ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ «ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

## А.И. Родыгин

# МЕТОДЫ СТРЕЙН-АНАЛИЗА

## Учебное пособие

### Издание второе, исправленное и дополненное



Издательство Томского университета 2006

Рецензент – доктор геолого-минералогических наук, профессор А.Ф. К о р о б е й н и к о в

#### Родыгин А.И.

Р60 Методы стрейн-анализа: Учеб. пособие. – 2-е изд., испр. и доп. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 2006. – 168 с.

ISBN 5-7511-2067-6

Рассмотрены разнообразные методы решения двух основных задач стрейнанализа – определения осей эллипсоида деформации и оценки величины деформации. Кратко упомянуты критерии нарастающей деформации. Показано значение таких структурных индикаторов, как тектоническая трещиноватость горных пород, комплексы складчатых и разрывных структур, зоны скалывания, деформированные объекты известной первоначальной формы, внутри- и межзерновые деформации на микроуровне и т.п. В пособии использованы отечественные и зарубежные публикации, а также личные материалы автора.

Для студентов, изучающих курс структурной геологии, и специалистов, занимающихся структурным анализом и геологическим картированием.

> УДК 551.24: 552 ББК Д347, 123

ISBN 5-7511-2067-6

© А.И. Родыгин, 2006

#### ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Часть І. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОСЕЙ ЭЛЛИПСОИДА ДЕФОРМАЦИИ	7
1. Эллипсоид деформации	7
2. Определение осей эллипсоида деформации	
по трещиноватости горных пород	11
2.1. Метод анализа трещин по М.В. Гзовскому	12
2.1.1. Определение сопряженных систем трещин	12
2.1.2. Определение квадрантов сжатия и растяжения	17
2.1.3. Реконструкция осей конечного эллипсоида	
деформации	19
2.2. Анализ поясовой трещиноватости по В.Н. Даниловичу	23
2.3. Анализ скольжения по сколовым поверхностям	
(метод В.Д. Парфенова)	26
2.4. Статистический метод П.Н. Николаева	28
2.5. Кинематический метод О.И. Гущенко	33
2.6. Морфокинематический метод	36
2.7. Стрейн-анализ в зонах сдвига	39
3. Анализ структур кинкбенд 4	43
4. Анализ неравноразмерных включений	48
4.1. Деформированные оолиты 4	48
4.2. Ориентировка жестких эллипсоидальных маркеров	51
4.3. Ориентировка жестких маркеров изометричного	
поперечного сечения	54
4.4. Ориентировка жестких маркеров удлиненно-	
уплощенной формы	56
4.5. Анализ деформированных галек	57
4.6. Анализ деформированных порфирокластов и	
порфиробластов	58
5. Анализ точечных маркеров	59
6. Стрейн-анализ по катодолюминесценции кальцита	63
7. Анализ деформированных палеонтологических остатков 6	66
7.1. Диаграммы Мора 6	66
7.2. Определение осей стрейна по трем	
разнонаправленным растяжениям	70
7.3. Деформация стеблей криноидей	74
7.4. Определение двумерного стрейна по трем углам	
сдвига	78

7.5.	Динамическая интерпретация двойников кальцита в
	природно деформированных окаменелостях
8. Дин	амический анализ микроструктурных ориентировок
МИН	ералов
8.1.1	Кальцит и доломит
8.2.1	Биотит
8.3.1	Мусковит
8.4.1	Роговая обманка
8.5. ,	Диопсид
8.6.1	Кварц
8.6	.1. Ориентировки (0001) по «правилу Тренера» и поясовая
	по малому кругу (типы с и f по X.В. Ферберну, 1949)
8.6	.2. Деформационные ламелли и структуры кинкбенд
8.6	.3. Аномальная двуосность кварца
8.7. Пл	агиоклазы
8.8. OJ	ивин
8.9. Cy	льфаты (барит, ангидрит, гипс)
Часть II. ОЦІ	ЕНКА ВЕЛИЧИНЫ ДЕФОРМАЦИИ
9. Обп	ие сведения о методике
9.1.3	Значение количественных оценок
9.2. ,	Две меры величины деформации
9.3.1	Расчет величины деформации
10. Дат	гчики величины деформации
10.1.	. Объекты известной первоначальной формы
10.2.	Изменение углов
10.3.	Вариации в распределении точечных маркеров
10.4.	. Ориентировка удлиненных осей зерен
10.5.	Степень линейной и плоскостной ориентировок
10.6.	. Изменение угла между плоскостью скольжения и
пло	оскостью АВ эллипсоида деформации
10.7.	Эволюция предпочтительной ориентировки
	кварца
10.8.	Малые складки
10.9.	. Тектонофации
11. Пр	иращение деформации
Заключение	
Литература.	

### введение

Любые структурные формы, как и образующие их горные породы, в своем строении, составе, взаимоотношениях с другими структурными формами и породами содержат в зашифрованном виде сведения о собственной геологической истории. Дешифрируемость этой структурно-геологической, тектонической информации может быть самой различной. Иногда сущность структур вполне очевидна или кажется таковой, но чаще требуются специальные исследования – даже в тех случаях, когда на первый взгляд вопрос решается просто.

Давно известно: в природе нет пустых, бессодержательных структурных форм, которые не означали бы ничего. Всякая структурная форма какого угодно масштаба – от внутризерновых, наблюдаемых под микроскопом, до макро- и мегамасштабных – может дать ценные материалы, относящиеся к объекту соответствующего структурного уровня.

Цель данного пособия состоит в ознакомлении с решением двух взаимосвязанных, важных для структурно-тектонического анализа задач: во-первых, с методами реконструкции палеонапряжений, в результате действия которых образовались наблюдаемые ныне структурные формы; во-вторых, с методами оценки величины деформации.

Восстановление осей главных нормальных напряжений – осей эллипсоида деформации – представляет собой первую и, на наш взгляд, наиболее важную в практическом отношении задачу, рассмотренную здесь достаточно детально. Решение ее основывается на изучении разнообразных структурных индикаторов: тектонической трещиноватости горных пород, комплексов складчатых структур, разрывных нарушений, зон скалывания, деформированных объектов известной первоначальной формы, внутри- и межзерновых деформаций на микроуровне и т.п. Методы решения второй задачи, тесно связанной с первой, изложены более кратко, поскольку они в той или иной степени затрагиваются в первой части пособия. Комплексное решение обеих задач составляет основное содержание метода стрейн-анализа.

Термин «стрейн» (strain) в отечественной геологической литературе употребляется в разных значениях, поэтому на данном вопросе остановимся несколько подробнее. Впервые этот термин был введен у нас в обиход, по-видимому, А.В. Пэком (1939), считавшим его синонимом термина «деформация». А.Н. Елисеев (1953) понимал термин более широко: «Под влиянием стресса в горной породе возникают напряжения (стрейн). Так как анизотропные тела обладают свойствами векториальности, то и возникли понятия «стресс-эллипсоид», что значит эллипсоид давлений, и «стрейн-эллипсоид», что означает эллипсоид деформаций или эллипсоид внутренних напряжений в теле» (с. 174). Эти строки показывают, что автор понимал под стрейном и напряжения, и деформацию.

В более поздней работе А.Н. Елисеев (1967) ввел некоторое уточнение: «стресс – напряжение в килограммах, стрейн – деформация в процентах» (с. 10).

Тесная связь между напряжением и деформацией отмечена А.Н. Казаковым (1987). В его понимании, «английское s t r a i n, обычно переводимое как напряжение, означает также: усилие, давление, растяжение, механическая деформация, состояние текучести» (с. 12).

А.В. Лукьянов (1991) вкладывает в этот термин еще более широкое содержание: стрейн-анализ – это анализ взаимоотношений и эволюции деформаций, а также их количественная оценка; последняя составляет его основу, базис. «Другой стороной стрейн-анализа является анализ структурных рисунков складчатых областей. Он позволяет судить о тектонических движениях и крупных перемещениях горных масс. Этот анализ применяется к обширным территориям ...» (Лукьянов, 1991). Таким образом, в понимании А.В. Лукьянова, стрейн-анализ становится синонимом структурно-геологического анализа вообще или даже региональной геотектоники.

Отмеченные различия в понимании термина обусловлены, по-видимому, некоторой первоначальной нечеткостью его определения. Так, в Толковом словаре английских геологических терминов (1979, т. 3) сказано: «Стрейн – деформация. Изменение формы или объема тела в результате приложения напряжения; определяется как отношение изменения к первоначальной форме или объему; изменение относительной конфигурации частиц вещества». В этом определении совершенно не отражено различие между терминами «стрейн» и «деформация». Более содержательное определение дано в Словаре научных и техни-ческих терминов (McGrow-Hill Dictionary, р. 1562): «Стрейн – изменение длины объекта в определенном направлении по сравнению с ненарушенной длиной в том же направлении; девять возможных изменений формируют тензор второго ранга». По определению Дж. Рэмзи и М. Хьюбера (Ramsay, Huber, 1983), «стрейн – изменение формы или внутренней конфигурации тела в результате некоторых типов перемещения. Математически это тензор второго порядка, который требует четыре компонента для определения в двух измерениях и девять компонентов – в трех измерениях».

Два последних определения позволяют сделать вывод о том, что стрейн – это однородная деформация в гомогенном домене, в отличие от деформации в широком смысле этого термина, обозначающего процессы складчатости, разломообразования, скалывания, сжатия или растяжения, вызываемые действием различных сил. Таким образом, изменения, наблюдаемые, например, в однородном участке крыла складки, – это стрейн, а образование складки в целом – деформация, слагающаяся из множества стрейнов. Стрейн – тоже деформация, но деформация элементарная, определяемая четырьмя или девятью компонентами в двух или трех измерениях соответственно.

Стрейн в наглядной форме изображается с помощью известных моделей — эллипсоида напряжений или эллипсоида стрейна, обычно называемого эллипсоидом деформации, характеризующихся тремя осями главных нормальных напряжений  $(\sigma_1,\,\sigma_2,\,\sigma_3)$  или тремя осями стрейна (A, B, C или X, Y, Z) соответственно.

Именно в этом смысле термин «стрейн» понимается в новейших пособиях по структурной геологии (Ramsay, Huber, 1983; Николя, 1992).

При написании данного пособия автор использовал отечественные и зарубежные публикации, а также собственные наблюдения в различных районах – Горном Алтае, Туве, Кузнецком Алатау, Енисейском кряже, Саксонских Рудных горах, Северном Приладожье, Восточном Забайкалье.

### Часть I ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОСЕЙ ЭЛЛИПСОИДА ДЕФОРМАЦИИ

#### 1. ЭЛЛИПСОИД ДЕФОРМАЦИИ

Эллипсоид деформации (стрейн-эллипсоид) представляет собой эффективную модель, дающую возможность полной графической характеристики однородной деформации, произошедшей в каждом гомогенном участке деформируемого материала. Эта модель предложена Г. Беккером в 1893 г. Строгое определение эллипсоида деформации гласит (Комитет технической информации АН СССР. 1952. Вып. 14): «Эллипсоид, подобный и подобно расположенный по отношению к эллипсоиду, в который обращается после деформации бесконечно малый шар, описанный около данной точки».

При анализе деформаций за исходную идеальную форму берется шар внутри массива деформируемого материала. Если этот шар мысленно вписать в куб, то после деформации шар превратится в двухосный или трехосный эллипсоид, а куб – в параллелепипед. Преобразование шара в эллипсоид в разных условиях происходит по-разному. При одноосном сжатии или одноосном растяжении образуется двухосный сплюснутый или двухосный удлиненный, вытянутый эллипсоид соответственно. По своему характеру они отвечают симметрии эллипсоида вращения. При двух- или трехосном напряженном состоянии, когда возможна деформация по двум или трем осям, образуется трехосный эллипсоид, относимый в структурном анализе к ромбической системе. Таким образом, симметрия эллипсоида деформации в известной степени отражает симметрию условий деформации. Отклонение размеров осей эллипсоида от размеров первоначального шара соответствует величине деформации вдоль главных осей деформации. В направлении максимального растяжения располагается наибольшая ось (А), в направлении максимального сжатия – наименьшая ось (С). Среднее положение, перпендикулярное к плоскости AC, занимает ось B, по которой деформация может отсутствовать или иметь среднюю величину. В зарубежных публикациях эти оси часто обозначаются индексами X, Z и У соответственно. Осям эллипсоида деформации отвечают оси  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  эллипсоида напряжений. Главное нормальное растягивающее напряжение принято считать положительным, или максимальным ( $\sigma_1=\sigma_{max}$ ), а сжимающее – отрицательным, или минимальным ( $\sigma_3=\sigma_{min}$ ). Таким образом, при одноосном растягивающем стрессе  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ , т.е. оси A > B = C. При одноосном сжимающем стрессе  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ , т.е. оси A > B > C.

Необходимо отметить, что в зарубежной литературе принята другая индексация: главное нормальное сжимающее напряжение обозначается  $\sigma_1$ , а растягивающее  $\sigma_3$  (Ситтер, 1960; Хиллс, 1967; Ярошевский, 1981; Спенсер, 1981 и др.). Нами используется изложенная выше индексация, принятая в отечественной литературе (Белоусов, 1985; Гзовский), как более удобная, поскольку при этом конфигурации эллипсоида деформации и эллипсоида напряжений совпадают.

На трех главных сечениях эллипсоида AB, BC и AC действуют главные нормальные напряжения. Касательные (скалывающие, сдвигающие, тангенциальные) напряжения в этих сечениях равны нулю. Наибольшей величины касательные напряжения достигают в направлении двух круговых сечений эллипсоида, проходящих через ось B и составляющих с осями A и C угол 45<sup>0</sup>.

Г. Беккер считал, что системы трещин скалывания совпадают с круговыми сечениями. Первоначально эта модель не вызывала опровержений со стороны механиков, привлеченных Г. Беккером для консультации, и в течение ряда десятилетий она все больше входила в практику структурно-геологических исследований, получив широкое распространение в научной, учебной и производственной литературе. Во второй половине 50-х годов, в основном в связи с публикацией ряда статей М.В. Гзовского (1954, 1956а, б, в и др.), у нас возникла острая дискуссия по поводу применимости этой модели в тектонофизических построениях. Некоторыми авторами была предпринята попытка полностью забраковать представление об эллипсоиде деформации (Гуревич, 1954, 1955, 1956 и др.), однако эта критика в конце концов в большей ее части оказалась несостоятельной (Гзовский, 1956а, б, в; 1960; Вольфсон, 1955; Данилович, 1955; Крейтер, 1956; Пэк, 1955 и др.). Дальнейшее развитие тектонофизического анализа подтвердило положительное значение модели. Было признано, что необходимо отказаться не от представления об эллипсоиде деформации вообще, а от того способа сопоставления систем трещин с эллипсоидом деформации, который был предложен Г. Беккером.

Как показано М.В. Гзовским (1956), Г. Беккер не учитывал различия в характере эллипсоида упругой и эллипсоида пластической деформаций. Однородная упругая деформация характеризуется следующими чертами: а) при условии действия напряжений упругая деформация всегда существует наряду с пластической, изменяющейся с течением времени; б) упругие удлинения в горных породах всегда меньше 1%, а упругие сдвиги меньше  $1^0$ ; это означает, что эллипсоид упругой деформации почти не отличается от сферы; в) в квазиизотропных горных породах оси упругих деформаций совпадают по направлению с осями напряжений и могут не совпадают по направлению с осями напряжений и могут не совпадают по направлению с ластических деформаций; г) направление поверхностей действия максимальных касательных напряжений с точностью до  $1^0$  совпадают с направлением круговых сечений эллипсоида упругой деформации. Таким образом, эллипсоид *упругой* деформации полностью соответствует представлениям Г. Беккера. В тех случаях, когда после образования первичных трещин скалывания и отрыва происходит пластическая деформация, названные поверхности делимости и трещиноватости будут ориентированы не так, как этого требует гипотеза Г. Беккера.

При использовании эллипсоида для геометрической характеристики пластической деформации необходимо учитывать следующее: а) на протяжении всего времени действия напряжений пластическая деформация непрерывно нарастает; б) одновременно с пластической деформацией имеет место и упругая часть общей деформации; в) пластическая деформация может достигать в горных породах большой величины; г) направления осей пластической деформации могут не совпадать с направлениями осей упругой деформации. Таким образом, эллипсоид пластической деформации может обладать значительной вытянутостью; круговые сечения его не совпадают с направлением площадок действия максимальных касательных напряжений (Гзовский, 1956в).

Наглядный пример поворота поверхностей первичного скалывания при развитии пластической деформации приведен В.В. Белоусовым (1985, рис. 55), по данным эксперимента, воспроизводящего плоскую деформацию – раздавливание параллелепипеда из влажной глины.

В тех случаях, когда пластические деформации достигают большой величины, а это, вероятно, часто имеет место, особенно в сложнодислоцированных комплексах, первичные направления скалывания могут поворачиваться почти до положения, субпараллельного плоскости АВ эллипсоида деформации, т.е. угол между осью сжатия и этими направлениями стремится к 90<sup>0</sup>. Делимость, зародившаяся в результате деформации скалывания, преобразуется в так называемую делимость «сплющивания». Часто считается, что делимость сплющивания возникает, зарождается в плоскости АВ. Это неверно. В плоскости АВ эллипсоида действуют только нормальные напряжения, тангенциальная составляющая равна нулю, поэтому никакого скольжения в этой плоскости быть не может. Если все же наблюдаются какие-то признаки скольжения в виде штрихов, борозд, смещения дотрещинных объектов и т.п., то их происхождение относится или к какой-то предшествующей стадии деформации, произошедшей до окончательного поворота этих плоскостей в положение, субпараллельное АВ, или они образовались при иной ориентировке осей эллипсоида.

Более детальное изложение вопроса об эллипсоиде деформации можно найти в ряде работ (Гзовский, 1975; Данилович, 1953; Гончаров и др., 2005 и др.).

### 2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОСЕЙ ЭЛЛИПСОИДА ДЕФОРМАЦИИ ПО ТРЕЩИНОВАТОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Известен ряд методов определения ориентировки осей эллипсоида деформации на основе использования тектонической трещиноватости горных пород (Гзовский, 1954, 1975; Данилович, 1961; Гущенко, 1973, 1979; Николаев, 1977, 1978; Парфенов, 1974, 1980; Гинтов, Исай, 1984). Ниже приводятся краткие сведения, достаточные для предварительного ознакомления с методами и практического их применения. Более детальное описание можно найти в книге С.И. Шермана и Ю.И. Днепровского (1989).

Целью любой из этих методик является определение ориентировки осей укорочения и растяжения конечного стрейна, представляющего собой суммарный результат различных механизмов в основном пластической деформации. Ориентировка осей главных нормальных напряжений, при которой заложились самые ранние, инициальные системы делимости и трещиноватости, остается неизвестной. Лишь в особо благоприятных случаях удается восстановить более или менее полную кинематическую эволюцию – картину движения. Как правило, анализ трещиноватости вскрывает только самый последний этап деформационной истории, который обычно, хотя и не всегда, оказывается наиболее важным во многих отношениях.

