неравномерность растяжения в плоскости АВ может быть обусловлена скорее всего наличием подчиненной сдвиговой составляющей, так что в целом деформация имеет сложный характер. Таковы, например, деформированные конгломераты, изученные А. Пикé [Piqué, 1973], испытавшие сплющивание по сланцеватости и растяжение параллельно шарниру складки (b -линейность).

Аналогичное неравномерное растяжение в плоскости АВ, но иной ориентировки в макроструктуре, встречено в конгломератах опрокинутой, почти изоклиальной

синклинали в СЗ Гималаях [Singh, Thakur, 1989]. В обоих крыльях синклинали длинные оси уплощенных параллельно напластованию галек ориентированы в направлении, перпендикулярном шарниру складки (α -линейность). Согласно диаграмме Флинна [Flinn, 1978], все изученные образцы попадают в поле сплющивания. Данные о петроструктуре c -осей кварца в обеих упомянутых работах не приведены.

Более всестороннее изучение, отражающее взаимоотношения разномасштабных структур, в том числе и данные о деформации и ориентировке кварца, выполнено по конгломератам Бигдин в Южной Швеции [Noszack, 1968]. Изучение петроструктур кварца позволило выявить ряд эпизодов в тектонической истории района. Конгломерат Бигдин перекрыт породами аллохтона, однако петроструктуры кварца, связанные с надвиганием, в конгломерате отсутствуют. Предполагается, что тектонитовая ориентировка кварца возникла позднее надвигания при статическом расплющивании конгломерата под действием веса покрова.

Этот вывод сделан на следующем основании. В районе установлено четыре фазы деформации. Первая (F_1) — надвигание покрова, развитие региональной сланцеватости S_1 , практически параллельной подошве надвига. Гальки конгломерата, представленные кварцитом, реже эпидозитом и гранитоидами, приобрели удлинение в S_1 . Короткая ось перпендикулярна S_1 , средняя и длинная лежат в S_1 , причем последняя погружается на северо-запад. Хотя гальки должны были испытывать деформацию в течение всех четырех фаз, наибольшее изменение их формы, как предполагается, произошло в течение первой фазы.

Вторая фаза (F_2) — образование крупных и мелких складок с шарнирами, полого погружающимися на северо-запад, точно параллельно длинным осям галек. F_2 — это поперечная относительно простирания аллохтона складчатость, деформирующая и сместитель, имевшая место после деформации галек. Третья и четвертая фазы к деформации галек отношения не имеют.

Деформированные гальки варьируют по форме в широких пределах от трехосного эллипсоида до сигарообразных и стержневидных форм.

Ориентировка *c*-осей кварца галек характеризуется орторомбическим поясом, ось которого параллельна удлинению галек. Пояса и находящиеся в них максимумы во всем районе не зависят от простираения и падения S_1 . Если бы эта петроструктура была сформирована одновременно с деформацией галек в фазу F_1 , то можно было бы ожидать ориентировку, симметричную относительно S_1 . Складчатость F_2 должна была бы вращать петроструктуру в соответствии с формой складок тогда же, когда испытала вращение S_1 и вместе с нею уплощенно-удлиненные гальки. В действительности же максимумы в поясах имеют постоянную ориентировку по всей антиформе Бигдин. Направление максимального укорочения в этот период было близким к вертикальному и нормальным к сместителю.

Предполагается, что во время надвигания покрова и деформации галек могли развиваться соответствующие петроструктуры кварца, но они потом были стертые деформацией расплющивания.

Сопоставление макро-, мезо- и микромасштабных структурных элементов позволило наметить следующие этапы в тектонической истории района: 1) надвигание аллохтона (F_1) в юго-восточном направлении, т. е. нормально к простираению норвежских каледонид данного района; возникновение сланцеватости S_1 и деформация галек конгломерата, развитие петроструктур, связанных с фазой F_1 ; 2) образование крупных и мелких «поперечных» складок (F_2) с шарнирами, погружающимися на северо-запад; вращение S_1 и галек в соответствии со складчатыми движениями, переориентировка длинных осей галек параллельно шарнирам складок; 3) деформация расплющивания, предположительно под действием веса аллохтона; возникновение одинаковой по всей антиформе ориентировки кварца, перекрывшей и полностью уничтожившей возможную предыдущую ориентировку первого этапа деформации.

4. В результате вращательных движений вокруг оси происходит удлинение параллельно этой оси, т. е. перпендикулярно направлению тектонического движения.

Пример такой деформации изучен нами в зоне Селихинского взбрососдвига в северо-западной части Горного Алтая [Родыгин, 1987]. Деформированные кон-

гломераты содержат кварцевую гальку в тонкополосчатом перемятом кремнистом и полимиктовом песчанистом цементе. Гальки сильно деформированы, имеют вытянутую сигарообразную форму с округлым или несколько сплюснутым поперечным сечением. О величине деформации можно судить по следующим данным: «сигара» длиной 130 мм имеет поперечник 16×9 мм, отношение длины к среднему поперечнику колеблется от 5 до 10. Гальки, испытавшие наибольшую деформацию, имеют форму стержней, наподобие карандашей.

Детальным картированием установлено, что сланцеватость в зоне разлома падает на юго-восток ($155—165^\circ$) под углом $68—73^\circ$. Длинные оси галек лежат в плоскости сланцеватости, погружаются на юго-восток по азимуту 126° под углом 70° . В песчаниках и сланцах по обе стороны от зоны деформированных конгломератов развита линейность пересечения плоскостей, в разных участках выраженная с разной интенсивностью. Местами — это ребристость, штриховатость на поверхностях слоистости или сланцеватости, местами — четкая стебельчатость, шестоватость, обусловленная пересечением двух или более планарных систем, например слоистости, кливажа осевой плоскости и нескольких других, менее выраженных плоскостных направлений делимости, принадлежащих той же зоне hOl , что и слоистость и кливаж осевой плоскости. Линейность всюду имеет почти одну и ту же ориентировку: азимут погружения $90—130^\circ$, в среднем 115° , угол погружения от 60 до 80° , в среднем 67° . Несомненно, это не что иное, как В-линейность, т. е. линейность параллельная шарниру приразломной Седлихинской антиклинали, ядро которой образовано белым мелкокристаллическим мрамором. Слоистость мрамора и четыре системы отдельности образуют пояс, ось которого погружается по азимуту 115° под углом 60° .

Таким образом, длинные оси галек, линейность пересечения плоскостей во всех типах пород, ребристость на поверхностях слоистости, ось пояса трещин отдельности в мраморе, шарнир приразломной складки — все эти элементы составляют один структурный парагенезис, имеют юго-восточное погружение под углом около 70° .

Ориентировка *c*-осей кварца изучена в деформированных кварцитовых гальках, а также в песчаниках вне зоны разлома. В кварцитовых гальках под микроскопом наблюдается тонкозернистая бластомилонитовая основная ткань, образованная веретеновидными зернами кварца длиной в среднем 0,1 мм. Промежутки между ними заполнены тонкозернистым милонитовым кварцевым агрегатом, состоящим также из вытянутых веретеновидных зерен, в которых при большем увеличении различаются мельчайшие субиндивиды с неясными и неправильными ограничениями. В шлифах нормальной толщины эти субиндивиды перекрывают друг друга, чем и обусловлена неясность их границ. Все «веретенца» имеют совершенную ориентировку параллельно удлинению гальки.

Среди основной ткани местами выделяются более крупные, длиной до 0,6 мм, вытянуто-линзовидные порфирокласты кварца, разбитые диагональными трещинами скалывания на ступенчато смещенные пластинки. Таким образом, кварц деформированных галек представлен зернами трех размерностей: ультрамилонитовым «цементом», веретеновидными зернами (возникшими, по-видимому, в процессе вторичной рекристаллизации) и порфирокластами.

Микроструктурный анализ выполнен по двум последним разновидностям. Ориентировка оптических осей кварца основной ткани изучена на четырехосном универсальном столике к поляризационному микроскопу Polmi A (производство ГДР), позволяющем использовать большие увеличения, чем на обычном федоровском столике, так что можно достаточно уверенно измерять мелкие зерна (0,01—0,02 мм в поперечнике). В сечении, параллельном линейности и перпендикулярном полосчатости, наблюдаются два пояса по малым кругам, отстоящим от линейности на 65—70°. Внутри поясов выделяются максимумы. Нередко диаграммы имеют такой вид, что создается узор двух пересекающихся поясов по дугам больших кругов (рис. 68, а; б), о чем подробнее говорится ниже.

Диаграммы ориентировки *c*-осей вытянуто-линзовидных и веретенообразных порфирокластов кварца, разбитых диагональными трещинами скалывания, характеризуются настолько сближенными малокруговыми

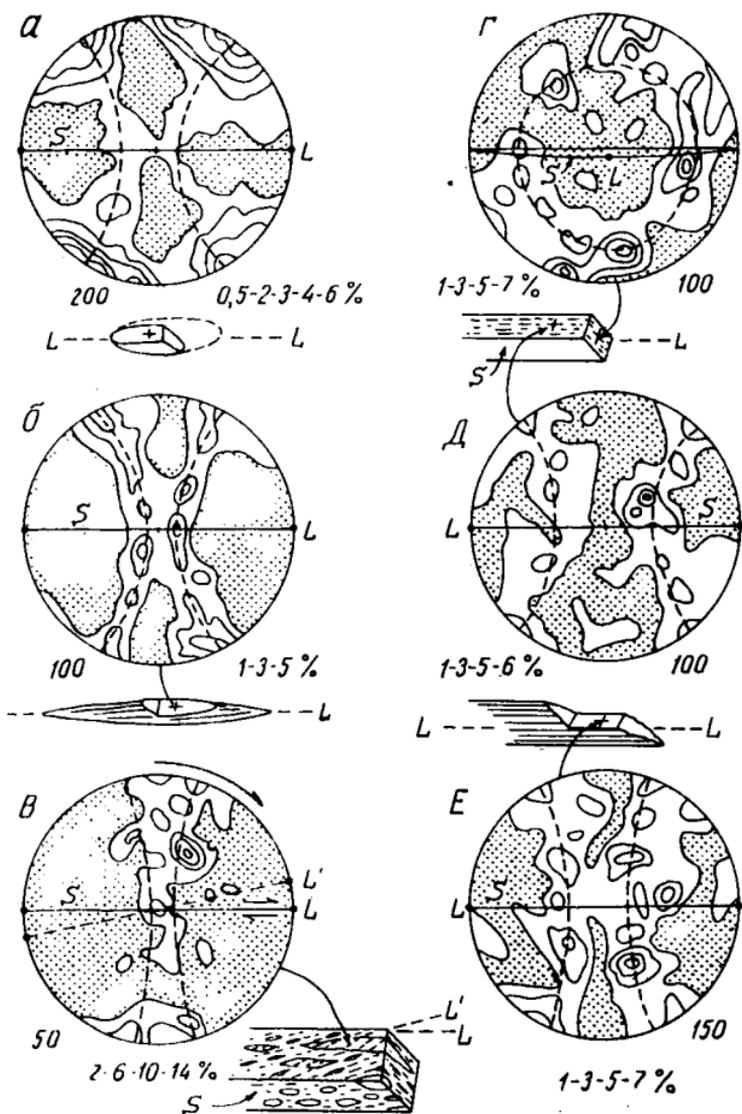


Рис. 68. Ориентировка c -осей кварца в деформированных гальках конгломерата (a — b) и в песчаниках ($г$ — $е$). L — линейность (длинная ось галек), L' — линейность основной ткани, S — сланцеватость, полосчатость; числа под диаграммами — количество замеров и значение изолиний в процентах на 1% площади диаграммы. Сетка Вульфа, проекция с верхней полусферы: a — слабо деформированная галька; $б$ — более деформированная сигаровидная галька; $в$ — ориентировка c -осей порфирокластов кварца в сигаровидной гальке; $г$, $д$ — песчаник с шестоватой отдельностью (линейность пересечения плоскостей); $е$ — песчаник с более интенсивной линейностью пересечения плоскостей

поясами, что возникает один пояс по большому кругу (рис. 68, в). Осью его служит линейность (длинная ось галек).

Малокруговая ориентировка оптических осей кварца обнаружена не только в деформированных гальках конгломерата, но и в полимиктовых песчаниках, залегающих вне зоны разлома. Оси конических поверхностей, очерчиваемых *c*-осями кварца, совпадают с линейностью пород, выраженной в виде шестоватой отдельности (линейность пересечения плоскостей) или в виде ребристости, штрихов на поверхностях слоистости (рис. 68, г—е).

Изученные особенности мезо- и микромасштабных структурных элементов оказались интересными в двух отношениях. Во-первых, они позволили составить представление о макроструктурах — разрывном нарушении и приразломной антиклинали; во-вторых, дали материал к выяснению генезиса перекрещивающихся поясов.

Нарушение, в зоне которого наблюдались интенсивно деформированные конгломераты, представляет собой взбросодвиг с соотношением горизонтальной и вертикальной составляющих 2:1. Азимут линии скольжения по восстанию 60° , угол восстания 24° , угол склонения этой линии в плоскости сместителя 26° . Всячее южное крыло перемещено вверх в северо-восточном направлении.

Приразломная складка, ядро которой образовано мрамором, относится к типу изоклиналиных опрокинутых реклинных [Rickard, 1971] складок. Угол между крыльями не превышает 20° , осевая плоскость падает на юг под углом 80° , шарнир погружается по азимуту 115° , $\angle 67^\circ$, т. е. параллельно линейности разных типов, развитой как в зоне разлома так и вне ее.

Вторая, петроструктурная сторона имеет более общее значение. Хорошо известна старая проблема происхождения ориентировки *c*-осей кварца в виде двух пересекающихся поясов [Sander, 1930; Turner, 1948; Ферберн, 1949 и др.]. Принимая, что нормали к плоскости поясов имеют значение *B*-осей, выделяют две разновидности петроструктур этого типа: $B \wedge B'$ — тектониты и $B \perp B'$ -тектониты, в зависимости от угла между плоскостями поясов (и нормалей к ним).

Одним из способов образования $B \wedge B'$ -тектонитов считается частичное перекрытие раннего B -тектонита другим таким же тектонитом, возникшим при иной ориентировке поля напряжений. Наряду с этим предложен ряд других гипотез, согласно которым большая часть петроструктур данного типа представляет собой результат или единой непрерывной или двух тесно сближенных фаз деформации. Более подробное, но не всегда убедительное объяснение этих гипотез имеется в ряде публикаций [Ферберн, 1949; Тиггер, 1948. Р. 220 и др.].

Наш материал позволяет дать следующую интерпретацию. Сигарообразная, стержневидная форма деформированных галек указывает на деформацию качения. Это подтверждается также закрученными в виде рулета темными прослоями, иногда наблюдаемыми в поперечных сечениях стержней. В результате качения произошло растяжение материала галек в направлении оси складки $B = b$. Если говорить в целом о взбросодвиговом движении по разлому, образовании приразломной складки и всех сопутствующих деталей, то деформацию необходимо отнести к объемному (трехосному) типу, поскольку изменение произошло по всем трем осям. Что же касается деформированных галек, то для них характерно движение материала преимущественно параллельно оси $B = b$, т. е. перпендикулярно главному внешнему тектоническому движению. Направление локальных дифференциальных движений вдоль длинной оси гальки, т. е. вдоль оси вращения, определяется по острому углу между длинными осями порфирокластов кварца и линейностью основной ткани, а также по расположению диагональных плоскостей скалывания в порфирокластах (рис. 68, в).

Такой тип деформации характерен не только для галек, но и для полимиктовых песчаников вне зоны разлома, т. е. в менее деформированных породах. Это дает возможность проследить развитие деформации, отраженное в изменении характера узора c -осей на диаграммах. В слабо деформированных песчаниках, обладающих параллелепипедальной отдельностью, которой обусловлена линейность пересечения плоскостей, радиус конуса c -осей равен примерно 48° (рис. 68, г, д). В более деформированных песчаниках с клиновидной,

мечевидной линейностью конус раскрывается, радиус превышает 60° (рис. 68, е).

Аналогичная картина наблюдается и в гальках. Слабо деформированные уплощенно-эллипсоидальные гальки характеризуются узором, который (при отсутствии других данных) можно рассматривать как типичный $B \perp B'$ -тектонит — два пояса по дугам больших кругов, пересекающиеся под прямым углом. Однако данные по песчаникам заставляют видеть здесь два пояса по дугам малых кругов (рис. 68, а). В более деформированных сигарообразных гальках эти пояса сближаются, угол конуса увеличивается, возникает сходство с $B \wedge B'$ -тектонитом (рис. 68, б). При еще большей деформации оба пояса сливаются в один по дуге большого круга. Такова, например, диаграмма c -осей кварца порфиروкластов (рис. 68, в).

Таким образом, прослеживается закономерное изменение узора c -осей кварца по мере увеличения интенсивности деформации: от ориентировки по дугам малого круга (рис. 68, з, д) к пересекающимся поясам типа $B \perp B'$ (рис. 68, а), затем $B \wedge B'$ (рис. 68, б) и наконец к поясу по дуге большого круга (рис. 68, в). Осью этого пояса служит длинная ось сигаровидных деформированных галек. Плоскость пояса наклонена относительно линейности основной милонитовой ткани в направлении сдвиговой составляющей (стрелки на рис. 68, в).

Трансляции в кристаллах кварца происходят, вероятно, по граням ромбоэдра; оптические оси зерен описывают при этом коническую поверхность, осью которой является линейность L . На начальных стадиях деформации активными оказываются грани ромбоэдров типа r ($10\bar{1}1$), z ($01\bar{1}1$), образуются два пояса c -осей по малым кругам. По мере развития пластической деформации более податливыми для трансляций становятся тупые ромбоэдры π ($10\bar{1}2$), ω ($10\bar{1}3$) (см. табл. 1) и, наконец, по-видимому, базопинаконд. На такое предположение наводит последовательное увеличение угла между плоскостями трансляции и осью вращения. Однако узор в виде пояса по большому кругу, аналогичный показанному на рис. 68, в, получится и

при трансляциях по призме в направлении оси второго порядка в условиях вращения по оси растяжения.

В заключение необходимо подчеркнуть двойственную сущность линейности L . В макромасштабе (взбросодвиг, приразломная складка) L совпадает с петроструктурной осью b и шарниром складки B , а в масштабе деформированной гальки L представляет собой ось a , т. е. ось растяжения деформируемого материала.

5. Растворение под давлением способно значительно изменять форму галек. Оно обуславливает сокращение их объема и развитие уплощения в плоскости, перпендикулярной оси сжатия. Уменьшение объема кварцитовых галек иногда может достигать 50—58% [Mosher, 1976, 1980], причем растворенный материал переносится в «тени давления», где и отлагается в виде волокнистых шлейфов.

Характерным признаком растворения под давлением считается развитие вдавленностей менее растворимых частиц в соседние, более растворимые. Однако этот признак не вполне надежен. Если на контакте между соседними гальками отмечаются тонкие пленки матрикса, вдавливание в таких случаях может быть объяснено скорее пластической деформацией, чем растворением [Borradaile, 1982. P. 478]

Когда уплощение галек обязано главным образом растворению, петроструктура c -осей кварца характеризуется очень слабой предпочтительной ориентировкой, не согласующейся с мезо- и макромасштабной структурой. Таковы, например, раннепалеозойские конгломераты, залегающие в зоне надвига в окрестностях Бергена в ЮЗ Норвегии [Sulvester, Janecky, 1988]. Гальки конгломерата представляют собой сильно сплюснутый эллипсоид, короткая ось которого перпендикулярна плоскости сместителя и слоистости метаосадочных пород.

Предпочтительная ориентировка кварца как в гальках, так и в ассоциирующих аркозах удивительно слаба и имеет неясные взаимоотношения с мезомасштабной структурой. В дискообразных и несколько вытянутых гальках она характеризуется прерывистым поясом, ось которого ориентирована параллельно линейности пород, т. е. в направлении тектонического движения, которое установлено в данном районе по другим призна-

кам. Интересно что в шарнирных участках складки, наблюдающейся в зоне надвига, гальки значительно удлинены параллельно шарниру, однако ориентировка кварца лишь немногим более совершенна, чем в дискообразных гальках. Предполагается, что слабая ориентировка кварца указывает на преобладание растворения, вызванного давлением вышележащих масс, хотя в незначительной степени проявилась и деформация скальвания. И наоборот, отсутствие ясной предпочтительной ориентировки кварца в уплощенных гальках конгломерата иногда используется как признак того, что доминирующим механизмом было растворение, а не пластическая деформация породы [Norris, Bishop, 1990].

Выводы

1. Перечисленные выше пять механизмов деформации галек конгломератов почти никогда не проявляются порознь, в чистом виде. Обычно наблюдается сочетание разных типов, но удается дифференцировать, как правило, не более двух из них, например, простой сдвиг и вращение вокруг оси (качение) [Laurent, Etchecorag, 1976; Mertz, Siddans, 1985], растворение под давлением и сдвиг [Mosher, 1980; Sylvester, Jonecky, 1988]. В случае большего числа механизмов расшифровка деформационной истории представляет большие трудности и не всегда возможна.

2. В дальнейшем изучении нуждаются все рассмотренные типы, особенно деформация сплющивания и деформация, обусловленная растворением.

3. При изучении деформированных конгломератов необходимо сочетание трех масштабов: микро- (ориентировка *c*-осей кварца), мезо- (ориентировка галек по форме) и макроскопического (положение деформированных галек в более крупной структуре, соотношение микро- и мезоструктур с направлением тектонического движения масс).

4. Характер предпочтительной ориентировки *c*-осей кварца может использоваться (при выполнении требований предыдущего пункта) как один из критериев определения типа и стадийности деформации.

3.6. Ориентировка деформационных ламелл в мезо- и макроструктурах

Как отмечалось в разд. 1.2.3, большинство исследований деформационных ламелл кварца посвящено угловым соотношениям их с плоскостью базопинакоида и с направлениями главных осей деформации. Примеров использования ламелл в целях структурного анализа дислоцированных комплексов пока еще мало.

Г. Ф. Ферберном (1941) в результате петроструктурного изучения рассланцованного кварцита, имеющего очковую структуру, выявлены взаимоотношения между микро- и мезомасштабными структурными элементами. Деформация этого кварцита может считаться плоской, поскольку кроме сланцеватости развита еще и линейность, выраженная удлиненной формой очковых выделений, которые обладают симметрией эллипсоида вращения. В кварце очковых выделений развиты ламелли, относящиеся к суббазальному типу. На микроструктурных диаграммах они дают два четких максимума нормалей (рис. 69). Генерализованные плоскости ламелл отвечают двум системам скалывания, составляющим с осью сжатия углы по 40° . Примерно одинаковое развитие обеих систем скалывания, ромбическая симметрия петроструктуры позволяют предполагать невращательную деформацию породы, т. е. чистый сдвиг. В случае простого сдвига одна из систем, субпараллельная плоскости сдвига, была бы, очевидно, более развитой по сравнению с другой, испытавшей большее вращение.

Другой пример, иллюстрирующий закономерности ориентировки ламелл в девонских кварцевых песчаниках, изучен Г. Фоглером [Vogler, 1970]. Песчаник образует широкую прямую складку с углами падения крыльев $45-65^\circ$. Учитывая, что в шлифе какой-то одной ориентировки невозможно наблюдать все системы ламелл, автор предварительно исследовал различные сечения породы и нашел, что наиболее представительны шлифы, ориентированные параллельно плоскости *ас*.

Направление ламелл было замерено в многих ориентированных шлифах, полностью характеризующих профиль складки. На всех розах-диаграммах наблюдается по два максимума направлений, пересекающихся

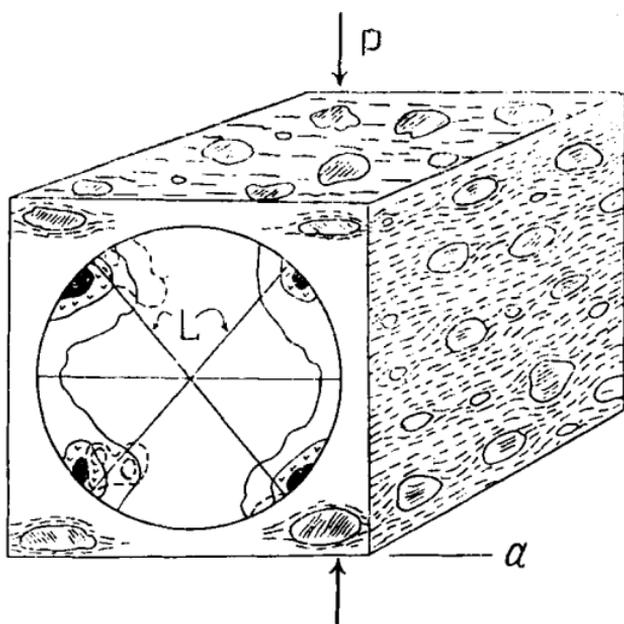


Рис. 69. Блок-диаграмма, показывающая соотношения между микро- и мезомасштабными структурными элементами (по: Fairbairn, 1941): a — линейность, обусловленная удлиненными очковыми обособлениями; L — усредненная ориентировка ламелл кварца; P — вероятная ориентировка оси сжатия и направления укорочения.

Прерывистые линии—максимумы $[0001]$ кварца. Верхняя сторона блока параллельна сланцеватости

под углом $60-80^\circ$. Биссектрисой тупого угла является петроструктурная ось s , а биссектрисой острого—ось a .

Как показано на рис. 70, примечательно то, что на крыльях складки ориентировка главных систем ламелл и соответственно петроструктурных осей a и s симметрична относительно осевой плоскости складки. Кроме того, выявляется связь с веорообразной ориентировкой кливажа межслоевого скольжения. По данным Г. Фоглера, кливаж, а также образование ламелл следуют за кульминацией напряжений на уже продвинутой стадии складкообразования.

В рассматриваемой работе сделана попытка использовать ламелли, на которые прежде не обращалось внимание, и увязать их с тектоникой макроструктуры. По-

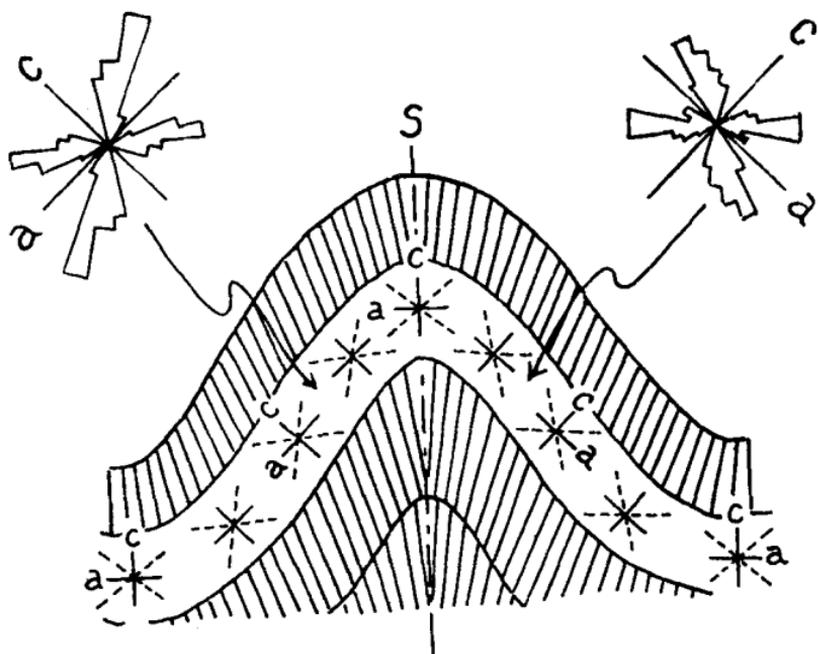


Рис. 70. Ориентировка ламеллей кварца (прерывистые линии) и кливажа межслоевого скольжения (веер тонких линий), наблюдаемые в сечении *ac* складки (по: Vogler, 1970)

лученные данные показывают, что изучение ламеллей помогает решению некоторых основных вопросов формирования складок и связанного с ними кливажа.

К аналогичному выводу пришли Е. Хансен и И. Борг [Hansen, Borg, 1962], установившие, что кварцевые ламелли в песчаниках с кальцитовым цементом ориентированы симметрично относительно осей главных нормальных напряжений, определенных по кальциту. Развитие ламеллей в кварце произошло преимущественно в плоскостях максимальных скалывающих напряжений, составляющих с осью сжатия углы менее 45° . Поскольку ось сжатия, перпендикулярная шарниру складки, отстоит не более чем на 10° от плоскости слоистости, сделан вывод о том, что складка образовалась в результате продольного изгиба. Механическое двойникование кальцита и ламелли кварца возникли, вероятно, одновременно, при одной и той же системе стрессов, вызвавших складчатую деформацию. Авторы полагают, что при отсутствии кальцита ориентировка

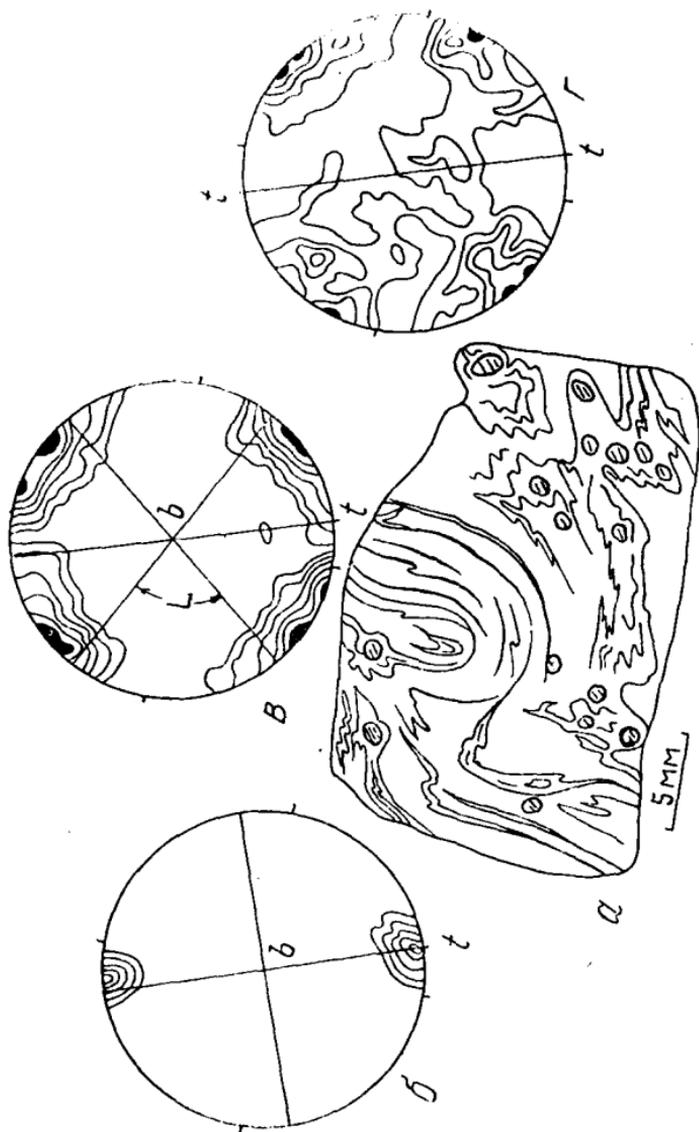


Рис. 71. Структурный анализ сложноскладчатого кварцево-сланцевого кристаллического сланца (по: Нага, 1959): *a* — зарисовка шлифа; белое — кварц, линии — слой слюды, овалы — трещиноватый гранат; *b* — диаграмма полюсов 54 трещин в 14 кристаллах граната; максимальная концентрация 52% на 1% площади; *в* — диаграмма полюсов 158 ламелл в кварце; максимальная концентрация 13,7%; *г* — диаграмма оптических осей зерен кварца; максимальная концентрация 5,3%; *t* — направление растяжения, *b* — ось складки, *L* — две системы ламелл в кварце

ламеллей может быть использована для определения системы стрессов, вызвавших деформацию.

Пример постскладчатого образования ламеллей описан К. Наа [Naа, 1959]. Полюса деформационных ламеллей в кварце сложноскладчатых кварцево-сланцев (рис. 71, а) дают два максимума в неполном поясе, нормальном к оси складок. Наиболее примечательной чертой является то, что относительно трещин отрыва в кристаллах граната (рис. 71, б) среднее положение двух систем ламеллей оказалось почти симметричным (рис. 71, в): одна из систем образует угол 45° , другая 57° с осью растяжения, свидетельствуя о том, что они образовались параллельно двум плоскостям максимального скалывающего напряжения в ходе невращательной деформации, на которую указывает ромбическая симметрия петроструктуры.

Трещины в гранате представляют результат поздней деформации, которой образованы и ламелли в кварце. Мезомасштабное строение породы характеризуется моноклинной (местами триклинной) симметрией, что находится в очевидном противоречии с ромбической симметрией, проявляемой ламеллями и *c*-осями кварцевых зерен (рис. 71, в, г). На этом основании можно сделать заключение, что ламелли отражают импульс деформации, следовавший за главной вращательной деформацией, ответственной за нерегулярную складчатость моноклинной симметрии. Характерно, что линия пересечения двух систем ламеллей совпадает с осью складчатости и осью пояса [0001] кварца, т. е. петроструктурная ось *b* оставалась одной и той же при обоих эпизодах деформации.

У. Ф. Дьюла [Dula, 1981] проанализировал соотношения между деформационными ламеллями, микротрещинами в зернах кварца, макротрещинами в породе и осями напряжений в кварцитах поднятия Уайт-Ривер на западном склоне Скалистых гор. Поднятие представляет собой широкий плосковерхий купол с пологими крыльями, слегка вытянутый в северо-западном направлении.

Ламелли в зернах кварца относятся к суббазальному типу. Угол между (0001) кварца и ламеллями в среднем (по данным 809 замеров) колеблется между 15° и 30° . Микротрещины в кварце образуют ортогональ-

ные системы северо-северо-восточного и западно-северо-западного направлений, приблизительно перпендикулярные к слоистости пород. Наиболее развитая система микротрещин в большинстве изученных образцов лежит в плоскости ВС эллипсоида деформации, установленного по деформационным ламеллям; эти трещины представляют собой трещины отрыва. Максимумы микротрещин совпадают с максимумами макротрещин. Простираение хорошо развитых западно-северо-западных систем микро- и макротрещин субпараллельно доминирующему простираению сбросов. Таким образом, между микро-, мезо- и макротрещинами обнаружена хорошая согласованность ориентировок, указывающая на общность поля напряжений.

По ламеллям и микротрещинам отрыва установлено северо-западное направление оси сжатия эллипсоида деформации. Ось сжатия в изученных образцах практически параллельна слоистости пород. Это позволяет предполагать, что деформационные ламелли были сформированы еще при горизонтальной ориентировке пластов кварцита, т. е. перед или в начале ранней стадии формирования поднятия Уайт-Ривер.

Определение нынешнего поля напряжений показывает, что его ориентировка близка к ориентировке напряжений, полученной на основании динамического анализа существовавших до образования поднятия петроструктурных элементов. Эта корреляция наводит на мысль, что современное поле напряжений является остаточным от ларамийской деформации, создавшей поднятие Уайт-Ривер.