Динамика процесса, т.е. ориентировка и характер сил, вызвавших данную деформацию, – проблема еще более сложная. Иногда она решается одновременно с кинематикой. Так, если удается определить и доказать коаксиальный характер деформации (одноосное сжатие, растяжение, т.е. чистый сдвиг), то тем самым решается и вопрос об ориентировке действующих сил. Если же деформация некоаксиальная (простой сдвиг), то выяснение динамики сильно затрудняется. В любом случае необходимо помнить, что «поле тектонических напряжений, действующее в реальной геологической среде, всегда является сложным, меняющимся как по величине действующих напряжений, так и по ориентировке осей главных нормальных напряжений. При этом в зависимости от детальности исследований и применяемой методики могут быть выделены поля разных рангов, составляющие определенную иерархию... Мы должны говорить не только об иерархии полей тектонических напряжений, но и об иерархии тектонических деформаций и об иерархии тектонических движений» (Николаев, 1978). Выявление этой иерархии, реконструкция все более крупных тектонических полей всегда начинаются с анализа деформаций в «точках», в отдельных гомогенных участках геологической структуры, т.е. со стрейн-анализа. Этой задаче и посвящены характеризуемые ниже методики.

#### 2.1. Метод анализа трещин по М.В. Гзовскому

Это самый первый по времени появления в нашей литературе и наиболее распространенный метод решения данной задачи, предложенный М.В. Гзовским (1954) на основе представлений Г. Беккера об эллипсоиде деформации. С первого взгляда простой и логичный, этот метод связан с двумя предварительными условиями: необходимостью, во-первых, нахождения сопряженных систем трещин скалывания, что не всегда выполнимо, во-вторых, определения ориентировки квадрантов сжатия и растяжения.

#### 2.1.1. Определение сопряженных систем трещин

Под сопряженными понимаются трещины скалывания и трещины отрыва, которые образовались в одном поле напряжений. Выделить сопряженные системы из совокупности наблюдаемых трещин бывает не просто. А.Н. Барышев (1979) предложил следующие критерии сопряженности:

1. Критерий пространственной сближенности. В связи с тем, что тектоническое поле напряжений бывает, как правило, неоднородным, с искривленными траекториями осей главных нормальных и касательных напряжений, при полевых исследованиях нельзя использовать трещины, находящиеся на значительном удалении друг от друга, на расстояниях, превышающих

масштабы самих трещин, т.е. наблюдения необходимо проводить в строго однородных участках (доменах).

водить в строго однородных участках (доменах). 2. Критерий оправданного угла скалывания. У разных пород величина угла скалывания меняется от 10–20<sup>°</sup> (граниты) до 35–45<sup>°</sup> (пластичные породы). Теоретически угол скалывания не может быть более 45<sup>°</sup>. Если после образования трещин продолжается пластическая деформация, то угол между ними и осью С может превзойти 45<sup>°</sup>. При отсутствии в породе следов пластической деформации системы трещин, расположенные под углом более 45<sup>°</sup> друг к другу, могут быть исключены из рассмотрения, так как они заведомо не будут сопряженными.

3. Критерий соответствия направления движения по трещинам. Чтобы воспользоваться данным критерием, необходимо знать не только координаты трещин, но еще и направление скольжения по ним. Большое значение при этом имеет изучение борозд, штрихов скольжения и прочих проявлений линейности на поверхностях трещин скалывания. При замерах линейности этого рода рекомендуется учитывать следующее: 1) на полого падающих трещинах результаты одинаковой точности можно получить, замеряя азимут и угол погружения штрихов с помощью горного компаса, или определяя угол склонения их с помощью транспортира. (Угол склонения есть угол между линией простирания плоскости и какой-либо другой линией, лежащей в данной плоскости.) При этом замеряется, конечно, сама трещина, а также указывается направление склонения. По координатам трещины и углу склонения на стереосетке определяются азимут и угол погружения штрихов; 2) на крутопадающих трещинах определить непосредственно азимут погружения штрихов бывает трудно, поэтому рекомендуется замерять угол склонения, чем обеспечивается большая точность.

Две сопряженные системы трещин должны характеризоваться тем, что борозды на них будут перпендикулярны к линии пересечения этих трещин. Следовательно, чтобы найти систему, сопряженную с данной (за которую принимается обычно система с наиболее ясными штрихами скольжения), необходимо из всего наличного числа систем трещин, проходящих через линию, лежащую в плоскости рассматриваемой трещины и перпендикулярную к направлению борозд, выбрать ту, направление борозд на которой перпендикулярно к линии пересечения этой системы с рассматриваемой.

Работа выполняется на сетке Вульфа и слагается из следующих операций:

1. На сетку наносятся дуга большого круга, отвечающая выбранной системе трещин, ее полюс и проекция штрихов скольжения.

2. Через полюс трещины и проекцию штриха проводится дуга большого круга. Эта дуга будет представлять собой геометрическое место точек, являющихся полюсами трещин, могущих быть сопряженными с данной.

3. В результате проведения аналогичных построений для каждой из остальных систем, полюса которых лежат на полученной дуге, из всей их совокупности отбирается система, сопряженная с первой.

*Пример.* Выбор сопряженной пары трещин скалывания осуществляется по данным таблицы замеров (табл. 1).

гаолица і	Т	а	б	Л	И	ц	а	1
-----------	---	---	---	---	---	---	---	---

Сис-	Зал	егание треп	цин		Ориентировка штрихов					
темы тре- щин	Азимут падения	Угол падения	Азимут прости- рания	Азимут погру- жения	Угол Игол погру- жения	жения Угол склоне- ния	На- правле- ние склоне-			
1	308	32		352	25	49	ния			
2	300	68		552	23	15	000			
3	68	76								
4	210	20								
5	253	67		326	36					
6		90	351							
7	180	50		140	43					

1. Выбрать систему трещин, на которой штрихи скольжения выражены наиболее отчетливо и поэтому замерены с наибольшей точностью. В данном случае пусть это будет 1-я система ( $S_1$ ). Нанести дугу большого круга и полюс ( $S_1$ ), а также проекцию борозд скольжения  $A_1$ , замеренных двумя способами. В рассматриваемом примере оба замера спроектировались в одну точку  $A_1$ , попавшую, как и полагается при точных замерах, на дугу  $S_1$ . Отрезок  $OA_1$  есть проекция штрихов скольжения (рис. 1, а).



Рис. 1. Последовательность определения сопряженных систем трещин:

а – стереограмма системы трещин  $S_1; A_1O$  – штрихи скольжения; OB – линия скрещения трещин  $S_1$  с неизвестной сопряженной системой; дуга  $A_1P_1$  – геометрическое место полюсов возможных сопряженных систем; б, в – стереограммы систем трещин  $S_1$  и  $S_5; OA_5$  – штрихи скольжения в плоскости  $S_5;$  точечная риска означает север на первой диаграмме, а сплошная – на второй, наложенной на первую; г – стереограмма систем трещин  $S_1$  и  $S_7; OA_7$  – штрихи скольжения на сопряженной с  $S_1$  системе трещин  $S_7$ 

2. Отсчитать по дуге  $S_1$  от точки  $A_1 90^0$  и поставить точку В. Отрезок ОВ есть линия скрещения данной и сопряженной с ней систем трещин.

3. Провести дугу большого круга через точку  $A_1$  и полюс системы трещин  $S_1$  (точку  $P_1$  на рис. 1, а). Эта дуга есть геометрическое место полюсов плоскостей, сопряженных с системой  $S_1$ .

4. Поскольку трещины 2, 3, 4 и 6-й систем не имеют штрихов скольжения, они не пригодны для анализа. Остается сделать выбор между 5-й и 7-й системами ( $S_5$  и  $S_7$ ).

5. На отдельный листок восковки нанести дугу и полюс  $P_5$  системы  $S_5$ , а также штрихи скольжения  $A_5$ . Наложить эту вторую восковку на первую и, вращая ее, вывести полюс  $P_5$  на дугу  $A_1P_1$  первой восковки. При этом дуга  $S_5$  пройдет через точку B, а проекция штрихов скольжения, замеренных на трещине  $S_5$ , примет ориентировку  $OA_5$ , показанную на рис. 1, б и на рис. 1, в, в соответствии с двумя возможностями выведения полюса  $P_5$  на дугу  $A_1P_1$ . В том и другом случае угол между линией скрещения OB и штрихами скольжения  $OA_5$  оказывается острым, свидетельствующим о том, что система трещин  $S_5$  не может быть сопряженной с системой  $S_1$ .

6. Такое же построение выполнить для системы  $S_7$  (рис. 1,г). В данном случае штрихи скольжения  $OA_7$  составляют с линией скрещения OB угол 90<sup>0</sup>, следовательно, системы  $S_1$  и  $S_7$  являются сопряженными. Линия их скрещения OB погружается по азимуту 253<sup>0</sup> под углом 20<sup>0</sup>.

#### Упражнения по определению сопряженных систем трещин (табл. 2)

Здесь и дальше в условиях задач приняты следующие сокращения:

а) для плоскостей – «314,  $\angle 50$ » означает «азимут падения 314<sup>0</sup>, угол падения 50<sup>0</sup>»;

б) для линий – «120,  $\angle 20$ » означает «азимут погружения  $120^{\circ}$ , угол погружения  $20^{\circ}$ ».

Т	а	б	π	и	п	а	2
	u	v	71	*1	ц	u	-

№ зала	Сис-	Зал	егание трег	цин	Ориентировка штрихов					
ЧИ	тре- щин	Ази- мут паде- ния	Угол паде- ния	Угол про- стира- ния	Ази- мут погру- жения	Угол погру- жения	Угол скло- нения	На- правле- ние склоне- ния		
1	2	3	4	5	6	7	8	9		
1	$S_1$	308	32	-	357	25	49	CC3		
	$S_2$	252	72	-	320	50	-	-		
	$S_3$	180	52	-	142	45	-	-		
2	$S_1$	130	70	-	-	-	32	CB		
	$S_2$	348	74	-	282	55	2	-		
	$S_3$	42	40	-	120	10	-	-		

Π	рo	Д	0	Л	ж	e	н	И	e	Т	а	б	л.	2	
---	----	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	----	---	--

1	2	3	4	5	6	7	8	9
3	$S_1$	290	50	-	-	-	30	На
								север
	$S_2$	208	50	_	267	30	_	-
	$S_3$	150	20	-	-	-	45	ЮЗ
	$S_4$	160	70	-	231	41	-	-
4	$S_1$	310	50	-	22	20	27	CB
	$S_2$	90	70	_	8	22	_	_
	S <sub>3</sub>	288	80	-	201	21	-	_
5	$S_1$	30	30	-	-	-	25	На
								восток
	$S_2$	-	90	50	-	-	63	CB
	$S_3$	0	48	-	338	45	75	C3

#### 2.1.2. Определение квадрантов сжатия и растяжения

Как отмечалось выше, сопряженные трещины скалывания обычно образуют угол с осью сжатия эллипсоида меньше 45<sup>0</sup>, т.е. квадрант сжатия характеризуется острым углом между системами скалывания. Однако этот критерий ненадежен, так как при развитии пластической деформации угол деформируется в результате вращения первичных поверхностей скалывания и может превратиться в тупой.

Более надежные результаты получаются в тех случаях, когда удается наблюдать небольшие относительные перемещения по трещинам скалывания, которые могут быть обнаружены в виде смещений более древних, дотрещинных, объектов – прожилков или характерных слоев, срезанных и несколько смещенных галек, окаменелостей и т.п. Этим способом определяется положение квадрантов сжатия и растяжения (рис. 2, а). Однако необходимо иметь в виду, что видимые смещения могут быть обманчивыми. Их характер зависит от положения в пространстве сместителя (в данном случае – трещины скалывания) и от залегания смещении по трещине истинное смещение видно в горизонтальном сечении структуры, а в сечении по падению сместителя в зависимости от залегания прослоев жилок будет наблюдаться кажущееся взбросовое или сбросовое смещение (рис. 2, б).

При полевых наблюдениях необходимо замерять залегание трещины, по которой произошло смещение, и отмечать направление перемещения висячего или лежачего бока.

Определить положение квадрантов сжатия и растяжения можно по штрихам и бороздам скольжения на поверхности трещин скалывания.



Рис. 2. Определение квадрантов сжатия и растяжения по смещениям дотрещинных объектов:

а – смещение прослоев, жилок по трещинам скалывания и квадранты сжатия и растяжения; б – зависимость видимого смещения от ориентировки сместителя и залегания смещаемых объектов. На фронтальной стороне блокдиаграммы видимые смещения противоречивы и не отражают истинного смещения сдвига, наблюдаемого на горизонтальной поверхности

При использовании традиционного, часто рекомендуемого способа определения направления смещения по характеру шероховатости поверхностей скольжения в одном и другом направлениях (Усов, 1940, с. 67) необходимо иметь в виду возможность аномальной шероховатости, дающей прямо противоположные результаты (Родыгин, 1991, с. 22; Хок, Миллер, 1993).

Наконец, квадранты сжатия и растяжения можно установить по трещинам отрыва, лежащим в плоскости ВС эллипсоида, т.е. перпендикулярно к оси растяжения А. Метод стрейнанализа по оперяющим нарушениям (дайки, жилы), развитым при сколах I порядка, рассмотрен В.Д. Парфеновым (1974).

#### Упражнения по определению квадрантов сжатия и растяжения

Дано залегание сопряженных трещин скалывания и направление смещения по ним. Определить положение квадрантов сжатия и растяжения, используя табл. 3.

Таблица З

N₂	Систе-		Залегание треп	Направление смеще-	
зада-	МЫ	Азимут	Угол	Азимут про-	ния висячего бока
ЧИ	трещин	падения	падения	стирания	
1	$S_1$	314	50	_	Ha CB
	$S_2$	62	70	-	
2	$S_1$	137	40	_	Трещины отрыва
	$S_2$	115	63	-	
	$S_3$	-	90	10	
3	$S_1$	60	50	_	Ha C3
	$S_2$	290	64	_	На ЮЗ
	$S_3$	_	90	8	Зап. бок – на СЗ
4	$S_1$	-	90	220	ЮВ бок – на СВ
	$S_2$	260	60	-	
5	$S_1$	_	90	20	ЮВ бок – на ЮЗ
	$S_2$	332	50	_	Определить направ-
					ление смещения по
					$S_2$

# 2.1.3. Реконструкция осей конечного эллипсоида деформации

Графический способ определения ориентировки осей А, В, С конечного эллипсоида деформации по сопряженным системам трещин предложен М.В. Гзовским (1954, 1975) и А.Е. Михайловым (1956). Построение можно выполнить на любой из азимутальных сеток – стереографической сетке Вульфа или равноплощадной сетке Шмидта. М.В. Гзовским предлагалась нестандартная ориентировка и градуировка сетки (вертикальное положение экватора и горизонтальное – среднего меридиана). Такая ориентировка неудобна и нерациональна. Градуировка сетки должна быть точно такой же, как градуировка горного компаса, т.е. того прибора, с помощью которого делались замеры. Для определения осей необходимо:

1. Нанести дуги больших кругов, отвечающих двум сопряженным трещинам скалывания. Линия пересечения этих плоскостей определит положение оси В эллипсоида.

2. Нанести вспомогательную плоскость, перпендикулярную к оси В, для чего вывести точку В на экватор, отсчитать по экватору  $90^{0}$  и провести дугу большого круга по меридиану.

3. Найти биссектрисы углов, образуемых сопряженными трещинами скалывания. Эти биссектрисы будут отвечать осям A и C.

4. Учитывая положение квадрантов сжатия и растяжения, определить наименование осей.

5. Определить координаты (азимуты погружения и углы погружения) всех трех осей.

Пример. Даны две системы сопряженных трещин скалывания  $S_1$  (аз.падения 160,  $\angle$  пад. 40) и  $S_2$  (аз.падения 298,  $\angle$  пад. 60). Висячий бок трещин  $S_1$  смещен на северозапад. Для определения ориентировки осей A, B, C эллипсоида деформации необходимо:

1. Нанести на сетку дуги, отвечающие плоскостям  $S_1$  и  $S_2$ . Линия пересечения этих дуг есть ось В эллипсоида (рис. 3, а).

2. По условию висячий бок трещин  $S_1$  смещен на северозапад. Следовательно, двугранный угол  $S_1$ :  $S_2$ , открытый на юго-запад, лежит в квадранте растяжения (рис. 3, б).

3. Провести вспомогательную дугу, экваториальную относительно полюса В.

4. Найти середины отрезков этой дуги, заключенных между дугами S<sub>1</sub> и S<sub>2</sub>. Найденные точки отвечают выходу оси A в квадранте растяжения и оси C в квадранте сжатия (рис. 3, в).

5. Координаты осей эллипсоида деформации (азимут погружения и угол погружения): A – 70,  $\angle$  65; B – 220,  $\angle$  23; C – 316,  $\angle$  12.



а – нанесение сопряженных трещин скалывания S<sub>1</sub> и S<sub>2</sub> на стереосетку. В – средняя ось эллипсоида; Рис. 3. Графическое нахождение ориентировки осей эллипсоида деформации по б - определение квадрантов сжатия и растяжения; в – определение осей А и С эллипсоида сопряженным трещинам скалывания:

#### Упражнения по определению ориентировки осей эллипсоида деформации

1. Изучением трещиноватости выявлено несколько систем трещин:

 $S_1 - 23$ ,  $\angle 34$ ;  $S_2 - 242$ ,  $\angle 53$ ;  $S_3 - 262$ ,  $\angle 29$ . Строение штрихов скольжения на плоскости  $S_2$  (240,  $\angle 52$ ) показывает, что висячий бок этих трещин смещен на СВ. Определить ориентировку осей A, B, C эллипсоида деформации и возможное положение трещин отрыва.

[Ответ: А – 104, ∠ 70; В – 318, ∠ 16; С – 225, ∠ 10. Возможная ориентировка трещин отрыва 287 ∠ 20].

2. Замерены две сопряженные системы трещин скалывания:

 $S_1 - 314$ ,  $\angle 50$  и  $S_2 - 62$ ,  $\angle 70$ . По трещинам  $S_1$  висячий бок смещен на CB. Определить координаты осей эллипсоида деформации.

[Otbet: A – 196, ∠ 45; B – 350, ∠ 43; C – 92, ∠ 12].

3. Даны три системы трещин:

 $S_1 - 137, \angle 40; S_2 - 115, \angle 63; S_3 - 281, \angle 72$ . По трещинам  $S_2$  развиты неправильные кварц-кальцитовые жилки. Определить оси эллипсоида деформации.

[Otbet: A – 295, ∠ 27; B – 198, ∠ 21; C – 66, ∠ 54].