Вывод

Ориентировка ламеллей в мезо- и макроструктурах позволяет решать некоторые основные вопросы структурного анализа, например, диагностировать деформацию чистого или простого сдвига, определять последовательность формирования складок и кливажа и др.

3.7. Анализ структуры включений

Согласно Б. Зандеру [Sander, 1930. S. 162], под структурой включений понимают совокупность зерен K_1 , заключенных в монокристаллах K_2 , независимо от того, имеются ли только отдельные зерна K_1 во многих зернах K_2 , или же многочисленные зерна K_1 в одном или нескольких зернах K_2 .

Зерна K_1 , представляющие собой включения, могут быть закономерно ориентированы — тогда говорят об «ориентировке включений» (Internregelung), например, об ориентировке «кварц в кальците», «кварц в гранате» и т. п.

Можно выделить два типа включений: включения, ориентировка которых подчинена кристаллографической структуре включающего минерала, и включения, ориентировка которых не связана со структурой включающего минерала. В данном разделе рассматривается только второй тип включений.

Растущие кристаллы K_2 захватывают зерна матрикса K_1 (если последние не успевают раствориться при кристаллизации порфиробластов K_2). Захваченные зерна K_1 могут образовывать более или менее связные узоры S_i , в том числе и S-образные. Эта структура S_i может совпадать или не совпадать с петроструктурой того же минерала в матриксе S_e (вне зерен K_2). Соотношения между S_i и S_e зависят от типа деформации (простой сдвиг, чистый сдвиг и пр.), а также от времени проявления кристаллизации K_2 (до-, син-, посткинematическая кристаллизация) [Zwart, 1962; Vernon, 1978].

Структуре включений различных минералов матрикса в порфиробластах посвящена обширная литература. Один из первых примеров был описан Б. Зандером [Sander, 1930. S. 162]. Основные выводы этого исследования публиковались у нас неоднократно [Пэк, 1939; Елисеев, 1953], поэтому они здесь не рассматриваются. Ниже приводятся новые примеры анализа структуры включений кварца и других минералов в порфиробластах, иллюстрирующие полезность подобного рода исследований.

В бластомилонитовом слюдисто-хлоритоидном кварците изучены порфиробласты граната, содержащие

многочисленные домилонитовые включения кварца [Vissers, 1989]. Основная ткань породы микрограноле-нидобластовая; в сечениях, перпендикулярных сланцеватости («композитной слоистости») и параллельных линейности, слюда хорошо ориентирована. Границы кварц-кварц обычно перпендикулярны к (001) соседних пластинок слюды или располагаются веерно в концевых частях последних. Это указывает на то, что миграция границ зерен при росте кварца контролировалась кристаллами слюды. Последние, а также кристаллы хлоритоида имеют выклинивающиеся и оттянутые концы, что указывает на растяжение вдоль сланцеватости.

Гранат образует округлые зерна размером до 3 мм в поперечнике, содержащие многочисленные включения кварца. Обилие слегка вытянутых включений, располагающихся прямолинейно, обусловило скелетный характер граната (рис. 72, б). Внутренняя структура включений образует угол с внешней сланцеватостью матрикса, что указывает на докинематический рост граната [Zwart, 1962]. Внешняя сланцеватость огибает порфиробласты, так что возникают симметричные или лишь слегка асимметричные деформационные «тени» — явление, характерное для деформации «сплющивания» нормально к сланцеватости. Рост граната происходил относительно в статических условиях в сланцеватом кварците до деформации, которая обусловила вращение граната и растяжение по сланцеватости.

Кварц, заключенный внутри порфиробластов граната, характеризуется отсутствием предпочтительной ориентировки (рис. 72, в). Кварц матрикса, напротив, проявляет четкую предпочтительную ориентировку в виде нескольких максимумов, образующих узор пересекающихся поясов типа ЛІІІ (см. разд. 2.2.3). Последним свойственна некоторая асимметрия, обусловленная неравным наклоном периферических частей пояса относительно его центральной части (рис. 72, д).

Предпочтительная ориентировка кварца основной ткани породы развилась во время деформации, которая вызвала вращение порфиробластов граната. Характер диаграммы указывает на плоскую деформацию с правосторонним сдвигом в плоскости сланцеватости. Этот вывод в данном случае согласуется с другими признаками — направлением вращения порфиробластов гра-

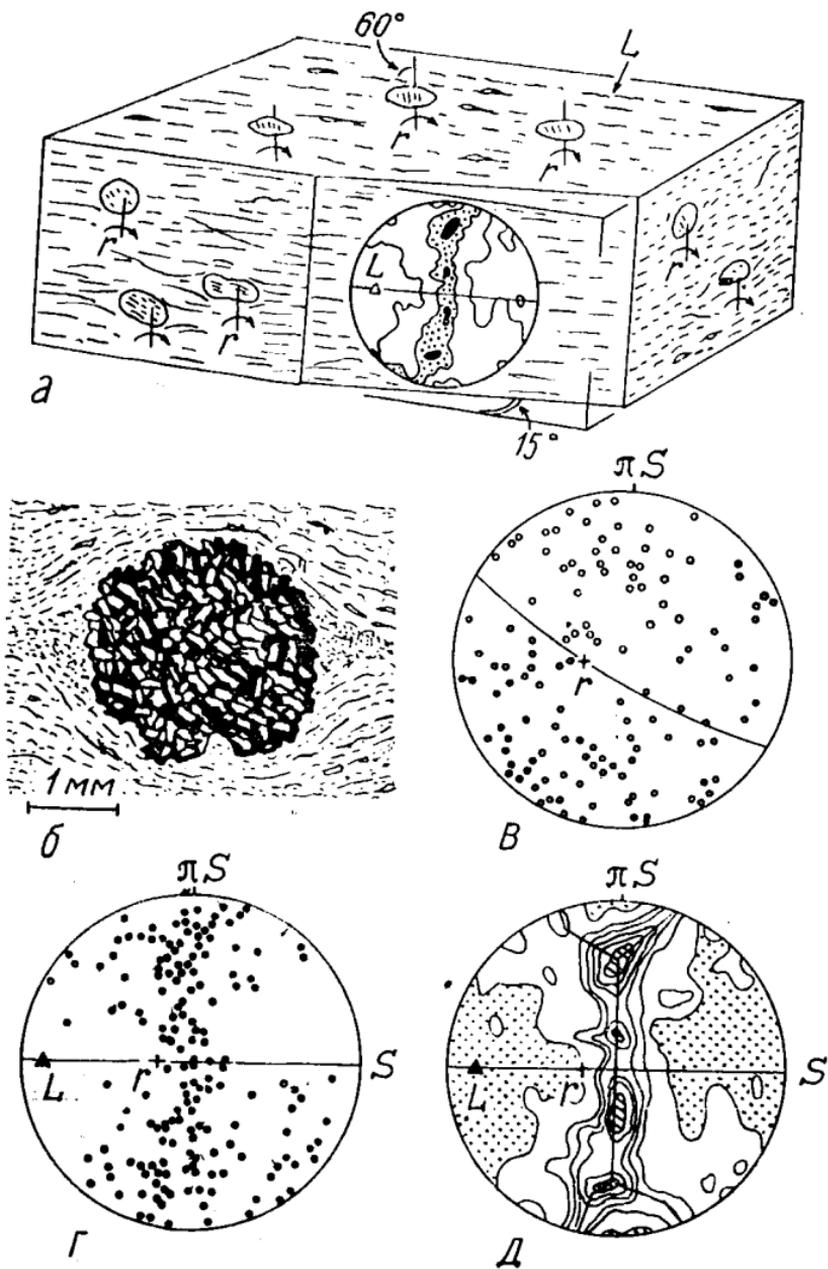


Рис. 72. Структура включений кварца в гранате: а — блок-диаграмма, показывающая ориентировку c -осей кварца относительно оси вращения порфиробластов (r) и линейности (L). Диаграмма c -осей ориентирована перпендикулярно r и под углом приблизительно 15° к L ; б — порфиробласт граната с включениями кварца; в — ориентировка c -осей кварца в порфиробластах; г — то же, в матрице; д — диаграмма в изолиниях (по «г»). Равноплощадная сетка Шмидта, проекция с нижней полусферы

ната, кренуляционным кливажем, асимметричным микробудинажем. Однако и при отсутствии этих критериев особенности ориентировки кварца включений и кварца матрикса все же позволили бы сделать вывод о стабильности деформации и ее характере.

В большинстве публикаций S-образные и спиралевидные узоры включений кварца и других минералов в порфиробластах метаморфических пород рассматриваются как признак синтетектонического роста и вращения порфиробластов [Harris, Rast, 1960; Zwart 1962; Powell, Treagus, 1967, 1970; Cox, 1969; Sturt 1969; Mukherjee, 1971; Wilson, 1972; Powell, Vernon 1979; Prior, 1987; Vissers, 1989 и др.]. Наряду с этим высказывалась необходимость комплексного подхода при изучении этих образований, поскольку возможны и другие интерпретации [Vernon, 1978, 1988].

В последнее время появились новые трактовки, отрицающие участие вращательных движений порфиробластов. Одно из объяснений состоит в том, что порфиробласты росли в породе с кренуляционной сланцеватостью, без вращения [Jamieson, Vernon, 1987; Steinhart, 1989].

Согласно другой интерпретации [Bell et al., 1986] рост порфиробластов возможен только в участках, в которых отсутствуют или незначительны скалывающие напряжения, т. е. там, где нет вращательных движений, поскольку в зонах интенсивного скалывания происходит не рост, а растворение большинства минералов кроме филлосиликатов и графита, концентрирующихся именно в этих зонах.

Еще одна трактовка, отрицающая вращение, состоит в том, что в период роста порфиробластов происходила неоднократная смена поля напряжений, о чем свидетельствует (в изученном авторами гипотезы районе) [Bell, Johnson, 1989] формирование делимостей в породе и соответствующего направления включений в порфиробластах. При этом возникшие делимости (и включения) оказались в ортогональных отношениях одна относительно другой. Через изучение микромасштабных объектов — структуры включений кварца и других минералов — авторы пришли к выводам по региональной тектонической истории. Коровое тангенциальное укорочение и утолщение с развитием почти вертикаль-

ной делимости и круто погружающейся линейности на первой стадии формирования региональной структуры сменилось гравитационной нестабильностью поднятых масс с развитием почти горизонтальной делимости, гравитационного спрединга, вертикального укорочения и соответствующего надвигания на окраины орогена — на последующей стадии деформации. Устойчивые попеременные почти вертикальные и почти горизонтальные ориентировки узора включений в сотнях изученных порфиробластов дают, по мнению авторов, очень сильное указание на отсутствие вращения порфиробластов.

Таким образом, изучение структуры включений представляет интерес при расшифровке деформационной истории структур самой разной величины — от микро-масштабных до региональных. Вопрос о наличии или отсутствии вращательных движений при росте порфиробластов и формировании узора включений требует дальнейших исследований.

3.8. Диагностика настоящих и ложных знаков ряби

В осадочных и метаморфических породах иногда встречаются мелкие деформационные структуры — пологоволнистая гофрировка, плейчатость — похожие на знаки ряби (рябь течения, волнения, волноприбойные знаки). По внешнему виду отличить настоящие знаки ряби от ложных удается не всегда. Известны случаи ошибочных определений, что влекло за собой неверные палеогеографические и палеотектонические выводы.

Е. Ингерсон [Ingerson, 1940] выполнил сравнительное изучение микроструктурных ориентировок кварца и слюды в породах с настоящими волноприбойными и псевдоволноприбойными знаками и получил результаты, указывающие на то, что микроструктурный анализ кварца может дать надежный критерий для решения вопроса о генезисе этих образований.

На рис. 73, а, б показаны диаграммы кварца и слюды настоящих знаков ряби. Кварц обнаруживает не особенно четкую предпочтительную ориентировку, но все же для него характерны максимумы, расположенные вблизи оси волноприбойных знаков. Такая ориен-

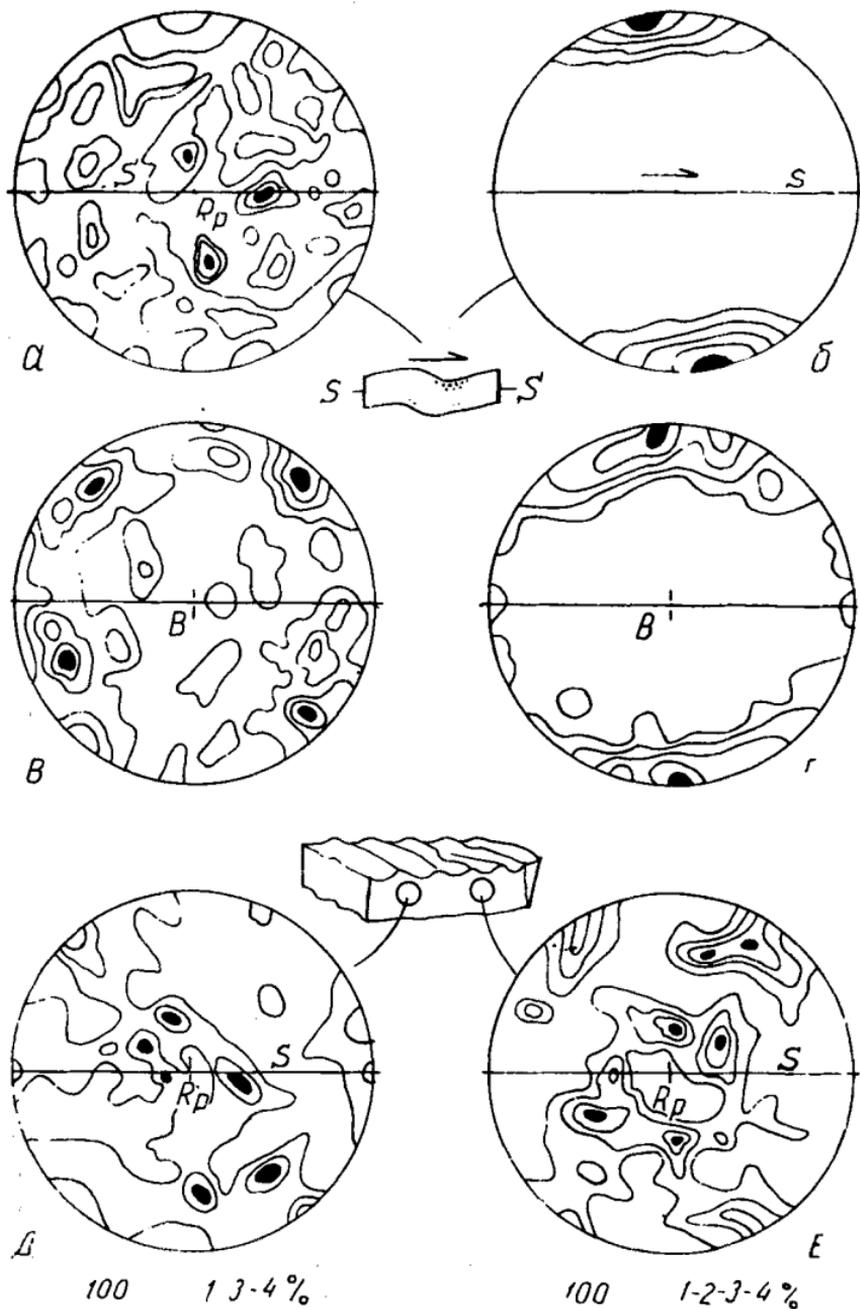


Рис. 73. Микроструктурные диаграммы настоящих и ложных знаков ряби: *а* — ориентировка *c*-осей кварца в песчаниках с волноприбойными знаками; *б* — ориентировка нормалей к (001) мусковита, там же; *в* — ориентировка *c*-осей кварца в кварците с полой гофрировкой; *г* — ориентировка биотита в том же кварците; (*а*–*г* по: Ingerson, 1940); *д*, *е* — ориентировка *c*-осей кварца в полимиктовом песчанике сокуканской свиты (Олекмо-Витимская горная страна)

тировка объясняется следующим образом. Как отмечалось выше (см. разд. 2.1.1), зерна кварца кластических пород часто имеют несколько удлинненную форму. При образовании знаков ряби происходят вращательные движения вокруг их оси. Это обуславливает некоторую предпочтительную ориентировку зерен; длинные оси их стремятся занять положение параллельно оси вращения. Если удлинение зерен параллельно $[0001]$, максимум будет совпадать с осью вращения, т. е. с осью знаков ряби. В приведенном примере максимумы располагаются на некотором расстоянии от оси вращения. Это свидетельствует о том, что при образовании обломков кварца расколы в зернах происходили не по призме, а по граням ромбоэдра, поэтому удлинение зерен составляет с оптической осью некоторый угол.

В отличие от знаков ряби кварц псевдovolноприбойных знаков, представляющих собой пологие изгибы слоев, дает пояс, перпендикулярный шарниру изгибов. Максимумы располагаются в краевых частях диаграммы, как это обычно наблюдается во многих тектонитах (рис. 73, в).

Диаграммы слюд в обоих случаях примерно одинаковы. Это — одномаксимумные узоры типа S-тектонитов (рис. 73, б) или сочетание S+B-тектонитов (рис. 73, г). Они не имеют диагностической ценности, однако могут использоваться при решении других вопросов. В частности, некоторое отклонение центра тяжести максимума слюды от нормали к генерализованной слоистости S в настоящих волноприбойных знаках (рис. 73, б) указывает на асимметрию поперечного сечения знаков: максимум соответствует, очевидно, более пологому (а значит, более длинному) склону валика. Отсюда определяется направление течения или набега волн (показано стрелкой).