4. Даны четыре системы трещин:

 $S_1 - 49$ ,  $\angle 50$ ;  $S_2 - 298$ ,  $\angle 87$ ;  $S_3 - 189$ ,  $\angle 74$ ;  $S_4 - 27$ ,  $\angle 76$  (кварцевые жилы). На поверхности трещин  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$  замерены штрихи: 356,  $\angle 35$ ; 208,  $\angle 24$  и 259,  $\angle 54$  соответственно. Найти сопряженные системы скалывания. Определить оси эллипсоида деформации.

[Ответ: Сопряженные системы – S<sub>1</sub> и S<sub>3</sub>. Координаты осей: A – 208,  $\angle$ 12; B – 109,  $\angle$ 32; C – 319,  $\angle$  56].

5. Даны две системы сопряженных трещин скалывания:

 $S_1 - 29$ ,  $\angle 30$ ;  $S_2 - 142$ ,  $\angle 76$ . На поверхности трещин  $S_2$  видны штрихи скольжения: угол склонения их  $77^0$  на юго-запад.

Установлено, что скольжение происходило в направлении погружения штрихов.

Определить: 1) азимут и угол погружения штрихов; 2) координаты осей А, В, С эллипсоида деформации; 3) возможную ориентировку трещин отрыва.

[Решение: 1) 186,  $\angle$  72; 2) A – 165,  $\angle$  26; B – 58,  $\angle$  27; C – 294,  $\angle$  52; 3) 343,  $\angle$  62].

# 2.2. Анализ поясовой трещиноватости по В.Н. Даниловичу

Метод поясов в исследовании трещиноватости предложен В.Н. Даниловичем (1961) в качестве одного из путей изучения трещинной тектоники в областях развития крупных разрывных нарушений. Его применение в Юго-Западном Прибайкалье позволило автору выявить ориентировку движения висячего бока надвига и расчленить тектонический покров на несколько чешуй. В дальнейшем применение метода расширилось в связи с исследованием жильных полей.

Трещины, развитые в крыльях многих разрывных нарушений, образуют пояс, т.е. серию трещинных систем, имеющих общую линию пересечения – ось пояса. Полюса таких трещин располагаются по дуге большого круга, образуя «пояс», – отсюда и название. Ось пояса параллельна поверхности сместителя и перпендикулярна к создавшему трещиноватость направлению движения по сместителю. Наличие такого пояса определяет ориентировку движения масс по сместителю. Иногда удается расчленить крыло надвига на отдельные чешуи или блоки, диагностировать повторные движения по разлому. Возможно решение и обратной задачи – установление ориентировки сместителя.

Трещиноватость подобного рода возникает при деформации сдвига, сочетающегося со сжатием при достаточно высокой пластичности деформируемых пород. Первая генерация трещин скалывания, заложившаяся под определенным углом к оси сжатия, величина которого зависит в основном от пластичности пород, при дальнейшем развитии пластической деформации испытывает вращение. Вращение происходит до тех пор, пока тангенциальная составляющая в плоскости трещины не уравновесится силами трения. Проскальзывание по этим плоскостям скалывания прекращается. Происходит заложение новой системы плоскостей скалывания, которая также затем испытывает вращение и т.д. В результате оказывается сформированной поясовая система трещиноватости. Похожий процесс воспроизведен экспериментально (Белоусов, 1985, с.108).

Деформация в общем случае представляется трехосной, т.е. она обычно сопровождается некоторым изменением размеров не только по осям А и С, но и по оси В. Последнее подтверждается развитием в определенных случаях, кроме пояса, еще и «полярного» максимума, перпендикулярного к оси пояса, т.е. оси В эллипсоида деформации (рис. 4). По-видимому, этот полярный максимум обусловлен трещинами отрыва, если эту трехосную (объемную) деформацию условно расчленить на две плоских с поворотом второго эллипсоида относительно первого на 90<sup>0</sup> вокруг малой оси (рис. 5; Пэк, 1955, рис. 4).



Рис. 4. Анализ поясовой приразломной трещиноватости: а – определение линии скольжения (ОА) и оси эллипсоида деформации В (линия OB); 1–4 – центры тяжести максимумов полюсов трещин, образующие пояс S<sub>1</sub>; 5 – полярный максимум, совпадающий с осью В эллипсоида; S – сместитель разрывного нарушения; б – блок-диаграмма, показывающая развитие поясовой трещиноватости; A, B, C – оси эллипсоида деформации

Если известно залегание сместителя, а ось пояса лежит в плоскости последнего, то графически определяется линия скольжения по сместителю: она будет определяться как линия пересечения сместителя с плоскостью пояса (ОА на рис. 4, а). Направление движения устанавливается по другим признакам: 24 оперяющим трещинам, загибам приразломных пластов, штрихам на зеркалах скольжения и пр. (Данилович, 1961).

По диаграммам поясовой трещиноватости можно определить ориентировку не только оси В, но и двух других осей эллипсоида деформации. На схематической блок-диаграмме (рис. 4, б) показано, что по мере развития деформации сдвига одна из систем скалывания все время будет ориентирована практически параллельно сместителю, а вторая, сопряженная с первой, – под углом к сместителю. В результате вращения она все больше приближается к ориентировке сместителя. В пределе – это делимость «сплющивания», лежащая в плоскости AB эллипсоида. Так эллипсоид пластической деформации все больше вытягивается и сплющивается. Угол между осью сжатия С эллипсоида деформации и сместителем будет меняться от исходной величины (теоретически от 45<sup>0</sup>) до 90<sup>0</sup>, а угол между осью растяжения и сместителем от 45 до 0<sup>0</sup> (рис. 4, б). Таким образом, вполне надежно определяются все три оси конечного эллипсоида.



Рис. 5. Условное расчленение трехосной (объемной) деформации на две плоских (по А.В. Пэку, 1955, рис. 4)

# 2.3. Анализ скольжения по сколовым поверхностям (метод В.Д. Парфенова)

Если на поверхности трещины скалывания или сместителя разрывного нарушения замерены штрихи или борозды скольжения, а также определено направление скольжения, то по этим данным можно определить частную ориентировку осей нормальных напряжений. Методика основана на предположении, что угол скалывания точно соответствует теоретической величине (45<sup>0</sup>).

Определение проводится на возможно большем числе сколов, и на основе полученных частных данных находится среднестатистическое положение осей главных нормальных напряжений  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ , которым соответствуют оси A, B, C эллипсоида деформации (Парфенов, Парфенова, 1980; Парфенов, 1974).

Достоинство метода состоит в том, что определение можно сделать и в таких точках, в которых не удается наблюдать сопряженные сколы (трещины или разрывные нарушения). Это избавляет от необходимости поиска сопряженных пар трещин, однако трудности определения вектора скольжения ограничивают применимость метода.

Работа выполняется в следующем порядке. На стереосетку наносятся плоскость скола в виде дуги большого круга, ее полюс и проекция штрихов скольжения. Ось В эллипсоида деформации ( $= \sigma_2$ ) определяется как линия, лежащая в плоскости скола под углом 90<sup>°</sup> к штрихам скольжения (рис. 6, а). Две другие оси лежат в плоскости S<sub>1</sub>, проходящей через штрихи скольжения и полюс скола, т.е. в плоскости, перпендикулярной к плоскости скола.

Плоскость скола есть плоскость главных касательных напряжений, а штрихи скольжения – вектор этого напряжения на данной плоскости. Следовательно, ось главного нормального сжимающего напряжения, т.е. ось сжатия С эллипсоида деформации, должна находиться на расстоянии угла скалывания от плоскости скола. Как отмечалось выше, В.Д. Парфенов этот угол принимает равным теоретическому, так что оси С и А располагаются под углом 45<sup>0</sup> к плоскости скола и представляют собой биссектрисы углов между плоскостью скола и нормалью 26 к ней (между проекцией штрихов скольжения и полюсом скола  $\pi S$ ).



Рис. 6. Определение осей эллипсоида деформации по штрихам скольжения:

а – диаграмма, изображающая трещину скалывания (S), проекцию борозды скольжения на ней (L) и положение оси В эллипсоида; б – определение ориентировки осей А и С при скольжении в северо-западном направлении (от L к O), т.е. при сбрососдвиге; в – то же при скольжении в юго-восточном направлении (от O к L), т.е. при взбрососдвиге;

r-то же при правом сдвиге. Угол скалывания во всех примерах принят равным  $30^{\rm o}$ 

Т. Фукуши (Fukuchi, 1989), применивший аналогичную методику, предложил использовать реальный угол скалывания, устанавливаемый для каждого участка с учетом конкретной обстановки. М.В. Гзовский (1960) приводит следующие значения угла скалывания для разных пород при условно-мгновенном разрушении сухих образцов, атмосферном давлении и комнатной температуре: граниты  $10-20^{\circ}$ , диабазы  $15-25^{\circ}$ , песчаники  $15-35^{\circ}$ , мрамор  $20-35^{\circ}$ , известняк  $25-35^{\circ}$ , глинистые сланцы  $35-45^{\circ}$ . Более точные значения могут быть получены для конкретных пород конкретного участка, если в некоторых обнажениях удается установить сопряженную пару трещин скалывания или разрывных нарушений.

Положение оси сжатия С ( $= \sigma_3$ ) определяется направлением вектора скольжения. Так, при скольжении типа сброса и сбрососдвига ось С будет находиться в висячем боку скола (рис. 6, б), а при скольжении типа взброса, взбрососдвига и надвига – в лежачем (рис. 6,в). В случае сдвига ось С на стереограмме будет находиться на угловом расстоянии 180- $\alpha$  от вектора скольжения, где  $\alpha$  – угол скалывания (рис. 6,г).

Пример 1. На поверхности сместителя сбрососдвига S (аз. пад. 30, угол пад. 60) замерены штрихи скольжения L (угол склонения  $40^0$  на C3). Направление скольжения висячего бока на C3.

Определить ориентировку осей эллипсоида деформации при условии, что угол скалывания  $\alpha$  (угол между осью сжатия  $\sigma_3$  и плоскостью скалывания) составляет  $30^0$ .

Решение показано на рис. 6, б. Координаты осей: А – аз. погр. 187,  $\angle$  погр. 10; В – аз. погр. 90,  $\angle$  погр. 42; С – аз. погр. 288,  $\angle$  погр. 46.

*Пример* 2. В случае взбрососдвига при том же залегании сместителя скольжение направлено на юго-восток, угол склонения  $40^{\circ}$ .

Решение показано на рис. 6, в. Координаты осей: A – аз. погр.  $244^0$ ,  $\angle$  погр.  $44^0$ ; B – аз. погр.  $90^0$ ,  $\angle$  погр.  $42^0$ ; C – аз. погр.  $348^0$ ,  $\angle$  погр.  $15^0$ .

*Пример 3*. По сколу S (аз. пад. 36, ∠ 58) произошло смещение типа правого сдвига: штрихи скольжения горизонтальны, направление скольжения на юго-восток.

Решение показано на рис. 6, г. Координаты осей: А – аз. погр. 250,  $\angle$  погр. 26; В – аз. погр. 36,  $\angle$  погр. 59; С – аз. погр. 152,  $\angle$  погр. 16.

#### 2.4. Статистический метод П.Н. Николаева

П.Н. Николаевым разработан статистический метод определения главных осей стресса и, соответственно, стрейна. Сущность метода состоит в следующем. Анализ большого количества диаграмм тектонической трещиноватости показывает, что подавляющее большинство максимумов полюсов трещин имеет резко выраженную асимметричную форму, т.е. разброс в ориентировке трещин каждой системы имеет преимущественное направление.

Наличие асимметрии в узоре максимумов указывает на действие какого-то систематического фактора, осложняющего преимущественную ориентировку трещин. Этим фактором не может быть видимая неоднородность горной породы (сланцеватость, слоистость), поскольку направление разброса не зависит от ориентировки неоднородностей. Разброс в ориентировке трещин помимо случайной составляющей несет информацию о самом процессе трещинообразования. Характер разброса каждой из систем симметричен относительно ориентировки главных нормальных напряжений. Это позволяет использовать выявленные закономерности разброса для диагностики сопряженных систем трещин, для определения квадрантов сжатия и растяжения и в конечном итоге – для восстановления ориентировки палеонапряжений (Николаев, 1977, 1978а).

Таким образом, предложенный метод позволяет во многих случаях преодолеть трудности, связанные с определением сопряженных трещин и квадрантов сжатия и растяжения, которые ограничивают применимость метода М.В. Гзовского.

Причина разброса в ориентировке трещин состоит, очевидно, в изменении угла скалывания в ходе трещинообразования. Изменение угла скалывания связано с изменением физикомеханических свойств горных пород, а эти свойства могут быть обусловлены целым комплексом причин – изменением давления, температуры, количества флюидов, скоростью деформации и т.д. В результате инициальные трещины скалывания (и плоскости делимости) будут при развитии пластической деформации испытывать вращение, о чем говорилось в предыдущих разделах. С этой точки зрения ранними являются трещины с наибольшим отклонением от оси сжатия, тогда как менее отклоненные, образующие основные максимумы, характеризуются углом скалывания, свойственным самому последнему моменту трещинообразования.

Этот процесс напоминает то, что мы видели при возникновении поясовой ориентировки. Отличие состоит в том, что в данном случае происходит не односистемное, как при поясовой ориентировке в зоне надвига или взброса, а двухсистемное скалывание. Развитие односистемного скалывания – результат простого сдвига (рис. 7, а), а двухсистемного – результат действия чистого сдвига, т.е. коаксиальной деформации.

Как показано на рис. 7, б, плоскости скалывания  $S_{1}^{II}$  и  $S_{2}^{II}$ , заложившиеся под углом скалывания  $\alpha$  к оси сжатия, в ходе деформации будут удаляться от этой оси и займут положение  $S_{1}^{I}$  и  $S_{2}^{I}$ . На расстоянии угла скалывания от оси сжатия возникнут новые направления делимости (или новые трещины)  $S_{1}^{II}$  и  $S_{2}^{II}$ , дающие основные максимумы. Заметим, что полюса этих трещин на стереограмме будут иметь встречное по сравнению с трещинами перемещение. Расположение стрелок, обозначающих вращение плоскостей  $S_{1}$  и  $S_{2}$  и их полюсов  $\pi S_{1}$  и  $\pi S_{2}$ , показывает, что плоскости вращаются от оси сжатия ( $\sigma_{3} = C$ ), а полюса, наоборот, к оси сжатия.



Рис. 7. Изменение ориентировки трещин скалывания при развитии пластической деформации:

 а – образование поясовой трещиноватости при односистемном скалывании (деформация простого сдвига); б – образование двух систем скалывания (деформация чистого сдвига). В обоих случаях плоекости вращаются от оси сжатия, а их полюса – к оси сжатия Это соответствует правилу, сформулированному П.Н. Николаевым (1977): если разброс направлен к плоскости симметрии, проходящей между системами сопряженных трещин, то вдоль этой плоскости действует главное нормальное напряжение растяжения; если разброс направлен от плоскости симметрии, то в последней лежит ось сжатия.

Руководствуясь этими соображениями, можно наметить следующий ход определения осей стрейна по трещиноватости:

1. По данным полевых замеров трещиноватости составляется диаграмма в изолиниях на стереосетке, намечаются оси разброса от каждого максимума – оси асимметрии, по П.Н. Николаеву (рис. 8, а).

2. По тем же данным составляется прямоугольная диаграмма, на которой по горизонтальной оси откладываются азимуты падения, а по вертикальной – углы падения. С помощью подвижного окошка подсчитывается плотность распределения точек и проводятся изолинии через целое число процентов. Оптимальная площадь палетки определяется по формуле  $S_0 = 2S/N$ , где S – площадь прямоугольной диаграммы; N – число точек (полюсов трещин).

Эта диаграмма удобна тем, что на ней более четко по сравнению со стереограммой выделяются оси разброса. Поскольку при формировании трещиноватости одна из сопряженных систем может быть развита слабее другой, рекомендуется принимать во внимание все максимумы, независимо от их интенсивности (рис. 8, б).

3. После того как намечены возможные оси разброса, начало и конец каждой оси нумеруются, снимаются их координаты, проводится сравнение с осями, выделенными на стереограмме, вносятся необходимые уточнения.

4. На стереосетку наносятся дуги больших кругов, отвечающих координатам центра тяжести главного максимума (дуга 1 на рис. 8, в) и координатам конца оси разброса (дуга 1<sup>1</sup> на том же рисунке); стрелками обозначается направление разброса.

5. То же самое на отдельных восковках выполняется для второго (рис. 8, г) и для всех остальных максимумов.



Рис. 8. Техника статистического анализа трещиноватости методом П.Н. Николаева:

а – диаграмма трещиноватости лиловых тонкозернистых песчаников (правобережье р. Чемал, Горный Алтай); б – прямоугольная диаграмма, составленная по тем же данным. Стрелки направлены от максимумов в сторону наибольшего разброса; в – определение направления разброса для максимума 1. Плоскости 1 и 1<sup>1</sup> нанесены по координатам соответствующих полюсов на рис. а и б; г – то же для максимума 2; д – совмещенные диаграммы в и г, определение осей эллипсоида деформации 6. Восковки поочередно накладываются одна на другую и в соответствии с направлениями разбросов намечаются сопряженные пары систем трещин, определяются квадранты сжатия и растяжения (разбросы направлены от квадрантов сжатия в сторону квадрантов растяжения). Если стрелки разброса двух систем оказываются направленными в одну сторону – по ходу или против хода часовой стрелки, то эти системы трещин не могут быть сопряженными.

Линия пересечения плоскостей, отвечающих центрам тяжести максимумов сопряженных систем трещин (на рис. 8, д, дуги 1 и 2), определит ориентировку оси  $B = \sigma_2$  эллипсоида деформации. Две другие оси определяются как биссектрисы углов между сопряженными системами, лежащие в плоскости, нормальной к оси B (рис. 8, д).

На рис. 8 показана трещиноватость тонкозернистых позднедокембрийских песчаников, изученная в районе среднего течения р. Чемал (Горный Алтай). Из четырех систем трещин сопряженными могут быть 1-я и 2-я или 2-я и 3-я. Шарниры складок в этом районе очень круто погружаются на юг и юго-запад, поэтому предпочтение можно отдать 1-й и 2-й системам. Впрочем, это не так и важно, поскольку в обоих случаях получается близкая ориентировка осей эллипсоида: выход оси A располагается в северо-западном квадранте (погружение на юго-восток), а оси С – в юго-западном (см. рис. 8, д). Пары трещинных систем 1–3, 1–4, 2–4, 3–4 не могут быть сопряженными (стрелки разбросов направлены в одну сторону в каждой паре).

Практическое использование данного метода нередко затрудняется отсутствием четко выраженного разброса в максимумах трещиноватости. Зачастую изолинии очерчивают изометричные участки, отклонения определяются лишь самыми низкими изолиниями, проведенными по единичным, а потому малозначащим точкам.

#### 2.5. Кинематический метод О.И. Гущенко

Для определения осей главных нормальных напряжений кинематическим методом необходимо иметь замеры ряда раз-

лично ориентированных трещин, штрихов и борозд скольжения на них, а также вектора скольжения, если не во всех, то хотя бы в большинстве случаев.

Достоинства метода состоят в отсутствии необходимости определять сопряженные системы трещин скалывания и в возможности получать ориентировку поля напряжений для некоторого структурно гомогенного объема, который этим же методом и устанавливается.

Ограничения, как и в случае рассмотренных выше методов, связаны с трудностями, а иногда и невозможностью определения вектора скольжения. В связи с последним метод рекомендуется применять при изучении первично неоднородных толщ, т.е. при наличии реперных прослоев, помогающих определять знак смещения (Шерман, Днепровский, 1989).

При анализе необходимо использовать элементы какоголибо одного структурного уровня (масштаба), трещины или разрывные нарушения одного размера, которым определяется ранг реконструируемого поля напряжений.

На сетку Вульфа (рис. 9, а) наносятся плоскость трещины S в виде дуги большого круга, ее полюс  $\pi$ S и вектор скольжения L. Через полюс и вектор скольжения проводится плоскость S<sup>I</sup>, на которой стрелкой из точки полюса обозначается направление скольжения. Эта стрелка и вся стереограмма, названные автором метода кинематическими, изображают относительное смещение висячего бока трещины (или разрывного нарушения) вдоль линии, совпадающей с направлением максимальной тангенциальной составляющей в плоскости трещины. Как показано на рис. 9, б, кинематические стрелки направлены от сектора сжатия в сторону сектора растяжения.

Для каждой трещины, на которой замерены штрихи и определен знак скольжения, на отдельной восковке составляется кинематическая стереограмма, содержащая, в отличие от демонстрационного рис. 9, а, только полюс трещины, кине-матическую стрелку и проекцию вектора скольжения.

Дальнейший анализ проводится с помощью специальной палетки (рис. 9, в), построенной с учетом точности полевых измерений. Кинематическая стереограмма накладывается на па-
летку, точка выхода штрихов скольжения L выводится на верхний градуированный радиус палетки. В соответствии с тем делением этого радиуса, на котором оказалась точка L, на восковке проводятся дуги, помеченные соответствующими градусными значениями. Затем на верхний радиус выводится полюс трещины  $\pi S$  (начало кинематической стрелки) и аналогично поднимаются две другие дуги палетки.



Рис. 9. Схема, поясняющая кинематический метод О.И. Гущенко: а – кинематическая стереограмма (пояснения в тексте); б – направление кинематических стрелок, определяющее положение квадрантов сжатия и растяжения на примере сопряженных трещин скалывания; в – палетка для выделения секторов сжатия и растяжения при точности исходных данных ± 15° (Гущенко, 1979); г – пример выделения секторов возможного местоположения оси сжатия (вертикальная штриховка) и оси растяжения (горизонтальные штрихи) по единичной трещине с установленным вектором скольжения. Исходные данные для диаграммы "г": плоскость скольжения 205, ∠40; вектор скольжения – азимут по восстанию 330, ∠25

Учитывая направление кинематической стрелки (от сектора сжатия к сектору растяжения), соответствующие площади сек-

торов возможного местонахождения осей  $\sigma_3$  и  $\sigma_1$  покрываются штриховкой (рис. 9, г).

Сводная диаграмма секторов сжатия, построенная не менее чем по 8–10 различно ориентированным сдвиговым плоскостям, позволяет графическим путем ограничить участок сферы, не перекрывающийся этими секторами. Выделенный участок соответствует области стереограммы, допустимой для направлений  $\sigma_1$  (оси растяжения). Аналогичным образом локализуется область, допустимая для направления оси  $\sigma_3$  (сжатия).

Применение кинематического метода при анализе структур разрушения различных уровней как по геологическим, так и по сейсмологическим данным показывает, что, несмотря на относительно низкую точность измерений ориентировок сдвиговых подвижек, с помощью данного метода возможно выделение достоверных объемов, однородных по ориентации главных осей напряжений, для которых направления действия этих напряжений могут считаться устойчивыми с точностью до 5–10<sup>0</sup> при 80– 90%-ном доверительном уровне определений (Гущенко, 1979, с. 24).

Методика апробирована на примере объектов разного масштаба с использованием как геологических, так и сейсмологических данных (Гущенко, 1975).

Для более углубленного ознакомления с теорией и практикой метода необходимо обратиться к первоисточникам (Гущенко, 1973, 1979).

### 2.6. Морфокинематический метод

Под этим названием О.Б. Гинтов и В.М. Исай (1984) предложили метод анализа взаимоотношений между структурными элементами зон разломов, относящихся по механизму формирования к зонам скалывания. Зона скалывания представляет собой «линейно вытянутую область развития тех или иных структурных и динамометаморфических парагенезисов (вторичных структур), зависящих от механических условий разломообразования на конкретном глубинном уровне». В пределах зоны скалывания выделяют следующие основные типы структур второго порядка: 1) R и R<sup>1</sup> – сопряженные сколы Риделя, ориентированные под углом скалывания  $\alpha$  к оси сжатия, или под углами 45–  $\alpha$  и 45+  $\alpha$  к осевой плоскости зоны, под которой понимается плоскость, проходящая через середину зоны параллельно ее границам; 2) L – сколы, практически параллельные осевой плоскости; 3) T – трещины отрыва, ориентированные перпендикулярно к оси растяжения, параллельно оси сжатия, под углом 45<sup>0</sup> к осевой плоскости зоны; 4) Fd – структуры сжатия, перпендикулярные к оси сжатия, под углом 135<sup>0</sup> к осевой плоскости по направлению сдвигового вращения); 5) шарниры складок волочения, формирующихся тем же полем напряжений, что и зона скалывания, располагаются параллельно  $\sigma_2$ , т.е. перпендикулярно к плоскости  $\sigma_1\sigma_3$ .

Перечисленные структурные элементы, угловые соотношения между ними и осевой плоскостью зоны скалывания установлены экспериментально (Стоянов, 1977). Эти соотношения являются фундаментом решения задач морфокинематики разломов. Они позволяют решать задачи двух типов: 1) восстанавливать ориентировку и тип зоны скалывания по известному полю напряжений и 2) реконструировать поле напряжений по наблюдаемым структурам второго порядка.

Решение этих задач может выполняться на сетке Вульфа или аналитически на основе систем уравнений и серии номограмм. По мнению О.Б. Гинтова и В.М. Исая (1984), второй путь предпочтительней, поскольку позволяет автоматизировать процесс решения прямой и обратной задач.

При использовании этой методики основное препятствие заключается в трудности идентификации структур второго порядка. Совершенно ясно, что сколы Риделя и вообще все перечисленные выше элементы структурного парагенезиса возникают в самые начальные стадии деформации, когда деформируемое тело только что минует предел упругости и предел пластичности. Для этого начального момента справедливы все указанные выше угловые соотношения и основанные на них уравнения. Но деформация, как правило, этим не ограничивается. После заложения инициальных элементов структурного парагенезиса может происходить их преобразование (вращение, переход сжатых трещин в приоткрытые и наоборот). Пример таких преобразований показан на рис. 10. При еще более интенсивной деформации трещины R испытывают приоткрывание, затем продольное смятие, а трещины R<sup>1</sup> – сначала приоткрывание, затем сжатие и растяжение (рис. 11).



Рис. 10. Преобразование первичных сколов Риделя при большой величине сдвига (по Soula, Bessiere, Herail, 1988):

1 – начальная ориентировка трещин; 2 – трещины, действующие как нормальные взбросы и сбросы; 3 – трещины сначала открытые, затем закрытые при переходе из поля укорочения в поле растяжения; 4 – закрытые трещины, возможно действующие как надвиги; R и R<sup>1</sup> – синтетические и антитетические сколы Риделя в начальной ориентировке; R<sup>II</sup> – антитетические сколы Риделя в последующей ориентировке; T<sup>-</sup> трещины отрыва в начальной ориентировке; T<sup>-</sup> трещины отрыва в последующей ориентировке; Сириентировке, Пунктирное поле – сектор укорочения (сжатия) конечного стрейн-эллипсоида



Рис. 11. Сколы Риделя в начальной ориентировке (а) и после возобновления деформации (б) (по Meneilly, 1988)

Все это сильно меняет угловые соотношения. Предпочтительное развитие получают направления делимости, ориентированные под острым углом к границам зоны, причем вершина этого угла указывает направление скольжения смежного бока. В итоге задача сводится к установлению преобразованных сопряженных трещин скалывания, определению направлений смещения по ним, установлению квадрантов сжатия и растяжения, т.е. к решению задачи методом М.В. Гзовского.

### 2.7. Стрейн-анализ в зонах сдвига

В дополнение к хорошо известным разрывным структурам растяжения, сжатия и сдвига В. Харландом выделены разновидности сдвигов, образование которых сопровождалось сжатием или растяжением, ориентированным поперек зоны нарушения. Это так называемые транспрессии и транстенсии (transpression, transtension) (Harland, 1971). Масштабы их могут быть самыми различными – от глобальных до мезо- и микроскопических.

Транстенсии хорошо изучены в зонах океанического спрединга, осложненных ступенчатыми трансформными разломами. Пример транспрессионного режима В. Харланд встретил в каледонидах Шпицбергена. Очевидно, транспрессии должны проявляться главным образом в сдвиговых разломах складчатых поясов.

детальное изучение транспрессий (Sanderson, Более Marchini, 1984) показало, что они характеризуются горизонтальным укорочением поперек и вертикальным растяжением параллельно границам зоны. В зависимости от соотношения величин того и другого вертикальную ориентировку может иметь ось А или ось В эллипсоида деформации. Установлен следующий структурный парагенезис, свойственный транспрессии: 1) крутопадающая сланцеватость, ориентированная под острым углом к границам зоны; 2) вертикальная или горизонтальная линейность; 3) складки и надвиги под малым углом к границам зоны (тем меньшим, чем сильнее сжатие); 4) нормальные сбросы, дайки, жилы и другие структуры растяжения под большим углом к границам зоны; 5) в мегамасштабных структурах – коровое утолщение и вертикальное поднятие.

В зонах транстенсии вертикальную ориентировку может иметь ось С или ось В эллипсоида деформации, так что плоскость АВ меняет положение от горизонтального до вертикального. В соответствии с этим в состав структурного парагенезиса входят: 1) пологая или крутопадающая сланцеватость; 2) складки и надвиги под большим углом к границам зоны; 3) структуры растяжения под малым углом к границам; 4) в мегамасштабных структурах – коровое утонение, развитие бассейнов погружения (Sanderson, Marchini, 1984).



Рис. 12. Схема элементов структурного парагенезиса в сдвигах различного типа (по Sanderson, Marchini, 1984, с изменениями): С – оси сжатия; А – оси растяжения; N – нормальный сброс; Т – надвиги; R и R<sup>1</sup> – сколы Риделя или сдвиги; V – жилы, дайки, трещины отрыва; F – оси складок

Ориентировка главнейших элементов структурных парагенезисов транспрессии, обычного сдвига и транстенсии показана на рис. 12. Этих признаков достаточно, чтобы в первом приближении наметить направление горизонтальной сдвиговой составляющей. Более точное определение ориентировки осей главных нормальных напряжений сжатия и растяжения можно представить графически с помощью методики Маккосса (McCoss, 1986). Названным автором рассмотрено решение двух задач: 40 определение ориентировки осей главных нормальных напряжений при известном направлении перемещения границ зоны и
определение вектора перемещения границ зоны при известной ориентировке осей главных нормальных напряжений.

Задача 1. Определение ориентировки осей главных нормальных напряжений.

Если известно направление смещения границ зоны, то для определения ориентировки главных осей эллипсоида деформации необходимо (рис. 13):

1) нанести границы (или одну границу) зоны S и вектор смещения границы OL на план;

2) нанести окружность произвольного радиуса с центром в точке пересечения границы зоны и вектора OL;



Рис. 13. Графическое определение ориентировки осей главных нормальных напряжений ( $\sigma_{max}$  и  $\sigma_{min}$ ) в зоне транспрессии (а) и транстен-сии (б)

3) провести нормаль к границе зоны из центра окружности;

4) через точки пересечения нормали и диаметра LL с окружностью провести две хорды. Одна из них, проходящая через конец вектора OL, определит положение оси  $\sigma_{max}$ , вторая – оси  $\sigma_{min}$ .

Если линейность горизонтальна, то  $\sigma_{max} = \sigma_1 = A$ , а  $\sigma_{min} = \sigma_3 = C$ .

Если линейность вертикальна, то  $\sigma_{max} = \sigma_2 = B$ , а  $\sigma_{min} = \sigma_3 = C$ .

Задача 2. Определение ориентировки вектора перемещения границ зоны.

Если ориентировка  $\sigma_{max}$  и/или  $\sigma_{min}$  эллипсоида напряжений определена по таким структурам, как трещины отрыва, стилолиты, поздние складки, разрывные нарушения и т.п., то вектор перемещения границ зоны может быть определен следующим путем:

1) нанести окружность произвольного радиуса с центром на границе зоны;

2) провести линию, нормальную к границе зоны, из центра круга;

3) нанести линии, параллельные максимальной и минимальной осям эллипсоида так, чтобы их пересечение совпало с точкой пересечения нормали и окружности;

4) из центра окружности к точке пересечения  $\sigma_{max}$  с окружностью провести радиус OL, который будет параллелен вектору перемещения границы зоны. Направление вектора – от точки пересечения с осью  $\sigma_{min}$  к оси  $\sigma_{max}$ .

Кроме решения этих двух задач, А. Маккосс рассмотрел еще и третью – графическое определение относительной величины осей главных нормальных напряжений в зависимости от величины угла  $\alpha$  между вектором смещения границы зоны и нормалью к последней. Относительная величина осей и форма эллипсоида деформации являются функцией этого угла. В случае транспрессии угол  $\alpha$  острый, а эллипсоид имеет сплющенную форму. В случае транстенсии угол  $\alpha$  тупой, а эллипсоид имеет вытянутую форму. Знание относительной величины главных нормальных напряжений позволяет оценить тектонический режим, при котором возникла структура (McCoss, 1986). Подробнее этот вопрос рассмотрен во II части.

## 3. АНАЛИЗ СТРУКТУР КИНКБЕНД

Установившегося термина для этих образований у нас пока нет. Разные авторы называют их по-разному – полосами пластического излома, зонами излома, кинк-зонами, кинкбендами, кинкбандами.

Впервые кинкбенды отмечались на микромасштабном уровне в кристаллах разных минералов как результат деформации еще Ф. Бекке (1882), О. Мюгге (1898), Ф. Филлипсом (1939), (Turner, 1964). Исследование их геометрии и кинематики образования проведено Е. Орованом (Orovan, 1942), им же предложено и название kinkband.

Позднее было обращено внимание на мезомасштабные структуры этого типа, представляющие собой резкие изгибы плоскостей сланцеватости или слоистости в тонкослоистых, тонколистоватых породах – филлитах, алевропелитовых сланцах и т.п., т.е. в породах с резкой плоскостной анизотропией.

В профильном сечении кинкбенды имеют резкие замки (рис. 14, а), реже наблюдается некоторое закругление замковой зоны (рис. 14, б). В продольном направлении это полоски с параллельными на большем своем протяжении краями, постепенно сужающиеся к концам (рис. 14,в). Кроме однонаправленных полос, нередко встречаются сопряженные разнонаправленные, пересекающиеся (рис. 14,г) (Вертушков и др., 1970; Johnson, 1956; Ramsay, 1962). Ширина и длина полос варьируют в широких пределах. Известны описания микроскопических структур этого рода, развитых в кристаллах минералов, - в биотите (Казаков, 1970; Turner, 1964), в кварце (Вертушков и др., 1970; Carter et al., 1964; Christie et al., 1964; Hara, Nishimura, 1965 и др.), в оливине (Щербаков, 1981; Добржинецкая, 1989; Raleigh, 1968 и др.). Чаще встречается описание мезомасштабных, размером от долей сантиметра до 0,8-10 м, кинкбендов в различных тонкослоистых, тонкосланцеватых породах (Миллер и др., 1973; Anderson, 1969; Shirav, 1977; Hanmer, 1982; Doglioni, 1985 и др.). Отмечены и макромасштабные структуры, которые лишь условно можно отнести к кинкбендам (Голозубов, 1991; Rixon et al., 1983).



Рис. 14. Разновидности мезомасштабных кинкбендов: а – кинкбенды с параллельными границами и резкими изломами в замках в тонкосланцеватых породах; б – кинкбенды с закруглениями в замковой зоне; в – параллельнокрайние и выклинивающиеся кинкбенды; г – сопряженные системы кинкбендов: П – правосторонние, Л – левосторонние. Масштабная линия 5 см

Кинкбенды в большинстве случаев образуются в поздние фазы деформации, по времени и локализации часто ассоциируют с развитием дизъюнктивов – взбросов, надвигов (Андерсон, 1990; Anderson, 1964; Dewey, 1965, 1969), однако отмечены и в неконсолидированных, в частности песчанистых, отложениях, т.е. изредка могут возникать и на ранних стадиях развития деформации (Van Loon et al., 1984).

К настоящему времени структуры кинкбенд изучены детально. Геометрия и кинематика образования их рассматривались многими авторами прежде всего на природных объектах (Громин, 1976; Тохтуев, 1976; Dewey, 1956; Ramsay, 1962; Anderson, 1964, 1969; Clifford, 1969; Verbeek, 1978 и др.). Специальные исследования посвящены теоретическому анализу полос излома, их соотношениям со складками и разломами (Bhattacharya, 1977; Latham, 1985). Разнообразные структуры кинкбенд и их сочетания воспроизведены экспериментально (Turner, Weiss, 1962; Paterson, Weiss, 1966; Donath, 1969; Weiss, 1969; Williams, Price, 1990 и др.). В строении кинкбенда различаются элементы, показанные на рис. 15.

Наблюдения над природными структурами и результаты экспериментов позволили сделать следующие выводы о геометрии и кинематике образования кинкбендов:

1. Скольжение по плоскости анизотропии St (плоскости кристаллической решетки, спайности минерала или делимости горной породы) происходит только внутри полосы излома; вне ее скольжение отсутствует. Этим кинкбенды отличаются от шевронных складок, при образовании которых дифференциальные скольжения происходят на обоих крыльях (Anderson, 1969; Donath, 1969; Ramberg, Johnson, 1976).

2. Линия пересечения плоскости скольжения St с соответствующей ей плоскостью анизотропии вне полосы излома S есть ось внешнего вращения R. Линия скольжения t перпендикулярна к этой оси.