На рис. 73, д, е представлены полученные нами диаграммы кварца из лиловато-бурых среднезернистых полимиктовых песчаников сокуканской свиты нижнего протерозоя (Олскмо-Витимская горная страна) с отчетливыми симметричными знаками волнения, имеющими широкие желобки и более узкие острые гребни. Обе диаграммы перпендикулярны к оси знаков. На той и другой выявились максимумы, располагающиеся

вблизи оси вращения. Закономерность, подмеченная Е. Ингерсоном, по-видимому, типична для настоящих знаков ряби, т. е. ориентировка кварца может использоваться для диагностики подобного рода геологических образований.

3.9. Соотношения между рекристаллизованным и реликтовым кварцем тектонитов

В процессе первичной рекристаллизации минерал, кристаллическая решетка которого искажена в результате внешнего воздействия при значениях стресса и температуры выше критических, распадается на множество мелких зерен с нормальной, недеформированной кристаллической решеткой [Лахтин, Леонтьева, 1980; Ransom, 1971; Gottstein, Mecking, 1985]. Грануляция начинается с краев зерна и может продолжаться до тех пор, пока все зерно окажется замещенным новообразованным мелко- или тонкозернистым рекристаллизованным агрегатом. Процесс может пройти не до конца, и тогда наряду с новообразованными сохраняются реликты исходных зерен. Соотношения между ориентировками рекристаллизованных и реликтовых зерен варьируют в широких пределах в зависимости от многих факторов — величины и скорости деформации, наличия примесей и флюидов, температуры, величины и характера стрессов и пр.

Согласно экспериментальным исследованиям [Hobbs, 1968; Ransom, 1971] рекристаллизация одиночных кристаллов и агрегатов кварца показывает, что ориентировка новообразованных зерен контролируется в основном ориентировкой исходного кристалла, по которому они развиваются. С другой стороны, известны теоретические исследования [Brace, 1960; Kamb, 1961], экспериментальные данные [Griggs et al., 1960; Raleigh, 1965-a; Masuda, Fujimura, 1981] и результаты изучения природно деформированных кварцитов [Sylvester, Christie, 1968; White, 1973; Miller, Christie, 1981; Hayashi, Tokagi, 1987 и др.], свидетельствующие о том, что ориентировка новообразованных зерен контролируется стрессом. В таком случае характер предпочтительной ориентировки реликтовых зерен, если они сохранились в достаточном для анализа количест-

ве, и мелкозернистой рекристаллизованной массы может служить средством выявления отдельных эпизодов деформации. Одинаковые петроструктуры как для реликтов, так и для рекристаллизованного агрегата в одном и том же образце могут указывать на то, что кинематика не особенно изменялась во время заключительных стадий деформации. Напротив, различные узоры могут свидетельствовать о более или менее значительных изменениях кинематической обстановки и тем самым позволяют выявить хотя бы часть деформационной истории.

Пример практического использования этого критерия можно видеть в работе Д. Киршнера и Х. Тессье [Kischner, Teysier, 1991], изучивших ориентировку *c*-осей кварца реликтовых «порфирокластов» и рекристаллизованных зерен в одних и тех же образцах кварцита. На рис. 74 показаны узоры *c*-осей отдельно для рекристаллизованных и реликтовых зерен в пяти образцах. На диаграммах «порфирокластов» *c*-оси отсутствуют в плоскости сланцеватости, образуя один или два максимума вблизи нормали к последней. В тех же шлифах *c*-оси рекристаллизованного кварца образуют пересекающиеся пояса, расположенные под большим углом к плоскости сланцеватости и пересекающиеся по оси *B* эллипсоида деформации. Полностью рекристаллизованный образец № 019 характеризуется наиболее четким узором пересекающихся поясов типа ЛП (см. рис. 45), по которому можно предполагать направление сдвиговой составляющей деформации (см. рис. 56).

Слюда, содержащаяся в количестве от 8 до 26% в изученных шлифах, не играет заметной роли при развитии петроструктуры. Количество рекристаллизованного кварца колеблется от 73% в обр. 098 до 89% в обр. 099 и до 100% в обр. 019. Хотя структурный остов (*fabric skeleton*) заметно не меняется, интенсивность петроструктуры слегка увеличивается со степенью рекристаллизации.

Узор «порфирокластов» подобен узору тектонитов, испытавших деформацию сплющивания; соответственно он характеризуется ромбической симметрией. Узор рекристаллизованных зерен указывает на деформацию простого сдвига и характеризуется моноклинной

симметрией. Оба эти варианта получены и компьютерным моделированием [Lister, Hobbs, 1980].

Таким образом, деформационная история этих кварцитов может быть расчленена на несколько последовательных эпизодов, отражающих стадии развития тектонита:

1. Коаксиальная деформация сплющивания, или чистого сдвига — формирование сланцеватости породы

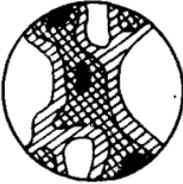
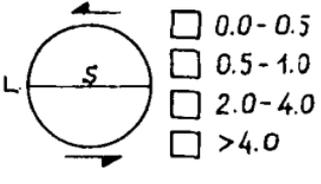
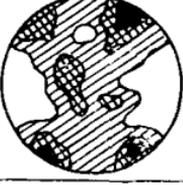
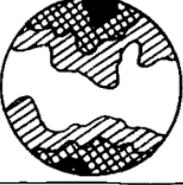
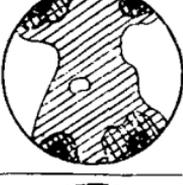
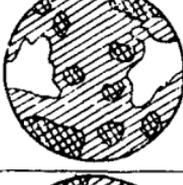
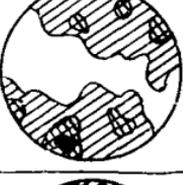
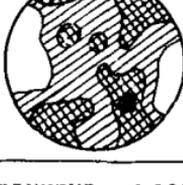
№. обр.	Рекристаллизованный КВАРЦ	Реликтовый КВАРЦ
019	 192	
099	 250	 256
555F	 191	 218
555A	 250	 192
098	 164	 264

Рис. 74. Петроструктуры s -осей кварца частично рекристаллизованного кварцита. Числа справа внизу при каждой диаграмме — количество замеров. Сетка Шмидта, нижняя полу-сфера (по: Kirschner, Teysier, 1991)

и S-тектонитовой ориентировки кварца. Внутризерновые скольжения в последнем осуществлялись в основном по базопинаккиду, что указывает на относительно низкотемпературные условия или большую скорость деформации.

2. Формирование надвиговой макроструктуры — надвигание глубинных коровых пород на супракрустальные осадочные толщи, формирование минеральной линейности. Последняя в случае чистого сдвига, проявившегося на первой стадии деформации, могла быть сформирована одновременно с сланцеватостью. На микро- и мезомасштабном уровнях — деформация простого сдвига, динамическая рекристаллизация кварца, прошедшая не до конца, так что сохранились реликты S-тектонитовой петроструктуры. По мере усиления рекристаллизации узор пересекающихся поясов становится все более четким. Внутризерновые скольжения осуществлялись по ромбоэдру и призме, т. е. по системам, активизирующимся при более высоких температурах по сравнению с базальным скольжением (см. разд. 1.3). Повышение температуры могло быть связано с надвиганием глубинных пород. Авторы высказали, кроме того, предположение о возможном увеличении содержания флюидов на заключительных стадиях деформационной истории, что также могло способствовать активизации ромбоэдрических и призматических систем скольжения.

3.10. «Структурная память» мирмекитов

Мирмекитовые вроски кварца в плагиоклазах на контакте с калиевым полевым шпатом обычно характеризуются неодинаковой кристаллографической ориентировкой, в отличие от кварца микропегматитовых сростаний. Однако иногда и мирмекитовые вроски могут быть ориентированы упорядоченно. Пример предпочтительной кристаллографической ориентировки мирмекитового кварца наблюдался в плагиоклазах среднетемпературных гнейсов из свекофенского складчатого пояса на юго-западе Финляндии [Stel, Breedveld, 1990].

В прогрессивно деформированных гранитных дайках наблюдалось частичное замещение калиевого полевого шпата плагиоклазом с образованием мирмекитовых

вростков. Это — обычная синкинематическая реакция в полевошпатсодержащих породах, деформированных в условиях амфиболитовой фации. Микроструктуры указывают на то, что мирмекитовый кварц зарождался эпитаксиально на предшествующих независимых кварцевых зернах, соседних с полевым шпатом. Таким образом, ориентировка кварца мирмекитов отражает ориентировку предшествующего кварца в момент выделения мирмекитов.

Поскольку кварц мирмекитов находится под защитой плагиоклаза — минерала более устойчивого к динамическим воздействиям по сравнению с порообразующим кварцем, предпочтительная ориентировка его может сохраниться и тогда, когда кварцевая петроструктура породы в целом окажется перестроенной или нарушенной (дезориентированной, рэндомизированной) под воздействием посткинематических процессов — например, поздне- или посткинематического роста кварцевых зерен [Culshaw, Fyson, 1984] или слабых динамических воздействий при ином поле напряжений, отличающемся от такового основной фазы деформации [Lister, Hobbs, 1980]. В таких случаях петроструктура мирмекитов сохранит «память» о прежней петроструктуре породы в целом. Это может быть использовано в структурном анализе тектонитов.

Х. Стел и М. Бредвельд [Stel, Breedveld, 1990] пример такой «памяти» обнаружили в гнейсах, содержащих ленточный кварц. Порода состоит из полевых шпатов (30%), кварца (30%), роговой обманки (25%), биотита (15%). Четкая минеральная линейность обусловлена кварцевыми лентами с соотношением осей 20:3:1 (рис. 75, а), однако ориентировка *c*-осей кварца приближается к случайной. Сводные диаграммы по нескольким шлифам характеризуются слабыми максимумами: один из них параллелен оси В эллипсоида деформации, два периферических располагаются в 30—45° от оси С (рис. 75, б).

Кварц мирмекитов в богатых полевыми шпатами участках в этой же породе проявляет сильную предпочтительную ориентировку в виде узора пересекающихся поясов (рис. 75, в). Этот узор может быть отнесен к типу ЛІІІ (см. рис. 45).

Сопоставление полученных данных позволяет сделать следующие выводы. Предпочтительная ориентировка кварца мirmekитов является реликтовой, представляет собой «структурную память» в ленточных гнейсах. В момент образования мirmekитов порода характеризовалась ориентировкой кварца по типу ЛШ, т. е. уже была тектонитом. Посткинематические процессы значительно расстроили раннюю петроструктуру породообразующего кварца. Реликты ее сохранились только в мirmekитовом кварце, под защитой плагиоклаза. Таким образом, выделяются два деформационных эпизода: 1) деформация, создавшая ориентировку

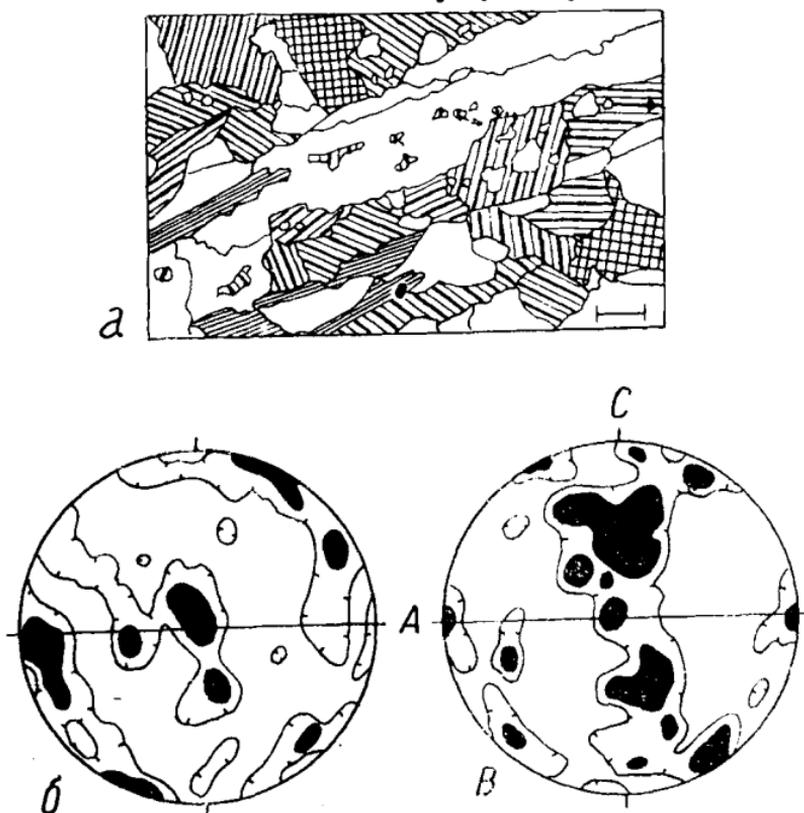


Рис. 75. Строение ленточного гнейса (по: Stel, Breedveld, 1990): *a* — зарисовка шлифа. Белое — кварц, тонкая штриховка — биотит, грубая штриховка — плагиоклаз, клетчатая штриховка — калиевый полевой шпат. Сечение параллельно плоскости АС эллипсоида деформации. Масштабная линия 0,5 см; *b* — диаграмма *c*-осей ленточного кварца; *в* — то же, мirmekитового кварца

кварца по типу ЛП; возможно, на этом же этапе произошло образование мirmekитов; 2) наложение второй деформации, вызвавшей разупорядочение ранней петроструктуры.

3.11. Кварц стебельчатых гнейсов

Стебельчатые гнейсы слагаются ориентированными в одном направлении агрегатами кварца или кварца и полевого шпата, напоминающими по форме карандаши или стебли растений; между стеблями находится облекающий их слюдястый матрикс (рис. 76, *a*).

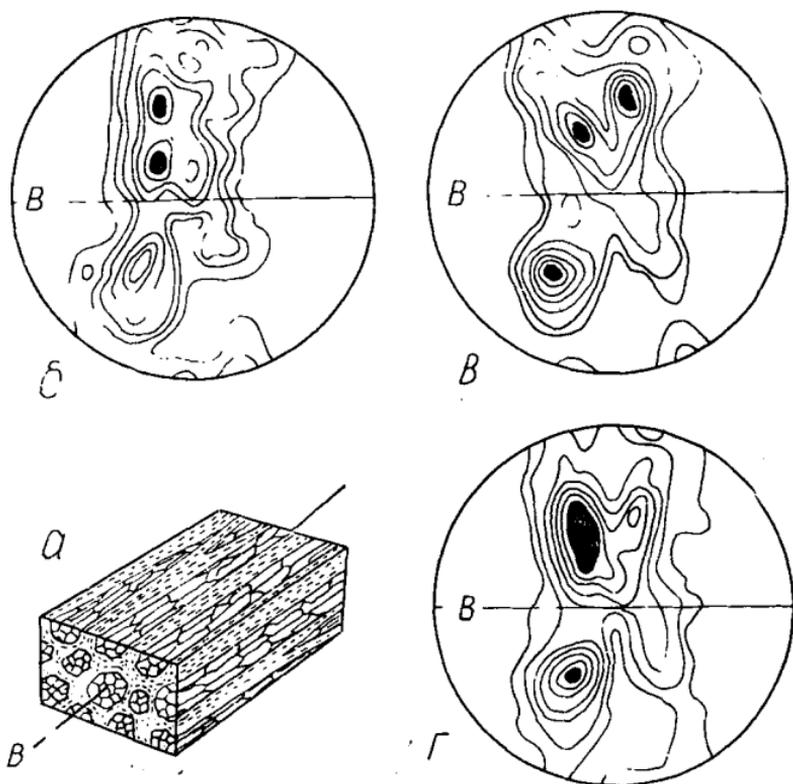


Рис. 76. Диаграммы стебельчатых гнейсов: *a* — схематическая зарисовка стебельчатого гнейса; *б, в* — ориентировка *c*-осей кварца (по: Зандер, 1930, диаграммы 49 и 50); *г* — то же, по данным ряда частных диаграмм одинаковой ориентировки параллельно оси В, в том числе и двух предыдущих [Там же, диаграмма 51]

Стебельчатая линейность развивается преимущественно в замковых зонах складок параллельно шарниру, а также в зонах разломов перпендикулярно линии скольжения по сместителю.

В макромасштабе это типичная В-линейность, возникающая при трехосной (объемной) деформации, поскольку изменение размеров происходит по всем трем осям. Если же рассматривать элементарный стрейн в пределах отдельного линейного домена, то длинная ось стержней должна считаться осью А эллипсоида деформации, так как в этом направлении произошло растяжение. Серия коаксиальных поверхностей, ограничивающих кварцевые и кварц-полевошпатовые стебли, относится к зоне $Ok1$ в координатах эллипсоида деформации элементарного стеблевидного домена или к зоне hOl в координатах макроструктуры.

Ориентировка c -осей кварца, как и в случае галек конгломерата, деформированных в условиях вращения вокруг оси (см. разд. 3.5), может быть интерпретирована двояко — или как два пересекающихся пояса по дугам больших кругов (традиционное объяснение), или как два сближенных пояса по малокруговым дугам. Это второе объяснение представляется более обоснованным: в разд. 3.5 прослежено увеличение радиуса малых кругов (раскрытие конуса) с возрастанием интенсивности деформации. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

3.12. Ориентировка кварца вблизи сместителя

Штрихи и борозды на поверхностях сместителей разрывных нарушений представляют собой наиболее распространенный, часто используемый в практике полевых геологических исследований критерий определения линии и направления скольжения. Однако известно, что эти борозды и штрихи могут располагаться не только вдоль, но и поперек направления движения. В первом случае это настоящие штрихи скольжения (*Rillung*), во втором — кажущиеся, ложные (*Striemung*). Чтобы различить их, необходимы данные микроструктурного анализа.

В случае продольных (настоящих) борозд скольжения максимум оптических осей кварца часто совпадает с направлением борозд и штрихов т. е. с направлением тектонического движения, вызвавшего данную деформацию (см. рис. 38, 2).