3. Плоскость скольжения St и границы кинбенда Sk характеризуются максимальными значениями касательных напряжений (Paterson, Weiss, 1966; Donath, 1969).

4. По направлению внешнего вращения различаются правои левосторонние кинкбенды (см. рис. 14, г).

5. На первой стадии формирования внутри кинкбенда происходит растяжение перпендикулярно плоскости делимости – до тех пор, пока эти плоскости не окажутся под углом 90<sup>0</sup> к границам кинкбенда. При этом вдоль поверхностей делимости могут образоваться ступенчатые минеральные жилки. Затем, при дальнейшем вращении, наступает прогрессирующее сжатие. Когда угол  $\beta$  станет равным углу  $\alpha$ , структура приобретает стабильность, закрытость, дальнейшее скольжение по плоскостям St становится затрудненным или прекращается совсем из-за трения, возрастающего по мере вращения и, наконец, превосходящего тангенциальную составляющую стресса. Если внешнее сжатие продолжает действовать, образуются новые структуры кинкбенд примерно того же направления (Anderson, 1964, 1969). Заложение первых и последующих структур кинкбенд предопределяется мелкими неоднородностями на поверхности анизотропии. Изучение структур кинкбенд позволяет определять ориентировку осей эллипсоида деформации. Этому вопросу посвящены многие публикации (Громин, 1976; Johnson, 1956; Ramsay, 1962; Gay, Weiss, 1974; Uemura, Long, 1987 и др.). Установлено, что одиночные или групповые, но одного направления кинкбенды возникают в тех случаях, когда ось главных сжимающих напряжений ( $\sigma_3$ ) образует с плоскостью скольжения (спайности минералов, слоистости, сланцеватости горной породы) острый угол ( $\gamma$ ). Величина его редко достигает 25–30<sup>0</sup>, обычно равна 10– 15<sup>0</sup> (Громин, 1976; Clifford, 1969; Donath, 1969). Плоскости, ограничивающие кинкбенд, составляют с осью  $\sigma_3$  угол от 42 до 51<sup>0</sup>, в среднем 47<sup>0</sup> (Donath, 1969). Если ось  $\sigma_3$  ориентирована параллельно плоскости анизотропии, то образуются сопряженные кинкбенды, причем  $\sigma_3$  служит биссектрисой тупого угла между ними (см. рис. 14,г).

Для определения ориентировки осей эллипсоида деформации необходимо замерить залегание плоскостного структурного элемента вне кинкбенда (S), то же внутри кинкбенда (St) и поверхности, ограничивающей кинкбенд (Sk). Если последнюю поверхность замерить не удается, то можно ограничиться замером ее следа на данном сечении структуры.

На стереосетке (рис. 15, в) пересечение плоскостей S и St определяет ориентировку оси В эллипсоида деформации. Ось сжатия C устанавливается как биссектриса угла между плоскостями St и Sk в том секторе, в котором находится проекция плоскости S.

Кроме определения осей стрейн-эллипсоида, кинкбенды в некоторой степени могут служить индикаторами условий деформации. В серии экспериментов (Donath, 1969) ширина кинкбендов изменялась в зависимости от гидростатического давления. Широкие зоны излома (>5 мм) появлялись только при низких давлениях (не более 200 бар), а при переходе к повышенным давлениям становились все уже и уже. По мнению Э. Спенсера (1981), ширина кинкбендов может служить полевым указателем глубины, на которой происходила деформация, вызвавшая образование этих структур. Однако надо иметь в виду, что эти экспериментальные данные относятся к определенному типу де



Рис. 15. Схема полосы пластического излома (кинкбенда): а – блок-диаграмма; б – профильное сечение и в – стереограмма; S – исходная ориентировка системы плоскостей скольжения; St – ориентировка плоскостей скольжения в полосе излома; Sk – граница кинкбенда; t – линия скольжения; R – ось внешнего вращения; α – угол между границей кинкбенда и системой анизотропии вне полосы; β – угол между границей кинкбенда и системой скольжения внутри полосы; Sb – биссекторная плоскость двугранного угла, составленного плоскостями St и Sk; γ – угол между S и Sb; σ<sub>3</sub> – ось главного нормального напряжения скатия; A,B,C – главные оси эллипсоида деформации; одностороние стрелки – направление скольжения внутри кинкбенда

формированного материала, их нельзя непосредственно переносить на реальные геологические объекты, тем не менее учитывать отмеченную закономерность при полевых исследованиях необходимо.

## 4. АНАЛИЗ НЕРАВНОРАЗМЕРНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

## 4.1. Деформированные оолиты

Изучение деформированных оолитов позволяет решать три задачи: определять ориентировку осей главных нормальных напряжений, выявлять тип деформации и оценивать величину деформации. В данном разделе рассмотрены только первые два вопроса.

Первично сферические оолиты в результате деформации приобретают форму двухосного или трехосного эллипсоида в зависимости от вида напряженного состояния в период деформации. При объемной деформации может произойти сплющивание с образованием двухосных сплюснутых эллипсоидов, а в случае плоской деформации возникнут растянутые трехосные эллипсоиды.

Решающее значение имеет соотношение вязкостных свойств оолитов и матрикса. Можно выделить три случая: 1) вязкость включений (оолитов) и матрикса одинакова; 2) включения более пластичны по сравнению с матриксом; 3) матрикс более пластичен по сравнению с включениями.

В первом случае деформация проявится одинаково в матриксе и включениях. Так, при простом сдвиге деформация сферических оолитов может быть представлена в виде смещения микролитонов или в виде ламинарного течения в плоскости петроструктурных осей ab = S (рис. 16, а). При этом ортогональная проекция длинной оси X деформированного эллипсоидального оолита на плоскость скольжения S совпадает с линией скольжения. По мере развития деформации длинная ось будет приближаться к плоскости скольжения (рис. 16, б), но не совпадает с ней. Только при очень большой деформации эти направления можно считать практически совпадающими. В таком предельном состоянии скольжение в плоскости S прекратится.

Наличие острого угла α между длинной осью оолитов и плоскостью дифференциального скольжения, устанавливаемой по микро- и мезомасштабным структурам, – признак деформации простого сдвига при одинаковой вязкости включений и 48

матрикса. Взаимоотношения между направлениями X и S напоминают то, что наблюдается в S–C-тектонитах (Lister, Snoke, 1984; Simpson, 1984, 1986; Родыгин, 1991). Для установления и исследования этого случая необходимы ориентированные шлифы в двух сечениях – продольном (параллельно минеральной линейности и перпендикулярно к плоскости скольжения) и поперечном (перпендикулярно и к линейности, и к плоскости скольжения). В данном (первом) случае главные оси деформированных оолитов можно считать совпадающими с осями A, B, С эллипсоида деформации, но они не совпадают с главными кинематическими осями а и с. Одинаковую ориентировку имеют только оси B и в (рис. 16,в). В целом деформация некоаксиальная.



Рис. 16. Схема деформации оолитов при одинаковой вязкости матрикса и включений:

 а – смещение микролитонов при развитии простого сдвига; Х, Ү, Z – длинная, средняя и короткая оси эллипсоидального (деформированного)
оолита; S – плоскость скольжения; б – изменение угла α между осью Х и плоскостью S по мере развития деформации; в – сопоставление ориентировки кинематических осей (*a*,*e*,*c*) и осей эллипсоидального оолита, т.е. главных осей эллипсоида деформации (A,B,C)

Во втором случае, когда оолиты более пластичны по сравнению с матриксом, произойдет их сплющивание в плоскости, нормальной к оси сжатия ( $\sigma_3 = C$ ), подобно тому, что происходит с жидкими включениями при деформации содержащей их породы (Гончаров, 1977). Образующиеся при этом формы могут служить индикаторами вида деформации: при объемной деформации чистого сдвига оолит превратится в «лепешку» (A = B > > C), а при простом сдвиге – в трехосный эллипсоид (A > B > C).

Именно последний вариант деформации – превращение оолитов в трехосные эллипсоиды – рассмотрен в широко известной работе Э. Клооса (1958). Наличие внутри сильно деформированных оолитов недеформированных кристаллических микрогалек и обломочных зерен карбоната позволило автору предполагать, что деформации подвергались «довольно слабые и пластичные, а может быть, и не вполне затвердевшие породы».

При изучении деформации данного типа необходимо из каждого ориентированного образца изготовить по меньшей мере два ориентированных шлифа, параллельных любым двум плоскостям симметрии эллипсоидальных оолитов. Это не всегда оказывается простой задачей. При отсутствии визуально наблюдаемых признаков, указывающих на истинное положение главных осей эллипсоида, приходится проводить специальные исследования, о чем говорится в следующем разделе. Задача Э. Клооса облегчалась тем, что в изученной им складке хорошо развит кливаж осевой плоскости в виде конвергентного веера. Длинные и средние оси деформированных оолитов располагались в плоскости кливажа: первые – перпендикулярно, вторые – параллельно шарниру складки, а короткая ось – перпендикулярно к кливажу.

В шлифе, перпендикулярном к кливажу и линии пересечения кливажа со слоистостью, т.е. перпендикулярном к шарниру складки, под микроскопом замерялись длинная и короткая оси, а в шлифе, параллельном плоскости кливажа, – длинная и средняя оси. Для контроля иногда изготовлялись шлифы, перпендикулярные к двум первым. Аналогичные приемы использовались и другими исследователями (Kumar, 1970; Martin, 1977).

лярные к двум первым. Аналогичные приемы использовались и другими исследователями (Kumar, 1970; Martin, 1977). При данном типе деформации главные оси деформированных оолитов отвечают главным осям эллипсоида деформации. Одновременно определяется и величина деформации по трем основным направлениям (см. часть II, п. 1.1).

Третий случай, когда матрикс более пластичен по сравнению с заключенными в нем частицами, заслуживает особого рассмотрения. Внешнее воздействие не может быть передано таким матриксом на внутреннюю структуру включений, форма последних не изменится. Этот случай нередок в природно деформированных породах, он широко используется в экспериментальных исследованиях, ему посвящен следующий раздел.

## 4.2. Ориентировка жестких эллипсоидальных маркеров

Более жесткие по сравнению с матриксом эллипсоидальные, уплощенно-удлиненные и просто удлиненные маркеры могут служить индикаторами ориентировки осей конечного стрейна. При деформации таких пород более пластичный матрикс испытывает течение, оказывающее воздействие на жесткие включения. Последние, вращаясь, приобретают предпочтительную ориентировку по форме.

В агрегате субэллипсоидальных частиц, подвергшемся гомогенной деформации, конечная ориентировка каждой частицы будет определяться несколькими факторами: начальной формой и ориентировкой частицы, интенсивностью стрейна, направлением течения матрикса, контрастом пластичности в системе частица/матрикс (Dunnett, 1969; De Paor, 1988). Большое значение имеет концентрация жестких частиц. Специальные эксперименты показывают, что взаимодействие между жесткими маркерами замедляет их вращение. Это может привести к заметной недооценке величины конечной деформации. С другой стороны, взаимодействующие маркеры сохраняют метастабильную ориентировку дольше, чем изолированные частицы. Это повышает способность таких структур фиксировать конечное направление растяжения (Ildefonse, Fernandez, 1988). Таким образом, петроструктура с высокой концентрацией неравноразмерных маркеров будет фиксировать главную деформацию, а изолированные маркеры – более позднее и более слабое воздействие.

При изучении эллипсоидальных включений (деформированных оолитов, галек, конкреций и т.п.) могут встретиться два случая: 1) ориентировка включений имеет связь с какими-либо визуально наблюдаемыми структурными элементами – слоистостью пород, любым типом кливажа, полосчатостью, линейностью и т.п.; 2) связь с перечисленными структурными элементами не установлена или отсутствует.

В первом случае задача облегчается тем, что мезо- и макромасштабные структурные элементы помогают правильно выбрать направления ориентированных шлифов (а также пришлифовок штуфных образцов, поверхностей обнажений), характеризующих главные сечения эллипсоидальных включений. Именно таков пример, изученный Э. Клоосом: ориентировка деформированных оолитов четко подчинена конвергентному вееру кливажа; это позволило с достаточной точностью определять в ориентированных шлифах главные оси эллипсоидальных оолитов.

При полевых исследованиях необходимо стремиться к поискам аналогичных соотношений, что значительно упрощает дальнейшую обработку материала.

Второй случай намного сложнее. При отсутствии ориентиров в виде мезо- и макромасштабных структурных элементов приходится иметь дело в общем со случайными сечениями эллипсоидов. Если включения имеют правильную эллипсоидальную форму, то любое сечение их будет иметь форму эллипса, редко круга. Для определения главных осей эллипсоида необходимо иметь два, а лучше три сечения, которые могут быть ортогональными или неортогональными, ориентированными под гональными или неортогональными, ориентированными под любыми (но не слишком малыми) углами одно к другому. Целесообразнее иметь ортогональные или близкие к ним сече Известен ряд математических решений этой задачи как для случайных ортогональных (Helm, Siddans, 1971; Shimamoto, Ikeda, 1976; Siddans, 1980 и др.), так и для трех неортогональных случайных сечений (Milton, 1980; Owens, 1984 и др.). В любом случае основой являются измерения в плоских сечениях (в шлифах, на пришлифовках, на поверхностях обнажений). Форма эллипса описывается как отношение длинной оси к короткой  $(R_f)$  или с помощью фактора формы  $\varepsilon = \ln R_f/2$  (Elliott, 1970). Ориентировка длинной оси измеряется углом ф, отсчитываемым от какого-либо нулевого направления, которое может представлять географический север или другое вспомогательное направление, в конечном итоге приводимое к географическим координатам. Этот угол одними авторами замеряется по ходу часовой стрелки (Ramsay, 1967; De Paor, 1988), другими – в противоположном направлении (Elliot, 1981).

Кроме математических решений (обычно используется матричная алгебра), применяются различного вида графические методы. Первоначально для нанесения переменных  $R_f$  и  $\phi$  использовались прямоугольные координатные оси (Ramsay, 1967; Dunnet, 1969). Д. Эллиот (Elliott, 1970) предложил «полярные диаграммы», на которых от оси абсцисс против хода часовой стрелки откладывается удвоенный угол между абсциссой и длинной осью эллипса, а радиус, проведенный из начала координат в полученном направлении, есть натуральный логарифм осевого отношения, отложенный в принятом масштабе. Точка в конце этого радиуса характеризует форму и ориентировку эллипса. Рой точек, полученный по ряду замеров, позволяет судить как об инициальном распределении маркеров в недеформированных образцах, так и о их конечной ориентировке после деформации.

Модификация метода Д. Эллиота предложена Дж. Уилером (Wheeler, 1984), разработавшим специальную гиперболическую сетку. Последняя, по мнению автора, способна наглядно показать ориентировку и форму эллипсоидальных маркеров. Этой же цели служит гиперболическая сетка другого типа (De Paor, 1988).

Дж. Боррадейл (Borradaile, 1984) на основе моделирования и анализа природно деформированных объектов проиллюстрировал точность и надежность метода  $R_{f}/\phi$ , учитывая природу инициального (не всегда изотропного) углового распределения длинных осей маркеров, наличие неизбежных ошибок наблюдений формы и ориентировки маркеров и количество измерений. Поскольку характеристика стрейна при компьютерном моделировании известна, то можно определить эффективность метода при разных условиях. Особое внимание уделено оценке точности анализа, опирающегося на полевые наблюдения, в общем-то не совсем точные. Как известно, в полевых условиях ориентировка длинных осей маркеров измеряется с помощью транспортира, а отношение осей – на основе измерений миллиметровой линейкой. В итоге показано, что широкий разброс определений получается при количестве маркеров менее 50. При 50–75 замерах точность значительно повышается. Далее точность повышается медленнее от 75 до 200 замеров. Но это не стандарт. Имеются и другие данные по вопросу о количестве замеров, необходимых для получения представительных результатов. Так, при изучении деформированных конгломератов Д. Флинн измерял от 3 до 33 галек (Flinn, 1956), Дж. Хосак – 30 (Hossack, 1968), Д. Даннет от 60 до 100 считал оптимальным количеством (Dunnett, 1969). При изучении оолитов Э. Клоос (1958) измерил 35, а Д. Даннет – 40 маркеров (Elliot, 1970). В последних случаях небольшое количество замеров компенсировалось, очевидно, более высокой точностью измерений под микроскопом.

Знакомство с упомянутыми методами определения ориентировки эллиптических маркеров по случайным сечениям показывает, что задача нередко из геологической преобразуется в чисто математическую. При этом в качестве исходных данных предполагаются, во-первых, точные измерения, во-вторых, идеально эллипсоидальная форма маркеров. Ни то, ни другое на практике, как известно, не выдерживается: замеры всегда оказываются приблизительными, а форма маркеров может отклоняться от геометрически правильной эллипсоидальной.

В практическом отношении целесообразнее использовать не случайные, а главные сечения эллипсоидальных маркеров. При полевых наблюдениях выгоднее затратить время на поиски поверхностей, параллельных преобладающему направлению главных сечений, и в дальнейшем решать вопрос по примеру Э. Клооса, чем использовать более трудоемкий и вряд ли более точный метод случайных сечений.

# 4.3. Ориентировка жестких маркеров изометричного поперечного сечения

Во многих случаях линейные текстуры горных пород могут быть замерены непосредственно в поле горным компасом. Линейность, лежащая в плоскости, может замеряться и компасом (азимут и угол погружения), и транспортиром (угол и направление склонения). Линейность, образованная пересечением плоскостей, определяется, кроме того, на стереосетке как линия пересечения этих плоскостей. Однако в некоторых типах пород этими способами замер линейности невозможен. Таковы, например, несланцеватые гнейсы, в которых минеральная линейность развита хорошо, но параллельные ей поверхности в обнажении могут отсутствовать.

Если линейность пород обусловлена цилиндрическими или призматическими доменами изометричного сечения, то ориентировка ее может быть определена по замерам видимого удлинения этих доменов на трех или более непараллельных поверхностях выходов или на искусственных пришлифованных срезах ориентированного образца (Lowe, 1946; Phillips, 1954; Turner, Weiss, 1963). Эти различно ориентированные сечения могут в совокупности дать верное представление о текстуре в трех измерениях. Задача решается с помощью стереосетки.

На рис. 17, а показан один из косых срезов поверхности обнажения или образца  $(S_1)$ , на котором сечения цилиндрических маркеров имеют удлинение, параллельное проекции  $L_1$  маркера L. Таким образом, на  $S_1$  наблюдаются статистически определимые следы линейности.



Рис. 17. Определение ориентировки маркеров изометричного поперечного сечения по замерам в нескольких непараллельных сечениях:

а – цилиндрические домены в косом срезе представлены видимой линейностью в направлении L<sub>1</sub>; б – графическое определение линейности L по замерам L<sub>1</sub>, L<sub>2</sub>, L<sub>3</sub> на трех непараллельных поверхностях образца или обнажения S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub>, S<sub>3</sub> Три поверхности  $S_1$ ,  $S_2$  и  $S_3$ , ориентированные непараллельно одна к другой, и три следа линейности, соответственно  $L_1$ ,  $L_2$  и  $L_3$ , замеряются и наносятся на стереограмму (рис. 17,б). Каждая плоскость S изображается и в виде дуги большого круга, и в виде полюса ( $\pi_1$ ,  $\pi_2$ ,  $\pi_3$ ). Затем через точку линейности  $L_1$  и полюс плоскости  $\pi_1$  проводится дуга большого круга  $N_1$ . Точно так же строятся две другие дуги ( $N_2$  и  $N_3$ ). Пересечение трех дуг  $N_1$ ,  $N_2$  и  $N_3$  в одной точке или (в общем случае) центр тяжести треугольника погрешности определят искомые координаты линейности L.

# 4.4. Ориентировка жестких маркеров удлиненно-уплощенной формы

В случае неправильных удлиненно-уплощенных зеренмаркеров определение среднестатистической ориентировки удлинения значительно осложняется. Наблюдения в трех случайных, пусть даже ортогональных, сечениях могут дать неопределенные или даже неверные результаты. Самый простой, хотя и требующий дополнительных затрат времени, способ решения задачи состоит в выборе сечения S, параллельного наибольшему удлинению (рис. 18, а) или наибольшему уплощению (рис. 18, б) зерен-маркеров. После определения среднестатистической ориентировки длинных осей зерен (L) задается другое сечение, перпендикулярное к L. В этом сечении будет наблюдаться поперечная форма зерен. Сочетание двух сечений позволит воссоздать стереометрию зерен-маркеров и определить ориентировку их длинных осей. Если в поперечном сечении маркеры имеют более или менее изометричную форму, то целесообразно по трем видимым удлинениям L<sub>1</sub>, L<sub>2</sub> и L<sub>3</sub> в трех непараллельных сечениях S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub> и S<sub>3</sub> (рис. 18, в) попытаться определить ориентировку L способом, изложенным в предыдущем разделе. Величина треугольника погрешности будет отражать степень отклонения поперечного сечения зерен от изометричной формы.



Рис. 18. Видимые удлинения неправильных удлиненно-уплощенных зерен в трех сечениях:

а – сечение S параллельно наибольшей видимой вытянутости зерен; б – сечение
S параллельно наибольшей уплощенности зерен; в – видимые удлинения зерен в ориентированных шлифах S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub>, S<sub>3</sub>

#### Пример для самостоятельного решения.

Дана ориентировка сечений S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub>, S<sub>3</sub> (азимут и угол падения): 225,  $\angle$  65; 313,  $\angle$  86; 36,  $\angle$  30 и углы склонения видимой линейности L<sub>1</sub>, L<sub>2</sub>, L<sub>3</sub>: 45 на C3, 30 на ЮЗ, 22 на ЮВ соответственно. Определить координаты линейности. [Ответ: 270  $\angle$  30].

#### 4.5. Анализ деформированных галек

Деформированные гальки конгломератов в некоторых случаях могут быть использованы для определения осей деформации. Как известно, первоначальная форма галек обычно бывает неправильной (округлой, уплощенно-удлиненной). Исходная ориентировка их также разнообразна. Все это при слабых деформациях конгломерата оказывает влияние на конечную форму и ориентировку галек после деформации. Однако по мере усиления последней искажающее влияние отмеченных факторов уменьшается. Так, если деформация удлинения достигает 100% (т.е. размеры гальки по осям удлинения и сокращения соответственно увеличиваются и уменьшаются вдвое), то среднестатистическая ориентировка осей деформированных галек приближается к ориентировке главных осей эллипсоида деформации (Белоусов, 1985). Степень приближения увеличивается с увеличением деформации, которая может достигать значительных размеров: известны примеры сплющивания и удлинения галек в десятки раз (Клоос, 1958; Родыгин, 1987). В зависимости от характера деформации конечная форма галек бывает различной. На крыльях складок, а также в зонах разрывных нарушений может проявиться деформация с удлинением перпендикулярно направлению качения (Клоос, 1958). Гальки при этом приобретают сигаровидную форму, в геометрическом отношении отвечающую вытянутому двухосному эллипсоиду вращения.

При деформации сплющивания возникают лепешковидные формы (сплюснутый двухосный эллипсоид).

При плоской деформации сдвига конечная форма галек отвечает трехосному эллипсоиду.

Определение ориентировки деформированных галек производится так же, как и различных маркеров, рассмотренных в предыдущих разделах.

# 4.6. Анализ деформированных порфирокластов и порфиробластов

Оси эллипсоида деформации могут быть определены по деформированным обломкам материнской породы, нередко встречающимся в различного рода тектонитах (Stauffer, Burnett, 1979). Пригодны для этой цели и деформированные агрегаты порфиробластических минералов (Owen, 1989). В том и другом случае наблюдения ведутся так же, как при изучении эллипсоидальных включений, рассмотренных в предыдущих разделах. Основная трудность состоит в определении главных сечений, в которых лежат искомые оси эллипсоида деформации.

## 5. АНАЛИЗ ТОЧЕЧНЫХ МАРКЕРОВ

Дж. Рэмзи (Ramsay, 1967, р. 195) отметил, что расстояния между центрами соседних зерен в деформированной равномернозернистой породе могут быть использованы для оценки конечного стрейна, если эти зерна первоначально были распределены в породе равномерно. При деформации расстояния между центрами зерен уменьшаются вдоль оси сжатия эллипсоида деформации и возрастают вдоль оси растяжения. Это соображение положено в основу метода «центр к центру» (center to center), который состоит в измерении длины т отрезков, соединяющих центры соседних зерен, и их ориентации – угла α относительно выбранной координатной линии в плоскости измерения.

Результаты изображаются в виде диаграммы: по абсциссе откладываются углы α, по ординате – расстояния m.

При изотропном строении (в недеформированном состоянии) точки рассеиваются в полосе, параллельной абсциссе (рис. 19, а); в деформированном агрегате полоса рассеивания точек имеет более сложную  $\lambda$ -видную форму, характеризующуюся двумя параметрами: осью  $\alpha_1$ , на которой расстояния между центрами максимальны (mx), и осью  $\alpha_2$ , на которой они минимальны (my). Угол  $\alpha_1$  есть угол между выбранной линией отсчета и длинной осью эллипса деформации  $\lambda_g$ , а угол  $\alpha_2$  – между той же линией и короткой осью  $\lambda_p$  (рис. 19, б).

Н. Фрай (Fry, 1979) предложил другой, более наглядный способ графического изображения результатов. Метод Фрая состоит в том, что каждый замер расстояния m и угла  $\alpha$  между центрами ближайших объектов откладывается от одной и той же точки – центра диаграммы. Полученные точки образуют концентрацию, очерчивающую правильную окружность в случае недеформированного изотропного строения (рис. 20, а, б) или эллипс с длинной осью  $\lambda_g$  и короткой  $\lambda_p$  в случае деформированного агрегата (рис. 20, в). Этот эллипс позволяет судить как об ориентировке осей двумерного стрейна в изучаемой плоскости, так и об их соотношении.



Рис. 19. Определение конечной деформации с помощью метода «центр к центру». Распределение оолитов и соответствующие диаграммы m-α: а – в недеформированном состоянии; б – в деформированном состоянии (по Николя, 1992)

Е.А. Эрслев (Erslev, 1988) ввел усовершенствование метода Фрая. Поскольку в любом сечении агрегата плотно упакованных сферических частиц одинаковой величины наряду с сечениями, проходящими через центр частицы, т.е. по большому кругу, обязательно присутствуют малокруговые сечения, удаленные от центра, площади наблюдаемых сечений частиц будут варьировать от максимального значения ( $\pi r^2$ ) до нуля. И расстояния между центрами также будут варьировать от 2r до r+r<sub>1</sub>, где r<sub>1</sub> – радиус малокругового сечения, контактирующего с сечением по большому кругу. Расстояние между неконтактирующими ближайшими сечениями равно сумме их радиусов плюс минимальное расстояние между краями кружков. Эти вариации обусловливают в методе Фрая значительный разброс точек, поэтому граница круга или эллипса на диаграмме оказывается недостаточно четкой. Е.А. Эрслев предложил определять расстояния между центрами частиц по формуле

$$Dn = D/(r_a + r_b),$$

где  $r_a$  и  $r_b$  – радиусы соседних сечений, а D – расстояния между их центрами. Благодаря этой «нормализации» соприкасающиеся круги характеризуются минимальными нормализованными расстояниями, равными единице, независимо от их радиуса. В результате устраняются вариации, обязанные несовершенству сортировки частиц по размеру. Круги (сечения) несоприкасающиеся будут характеризоваться расстояниями более единицы.

Это усовершенствование значительно увеличивает трудоемкость метода, но в результате, во-первых, получаются круги и эллипсы с более четкими границами (см. рис. 20, б, в) по сравнению с обычным методом Фрая; во-вторых, частота распределения нормализованных расстояний не зависит от размера зерен, что обеспечивает равную точность как в хорошо, так и в плохо сортированных агрегатах частиц одинаковой сферичности.



Рис. 20. Диаграммы, полученные по методу «центр к центру»: а – стандартный метод Фрая; б, в – нормализованный метод Фрая: недеформированный (в) агрегаты

Применимость метода «центр к центру» определяется следующими условиями:

1. Частицы материнской породы (до деформации) должны быть плотно упакованными, одинаковой сферичности, не иметь предпочтительной ориентировки по форме зерен.

2. Сильно разобщенные объекты, такие как порфировые выделения полевых шпатов или очковые обособления в мета-морфических породах, не дают надежных результатов.

3. Измерения непосредственно в шлифах затруднены, но на увеличенных микрофотографиях или сделанных по ним контурных кальках они проводятся быстро.

4. Минимальное число обследуемых объектов – около 100.

5. Для анализа подходят такие породы, в которых сами частицы (окатанные песчаники в песчаниках, оолиты и т.п.) при деформации породы не изменяют своей первоначальной формы, а только перемещаются в более пластическом матриксе. Метод применим и к кристаллическим агрегатам, сложенным изометричными зернами приблизительно сферической формы.

Дж. Креспи (Сrespi, 1986) исследовал зависимость между степенью «антикластерности» (т.е. между равномерностью распределения центров объектов) и числом необходимых для получения правильного результата замеров. Диаграммы Фрая по сильно антикластерным искусственным распределениям характеризуются поясом высокой плотности точек, оконтуривающим свободное поле. Диаграммы по слабокластерным распределениям не имеют такого пояса высоких концентраций вокруг свободного поля. Да и само свободное поле содержит значительное число точек, что снижает точность определения осей стрейна. Анализ диаграмм Фрая показывает, что минимальное число точек, необходимых для решения вопроса, возрастает значительно с понижением антикластерности, однако количественных определений «порога ошибок» до сих пор нет.

## 6. СТРЕЙН-АНАЛИЗ ПО КАТОДОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ КАЛЬЦИТА

Как известно, катодолюминесценция минералов контролируется микропримесью ряда элементов (магния, железа и др.) и дефектами кристаллической структуры. Поскольку цвет и интенсивность люминесценции проявляют слабую связь с оптическими свойствами, катодолюминесценция используется как эффективное средство изучения состава и кристаллической структуры различных минералов. Недавно катодолюминесценция нашла применение и в структурной геологии (Onasch, Davis, 1988).

Названными авторами изучены граувакки ордовикского возраста, содержащие обломки пород, кварца, полевых шпатов, кальцита, и матрикс, богатый глиной. Толща смята в складки с хорошо развитым прерывистым кливажем (spaced cleavage). Шлифы изготовлялись перпендикулярно к кливажу и параллельно линии его падения, что соответствовало в данном случае плоскости AC (= XZ) стрейн-эллипсоида.

В изученных породах обломочные зерна кальцита содержат неравномерно развитые регенерационные каемки, которые в поляризованном свете под микроскопом не отличаются от основного зерна, однако хорошо видны в катодных лучах: люминесценция этих каемок значительно светлее, чем основных зерен (рис. 21). Каемки наблюдаются на сторонах зерен, нормальных к кливажу. По обе стороны зерна они имеют примерно одинаковую длину. Большинство каемок бесструктурно, но некоторые проявляют волокнистость, параллельную следу кливажа.

Длинная ось зерен вместе с каемками, очевидно, может служить индикатором оси растяжения; ось сжатия перпендикулярна к кливажу. Кроме того, авторы этой методики считают возможным получить и величину растяжения, которая, по их мнению, определяется отношением общей длины (зерно плюс каемки) к размеру зерна в том же направлении. Растяжение того же порядка определено по кварц-хлоритовым шлейфам около обломочных зерен кварца той же самой толщи.



Рис. 21. Обломочные зерна кальцита с регенерационными каемками (по Onasch, Davis, 1988): а – зерно с катодолюминесцентной каемкой (светлое); б – то же в поляризованном свете. Видны редкие двойники. Пунктирная линия параллельна следу кливажа. Масштабная линия – 0,05 мм

При интерпретации полученных замеров необходимо учитывать две возможности: 1) коррозию первично равномерных каемок, окружавших зерно со всех сторон; 2) отложение каемок только в «тенях давления» во время тектонической деформации. В первом случае неравномерное развитие каемок будет говорить не о растяжении, а об укорочении перпендикулярно к кливажу в результате растворения под давлением, во втором – о растяжении параллельно к оси А эллипсоида и укорочении по оси С. Диагностика этих двух случаев может быть получена при изучении геометрии зерен в плоскости AB (= XY), т.е. в плоскости кливажа. Если в этом сечении зерна не корродированы и не имеют каемок вдоль сторон, перпендикулярных к оси B (= Y), это будет означать, что каемки действительно являются результатом деформации, а не диагенеза.

Полученные по регенерационным каемкам значения стрейна авторы проверили двумя другими независимыми методами: 1) методом "center to center" (Erslev, 1988) и 2) методом  $Rf/\phi$ (Ramsay, 1967) – и пришли к выводу, что катодолюминесценция может быть успешно использована для определения растягивающего стрейна в таких породах, как песчаники, к которым другие методы неприменимы.

Аналогичное исследование выполнено по известнякам (Dorobek, Watkinson, 1988). Тонкие зоны регенерации около частиц кальцита, видимые только в катодных лучах, хотя и не позволяют оценить величину деформации, но являются чувствительным индикатором оси растяжения.

## 7. АНАЛИЗ ДЕФОРМИРОВАННЫХ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ

Для определения осей деформации могут быть использованы палеонтологические остатки, первоначальная форма которых известна. Таковы, например, деформированные створки брахиопод, членики стеблей криноидей и некоторые другие окаменелости.

Анализ деформаций может быть двумерным или трехмерным в зависимости от первоначальной формы остатков и их распределения в породе. Окаменелости с двусторонней симметрией обычно располагаются в породе так, что их плоскость симметрии перпендикулярна поверхности напластования и, следовательно, по этим индикаторам можно выполнить лишь двумерный анализ в плоскости, параллельной слоистости. В отличие от них, объекты первоначальной сферической формы служат индикаторами деформаций во всех направлениях и пригодны для трехмерного анализа.

Наиболее благоприятны для определения осей стрейна палеонтологические объекты, которые по физико-механическим свойствам существенно не отличаются от матрикса, т.е. изменяют свою форму в соответствии с деформацией породы (Энгельдер, 1990).

Некоторые задачи двумерного анализа деформаций хорошо решаются рассмотренными ниже графическими способами.

### 7.1. Диаграммы Мора

Для определения величины нормальных и касательных напряжений в любом произвольно взятом сечении тела, находящегося в напряженном состоянии, Отто Мором в 1882 г. были предложены круговые диаграммы, вошедшие в техническую литературу под названием кругов Мора.

В большинстве пособий по структурной геологии диаграммы Мора характеризуются в основном как удобное графическое построение, позволяющее решать именно эту задачу; графический метод оказывается более наглядным по сравнению с алгебраическими расчетами. Однако этим не ограничивается применимость диаграмм Мора. Кроме соотношений между нормальной и касательной (скалывающей, срезающей, тангенциальной) составляющими общего напряжения с помощью подобных диаграмм можно решать с достаточной точностью целый ряд других задач, важных для структурно-геологического анализа.

А. Надаи (1954) показал, что уравнения конечного гомогенного стрейна, если в них ввести параметры обратных квадратичного удлинения ( $\lambda^1$ ) и единичного сдвига ( $\gamma^1$ ), могут быть представлены графически на диаграммах, подобных кругам Мора для стрессов.

Анализ стрейна на основе таких диаграмм дает, по аналогии со стрессами, или сведения о компонентах стрейна для определенных направлений, когда главные оси конечного стрейнэллипсоида известны, или, наоборот, позволяет определить ориентировку и относительную величину главных осей стрейнэллипсоида по известным компонентам стрейна для разных направлений.

Основными параметрами, с которыми при этом приходится иметь дело, являются следующие:

1. Удлинение  $\lambda = 1 + e = 1 + (L_1 - L_o)/L_o$ , где  $L_o$  – начальная длина отрезка, а  $L_1$  – его конечная длина.

2. Квадратичное удлинение  $\lambda^2$ .

3. Обратное квадратичное удлинение  $\lambda^1 = 1/\lambda^2$ .

4. Угол сдвига ψ – мера деформации прямого угла; считается положительным при вращении по часовой стрелке и отрицательным при вращении против.

5. Деформация сдвига  $\gamma = tg\psi$ .

6. Обратный сдвиг  $\gamma^1 = \gamma/\lambda^2$ .

Рассмотрим построение диаграммы Мора на простом примере (Николя, 1992, рис. 11.4).

Пусть полуоси эллипса деформации равны  $\lambda_g$  и  $\lambda_p$  (рис. 22, а). Прямая, составляющая угол  $\theta$  с  $\lambda_g$ , характеризуется обратным квадратичным удлинением  $\lambda^1$  и обратным сдвигом  $\gamma^1$ :

$$\begin{split} \lambda^{1} &= \frac{1}{2} \left( \lambda^{1} g + \lambda^{1} p \right) + \frac{1}{2} \left( \lambda^{1} p - \lambda^{1} g \right) \cos 2\theta, \\ \gamma^{1} &= \frac{1}{2} \left( \lambda^{1} p - \lambda^{1} g \right) \sin 2\theta. \end{split}$$

Эти два уравнения служат основой для многочисленных методов определения эллипса деформации. В параметрическом представлении это уравнения окружности

$$x = c + r^{1} \cos \alpha,$$
  
$$y = r^{1} \sin \alpha.$$

Последовательность построения круга Мора: 1) по абсциссе откладываются величины обратных квадратичных удлинений  $\lambda^1 g$  и  $\lambda^1 p$ , ордината будет определять величину обратного сдвига  $\gamma^1$ ; 2) определяется положение центра круга, который находится на расстоянии полусуммы обратных квадратичных удлинений от начала координат  $\frac{1}{2} (\lambda^1 g + \lambda^1 p)$ ; 3) радиус круга равен полуразности  $\frac{1}{2} (\lambda^1 p - \lambda^1 g)$ ; 4) угол сдвига  $\psi$  в точках прямой, составляющей угол  $\theta$  с осью  $\lambda g$ , определяется углом между абсциссой и линией OP, соединяющей точку P круга с началом координат.