В случае поперечных борозд, имеющих в поперечном сечении более или менее цилиндрическую форму и располагающихся поперек направления движения, оптические оси кварца образуют R -тектонитовое, поясовое строение, обусловленное вращательными движениями. Последние связаны с цилиндрической формой поперечных борозд. Перпендикулярно оси R ориентированы: 1) отчетливое удлинение зерен, 2) I и II максимумы оптических осей (см. рис. 17, в), 3) трещины отрыва в кварце [Елисеев, 1953. С. 228; Sander, 1930. S. 229. D. 25].

Предполагается [Пэк, 1939], что при медленном относительном движении проявляются поперечные борозды ($R=b$), а при быстром — продольные ($R=a$), но в обоих случаях имеет место одинаковая деформация, обуславливающая ориентировку «по правилу призмы». Как отмечалось выше (см. разд. 2.2.1), эта деформация происходит с разрывом сплошности. В отличие от нее при пластической деформации возникают иные ориентировки, одна из которых — асимметричный узор в виде пояса, наклоненного по направлению дифференциального скольжения. Такая ориентировка наблюдалась нами в очковых милонитах по пегматиту в Курайско-Кубадринской зоне полиметаморфизма [Родыгин, 1968]. В шлифах, перпендикулярных плоскости скольжения и параллельных линейности (рис. 77, а), наблюдается полосчатость, обусловленная чередованием полосок мелкозернистого рекристаллизованного кварца и тонко-, криптозернистой ультрамилонитовой массы, минералогический состав которой почти не распознается (рис. 77, б). Удлинение кварцевых зерен, имеющих неправильные извилистые ограничения, составляет с границами полос угол $15-18^\circ$, что позволяет считать породу $S-C$ -тектонитом [Родыгин, 1991. С. 41] и дает возможность определить направление дифференциального скольжения.

Ориентировка s -осей кварца относится к листеровским типам. Полоса шириной 1,5 мм, сложенная зерна-

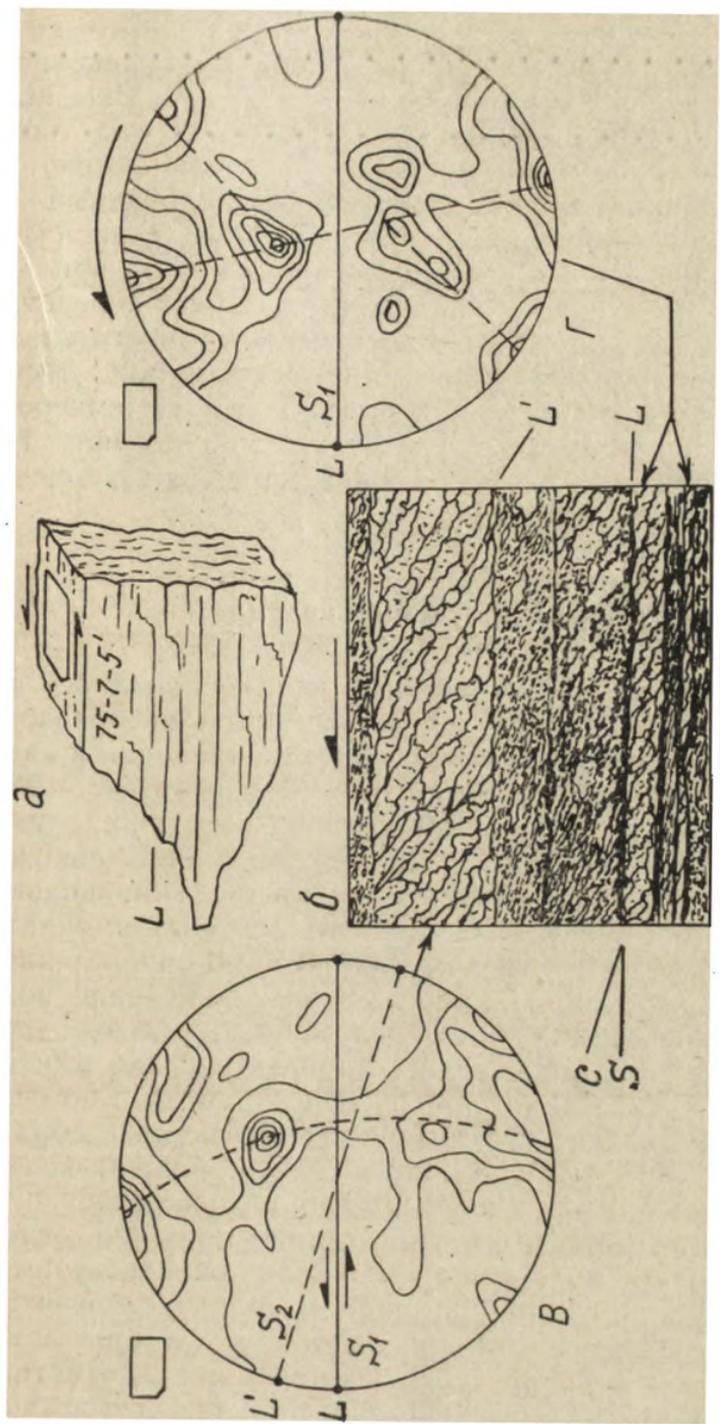


Рис. 77. Ориентировка кварца в очковом милоните по пегматиту: а — положение исследованных шлифов; б — зарисовка шлифа; размер по горизонтальной рамке 6 мм; в — диаграмма ориентировки c -осей кварца в широкой полосе; г — то же, в тонких полосках толщиной в 1—2 зерна. Обе диаграммы по 100 замерам 10^2 ; изолинии 1—2—4—6—8—10%, максимальное значение 12% на 1% площади

ми кварца размером до 1,0 мм по длинной оси, характеризуется поясовой ориентировкой. Пояс наклонен относительно границ полосы и минеральной линейности по направлению скольжения (рис. 77, в). Еще более отчетливо это выражено на диаграмме кварца тонких (0,1—0,3 мм) полосок, на которой различаются два пересекающихся пояса — основной, наклоненный по направлению движения, и второстепенный (рис. 77, г).

Ориентировка кварца, деформированного при движении по сместителю, позволяет не только определить природу полос и штрихов на поверхности сместителя, но и составить представление о типе деформации. Деформация с разрывом сплошности (при низкой температуре или большой скорости) дает узор по правилу Тренера, а пластическая деформация характеризуется листеровскими типами (см. разд. 2.2.3).

3.13. Ударные микродеформации кварца

При ударном метаморфизме горных пород все породообразующие минералы подвергаются преобразованиям. Наиболее изучены структурные изменения в кварце и полевых шпатах. В. Л. Масайтис и соавт. (1975) приводят следующую систематику основных типов ударных преобразований (по мере увеличения пикового давления и температуры): 1) развитие неправильной трещиноватости, катаклаза, смятие листоватых силикатов; 2) развитие планарных элементов по определенным кристаллографическим направлениям, понижение показателей преломления и двупреломления, ударное двойникование, ударный кливаж (диаплектические минералы); 3) возникновение диаплектических стекол по силикатным минералам; 4) кинетические реакции с образованием высокобарических минеральных фаз; 5) полное плавление всех минеральных фаз и испарение.

Эти изменения минералов установлены на основе изучения земных метеоритных кратеров, экспериментальных исследований, изучения пород из гипоцентров подземных ядерных взрывов, а также минералов метеоритов и лунных пород. Н. Л. Картер и соавт. отметили, кроме того, что аналогичные динамические деформации

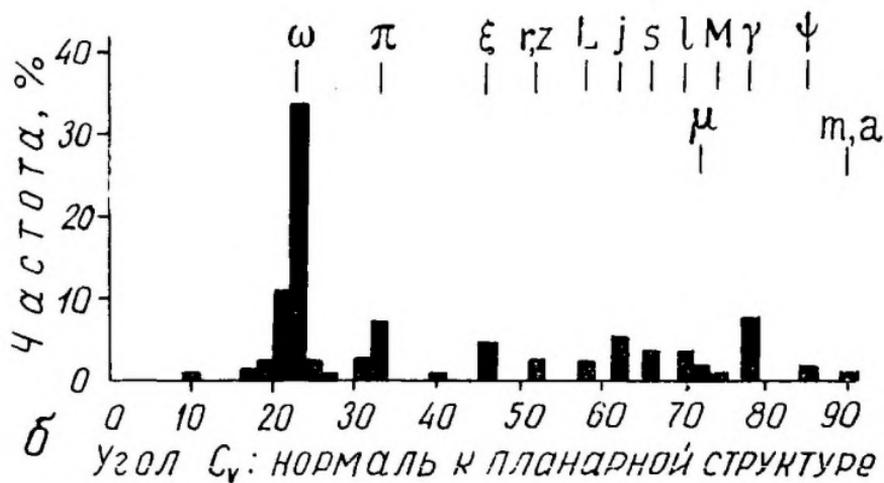
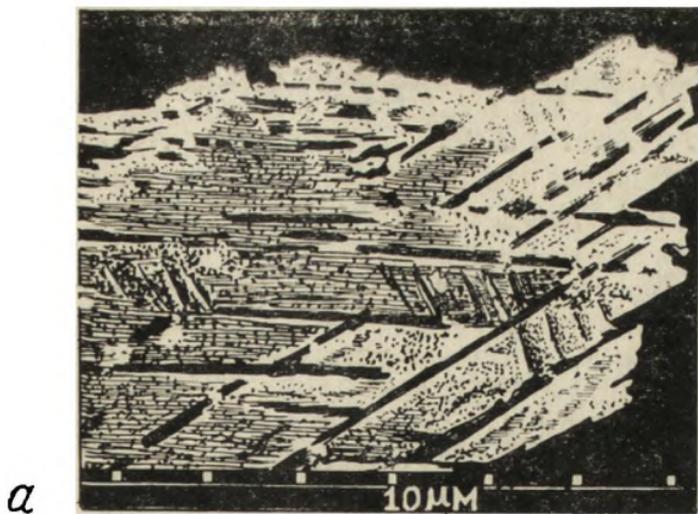


Рис. 78. Характер планарных структур ударно деформированного кварца (по: Bohor et al., 1987; Bohor, 1990): *a* — зарисовка по электронно-микроскопической фотографии зерна, протравленного плавиковой кислотой. Видны две главные и одна второстепенная системы планарности; *б* — диаграмма частоты встречаемости углов между системами планарности и *c*-осью кварца; идентификация кристаллографических плоскостей. Сводная диаграмма по пяти местонахождениям (47 зерен, 166 систем планарности). Ромбоэдры ω (10 $\bar{1}$ 3), π (10 $\bar{1}$ 2), r (10 $\bar{1}$ 1), l (20 $\bar{2}$ 1), μ (5052), j (3032), M (3031), γ (13.0. $\bar{1}$ 1.2), z (0 $\bar{1}$ $\bar{1}$ 1), Ψ (0.11. $\bar{1}$ 1.1); тригон, дипирамиды ξ (11 $\bar{2}$ 2), s (11 $\bar{2}$ 1); тригон. трапецоэдр L (12 $\bar{3}$ 2); призма m (10 $\bar{1}$ 0), a (1120)

имеют место также и при взрывном вулканизме [Carter et al., 1990].

Наиболее характерными ударными микроструктурами кварца являются планарные элементы (deformation lamellae, shock lamellae, planar features) — системы плоских трещин, проходящих через все зерно или развивающихся локально. В отличие от деформационных ламелл тектонического происхождения (см. разд. 1.2.3), обычно представленных в зернах кварца одной системой, при ударном метаморфизме образуется, как правило, несколько систем, развитых с различной интенсивностью (рис. 78, а). Наблюдается до пяти-семи систем параллельных плоскостных структур в одном и том же зерне [French, 1966; Boher et al., 1984, 1987].

На рис. 78, б показана частота встречаемости планарных структур, развивающихся по определенным кристаллографическим направлениям, устанавливаемым по углам между этими направлениями и с-осью кварца. Наиболее распространенными направлениями оказываются плоскости ромбоэдров ω ($10\bar{1}3$), π ($10\bar{1}2$), γ ($13.0.\bar{1}\bar{1}.2$), нормали к которым образуют с осью $[0001]$ углы 23, 32, 78° соответственно.

Множественность систем планарности — первая, легко обнаруживаемая особенность ударной природы деформации кварца. Вторая особенность представлена понижением показателей преломления. Для ударно деформированного кварца характерен средний показатель преломления $(N_o + N_e)/2$, от 1,5465 до 1,5415 (у нормального кварца 1,5485). Наконец, третья особенность — заметный астеризм, обнаруживаемый на дебаеграммах.

Перечисленные диагностические признаки в настоящее время используются главным образом для обоснования ударной природы структурных форм, похожих на астроблемы [Дитц, 1968; Grieve et al., 1990], а также аналогичного генезиса деформаций кварца, встречаемых вне метеоритных кратеров, например в отложениях, приуроченных к границе мела и палеогена, в связи с известной проблемой гипотетических импактных явлений, приходящихся на этот отрезок геологической истории. Все эти исследования касаются чисто минералогической стороны, установления признаков ударного воздействия и не более.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Х. В. Ферберн в начале 40-х годов текущего столетия отмечал, что прямое использование техники структурного анализа в прикладных целях имеет место пока в немногих случаях и что накопление региональных данных, касающихся плоскостных элементов, линейности, систем разломов и ориентировки зерен, так же необходимо для исчерпывающего изучения структур, как сборы химических и минералогических данных необходимы для полного изучения вещественного состава [Ферберн, 1949. С. 200, 203].

За истекшее с тех пор время, особенно за последние два—три десятилетия, в микроструктурных (петроструктурных) исследованиях различных минералов и прежде всего кварца достигнут значительный прогресс. Изучение природно деформированных пород с точной привязкой к мезо- и макроструктурам, экспериментальное деформирование моно- и поликристаллических объектов при разных значениях температуры и давления, использование не только оптического, но и других методов (электронной микроскопии, рентгеновской дифрактометрии и др.), теоретическое, компьютерное моделирование процессов формирования петроструктур— все это подняло микроструктурный анализ на уровень, позволяющий получать практически значимые результаты при расшифровке деформационной истории тектонитов, а также условий образования нетектонитов.

В качестве иллюстрации этого могут служить приведенные выше и ранее опубликованные [Елисеев, 1953,

1967] примеры вопросов, при решении которых значительная, а во многих случаях решающая роль принадлежала микроструктурному анализу. Количество таких примеров может быть в настоящее время умножено; в дальнейшем оно будет, несомненно, возрастать.

Публикации в известной нацеленной на структурно-геологические исследования периодике (*Journal of Structural Geology*, *Journal of metamorphic Geology*, *Tectonophysics*, *Estudios Geologicos* и др.) убедительно показывают, насколько эффективны и необходимы микроструктурные данные при решении самых разнообразных геологических проблем.

Если при среднемасштабном (согласно принятому у нас делению) геологическом картировании достаточным были тектонические интерпретации, охватывающие довольно крупные структурные единицы, то при картировании масштаба 1:50 000 основное значение должен приобрести (особенно в районах развития дислоцированных толщ) анализ мезомасштабных элементов, базирующийся на широком использовании стереосетки и других азимутальных проекций [Родыгин, 1973, 1981; Очеретенко, Трощенко, 1978] позволяющий по-настоящему эффективно использовать полевые замеры планарных и линейных элементов, понять внутреннее строение структурных форм. Необходимой составной частью исследований при этом становится анализ микромасштабных структур, дающий сведения о кинематике и динамике формирования изучаемых объектов, Роль микроструктурного анализа возрастает с детальностью геологических исследований.

Условием успешного практического использования микроструктурных данных по кварцу, равно как и по другим минералам, является качественное полевое изучение мезо- и макроструктур, четкое понимание задачи, которую предстоит решить этим методом. Последний нельзя сводить только к микроскопии, он состоит из двух равнозначных частей — полевых наблюдений и лабораторной обработки материала.

Наиболее перспективными и необходимыми направлениями в дальнейшем изучении кварца, на наш взгляд, являются:

1. Исследование взаимных отношений ориентировок кварца и других минералов (слюд, карбонатов, полевых

шпатов и др.), участвующих в строснии одной и той же породы, т. е. анализ сосуществующих минералов. Количество таких исследований пока не особенно велико. Примеры изучения сосуществующих амфибола, гиперстена, диопсида из амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев [Богомолова, 1975], плагиоклазов и оливина магматических пород [Золотухин, 1972, 1983], кварца, слюд, амфиболов и пироксенов [Виноградов, Кушев, 1967], ставролита, силлиманита, биотита и кварца [Кожевников, 1979], оливина и плагиоклаза [Brothers, 1964], кальцита, доломита и кварца [Sylvester, 1969], альбита, кварца и слюд [Wilson, 1980], плагиоклаза и кварца [Shelley, 1989] и др. иллюстрируют широкие возможности получения ценной информации о структурной эволюции породы.

2. Изучение механизмов, приводящих к предпочтительной ориентировке известных типов. Существующие гипотезы объясняют только частные случаи и нуждаются в дальнейшем совершенствовании.

3. Корреляция петроструктур и условий их формирования.

4. Дальнейшие экспериментальные исследования систем скольжения при разных значениях температуры и давления.

5. Определение полной ориентировки кристаллической решетки кварца, для чего необходимо внедрение в практику методов рентгеновской дифрактометрии.

В заключение уместно отметить, что ознакомление с теорией и практикой микроструктурных исследований должно быть обязательной составной частью подготовки кадров по геологическим специальностям.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В. В. Структурная геология. 3-е изд. М.: Изд-во МГУ, 1986. 244 с.

Богомолова Л. М. Микроструктурная ориентировка амфибола, гинерстена и диопсида из амфибол-двунироксенового плагиосланца серии Зверева//Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск, 1975. С. 42—55.