Рис. 22. Определение угла сдвига  $\psi$  с помощью круга Мора (по А. Николя, 1992, с изменениями): а – эллипс деформации с известным соотношением осей  $\lambda_g$  и  $\lambda_p$ ; б – определение угла сдвига  $\psi$ 

Диаграммы Мора обеспечивают решение задач как в случае двумерного, так и трехмерного анализа.

Теория и конкретные примеры двумерного анализа детально рассмотрены У. Брейсом (Brace, 1961). Геологические объекты, по которым могут быть определены оси стрейнэллипсоида – их величина или отношение, а также ориентировка, подразделяются согласно их первоначальной форме на две группы – круглые и некруглые, линейные. Первые включают ооиды, сферические гальки, членики стеблей криноидей, некоторые водорослевые структуры, фрамбоиды, пузырьки, глиняные шарики, некоторые конкреции. По ним локальные главные оси деформации определяются непосредственно как оси эллипса (при двумерном анализе) или эллипсоида (при трехмерном анализе).

Таким образом, первично сферические или дискоидальные объекты наиболее благоприятны для анализа. Если определены не только отношения, но и величины главных осей эллипсоида, то можно определить и изменение объема.

Линейные элементы, первичная взаимная ориентировка которых известна, могут содержаться в палеонтологических остатках (створках раковин, скелетных остатках, граптолитах, в колоннообразных и конических строматолитах, ходах червей по отношению к слоистости и др.) и первичных осадочных структурах, например трещинах усыхания, которые в недеформированных породах ориентируются перпендикулярно к слоистости. У. Брейс называет, кроме того, еще и такие структуры, как знаки ряби и косая слоистость, в профильных сечениях которых исходный угол может быть определен с точностью  $5-10^{0}$ , а также конволютную слоистость, структуры подводного оползания, оси которых первоначально были ориентированы перпендикулярно к линейности нагрузки и линейности обломков в осадочных породах (Crowell, 1955).

При выполнении трехмерного анализа всегда желательно предварительное определение плоскостей, в которых располагаются главные сечения эллипсоида деформации, о чем упоминалось выше (см. подразд. 4.2). В лежачей складке, изученной Э. Клоосом (1958), такими плоскостями явился кливаж, параллельно которому расположены оси А и В эллипсоида. У. Брейс (Вгасе, 1961) рекомендует находить пару линий, взаимно перпендикулярных в первоначальном состоянии, которые сохранили перпендикулярность и после деформации. Очевидно, такие линии совпадают с главными осями эллипсоида. В простых складках профильная плоскость, перпендикулярная к шарниру, может считаться одним из главных сечений эллипсоида деформации. Нахождение главных плоскостей облегчает дальнейшую работу.

Трехмерный анализ на основе случайных сечений, не лежащих в главных плоскостях, – проблема значительно более сложная. Ряд задач этого типа решен алгебраически Дж. Рэмзи (Ramsay, 1967, р. 142–148). Полностью графическое решение трех задач путем комбинирования стереосетки и диаграммы Мора выполнено С. Трегус (Treagus, 1986): 1) определение соотношений между главными осями эллипсоида по замерам осей эллиптического произвольного сечения при известной ориентировке главных плоскостей стрейн-эллипсоида; 2) определение соотношений между главными осями эллипсоида по замерам осей эллипса, лежащего в плоскости слоистости, и ориентировке линии, которая до деформации была нормальной к слоистости; 3) определение эллипсоида по трем произвольным эллиптическим сечениям.

С. Трегус отметила, что хотя графические методы не могут конкурировать с алгебраическими в отношении точности, однако надо иметь в виду зависимость конечного результата от точности исходных данных. Геологические замеры различных структурных элементов всегда ограничены в отношении точности, так что применение численных методов дает ложное представление о точности конечного результата. В этой ситуации диаграммы Мора более приемлемы, они могут использоваться даже в поле и в любом случае являются более простыми и быстрыми по сравнению с алгебраическими расчетами.

# 7.2. Определение осей стрейна по трем разнонаправленным растяжениям

Широко известен пример деформированных белемнитов, изучавшихся еще в прошлом веке А. Геймом. В сильно дислоцированных осадочных толщах Швейцарских Альп ростры белемнитов испытали будинирование, расчленение на ряд растянутых фрагментов, промежутки между которыми заполнены вмещающей более пластичной породой или какими-либо мине-
ральными новообразованиями. Конечная длина таких белемнитов (фрагменты плюс межбудинное выполнение) может в несколько раз превышать первоначальную длину ростра. Удлинение сопровождалось расплющиванием в направлении, перпендикулярном к слоистости. Анализ этих образований позволяет судить об ориентировке главных осей деформации в плоскости напластования.

Примером такого анализа является определение стрейнэллипса по трем независимым разнонаправленным линейным растяжениям. Последние как раз и определялись по растянутым (будинированным) белемнитам, ориентированным в плоскости слоистости (и послойной сланцеватости) по разным направлениям (рис. 23,а).

Дж. Рэмзи и М. Хьюбер (Ramsay, 1967, р. 80–81; Ramsay, Huber, 1983, р. 91–104) предложили два графических способа решения задачи. Этот же уникальный пример использован для алгебраического решения (Ragan, 1987; De Paor, 1988) – достаточно быстрого и точного, но не дающего прямой визуальной картины стрейна.

Наиболее удобным и наглядным представляется следующий графический метод, основанный на использовании круга Mopa (Lisle, Ragan, 1988).

Рис. 23,а изображает исходные данные, по которым выполнен анализ. Розетка, образованная растянутыми белемнитами разной ориентировки, взята из упоминавшейся выше работы (Ramsay, Huber, 1983, р. 93). По трем направлениям A, B, C стандартным методом (Ramsay, 1967), сущность которого ясна из рис. 23,а, определены обратные квадратичные удлинения  $\lambda_A^I > \lambda_B^I > \lambda_C^I$ . Кстати, надо отметить, что предложены и другие методы определения продольного линейного удлинения (Lloyd, Ferguson, 1989).

Порядок графического решения:

1. По абсциссе в произвольном масштабе откладываются значения  $\lambda^{I}$ .

2. На расстояниях  $\lambda_{B}^{I} > \lambda_{B}^{I} > \lambda_{C}^{I}$  от начала координат проводятся линии, параллельные ординате (рис. 23, б).

3. В произвольной точке P строится роза направлений A, B, C так, чтобы луч B совпал с линией  $\lambda_{B.}^{I}$  Лучи A и C пересекут линии  $\lambda_{A}^{I}$  и  $\lambda_{C}^{I}$  в точках A и C соответственно.

4. Через середины отрезков АР и СР проводятся перпендикуляры, точка пересечения которых определит положение центра круга Мора. Этот круг должен проходить через точки Р, А и С.

5. Через центр круга проводится ось  $\lambda^{I}$  круга Мора.

6. Главные стрейны  $\lambda_{1}^{I}$  и  $\lambda_{2}^{I}$  определяются точками пересечения окружности с осью  $\lambda_{1}^{I}$ .

7. Направления Рλ<sup>1</sup> и Рλ<sup>1</sup> определят ориентировку длинной и короткой осей эллипса соответственно.



Рис. 23. Графическое определение осей стрейна по трем линейным удлинениям в плоскости слоистости (по Lisle, Ragan, 1988): а – исходные данные – три линейных стрейна  $\lambda_{A}^{I}$ ,  $\lambda_{B}^{I}$ ,  $\lambda_{C}^{I}$ ; б – построение круга Мора

В данном примере  $\lambda_1^I = 0,18, \lambda_2^I = 0,43.$ 

$$\lambda^{I}_{1}: \lambda^{I}_{2} = \sqrt{1/0.18} : \sqrt{1/0.43} \approx 0.646.$$

Ориентировка полученного эллипса относительно лучей А, В, С показана на рис. 23, а.

Поскольку ось сжатия, судя по сплющиванию ростров, была ориентирована перпендикулярно к напластованию, определенные этим способом длинная и короткая оси эллипса соответствуют длинной и средней осям стрейн-эллипсоида.

А. Николя (1992) приводит другой способ решения этой задачи. На диаграмме Мора с осями  $\lambda^{I}$  и  $\gamma^{I}$  проводятся, как и в рассмотренном выше случае, три вертикальные прямые, определяемые тремя полученными значениями  $\lambda^{I}$ , а именно:  $\lambda^{I}_{A} - 0,41$ ,  $\lambda^{I}_{B} = 0,30$ ,  $\lambda^{I}_{C} = 0,18$ . Затем берется калька, на которой из одной точки проводятся три луча под углами 20 друг к другу. В данном примере угол 20 между В и С равен 280<sup>0</sup>, между С и А 136<sup>0</sup>. Из той же точки проводится несколько концентрических окружностей. Наложив кальку на диаграмму  $\lambda^{I} - \gamma^{I}$ , находят наилучшее соответствие между значениями, т.е. путем передвижения и поворотов кальки подбирают такое ее положение и окружность такого радиуса, чтобы точки А, В, С легли на соответствующие вертикальные прямые  $\lambda^{I}_{A}$ ,  $\lambda^{I}_{B}$ ,  $\lambda^{I}_{C}$ , а центр окружности находился на абсциссе.



Рис. 24. Определение двумерного стрейна по трем линейным удлинениям в плоскости слоистости (по А. Николя, 1992, с изменениями)

Пересечение окружности с осью  $\lambda^{I}$  дает, как и в первом решении,  $\lambda^{I}g = 0,18$ ,  $\lambda^{I}p = 0,43$ . Отсюда отношение осей эллипса будет 0,647.

Ориентация оси  $\lambda g$  эллипса относительно A,B и C определяется углами  $B\lambda^I p\lambda^I g = 45^0$ ,  $C\lambda^I p\lambda^I g = 5^0$ ,  $A\lambda^I p\lambda^I g = 30^0$  (рис. 24). Как видим, оба способа дают одинаковые результаты.

# 7.3. Деформация стеблей криноидей

Диски стеблей морских лилий и сами стебли в целом при захоронении располагаются в большинстве случаев параллельно поверхности слоистости. При этом диски неразрушенных стеблей оказываются ориентированными перпендикулярно к слоистости, а разобщенные диски – параллельно. Таким образом, в одних и тех же образцах можно видеть две ориентировки дисков – и параллельную, и нормальную к напластованию (рис. 25).



Рис. 25. Деформация члеников и стеблей криноидей: 1 – членики; 2 – стебли, ориентированные параллельно линии пересечения слоистости (So) и сланцеватости (S); 3 – стебли, ориентированные поперечно (по Э. Клоосу, 1958, с изменениями)

В большинстве случаев поперечное сечение стеблей имеет круглую форму, что и служит индикатором при анализе деформации, однако встречаются стебли эллипсоидального, пятиугольного или звездообразного сечения.

В случае первоначально круглых сечений деформация дисков может быть использована для прямого определения главных 74 осей стрейна. Положение последних тесно связано с направлением пересечения слоистости и кливажа, т.е. с направлением шарнира складки, что отмечено Э. Клоосом еще в 1946 г. (Клоос, 1958, с. 137).

Наиболее информативны шлифы, ориентированные в двух направлениях: а) в плоскости слоистости и б) в сечении, перпендикулярном слоистости и сланцеватости. Сопоставление двумерных стрейнов, наблюдаемых в этих сечениях, позволяет составить представление о трехмерной деформации. При этом надо иметь в виду две возможные ошибки:

1) хотя большинство стеблей действительно имеет круглое сечение, однако встречаются стебли, как отмечено выше, иного сечения;

2) даже при круглом сечении метод применим только тогда, когда диски перпендикулярны к плоскости дифференциального скольжения.

При случайной ориентировке дискообразных члеников видимые в шлифе формы сечений зависят от относительной ориентировки члеников и направления наблюдаемого сечения. Недеформированные цилиндрические членики могут давать следующие формы сечения (рис. 26): І – круг, ІІ – эллипс (сечение не проходит через концы членика), ІІІ – эллипс, срезанный с одной стороны (сечение проходит через один конец членика), ІV – эллипс, срезанный с двух сторон (сечение проходит через оба конца членика), V – боченковидная форма (сечение продольное, близкое к оси членика), VI – прямоугольная форма (сечение, параллельное оси цилиндра) (Rowan, 1991).

В результате деформации круглые членики приобретают эллипсовидную в поперечном сечении форму, которая замеряется в трех ортогонально ориентированных шлифах. Эти замеры необходимы для определения ориентировки главных осей эллипсоида деформации. Можно применить два способа анализа:

1) Rf/ $\phi$ -метод (Rf – отношение осей эллипса,  $\phi$  – ориентация относительно какого-либо направления, принятого за нулевое);

2) метод определения деформации углов.



Рис. 26. Двумерные формы, получающиеся при сечении недеформированного членика стебля криноидеи под разными углами (Rowan, 1991, fig. 1)

Рис. 27. Деформация члеников в сечениях III-VI (см. рис. 26). Первоначально ортогональные линии отражают в деформированных члениках видимое направление сдвига (Rowan, 1991, fig. 3)

О первом методе говорилось в подразд. 4.2; второй состоит в следующем: сечения III, IV, V и VI в недеформированных члениках характеризуются прямыми углами между длинной и короткой осями. После деформации первоначально взаимно перпендикулярные линии оказываются ориентированными под острым углом, определяемым углом сдвига (рис. 27). Измерение этих углов в члениках разной ориентировки может быть использовано для графического определения конечного стрейна с помощью специальных диаграмм или круга Мора (Ramsay, Huber, 1983). Методика определения рассмотрена в следующем разделе.

Рис. 28. Механизм ориентировки члеников криноидей, имеющих форму эллиптических цилиндров, в текущей среде. Когда угол  $\alpha = 0$  или 90°, вращательный момент отсутствует (рис. а и г). Во всех остальных случаях вращательный момент приводит членик к стабильному положению при  $\alpha = 90°$  (рис. г)



Сечения типа III и IV могут дать значительные погрешности, поскольку аналогичные формы получаются в косых сечениях пятиугольных или звездообразных члеников. Наилучшие результаты получаются в случаях V и VI, в которых противоположные стороны сечений равны. Однако такие сечения встречаются редко (Rowan, 1991).

При изучении ориентировки члеников криноидей необходимо иметь в виду, что первоначально эллипсовидные в поперечном сечении членики, отлагаясь в текущей водной среде, могут дать предпочтительную ориентировку по форме зерен, похожую на тектоническую (Nissen, 1964). Исследование механизма такой ориентировки (Graf, 1965) показывает, что поведение члеников, имеющих форму эллиптических цилиндров, зависит от угла между направлением течения и длинной осью членика (рис. 28).

Если угол равен нулю или 90<sup>0</sup>, то вращательный момент в плоскости осадконакопления отсутствует. Во всех остальных случаях будет возникать вращательный момент, приводящий эллиптический цилиндр в наиболее устойчивое положение, когда длинная ось цилиндра перпендикулярна к направлению течения или параллельна ему. Именно такая ориентировка отложения отмечена Х. Ниссеном в кварцевых граувакках, содержащих остатки морских лилий (Nissen, 1964).

# 7.4. Определение двумерного стрейна по трем углам сдвига

Если в плоскости дифференциального скольжения (слоистости, кливажа и пр.) удается измерить углы сдвига нескольких лежащих в этой плоскости различно ориентированных объектов, то с помощью диаграммы Мора можно оценить состояние деформации в этой плоскости – определить соотношение главных осей эллипса деформации, а также их ориентировку. Пригодными для анализа могут быть объекты, в которых до деформации имелись направления, расположенные под прямым углом одно к другому. Таковы, например, упоминавшиеся выше деформированные членики стеблей криноидей (см. рис. 27), скошенные в результате деформации створки брахиопод, деформированные трилобиты и т.п. Метод применим и к другим маркерам, если известно, что до деформации они имели прямоугольную форму. А. Николя (1992) рассмотрел пример с брахиоподами. Характерными взаимно перпендикулярными направлениями в них являются замочная линия и серединная ось синуса. Угол сдвига  $\Psi$  есть угол между этой осью и перпендикуляром к замочной линии. В случае, изображенном на рис. 29, а,  $\Psi A = -13^{0}$ ,  $\Psi B = =+20^{0}$ ,  $\Psi C = +14^{0}$  (как уже отмечалось, углы, отсчитываемые по часовой стрелке, принято считать положительными, против – отрицательными). Углы  $\theta$  между В и С и между А и С равны 17,5 и 53<sup>0</sup>.

Порядок определения:

1. Берется прямоугольная система координат: абсцисса есть ось обратного квадратичного удлинения  $\lambda^{I}$ , ордината – обратно-го сдвига  $\gamma^{I}$ .

2. Из начальной точки координат проводятся лучи  $A^I$ ,  $B^I$ ,  $C^I$ , составляющие с абсциссой углы, равные углам сдвига  $\Psi$ . Положительные углы отложены вверх от абсциссы, отрицательные – вниз.

3. На отдельной кальке наносятся три луча, выходящие из одной точки под углами 20 друг к другу (35 и 106<sup>0</sup>), и окружность произвольного радиуса. Пересекаясь с окружностью, лучи дадут точки A, B, C.

4. Наложив кальку на диаграмму  $\lambda^{I} - \gamma^{I}$  таким образом, чтобы центр круга лежал на оси  $\lambda^{I}$ , поворачивая и передвигая круг, находят такое его положение, при котором точки A, B, C окажутся на лучах  $A^{I}$ ,  $B^{I}$ ,  $C^{I}$ .

5. Пересечение окружности с осью  $\lambda^{I}$  даст относительные величины  $\lambda^{I}$ g и  $\lambda^{I}$ p.

6. Так как абсолютная величина  $\lambda$  неизвестна, можно найти лишь отношение осей эллипса:  $\lambda g : \lambda p = (\lambda^{I} p / \lambda^{I} g)^{1/2} = 1.48$ .

7. Ориентация главных осей эллипса определяется также по этой диаграмме: ось  $\lambda p$  образует угол  $28^{\circ}$  с C внутри острого угла между A и C, а  $\lambda g$  с B угол  $45^{\circ}$ .

(Примечание. Необходимо помнить, что  $\lambda^{1}$  есть обратное квадратическое удлинение. См. подразд. 7.1).