Варданянц Л. А. Проблема оптической двуосности одноосных минералов//Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, 1941. Сер. 2. Ч. 70. Вып. 1. С. 16—19.

Варданянц Л. А. Об аномальной оптической двуосности минералов//Изв. АН Арм. ССР. 1953. Т. 6. № 4. С. 20—24.

Вернон Р. Х. Метаморфические процессы. Реакции и развитие микроструктуры. М.: Недра, 1980. 225 с.

Вертушков Г. Н., Борисков Ф. Ф., Емлин Э. Ф. и др. Жильный кварц Восточного склона Урала. Ч. II//Тр. Свердлов. горн. ин-та, 1970. Вып. 66. 102 с.

Виноградов Д. П., Кушев В. Г. Микроструктурные особенности эфлогитов//Деформации и структуры докембрийских толщ. Л.: Наука, 1967. С. 98—106.

Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М.: ИЛ. 1953. 561 с.

Вистелиус А. Б. О распространенности энантиморфных типов кварца//Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, 1950. Ч. 79. Вып. 3. С. 191—195.

Вистелиус А. Б. Об обработке микроструктурных диаграмм//Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, 1953. Ч. 82. Вып. 4. С. 274—279.

Вистелиус А. Б. Структурные диаграммы. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958. 158 с.

Волярович М. П., Галдин И. Е., Гусев К. Ф. Геолого-минералогическое и рентгенографическое изучение кварцевых тектонитов//Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, 1961. Ч. 90. Вып. 6. С. 660—672.

Волярович Г. П., Волярович М. П., Пархоменко Э. И. и др. Метод пьезоэлектрического эффекта — новое направление в поисково-разведочных работах//Сов. геология, 1980. № 1. С. 114—117.

Гогель Ж. Основы тектоники. М.: Мир, 1969. 439 с.

Головенок В. К. Опыт изучения ориентировки песчаных зерен в слюсовых отложениях Восточной Ферганы//Вестник ЛГУ. Серия биол., геогр., геол. 1955. № 4. С. 135—143.

Грязнова Т. Е. К методике изучения ориентировки частиц в песчаных отложениях (на материале кембро-силурийских песчанников с р. Саблинки. Ленинградская область)//Докл. АН СССР. 1947. Т. 58. № 4. С. 647—650.

Грязнова Т. Е. Ориентировка песчинок — методы ее изучения и геологическое значение//Вестник ЛГУ. Серия биол., геогр., геол. 1949. № 2. С. 97—105.

Грязнова Т. Е. Ориентированные структуры песчанников продуктивной толщи Апшеронского полуострова//Геологич. сборник II. Гостоптехиздат, 1953. С. 224—240.

Делицын И. С. Причины возникновения метаморфической полосчатости кварцево-диопсидовых пород Западного Прибайкалья//Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолиздат, 1960. С. 230—234.

Делицын И. С. Оптическая ориентировка в искусственном кварцевом тектоните//Докл. АН СССР. 1962. Т. 146. № 4. С. 901—904.

Делицын И. С., Лившиц Л. Д., Марков В. К. и др. Пластическая деформация кварца в условиях высокой температуры и сверхвысокого давления//Исследование природного и технического минералообразования. М.: Наука, 1966. С. 126—131.

Делицын И. С. О реальной и расчетной термодинамически устойчивой ориентировке кварца кварцита//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 1. С. 109—124.

Делицын И. С. Структурообразование кварцевых пород. М.: Наука, 1985. 191 с.

Делицын И. С. Элементарная ячейка горных пород и механизм их самоорганизации/Идея развития в геологии: вещественный и структурный аспекты. Новосибирск: Наука, 1990. С. 273—281.

Делицын И. С., Левушкин Л. Н. Дифрактометрическое изучение кварцевого S-тектонита из зоны интенсивной пластической деформации//Докл. АН СССР. 1973. Т. 208. № 3. С. 701—704.

Делицын И. С., Левушкин Л. Н., Зверев И. В. Основная особенность развития пластической деформации горных пород (по данным дифрактометрического изучения кварцита)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 5. С. 52—62.

Делицын И. С., Майоров Н. А., Левушкин Л. Н., Зверев И. В. Ориентированное строение рекристаллизационных структур кварцита (по данным эксперимента)//Докл. АН СССР. 1974. Т. 215. № 1. С. 181—184.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965. Т. 1, 2; 1966. Т. 3, 4.

Дитц Р. С. Астроблемы: древние структуры на Земле, образованные ударами метеоритов//Взрывные кратеры на Земле и планетах. М.: Мир, 1968. С. 153—173.

Добржинецкая Л. Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 287 с.

Дوليو-Добровольский В. В. О новом методе исследования оптической анизотропии минеральных агрегатов//Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, 1990. Ч. 119. Вып. 5. С. 85—91.

Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Фрондель К. Система минералогии. Т. III. Минералы кремнезема. М.: Мир, 1966. 430 с.

Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1953. 309 с.

Елисеев Н. А. Основы структурной петрологии. Л.: Наука, 1967. 257 с.

Желудев И. С. Электрические кристаллы. М.: Наука, 1969. 215 с.

Захаров А. А. Опыт применения микроструктурного анализа в Восточном Саяне//Материалы по регион. геологии Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. М.: Недра, 1972. С. 163—172.

Зильберштейн А. Х., Хотина М. И. Влияние одноосного давления на оптические свойства монокристаллов кварца//Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1979. Ч. 108. Вып. 6. С. 716—720.

Зильберштейн А. Х., Немчина Е. А., Ромм Г. М. Новый поляризационно-оптический метод определения оптической анизотропии минеральных агрегатов и горных пород//Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1990. Ч. 119. Вып. 5. С. 76—84.

Золотухин В. В. Дальнейшие перспективы развития и применения микроструктурного анализа в петрологии//Геология и геофизика. 1972. № 6. С. 115—119.

Золотухин В. В. Основы микроструктурного анализа изверженных горных пород. Новосибирск, 1983. 47 с.

Зоненшайн Л. П., Сборщиков И. М. Петроструктурный анализ складок Западного Верхоянья//Геотектоника. 1965. № 4. С. 92—105.

Иванов Д. Н. Об ориентировке оптических осей кварцевых зерен в песчаниках красноцветной толщи полуострова Челекен//Докл. АН СССР. 1959. Т. 128. № 3. С. 604—606.

Казаков А. Н. Микроструктурная ориентировка минералов в складках различных типов//Геотектоника. 1968. № 5. С. 12—23.

Казаков А. Н. Новые данные по динамическому анализу микроструктурных ориентировок//Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л.: Наука, 1970. С. 204—215.

Казаков А. Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 237 с.

Казаков А. Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л.: Наука, 1987. 272 с.

Казаков А. Н., Миллер Ю. В., Дук В. Л., Харитонов А. Л. Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1977. 159 с.

Казанский В. И. Об ориентировке кварцевых и карбонатных зерен при метаморфизме горных пород в зонах разломов//Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966. С. 340—345.

Кожевников В. Н. Структурные равновесия ассоциации силлиманит-ставролит-биотит-кварц в кварцитах Костомукшского железорудного района//Минералы и парагенезисы горных пород и руд. Л., 1979. С. 111—119.

Костов И. Кристаллография. М.: Мир, 1965. 528 с.

Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 270 с.

Кулямин Л. Н. Об ориентировке песчинок в отложениях различного генезиса (на примере оболочковых песков Прибалтики)// Докл. АН СССР. 1970. Т. 192. № 1. С. 169—171.

Кушеев В. В. Структурно-морфологические преобразования кварца железистых пород Саксаганского рудного поля (Кривой Рог). Киев, 1985. 60 с.

Кюри Мария о Пьере Кюри. Ирен и Фридерик Жолио-Кюри о Марии и Пьере Кюри. М.: Наука, 1968. 173 с.

Лазарев Ю. И., Белоусов Е. Ф. Ориентировка биотита в железистых кварцитах месторождения Костамукша (КАССР)// Деформации и структуры докембрийских толщ. Л.: Наука, 1967. С. 44—52.

Лахтин Ю. М., Леонтьева В. П. Материаловедение. М.: Машиностроение, 1980. 492 с.

Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. М.: Наука, 1965. 122 с.

Маляков И. Микроструктурный анализ складок из горы Осогово (ЮЗ Болгария)//Списание Бълг. геол. дружество, 1969. Т. 30. С. 214—219.

Павлов В. А. Опыт применения микроструктурного анализа при изучении структур месторождений жильного типа в гранитоидах//Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М., 1961. Вып. 41. С. 184—188.

Пайскер Д. Металлографический анализатор ориентированных структур с помощью структурного анализатора «Epiquant» и вычислительной техники//Иенское обозрение. 1980. № 5—6. С. 206—208.

Панов Е. Н. О некоторых кристаллооптических особенностях кварца в гранитоидах Северо-Восточного Забайкалья//Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1963. Ч. 92. Вып. 6. С. 664—673.

Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 215 с.

Паталаха Е. И., Поляков А. И., Георгобини Т. В. Анализ закономерностей расположения кливажа в складчатой структуре//Геология и геофизика. 1973. № 9. С. 23—30.

Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 534 с.

Постников Д. В. О способе разбивки сетки Вульфа на разряды при обработке структурных диаграмм//Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1954. Ч. 83. Вып. 3. С. 285—287.

Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 149 с.

Пэк А. В. О механизме возникновения сланцеватости//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1940. № 2. С. 98—117.

Родыгин А. И. О петрографии и возрасте Аксайской гранитной интрузии в ЮВ части Горного Алтая//Труды Том. ун-та. 1960. Т. 146. С. 160—169.

Родыгин А. И. О шаровых лавах в кислых девонских эффузивах северного склона Сайлюгемского хребта//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 6. С. 12—22.

Родыгин А. И. Докембрий Горного Алтая (Курайский метаморфический комплекс). Томск: Изд-во Том. ун-та, 1968. 324 с.

Родыгин А. И. Докембрий Горного Алтая (Зеленосланцевые толщи). Томск: Изд-во Том. ун-та, 1979. 199 с.

Родыгин А. И. Структурные диаграммы. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1980. 76 с.

Родыгин А. И. Азимутальные проекции в структурной геологии. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1981. 136 с.

Родыгин А. И. Структурные особенности чартысской свиты района верхнего течения р. Нарын (нагорье Сангилен, Тувинская АССР)//Вопросы геологии Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1982. С. 154—169.

Родыгин А. И. Деформация галек конгломерата в зоне Седлихинского взбрососдвига и ориентировка кварца (Горный Алтай)//Геология и геофизика. 1987. № 9. С. 12—20.

Родыгин А. И. Аномально-двуосный кварц тектонитов как показатель оси сжатия эллипсоида деформации//Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 127—133.

Родыгин А. И. Признаки направления смещения при деформации сдвига. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1991. 100 с.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1953. 671 с.

Салтыков С. А. Стереометрическая металлография. М.: Металлургия, 1976. 271 с.

Семущкин В. Н. Исследование метаморфических и метасоматически измененных пород Забайкалья с применением рентгеноструктурного анализа петрографических шлифов//Эндогенные процессы и металлогения в зоне БАМ: Тр. Всесоюз. совещ. Улан-Удэ, 5—8 июня 1979 г. Т. 2. Новосибирск, 1983. С. 119—125.

Синкевич Г. А. Строение гранулированного кварца из жил Среднего Урала//Докл. АН СССР. 1967. Т. 173. № 5. С. 1161—1163.

Ситтер Л. У. Структурная геология. М.: ИЛ, 1960. 471 с.

Соболев В. С. Об условиях минералообразования при ориентированном давлении//Минералогич. сб. Львов. ун-та. 1957. № 11. С. 45—51.

Соболев В. С., Хлестов В. В., Кепежинская К. Б. Об использовании ориентировки кварца для оценки температур минералообразования//Докл. АН СССР. 1964. Т. 154. № 6. С. 1355—1358.

Соболевский П. К. Современная горная геометрия//Социалистич. реконструкция и наука. 1932. № 7. С. 42—78.

Спенсер Э. У. Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 365 с.

Сустанов О. А. Микрогрануляция жильного кварца в экзоконтакте Сысертского гранитного массива на Урале//Докл. АН СССР. 1966. Т. 171. № 1. С. 194—196.

Ферберн Х. В. Структурная петрология деформированных горных пород. М.: ИЛ, 1949. 267 с.

Ферсман А. Е. Письменная структура пегматитов и причины ее возникновения//Избр. труды. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1952. С. 37—50.

Хофман И., Корчамагин В. А. Ориентировка оптических осей кварца в катакластически деформированных песчаниках и на зеркалах скольжения Никитовского месторождения (Донбасс)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 4. С. 95—110.

Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых горных пород. М.: ИЛ, 1950. 546 с.

Шубников А. В. Пьезоэлектрические текстуры. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. 100 с.

Ahrens T. G., Gregson V. G. Shock compression of crustal rocks: data for quartz, calcite and plagioclase rocks//*Jour. Geophys. Res.* 1964. Vol. 69. N. 22. P. 4839—4874.

Anderson J. L. Deformation planes and crystallographic directions in quartz//*Geol. Soc. Amer. Bull.* 1945. Vol. 56. N. 4. P. 409—430.

Anderson T. B. The geometry of a natural orthorhombic system of kink bands//*Proceed., conf. on research in tectonics/Geol. Surv. Canada.* 1969. Paper 68—52. P. 200—228.

Avé Lallemant A. G., Carter N. L. Pressure dependence of quartz deformation lacellae orientation//*Amer. Jour. Sci.* 1971. Vol. 270. N. 3. P. 218—235.

Badgley P. C. Structural and tectonic principles. New York: Harper and Row, 1965. XVII. 521 P.

Baeta R. D., Ashbee K. H. G. Mechanical deformation of quartz. I. Constant strainrate compression experiments//*Philos. Mag.* 1970. Vol. 22. P. 601—624.

Baker D. W., Riekels L. M. Dauphine-Twinning in quartzite mylonite//*Jour. Geol.* 1977. Vol. 85. P. 15—26.

Balk R. Fabric of quartzites near thrust planes//*Jour. Geol.* 1952. Vol. 60. P. 415—435.

Ball T. K. A petrofabric analysis of a fold//*Amer. Jour. Sci.* 1960. Vol. 258. N. 4. P. 274—281.

Behr H. J. Beiträge zur petrographischen und tektonischen Analyse des sächsischen Granulitgebirges (mit Anlagenmappe)//*Freiberger Forschungshefte*, 1961. B. 119. S. 5—118.

Behr H.-J. Zur tektonische Analyse magmatischer Körper unter besonderer Berücksichtigung des Quarz Kerngefüges II//*Freiberger Forschungshefte*. 1968. C219. S. 33—98.

Behrmann J. H., Platt J. P. Sense of nappe emplacement from quartz c-axis fabrics; an examples from the Betic Cordilleras (Spain)//*Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59. P. 208—215.

Bell T. H., Etheridge M. A. The deformation and recrystallization of quartz in a mylonite zone, central Australia//*Tectonophysics*. 1976. Vol. 32. P. 238—267.

Bell T. H., Rubenach M. J., Fleming P. D. Porphyroblast nucleation, growth and dissolution in regional metamorphic rocks as a function of deformation partitioning during foliation development//*Jour. metamorphic Geol.* 1986. Vol. 4. N. 1. P. 37—67.

Bell T. H., Johnson S. E. Porphyroblast inclusion trails: The key to orogenesis//*Jour. Metamorphic Geol.* 1989. Vol. 7. N. 3. P. 279—310.

Bhattacharyya D. S. Experimental deformation and recrystallization of quartz. Experimental evidence of basal slip in quartz: A discussion//*Jour. Geol.* 1966. Vol. 74. N. 3. P. 366—367.

Bhattacharyya D. S. Geometry of kink bands — a theoretical analysis//*Amer. Jour. Sci.* 1977. Vol. 277. N. 4. P. 503—508.

Bhattacharyya D. S. Deformation texture in quartz: A theoretical approach//*Tectonophysics*. 1968. Vol. 5. N. 4. P. 303—314.

Blacic J. D., Griggs D. T. New phenomena in experimental deformation of quartz in low strain rate//*Amer. Geophys. Union Trans.* 1965. Vol. 46. P. 541.

Bloss F. D., Gilbs G. V. Cleavage in quartz//*Amer. Miner.* 1963. Vol. 48. N. 7—8. P. 821—838.

Bohor B. F. Shock-induced microdeformations in quartz and other mineralogical indications of an impact event at the Cretaceous-Tertiary boundary//*Tectonophysics.* 1989. Vol. 171. N. 10. P. 359—372.

Bohor B. F., Foord E. E., Modreski P. J., Triplehorn D. M. Mineralogical evidence for an impact event at the Cretaceous-Tertiary boundary//*Science.* 1984. Vol. 224. N. 4651. P. 867—869.

Bohor B. F., Modreski P. J., Foord E. E. Shocked quartz in the Cretaceous-Tertiary boundary clays; Evidence for a global distribution//*Science.* 1987. Vol. 236. N. 4802. P. 705—709.

Borradaile G. J. Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Berlin: Springer-Verlag, 1982. 551 p.

Bouchez J. L. Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient//*Tectonophysics.* 1977. Vol. 39. P. 25—50.

Bouchez J. L., Pécher A. Plasticité du quartz en sens de cisaillement dans des quartzites du Grand Chevauchement Central Himalayen//*Bull. Soc. geol. France.* 1976. (7) Vol. XVIII. N. 6. P. 1377—1385.

Bouchez J. L., Pécher A. The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz-rich tectonites in central Nepal//*Tectonophysics.* 1981. Vol. 78. P. 23—30.

Brace W. F. Quartzite pebble deformation in central Vermont//*Amer. Jour. Sci.* 1955. Vol. 253. N. 3. P. 129—145.

Brace W. F. Orientation of anisotropic minerals in a stress field//*Geol. Soc. Amer. Mem.* 1960. Vol. 79. P. 9—20.

Brothers R. N. Petrographic analyses of Rhum and Skaergaard layered rocks//*Jour. Petrol.* 1964. Vol. 5. N. 2. P. 171.

Burg J.-P., Laurent Ph. Strain analysis of a shear zone in a granodiorite//*Tectonophysics.* 1978. Vol. 47. P. 15—42.

Burg J.-P., Brunel M., Gapais D. et al. Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in southern Tibet (China)//*Jour. Struct. Geol.* 1984. Vol. 6. N. 5. P. 535—542.

Campbell J. D. Some aspects of rock folding by shear deformation//*Amer. Jour. Sci.* 1951. Vol. 249. P. 625—639.

Carreras J., Estrada A., White S. The effects of folding on the c-axis fabrics of a quartz mylonite//*Tectonophysics.* 1977. Vol. 39. P. 3—24.

Carter N. L., Christie J. M., Griggs D. T. Experimental deformation and recrystallization of quartz//*Jour. Geol.* 1964. Vol. 72. N. 6. P. 687—733.

Carter N. L., Raleigh C. B. Principal stress direction from plastic flow in crystals//*Geol. Soc. Amer. Bull.* 1969. Vol. 80. N. 7. P. 1231—1264.

Carter N. L., Officer C. B., Drake C. L. Dynamic deformation of quartz and feldspar: clues to causes of some natural crises//*Tectonophysics.* 1989. Vol. 171. N. 1—4. P. 373—391.

- Casas J.-M. Shear bands and related extensional structures in a mylonitized quartz dyke//*Jour. Struct. Geol.* 1986. Vol. 8. N. 6. P. 693—699.
- Christie J. M., Raleigh C. B. The origin of deformation lamellae in quartz//*Amer. Jour. Sci.* 1959. Vol. 257. N. 6. P. 385—407.
- Christie J. M., Carter N. L., Griggs D. T. Experimental evidence for a basal slip mechanism in quartz (Abs.)//*Science.* 1961. Vol. 134. P. 1427.
- Christie J. M., Green H. W. Several new slip mechanism in quartz (Abs.)//*Amer. Geophys. Union Trans.* 1964. Vol. 45. P. 103.
- Christie J. M., Griggs D. T., Carter N. L. Experimental evidence of basal slip in quartz//*Jour. Geol.* 1964. Vol. 72. P. 734—756.
- Christie J. M., Griggs D. T., Carter N. L. Experimental deformation and recrystallization of quartz. Experimental evidence of basal slip in quartz: A reply//*Jour. Geol.* 1966. Vol. 74. N. 3. P. 368—371.
- Clifford P. M. Kink band development in the lake St. Joseph Area, Northwestern Ontario//*Proceed., confer. on research in tectonics: Geol. Surv. Canada.* 1969. Paper 68—52. P. 229—241.
- Cox F. C. Inclusions in garnet: discussion and suggested mechanism of growth for syntectonic garnets//*Geol. Mag.* 1969. Vol. 106. N. 1. P. 57—62.
- Cuevas Julia, Tubia Jose. Quartz fabric evolution within the Adra Nappe (Betic Cordilleras, Spain)//*Jour. Struct. Geol.* 1990. Vol. 12. N. 7. P. 823—833.
- Culshaw N. G., Fyson W. K. Quartz ribbons in high grade granite gneiss: modifications of dynamically formed quartz c-axis preferred orientation by oriented grain growth//*Jour. Struct. Geol.* 1984. Vol. 6. N. 6. P. 663—668.
- Dana J. D. and E. S. *Descriptive Mineralogy.* N. Y.; London, 1910. 1134 p.
- Dapples E. S., Rominger J. F. Orientation analysis of fine-grained clastic sediments//*Jour. Geol.* 1945. Vol. LIII. N. 4. P. 246—261.
- Davis G. H., Gardulski A. E., Lister G. S. Shear zone origin of quartzite mylonite and mylonitic pegmatite in the Coyote Mountains metamorphic core complex, Arizona//*Jour. Struct. Geol.* 1987. Vol. 9. N. 3. P. 289—298.
- De Aniruddha. Observation on the deformation lamellae in quartz of four Indian tectonites (Abs.)//*Amer. Geophys. Union Trans.* 1958. Vol. 39. P. 512.
- Dell'Angelo L. N., Tullis J. A comparison of quartz c-axis preferred orientation in experimentally deformed aplites and quartzites//*Jour. Struct. Geol.* 1986. Vol. 8. N. 6. P. 683—692.
- Dell'Angelo L. N., Tullis J. Fabric development in experimentally sheared quartzites//*Tectonophysics.* 1989. Vol. 169. N. 1—3. P. 1—23.
- Dieterch J. H. Origin of cleavage in folded rocks//*Amer. Jour. Sci.* 1969. Vol. 267. N. 2. P. 155—165.
- Donath F. A. Experimental study of shear failure in anisotropic rocks//*Geol. Soc. Amer. Bull.* 1961. Vol. 72. P. 985—990.

Donath F. A. Experimental study of kink band development in Martinsburg slate//Proceed., conference on research in tectonics. Geol. Surv. Canada. 1969. Paper 68—52. P. 255—288.

Donath F. A., Parker R. B. Folds and folding//Geol. Soc. Amer. Bull. 1964. Vol. 75. N. 1. P. 45—62.

Dula W. F., Jr. Correlation between deformation lamellae, microfractures, macrofractures, and in situ stress measurements, White River Uplift, Colorado//Geol. Soc. Amer. Bull. 1981. Vol. 92. Part 1. N. 1. P. 37—46.

Eisbacher G. H. Deformation mechanics of mylonitic rocks and fractured granites in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada//Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. Vol. 81. N. 7. P. 2009—2020.

Evans D. J., White S. H. Microstructural and fabric studies from the rocks of the Moine Nappe, Eriboll, NW Scotland//Jour. Struct. Geol. 1984. Vol. 6. N. 4. P. 369—390.

Fairbrain H. W. Correlation of quartz deformation with its crystal structure//Amer. Miner. 1939. Vol. 24. P. 351.

Fairbairn H. W. Hypothesis of quartz orientation in tectonites//Geol. Soc. Amer. Bull. 1939. Vol. 50. P. 1475—1492.

Fairbairn H. W. Deformation lamellae in quartz from the Ajibik formation, Michigan//Geol. Soc. Amer. Bull. 1941. Vol. 52. P. 1265—1277.

Flinn D. On the deformation of the Funzie conglomerate, Fetlar, Shetland//Jour. Geol. 1956. Vol. 64. P. 480—505.

Flinn D. Construction and computation of three dimensional progressive deformation//Jour. Geol. Soc. Lond. 1978. Vol. 135. P. 291—305.

French B. M. Shock metamorphism of natural materials//Science. 1966. Vol. 153. N. 3738. P. 903—906.

Fyson W. K. Profile variation in a kink set//Proceed., confer. on research in tectonics: Geol. Surv. Canada. 1969. Paper 68—52. P. 243—254.

Gaudemer Y., Tapponier P. Ductile and brittle deformations in the northern Snake Range, Nevada//Jour. Struct. Geol. 1987. Vol. 9. N. 2. P. 159—180.

Gehlen K., Voll G. Röntgenographische Gefügegenalyse mit dem Texturgoniometer am Beispiel von Quarziten aus Kaledonischen Überschiebungszonen//Geol. Rundsch. 1961 (1962). B. 51. N. 2. P. 440—450.

Gottschalk R. R. Structural evolution of the schist belt, south-central Brooks Range fold and thrust belt, Alaska//Jour. Struct. Geol. 1990. Vol. 12. N. 4. P. 453—469.

Gottstein G., Mecking H. Recrystallization//Preferred orientation in deformed metals and rocks. An introduction to modern texture analysis. Edited by H.-R. Wenk. Academic Press, Inc. 1985. P. 183—218.

Grieve R. A. F., Coderre J. M., Robertson P. B. et al. Microscopic planar deformation features in quartz of the Vredefort structure: Anomalous but still suggestive of an impact origin//Tectonophysics. 1990. Vol. 171. P. 185—200.

Griggs D. T. Hydrolytic weakening of quartz and other silicates//Royal Astron. Soc. Geophys. Jour. 1967. Vol. 14. P. 19—31.

Griggs D., Bell J. F. Experiments bearing on the orientation of quartz in deformed rocks//*Geol. Soc. Amer. Bull.* 1938. Vol. 49. P. 1723—1746.

Griggs D. T., Paterson M. S., Heard H. C., Turner F. J. Annealing recrystallization in calcite crystals and aggregates//*Geol. Soc. Amer. Mem.* 1960. Vol. 79. P. 21—37.

Griggs D. T., Blacic J. D. The strength of quartz in ductile regime//*Amer. Geophys. Union Trans.* 1964. Vol. 45. P. 102—103.

Griggs D. T., Blacic J. D. Quartz: Anomalous weakness of synthetic crystals//*Science.* 1965. Vol. 147. P. 292—295.

Hall A. J. The relation between color and chemical composition in biotites//*Amer. Mineralogist.* 1941. Vol. 26. N. 1. P. 29—33.

Hansen E., Borg I. Y. The dynamic significance of deformation lamellae in quartz of a calcite-cemented sandstone//*Amer. Jour. Sci.* 1962. Vol. 260. P. 321—336.

Hara I., Takeda K., Kimura T. Preferred lattice orientation of quartz in shear deformation//*Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C7.* 1973. P. 1—11.

Harris A. L., Rast N. Oriented quartz inclusions in garnets//*Nature.* 1960. Vol. 185. P. 448.

Hayashi M., Tokagi H. Shape fabric of recrystallized quartz in the mylonites along the Median Tectonic Line, southern Nagano Prefecture//*Jour. Geol. Soc. Japan.* 1987. Vol. 93. N. 5. P. 349—359.

Heard H. C., Carter N. L. Experimentally induced «natural» intragranular flow in quartz and quartzite//*Amer. Jour. Sci.* 1968. Vol. 266. P. 1—42.

Hietanen A. On the petrology of the Finnish quartzites//*Comm. Geol. Finlande Bull.* 1938. N. 122. P. 118.

Hobbs B. E. Recrystallization of single crystals of quartz//*Tectonophysics.* 1968. Vol. 6. P. 353—401.

Hobbs B. E. The geological significance of microfabric analysis//Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis. Edited by H.-R. Wenk. Academic Press, Inc. 1985. P. 463—484.

Hopwood T. Derivation of a coefficient of degree of preferred orientation from contoured fabric diagrams//*Geol. Soc. Amer. Bull.* 1968. Vol. 79. P. 1651—1654.

Hossack J. R. Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (Southern Norway)//*Tectonophysics.* 1968. Vol. 5. N. 4. P. 315—339.

Houston R. S., Parker R. B. Structural analysis of a folded quartzite, Medicine Bow Mountains, Wyoming//*Geol. Soc. Amer. Bull.* 1963. Vol. 74. N. 2. P. 197—202.

Ingerson E. Fabric criteria for distinguishing pseudo ripple marks from ripple marks (Abs.)//*Geol. Soc. Amer. Bull.* 1940. Vol. 51. P. 557—569.

Ingerson E., Ramish J. L. Origin of shapes of quartz sand grains//*Amer. Mineral.* 1942. Vol. 27. N. 9. P. 595—606.

Ingerson E., Tuttle O. F. Relation of lamellae and crystallography of quartz and fabric directions in some deformed rocks//*Amer. Geophys. Union Trans.* 1945. Vol. 26. P. 95—105.

Jamieson R. A., Vernon R. H. Timing of porphyroblast growth in the Fleur de Lys Supergroup, Newfoundland//*Jour. metamorphic Geol.* 1987. Vol. 5. N. 2. P. 273—288.

Jensen L. N. Quartz microfabric of the Laxfordian Canisp shear zone, NW Scotland//*Jour. Struct. Geol.* 1984. Vol. 6. N. 6. P. 293—302.

Johannsen A. *Manual of petrographic methods*. New York, 1914. 649 p.

Johnson M. R. W. Conjugate fold systems in the Moin Thrust Zone in the Lochcarron and Coulin Forest areas of Wester Ross//*Geol. Mag.* 1956. Vol. 93. N. 4. P. 345—350.

Jones K. A. A petrofabric method of fold analysis//*Amer. Jour. Sci.* 1959. Vol. 257. N. 2.

Kamb W. B. The thermodynamic theory of nonhydrostatically stressed solids//*Jour. Geophys. Res.* 1961. Vol. 66. N. 1. P. 259—271.

Kirschner D., Teyssier Ch. Quartz c-axis fabric differences between porphyroclasts and recrystallized grains//*Jour. Struct. Geol.* 1991. Vol. 13. N. 1. P. 105—109.

Kronenberg A. Quartz preferred orientations within a deformed pebble conglomerate from New Hampshire, USA//*Tectonophysics*. 1981. Vol. 79. N. 1/2. P. T7—T16.

Lamouroux Ch., Clement A. Analyse des textures du quartz d'un matériau polyphase a la platine universelle et au goniometre de texture (massif du Neuvuelle — H. P.)//4-ème Réun. annu. sci. Terre. Paris, 1976. P. 249.

Laurent Ph., Etchecopar A. Mise en évidence a l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple a déversement ouest dans le massif de Dora Maira (Alpes Occidentales)//*Bull. Soc. géol. France*. 1976 (7). Vol. XVIII. N. 6. P. 1387—1393.

Law R. D. Heterogenous deformation and quartz crystallographic fabric transitions: natural examples from the Moine Thrust zone at the Stack of Glencoul, northern Assynt//*Jour. Struct. Geol.* 1987. Vol. 9. N. 7. P. 819—834.

Law R. D., Knipe R. J., Dayan H. Strain path partitioning within thrust sheets: microstructural and petrofabric evidence from the Moine Thrust zone at Loch Eriboll, northwest Scotland//*Jour. Struct. Geol.* 1984. Vol. 6. N. 5. P. 477—497.

Law R. D., Casey M., Knipe R. J. Kinematic and tectonic significance of microstructures and crystallographic fabrics within quartz mylonites from Assynt and Eriboll regions of the Moine Thrust zone, NW Scotland//*Transactions Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 1986. Vol. 77. P. 99—125.

Law R. D., Schmid S. M., Wheeler J. Simple shear deformation and quartz crystallographic fabrics: a possible natural example from the Torridon area NW Scotland//*Jour. Struct. Geol.* 1990. Vol. 12. N. 1. P. 29—45.

Lister G. S. Discussion: crossed girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear//*Tectonophysics*. 1977. Vol. 39. P. 51—54.

Lister G. S. Fabric transitions in plastically deformed quartzites: competition between basal, prism and rhomb systems//*Bull. miner.* 1979. Vol. 102. N. 2—3. P. 232—241.

Lister G. S., Paterson M. S., Hobbs B. E. The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: the model//Tectonophysics. 1978. Vol. 45. P. 107—157.

Lister G. S., Paterson M. S. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: fabric transition//Jour. Struct. Geol. 1979. Vol. 1. P. 99.

Lister G. S., Hobbs B. E. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: influence of deformation history//Jour. Struct. Geol. 1980. Vol. 2. N. 3. P. 335—370.

Lister G. S., Dornsiepen U. F. Fabric transitions in the Saxony granulite terrain//Jour. Struct. Geol. 1982. Vol. 4. N. 1. P. 81—92.

Lister G. S., Snoke A. W. S-C mylonites//Jour. Struct. Geol. 1984. Vol. 6. N. 6. P. 617—638.

Mancktelow N. S. Quartz textures from the Simplon Fault Zone, southwest Switzerland and north Italy//Tectonophysics. 1987. Vol. 135. P. 131—153.

Martin H. Über Strömung, Transport und Gerüge//Geol. Rundsch. 1935. Vol. 26. P. 103—108.

Martinez J. D. Photometer method for studying quartz grain orientation//Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 1958. Vol. 42. N. 3 (part 1). P. 588—609.

Martinez J. M. Fabricas y texturas de las translaciones en el complejo Nevado-Filabride (Cordilleras Beticas, Espana)//Estudios geologicos. 1986. Vol. 42. N. 4—5. P. 291—300.

Masuda T., Fujimura A. Microstructural development of fine-grained aggregates by syntectonic recrystallization//Tectonophysics. 1981. Vol. 72. N. 1—2. P. 105—128.

Mertz J. D., Siddans A. W. Finite Strain states, quartz textures and the significance of lineation in Permo-Carboniferous metasediments of the Dora Maira Massif, Val Germanasca, Italy//Tectonophysics. 1985. Vol. 118. N. 1—2. P. 61—73.

Miller D. M., Christie J. M. Comparison of quartz microfabric with strain in recrystallized quartzite//Jour. Struct. Geol. 1981. Vol. 3. N. 2. P. 129—142.

Milligan L. H. The impact abrasion hardness of certain minerals and ceramic products//Amer. Ceramic Sci. Jour. 1936. Vol. 19. P. 187—191.

Mitra S. Microscopic deformation mechanisms and flow laws in quartzites within the South Mountain Anticline//Jour. Geol. 1978. Vol. 86. P. 129—152.

Mosher S. Pressure solution as a deformation mechanism in Pennsylvanian conglomerates from Rhode Island//Jour. Geol. 1976. Vol. 84. P. 355—364.

Mosher S. Pressure solution deformation of conglomerates in shear zones, Narraganset Basin, Rhode Island//Jour. Struct. Geol. 1980. Vol. 2. N. 1—2. P. 219—225.

Mukherjee A. D., Sen R. N. On the rotation of biotite from the pelites around Gruevehagen, Trondhjems Feltet, Norway and its genetic implications//Geol. Mag. 1971. Vol. 108. P. 145—149.

Naha K. Time of deformation and kinematic significance of deformation lamellae in quartz//*Jour. Geol.* 1959. Vol. 67. P. 120—124.

Nemec D. On the mutual orientation of lamellae poles and [0001] axes of quartz in tectonites//*Jour. Geol.* 1968. Vol. 76. N. 3. P. 358—364.

Norris R. J., Bishop D. G. Deformed conglomerates and textural zones in the Otago Schists, South Island, New Zealand//*Tectonophysics.* 1990. Vol. 174. N. 3—4. P. 331—340.

Orowan E. A type of plastic deformation new in metals//*Nature.* 1942. Vol. 149. P. 634—644.

Passchier C. W. The reliability of asymmetric c-axis fabrics of quartz to determine sense of vorticity//*Tectonophysics.* 1983. Vol. 99. N. 1. P. T9.

Paterson M. S., Weiss L. E. Experimental folding in rocks//*Nature.* 1962. Vol. 195. N. 4846. P. 1046—1048.

Paterson M. S., Weiss L. E. Experimental deformation and folding in phyllite//*Geol. Soc. Amer. Bull.* 1966. Vol. 77. N. 4. P. 343—374.

Phillips F. C. A fabric study of some Moine schists and associated rocks//*Geol. Soc. London, Quart. Jour.* 1937. Vol. XCIII. P. 581—620.

Phillips F. C. The microfabric of the Moine Schists//*Geol. Mag.* 1945. Vol. 82. P. 205—222.

Piqué A. La déformation des conglomérats dans les zones métamorphiques des Rehamna (Meseta marocaine). I. Passage de la fracturation au flux plastique//*Sci. géol. Bull.* 1973. Vol. 26. P. 219—244.

Powell D., Treagus J. E. On the geometry of S-shaped inclusions in garnet porphyroblasts//*Miner. Mag.* 1967. Vol. 36. N. 279. P. 453—456.

Powell D., Treagus J. E. Rotational fabrics in metamorphic minerals//*Miner. Mag.* 1970. Vol. 37. N. 291. P. 801—814.

Powell D., Vernon R. H. Growth and rotation history of garnet porphyroblasts with inclusion spirals in Karakorum schist//*Tectonophysics.* 1979. Vol. 54. P. 25—43.

Price G. P. The photometric method in microstructural analysis//*Amer. Jour. Sci.* 1973. Vol. 273. P. 523—537.

Price G. P. Study of heterogeneous fabric and texture within a quartz-feldspar mylonite using the photometric method//*Geol. Soc. Amer. Bull.* 1979. Vol. 89. N. 9. P. 1359—1372.

Price G. P. The analysis of quartz c-axis fabrics by the photometric method//*Jour. Geol.* 1980. Vol. 88. N. 2. P. 181—197.

Price G. P. Preferred orientation in quartzites//Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis. Edited by Hans-Rudolf Wenk. Academic Press, Inc. 1985. P. 385—406.

Prior D. J. Syntectonic porphyroblast growth in phyllites textures and processes//*Jour. metamorphic Geol.* 1987. Vol. 5. N. 1. P. 27—39.

Raleigh C. B. Crystallization and recrystallization of quartz in a simple piston-cylinder device//*Jour. Geol.* 1965. Vol. 73. N. 2. P. 369—377.

Raleigh C. B. Glide mechanisms in experimentally deformed minerals//Science. 1965. Vol. 150. N. 3697. P. 739—741.

Ramsay J. G. The geometry of conjugate fold systems//Geol. Mag. 1962. Vol. 99. N. 6. P. 516—526.

Ramsay J. G. Folding and fracturing of rocks. New York: McGraw-Hill, 1967. 568 p.

Ransom D. M. Host control of recrystallized quartz grains//Miner. Mag. 1971. Vol. 38. N. 293. P. 83—88.

Reesor J. E. Structural evolution and plutonism in Valhalla gneiss complex, British Columbia//Geol. Surv. Canada Bull. 1965. Vol. 129. 129 p.

Rickard M. J. A classification diagram for fold orientations//Geol. Mag. 1971. Vol. 108. N. 1. P. 23—26.

Riley N. A. Structural petrology of the Baraboo quartzite//Jour. Geol. 1947. Vol. 55. P. 453—477.

Rowland R. A. Petrotectonic analysis of cleavage//Jour. Geol. 1939. Vol. 47. P. 449.

Rowland R. A. Grain-shape fabrics of clastic quartz//Geol. Soc. Amer. Bull. 1946. Vol. 57. N. 6. P. 547—564.

Rusnak G. A. The orientation of sand grains under conditions of «unidirectional» fluid flow. I. Theory and experiment//Jour. Geol. 1957. Vol. 65. N. 4. P. 384—409.

Rutter E. H. The kinetics of rock deformation by pressure solution//Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A. 1976. Vol. 283. P. 203—219.

Saha A. K. Deformation lamellae in quartz from granophyric granite and diorite of Butgora-Sarjori area, eastern Singhbhum (Abs.)//Indian Sci. Cong., 42 nd, Calcutta, Proc., pt. 3. 1955. P. 184.

Saha D. The Caledonian Skerrols Thrust, SW Scotland — microstructure and strain//Jour Struct Geol. 1989. Vol. 11. N. 5. P. 553—568.

Sahama Th. C. Die Regelung von Quarz und Glimmer in dem Gesteinen der finnisch-laplandischen Granulitformation//Bull. Comm. Geol. Finl. 1936. N. 113. P. 1—110.

Sander B. Gefügekunde der Gesteine mit besonderer Berücksichtigung der Tektonite. Wien: J. Springer, 1930. 352 S.

Sander B. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Erster Teil: Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. Wien und Innsbruck, 1948. 215 S.

Sastry A. V. R., Rao J. S. R. On the significance of the anomalous biaxial quartz and scapolite in granulites from Koduru, Andhra Pradesh//Current Sci. 1964. Vol. 33. N. 21. P. 650—651.

Schmidt W. Gefügesymmetrie und Tektonik. Jahrb. geol. Bundesanst. Wien, 1926. Vol. 76. 407 S.

Schmidt W. Tektonik und Verformungslehre. Berlin: Borntraeger, 1932. 208 S.

Shelley D. The origin of cross-girdle fabrics of quartz//Tectonophysics. 1971. Vol. 11. N. 1. P. 61—68.

Shelley D. Hypothesis to explain the preferred orientations of quartz and calcite produced during syntectonic recrystallization//Geol. Soc. Amer. Bull. 1971. Vol. 82. N. 7. P. 1943—1954.

Shelley D. Quartz and sheet silicate preferred orientation of low symmetry. *Pikikiruna schist. New Zealand//Tectonophysics*. 1982. Vol. 83. P. 309—327.

Shelley D. Plagioclase and quartz preferred orientation in a low-grade schists: the roles of primary growth and plastic deformation//*Jour. Struct. Geol.* 1989. Vol. 11. N. 8. P. 1029—1037.

Shubnikov A. Über Schlagfiguren des Quarzes. *Zeit. Krist.*, 1930. B. 74. S. 103.

Sylvester A. G., Christie J. M. The origin of crossed-girdle orientation of optic axes in deformed quartzites//*Jour. Geol.* 1968. Vol. 76. N. 5. P. 571—580.

Simpson C. Oblique girdle orientation patterns of quartz c-axes from a shear zone in the basement core of the Maggia Nappe, Tecino, Switzerland//*Jour. Struct. Geol.* 1980. Vol. 2. N. 1/2. P. 243—247.

Simpson C. Ductile shear zones: a mechanism of rock deformation in the orthogneisses of the Maggata Nappe, Tecino, Switzerland. Diss. ETH N. 6810. 1981. 266 p.

Simpson C. Determination of movement sense in mylonites//*Jour. Geol. Education*. 1986. Vol. 34. P. 246—261.

Simpson C., Schmid S. M. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks//*Geol. Soc. Amer. Bull.* 1983. Vol. 94. P. 1281—1288.

Singh K., Thakur V. C. Strain analysis in a part of the Chamba Syncline using deformed quartz pebbles in Chamba region of Northwestern Himalaya//*Jour. Geol. Soc. India*. 1989. Vol. 33. N. 2. P. 140—150.

Sippel R. F. Quartz grain orientation. I (the photometric method)//*Jour. Sediment. Petrol.* 1971. Vol. 41. N. 1. P. 38—59.

Spang J. H., Lee J. Numerical dynamic analysis of quartz deformation lamellae and calcite and dolomite twin lamellae//*Geol. Soc. Amer. Bull.* 1975. Vol. 86. N. 9. P. 1266—1272.

Starkey J. Petrofabric analysis of Saxony granulites by optical and X-ray diffraction methods//*Tectonophysics*. 1979. Vol. 58. P. 201—219.

Starkey J., Cutforth C. A demonstration of the interdependence of the degree of quartz-preferred orientation and quartz content of deformed rocks//*Canad. Jour. Earth Sci.* 1978. Vol. 15. P. 841—843.

Steinhardt Ch. Lack of porphyroblast rotation in noncoaxially deformed schists from Petrel Cove, South Australia, and its implications//*Tectonophysics*. 1989. Vol. 158. P. 127—140.

Stel H., Breedveld M. Crystallographic orientation patterns of myrmekitic quartz: a fabric memory in quartz ribbon-bearing gneisses//*Jour. Struct. Geol.* 1990. Vol. 12. N. 1. P. 19—28.

Sturt B. A. Wrench fault deformation and annealing recrystallization during almandine amphibolite facies regional metamorphism//*Jour. Geol.* 1969. Vol. 77. N. 3. P. 319—332.

Sylvester A. G. A microfabric study of calcite, dolomite, and quartz around Popoose Flat pluton, California//*Geol. Soc. Amer. Bull.* 1969. Vol. 80. N. 7. P. 1311—1328.

Sylvester A. G., Janecky D. R. Structure and petrofabrics of quartzite and elongate pebbles at Sandviksfjell, Bergen, Norway//*Norsk. Geol. Tidsskrift*. 1988. Vol. 68. N. 1. P. 31—50.

Takehita T., Wenk H.-R. Plastic anisotropy and geometrical hardening in quartzites//Tectonophysics. 1988. Vol. 149. P. 345—351.

Taylor E. W. Correlation of the Mohs's scale of hardness with the Vickers's hardness numbers//Miner. Mag. 1949. Vol. 28. N. 206. P. 718—721.

Tharp T. M. Crystal rotation by mechanical interaction between plastically anisotropic crystals//Jour. Struct. Geol. 1989. Vol. 11. N. 5. P. 613—623.

Trener G. B. Geologische Aufnahmen im nördlichen Abhänge der Presanellagruppe//Geol. Reichsanst. Jahrb. 1906. Bd. 56. P. 453—470.

Tubia J. M., Cuevas J. Fabrica del cuarzo en tectonitas de alta temperatura (Manto de Ojen, Cordilleras Beticas)//Estudios geol. 1985. Vol. 41. N. 3—4. P. 147—155.

Tullis J. Quartz: Preferred orientation in rocks produced by Dauphine twinning//Science. 1970. Vol. 168. P. 1342—1344.

Tullis J., Christie J. M., Griggs D. T. Microstructures and preferred orientation of experimentally deformed quartzites//Geol. Soc. Amer. Bull. 1973. Vol. 84. N. 1. P. 297—314.

Turner F. J. Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. New York, 1948. 342 p.

Turner F. J. Analysis of kinks in micas of an Innsbruck mica schist//Neues Lehrb. Miner., Monatsh. 1964. N. 9—11. P. 347—356.

Turner F. J., Weiss L. E. Structural analysis of metamorphic tectonites. New York: McGraw-Hill, 1963. 545 p.

Van Roermund H., Lister G. S., Williams P. F. Progressive development of quartz fabrics in a shear zone from Monte Mucrone, Sesia-Lanço Zone, Italian Alps//Jour. Struct. Geol. 1979. Vol. 1. N. 1. P. 43—52.

Vauchez A. The development of discrete shear-zones in granite: stress, strain and changes in deformation mechanism//Tectonophysics. 1987. Vol. 133. N. 1—2. P. 137—156.

Verbeek E. R. Kink bands in the Somport slates, westcentral Pyrenees, France and Spain//Geol. Soc. Amer. Bull. 1978. Vol. 89. N. 6. P. 814—824.

Vernon R. H. Porphyroblast-matrix microstructural relationships in deformed metamorphic rocks//Geol. Rundsch. 1978. Bd. 67. H. 1. S. 288—304.

Vernon R. H. Microstructural evidence of rotation and nonrotation of mica porphyroblasts//Jour. metamorphic Geol. 1988. Vol. 6. N. 5. P. 595—601.

Vissers R. L. M. Asymmetric quartz c-axis fabrics and flow vorticity: a study using rotated garnets//Jour. Struct. Geol. 1989. Vol. 11. N. 3. P. 231—244.

Vogler H. Beobachtungen über die Einregelung von Quarzlamellen in unterdevonischen Sandsteinen des Rheinischen Schiefergebirges//Neues Jahrb. Geol. und Paläont. 1970. H. 8. S. 449—512.

Walniuk D. M., Morris A. P. Quartz deformation mechanism in metasediments from Prins Karls Forland, Svalbard//Tectonophysics. 1985. Vol. 115. N. 1—2. P. 87—100.

Weyland R. W. Optical orientation in elongate clastic quartz//Amer. Jour. Sci. 1937. Vol. 237. N. 2. P. 99—109.

Weiss L. E. Flexural-slip folding of foliated model materials//*Proceed., confer. on research in tectonics: Geol. Surv. Canada. Paper 68-52, 1969. P. 294-357.*

Wenk H.-R. Measurement of pole-figures//*Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis. Edited by H.-R. Wenk. Academic Press, 1985. P. 11-47.*

Weyl P. Pressure solution and the force of crystallization — a phenomenological theory//*Jour. Geophys. Res. 1959. Vol. 64. P. 2001-2025.*

White S. Syntectonic recrystallization and texture development in quartz//*Nature (London), Phys. Sci. 1973. Vol. 244. P. 276-278.*

Williams G. D., Share J., Watts M. J. Photometric analyser for crystallographic orientations in rock thin sections//*Jour. Phys. 1980. Vol. E13. N. 2. P. 168-169.*

Wilson C. J. L. Preferred orientation in quartz ribbon mylonites//*Geol. Soc. Amer. Bull. Vol. 86. N. 7. P. 968-974.*

Wilson C. J. L. Shear zones in a pegmatite. a study of albite-mica-quartz deformation//*Jour. Struct. Geol. 1980. Vol. 2. N. 1-2. P. 203-209.*

Wilson M. R. Strain determination using rotational porphyroblasts, Solitjelma, Norway//*Jour. Geol. 1972. Vol. 80. N. 4. P. 421-431.*

Zwart H. J. On the determination of polymetamorphic mineral association and its application to the Bosost area (Central Pyrennees)//*Geol. Rundsch. 1962. Vol. 52. P. 38-65.*

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
1. Общие сведения	6
1.1. Кристаллография и некоторые физические свойства кварца	6
1.2. Кристаллографические, кристаллооптические и деформационные элементы, используемые при микроструктурном анализе	13
1.2.1. Определение ориентировки оптической оси (C_v)	14
1.2.2. Определение аномальной двуосности	16
1.2.3. Деформационные структурные элементы	21
1.2.4. Таблитчатая форма зерен	38
1.2.5. Микротрещиноватость кварца	38
1.3. Направления скольжения в кварце	40
1.4. Механизмы предпочтительной ориентировки	50
1.5. О фотометрическом методе	58
1.6. Пьезоэлектрический метод изучения кварцевых тектонитов	71
1.7. Дифрактометрические методы	75
2. Типы ориентировки кварца	78
2.1. Нетектонические ориентировки	78
2.1.1. Ориентировка отложения	78
2.1.2. Ориентировка роста	90
2.2. Тектонические ориентировки	95
2.2.1. Основные типы диаграмм	95
2.2.2. Зависимость ориентировки от режима деформации	109
2.2.3. «Листеровские» типы ориентировки	113
3. Примеры геологической интерпретации микроструктурных ориентировок кварца	117
3.1. Анализ доскладчатой ориентировки кварца	117
3.1.1. Анализ мезомасштабных складок	118
3.1.2. Анализ макромасштабных складок	129
3.2. Определение направления скольжения в зонах скалывания	135
3.3. Оценка относительной величины и характера деформации	142
3.4. Ориентировка аномально двуосного кварца как показатель осей эллипсоида деформации	147
3.5. Кварц деформированных галек конгломерата	152

3.6. Ориентировка деформационных ламеллей в мезо- и макроструктурах	169
3.7 Анализ структуры включений	175
3.8. Диагностика настоящих и ложных знаков ряби	179
3.9. Соотношения между рекристаллизованным и реликтовым кварцем тектонитов	182
3.10. «Структурная память» мирмекитов	185
3.11. Кварц стебельчатых гнейсов	188
3.12. Ориентировка кварца вблизи сместителя	189
3.13. Ударные микродеформации кварца	192
Заключение	195
Литература	198

АЛЕКСАНДР ИВАНОВИЧ РОДЫГИН

МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ КВАРЦА

(с методическими указаниями и примерами геологической интерпретации)

Редактор **В. Г. Лихачева**

Технический редактор **Р. М. Подгорбунская**

Сдано в набор 04.02.1994 г. Подписано к печати 20.07.1994 г.
 Формат 84×108¹/₃₂. Бумага офсетная № 2. Литературная
 гарнитура. Высокая печать. Печ. л. 6,75. Усл. печ. л. 1134.
 Уч.-изд. л. 11. Тираж 500 экз. Заказ 2298.

Издательство ТГУ, 634029, г. Томск, ул. Никитина, 4.
 Типография изд-ва «Красное знамя», г. Томск, пр. Фрунзе, 113.