Рис. 29. Определение эллипса деформации по трем измеренным углам сдвига: а – деформированные брахиоподы; б – диаграмма Мора; в – соответствующий эллипс деформации (по А. Николя, 1992)

# 7.5. Динамическая интерпретация двойников кальцита в природно деформированных окаменелостях

М. Фридман и Ф. Конгер (Friedman, Conger, 1964) исследовали ориентировку механических двойников кальцита в деформированных раковинах гастропод. В шлифах сечение створок имеет эллиптическую форму (рис. 30,а). Кристаллы кальцита в двух противоположных частях эллипса, каждая из которых составляет сектор примерно в  $120^{\circ}$ , интенсивно сдвойникованы, тогда как в двух других 60-градусных секторах двойники развиты слабо. В северо-восточном и юго-западном секторах количество двойниковых пластинок на 1 мм превышает 61, а в юговосточном и северо-западном оно значительно меньше (см. рис. 30, а).



Рис. 30. Ориентировка кальцита в деформированной раковине (по Friedman, Conger, 1964):

 а – расположение зерен с количеством двойниковых пластинок более 61 (черное) и менее 60 (светлое) на 1 мм; б – распределение нормалей к е (0IĪ2); 100 замеров, изолинии 1,2,4,6% на 1% площади. Максимум 12%; в – примерная ориентировка двойниковых плоскостей е (0IĪ2), оптических осей (Cv) кальцита и оси сжатия (σ<sub>3</sub>)

Оптические оси кальцита ориентированы под большими углами к стенке раковины, так что на стереосетке получается периферический пояс. Нормали к двойникам по е (0II2) дают две сильные периферические концентрации (рис. 30, б).

Двойниковое скольжение, как обычно, осуществлялось по направлению максимального скалывающего стресса прежде всего в тех кристаллах, в которых плоскость е (0II2) была ориентирована благоприятно. Это хорошо поясняется рис. 30, в, показывающим предпочтительную ориентировку оптических осей кальцита (Cv) и направлений двойникового скольжения в четырех участках раковины (о механическом двойниковании кальцита см. подразд. 8.1).

Наблюдаемая картина могла получиться при широтном положении оси сжатия. Зерна кальцита в северной и южной частях раковины ориентированы наиболее благоприятно для двойникования, в них направление е (0П2) близко к направлению максимального скалывания. На западной и восточной сторонах ориентировка кальцита неблагоприятна для двойникования.

Вывод о широтном положении оси сжатия находится в согласии с полевыми наблюдениями.

# 8. ДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МИКРОСТРУКТУРНЫХ ОРИЕНТИРОВОК МИНЕРАЛОВ

Реконструкция осей главных нормальных напряжений по данным микроструктурного анализа тектонитов базируется на представлении о том, что характер поля напряжений отражается в петроструктуре (fabric) тектонита. Согласно принципу П. Кюри, «когда определенные причины вызывают определенные следствия, то элементы симметрии причин должны проявляться в вызванных ими следствиях» (Кюри, 1968). Это обеспечивает возможность обратного построения – по симметрии следствия (тектонита) судить о симметрии причины (поля напряжений). Однако при этом необходимо учитывать, что «следствия могут обладать более высокой симметрией, чем вызвавшие их причины» (там же).

Нельзя не согласиться с мнением Э. Клооса (1958) о том, что «для решения важной проблемы показательный и типичный участок размером в монету может представлять больший интерес, чем карта целого района» (с. 36). Нетрудно привести сколько угодно примеров, подтверждающих это высказывание, однако в любом случае необходимо иметь в виду масштаб, размерность объекта и, соответственно, масштаб получаемых по нему данных, т.е. необходимо учитывать структурный уровень деформации, сопоставлять и увязывать данные разных уровней. В одних случаях (и не редко) микромасштабные структуры могут быть индикаторами мезо- и макромасштабных характеристик структурных форм, в других – отражать только местную гетерогенность, что само по себе не менее важно.

Начала динамического анализа микроструктурных ориентировок были заложены в 1950-х годах на основе изучения экспериментальных и природных деформаций пород и минералов, прежде всего кальцита и доломита (Turner, 1953; Clark, 1954; Christie, 1958; Казаков, 1967). К настоящему времени кроме карбонатов в структурно-динамическом отношении с различной степенью детальности изучены биотит, мусковит, диопсид, роговая обманка, плагиоклазы, барит, ангидрит, гипс (Казаков, 1987; Парфенов, 1974, 1981). Ниже приводится краткая характеристика основных принципов динамического анализа ряда минералов. Для более обстоятельного знакомства с методикой изучения каждого минерала необходимо обратиться к рекомендуемым в следующем разделе публикациям.

# 8.1. Кальцит и доломит

Эксперименты по деформации отдельных кристаллов кальцита (реже доломита), а также поликристаллических агрегатов (мрамора) (Adams, Bancroft, 1917; Handin, Griggs, 1951; Borg, Turner, 1953; Turner et. al., 1956; Тернер и соавт., 1958; Ferreira, Turner, 1964; Wagner et al., 1982 и др.) позволили выявить системы двойникового и трансляционного скольжения этих минералов в различных условиях температуры, всестороннего давления и стресса. На этой основе были разработаны элементы динамического анализа кальцитовых и доломитовых тектонитов (Fairbairn, Hawkes, 1941; Turner, 1953, 1960; Clark, 1954; Christie, 1958; Spang, 1972). Большое теоретическое и практическое значение для дальнейшего развития динамического анализа карбонатов имеют отечественные разработки, опирающиеся на данные по экспериментальным и природным деформациям (Казаков, 1967, 1987; Парфенов, 1972 и др.). Предпринята попытка компьютерного моделирования (Галямов, 1991).

Благодаря уникальным особенностям систем двойникового скольжения кальцита и доломита, сравнительной простоте лабораторных исследований и широкому распространению кристаллически-зернистых карбонатных пород микроструктурное изучение карбонатов оказалось весьма привлекательным. По количеству публикаций кальцит уступает только кварцу. Вот лишь небольшая часть вопросов, для решения которых использовались данные по петроструктурам карбонатов: изучение рудных месторождений (Сонюшкин, 1955; Чернышов, 1974), изучение разрывных нарушений (Парфенов, 1972; Родыгин, 1982; Bresser, 1989), деформация карбонатитов (Егоров, 1970; Егоров, Сурина, 1970), количественная оценка деформаций (Gusokujima, Sato, 1981), определение осей палеостресса и анализ тектонической истории макромасштабных структур (Кукуй, 1975; Venkitasubramanyan, 1971; Hundeleston, Tabor, 1988; Lacombe et al., 1989, 1990; и др.).



Рис. 31. Схема двойникового и трансляционного скольжения в кальците:

а, б – соотношение между оптической осью основной части кристалла
(Cv), двойниковой плоскостью (е) и направлением скольжения (стрелка)
при образовании механических двойников; в – определение оси сжатия
(C), оси растяжения (T) и линии скольжения (L) на стереосетке; г, д – направления трансляционного скольжения по граням г и f

Упомянутая выше уникальность кальцита и доломита состоит в том, что свойственные им направления двойникового скольжения являются не взаимообратными, а строго однонаправленными, полярными.

В кальците скольжение с образованием механических двойников осуществляется по грани тупого ромбоэдра е (0II2) с движением верхнего слоя решетки по нижнему слою в направлении к оптической оси (движение в положительном направлении; рис. 31, а, б). Линия скольжения совпадает с короткой диагональю тупого ромбоэдра, т.е. с ребром между спайным ромбоэдром г (10II) и тупым ромбоэдром е (0II2) (рис. 31, а). Трансляционное скольжение в кальците происходит по грани спайного и острого ромбоэдров – г (10II) и f (022I). Скольжение возможно как в положительном, так и в отрицательном направлении параллельно ребру между г и f, лежащему в плоскости трансляции (рис. 31, г, д).

В *доломите* двойниковое скольжение с образованием механических двойников осуществляется по грани острого ромбоэдра f ( $02\overline{2}I$ ) с движением верхнего слоя решетки по нижнему слою от оптической оси (в отрицательном направлении) по линии, параллельной длинной диагонали острого ромбоэдра, лежащей в плоскости этого ромбоэдра (рис. 32, а, б, в). Трансляционное скольжение может происходить по нескольким направлениям: 1) по острому ромбоэдру f в положительном направлении (рис. 32, г); 2) по спайному ромбоэдру г во взаимообратных направлениях по линии (21 $\overline{I}$ 0) (рис. 32, д); 3) по базопинакоиду (0001), скольжение по осям [а] во взаимообратных направлениях (рис. 32, е) (Казаков, 1987).

Главное значение для динамического анализа имеют соотношения между оптической осью основной части кристалла (Cv), плоскостью двойникового скольжения (е или f) и направлением скольжения. Последнее для кальцита и доломита хорошо известно. По координатам Cv и е для кальцита (f для доломита), замеряемым в каждом сдвойникованном зерне, графически на стереосетке определяются три главных динамических направления – ось сжатия C, ось растяжения T и вектор скольжения L (рис. 31, в, рис. 32, в).



Рис. 32. Схема двойникового и трансляционного скольжения в доломите:

а, б – соотношение между оптической осью основной части кристалла (Cv), двойниковой плоскостью (f) и направлением скольжения (стрелка) при механическом двойниковании; в – определение оси сжатия (C), оси растяжения (T) и линии скольжения (L) на стереосетке; г,д,е – возможные направления трансляционного скольжения по граням f, r и (0001)

Техника измерений, анализ диаграмм ориентировки и вопросы динамической интерпретации данных по кальциту и доломиту детально рассмотрены в работах А.Н. Казакова (1967, 1987). Для предварительного знакомства можно воспользоваться пособием Л.И. Лукина и соавт. (1965).

#### 8.2. Биотит

Трансляционное скольжение в биотите осуществляется по (001) главным образом в направлении первой кристаллографической оси [100]. Согласно специальным исследованиям (Казаков, 1970), в кристаллах биотита, деформированных посредством пластического излома, т.е. с образованием кинкбендов, скольжение оказывается взаимообратным, а при скольжении по (001) без явлений пластического излома – полярным, однонаправленным, с движением верхнего слоя решетки по нижнему от отрицательного к положительному концу кристаллографической оси [100].

В первом случае для определения динамических направлений (оси сжатия C, оси растяжения T, линии скольжения L, оси внешнего вращения [010] = Nm и ее полярности) используются структуры кинкбенд, методика изучения которых приведена выше (см. разд. 3, а также (Казаков, 1970). Очевидно, ось внешнего вращения определит ориентировку оси B, а линия скольжения – положение оси растяжения A стрейн-эллипсоида.

Второй случай может быть реализован тогда, когда проведено определение поляризации оси Nm и установлена полярность скольжения по линии [100] в положительном направлении. На стереосетку наносятся нормаль к (001) и Np для каждого зерна. Плоскость, проходящая через эти две точки, содержит динамические направления С, Т и L (рис. 33). Поскольку угол между нормалью к (001) и Np мал, положение этой плоскости определяется не точно. Для устранения неточности требуется определение полной кристаллографической ориентировки исследуемых зерен (Лазарев, Белоусов, 1967).

Ось сжатия С отстоит от нормали к (001) на  $45^{\circ}$  в сторону Np. В противоположную сторону на  $45^{\circ}$  находится ось растяжения Т. Линия скольжения L отстоит на  $90^0$  от  $\perp$  (001). Ось [010] = Nm определится как линия пересечения плоскости спайности (001) и плоскости NgNm, т.е. направления полного погасания зерна.



Рис. 33. Положение динамических направлений С,Т,L в биотите при трансляции по (001) в направлении [100] (Казаков, 1970): а – положение С,Т,L в разрезе кристалла; б – стереографическая проекция косого сечения: С – ось сжатия, Т – ось растяжения, L – линия скольжения

Для каждого динамического направления измеренных зерен биотита составляется отдельная диаграмма, а затем – синоптическая, содержащая среднестатистические значения всех динамических направлений. По ней производится динамический анализ (Казаков, 1970).

## 8.3. Мусковит

В петроструктурном отношении мусковит изучен слабее биотита. Система трансляционного скольжения такая же, как и в биотите: (001) [100] (Казаков, 1987).

В отличие от биотита, при скольжении по (001) в направлении [100] вместо структур кинкбенд, характеризующихся резкими границами, в мусковите образуются флексурообразные изгибы с плавными ограничениями.

При одних и тех же условиях мусковит деформируется труднее, чем биотит. Это различие обусловлено различиями в составе и кристаллической структуре минералов. Электронная

микроскопия показывает, что в биотите плотность дислокаций возрастает с увеличением стрейна, а в мусковите она проявляет слабую зависимость или почти совсем не зависит от степени деформации. Дислокационные «стенки», образующиеся в биотите при деформации, выражены более четко, чем в мусковите, в котором возникает целая серия дислокационных стенок, обусловливающая плавный изгиб (001) (Bell, Wilson, 1981, fig. 11В).

Флексурообразные изгибы, если хорошо различается их ось, могут анализироваться подобно кинкбендам биотита. Примерная ось флексуры, совпадающая с [010] = Ng, определит положение оси В стрейн-эллипсоида, ось А будет лежать в плоскости трансляции перпендикулярно к оси В. Динамическая ось сжатия С определится на стереосетке как биссектриса угла между границей флексуры и плоскостью (001) в средней зоне флексуры в том секторе, в котором лежит (001) кристаллахозяина, т.е. (001) вне флексуры.

Кроме плавных флексур в мусковите отмечены и настоящие кинкбенды с резкими границами, однако это структуры особого рода. Судя по известному нам примеру кинкбендов мусковита из зоны грейзенизации в экзоконтакте кварцевых жил одного из месторождений, подобные структуры оказываются реликтовыми, унаследованными от первичного биотита. По этим реликтовым кинкбендам определена ориентировка осей стрейнэллипсоида, отвечающая не самым последним импульсам деформации, как обычно, а эпизоду деформационной истории, предшествующему грейзенизации (Родыгин, 1987б).

Вполне возможно, что кинкбенды мусковита в инсбрукских двуслюдяных сланцах имеют такое же происхождение (Turner, 1964). В любом случае проявление резких кинкбендов в мусковите заслуживает детального изучения.

# 8.4. Роговая обманка

Динамический анализ роговообманковых тектонитов разработан А.Н. Казаковым (1987). Экспериментально установлено, что трансляционное скольжение в роговой обманке осуществляется по (100) в направлении [001]. Это основной механизм деформации кристаллов. Полярность скольжения по направлению [001] экспериментально не определена, однако известно, что направление скольжения при трансляции противоположно направлению скольжения при двойниковании по той же системе (100) [001] (Казаков, 1987).

При изучении трансляционного скольжения на федоровском столике в каждом зерне определяются координаты осей эллипсоида оптической индикатрисы Ng, Nm, Np и ось [001]. Последняя определяется как пересечение двух систем спайности или по пересечению одной системы спайности с плоскостью NgNp. Остальные кристаллографические элементы, а именно [010] = Nm,  $\perp$  (100), и динамические направления определяются графически на стереосетке. Для этого на проекции плоскости NgNp от [001] в сторону Ng последовательно откладываются через 45<sup>0</sup> ось C,  $\perp$  (100) и ось T (рис. 34).



Рис. 34. Положение динамических направлений в роговой обманке при трансляции по (100) [001]:

 а – разрез кристалла роговой обманки, перпендикулярный к [010]; заштрихованы секторы, в пределах которых располагаются оси Ng и Np;
б – стереографическая проекция косого сечения; показано одно из возможных положений Ng и Np; С – ось сжатия, Т – ось растяжения, L – линия скольжения; пунктир – спайность; односторонние стрелки – направление скольжения (Казаков, 1987, рис. 77)

Понятно, что все эти элементы сначала отстраиваются каждый в виде отдельной стереограммы, определяются центры тяжести максимумов, затем составляется общая синоптическая диаграмма, по которой и проводится динамический анализ тектонита. Деформация роговой обманки в виде двойникования наблюдается сравнительно редко, однако она представляет интерес как средство определения полярности двойникового скольжения. Установлены две системы механических двойников: 1) плоскость срастания (100), направление скольжения [001]; 2) плоскость срастания (Ī0I), направление скольжения [Ī0Ī], т.е. ребро между (Ī0I) и (010). В обоих типах двойникования ось внутреннего вращения [010] = Nm, все динамические направления лежат в плоскости NgNp.

При первом типе двойникования ось сжатия С находится между Np и [001], ось растяжения – между Ng и ⊥ (100) (рис. 35).



Рис. 35. Положение динамических направлений в роговой обманке при двойниковании по (100) [001] (Казаков, 1987). Обозначение см. рис. 34

При втором типе двойникования двойниковые полоски видны в сечениях, параллельных или почти параллельных (010). С призматической спайностью основной части кристалла границы двойников составляют угол 75<sup>0</sup>. На границе спайность преломляется, отклоняясь от основного направления на 30<sup>0</sup>, указывая тем самым направление двойникового скольжения. Согласно экспериментальным данным, ось сжатия С приблизительно совпадает с [001] кристалла – хозяина, а ось растяжения – с нормалью к (100) (рис. 36).



Рис. 36. Положение динамических направлений в роговой обманке при двойниковании по (Ī0I) [Ī0Ī] (по Sobott, 1979). Обозначение см. рис. 34

#### 8.5. Диопсид

Динамический анализ диопсида детально рассмотрен А.Н. Казаковым (1987). Как и в роговой обманке, деформация кристаллов диопсида может осуществляться посредством трансляционного скольжения и двойникования.

Согласно экспериментальным данным, трансляционное скольжение происходит главным образом по (100) [001], направление скольжения положительное – от Ng к Np, шарнир внутреннего вращения – [010] = Nm. Ось сжатия С и ось растяжения Т практически совпадают с осями Ng и Np соответственно. Кроме названной главной системы трансляции установлен ряд других: (II0) [II0], (II0) [II0], (001) [II0], (001) [II0] и др.

Двойниковое скольжение при низких температурах происходит по (001) [100], при высоких – по (100) [001]. Направление скольжения в обоих случаях отрицательное, т.е. от Np к Ng. Ось сжатия практически совпадает с Np, ось растяжения – с Ng.

Под микроскопом в зернах диопсида определяются оси эллипсоида оптической индикатрисы и [001] = L. Эта ось, как и в роговой обманке, находится по пересечению двух спайностей, или по пересечению одной системы спайности по (110), или отдельности по (100) с плоскостью NgNp. Этих данных достаточно, чтобы графически на стереосетке определить все динамические направления.

Типы ориентировки диопсида выявлены пока недостаточно.

# 8.6. Кварц

Изучение природно деформированных кварцсодержащих пород, экспериментальные деформации монокристаллов и поликристаллических агрегатов выявили ряд критериев, позволяющих более или менее надежно судить об ориентировке осей главных нормальных напряжений, обусловивших деформацию. В этом отношении интересны некоторые типы ориентировки [0001] кварца и внутризерновых деформационных структурных элементов (Родыгин, 1994).

# 8.6.1. Ориентировки (0001) по «правилу Тренера» и поясовая по малому кругу (типы с и f по X.В. Ферберну (1949)

Экспериментальным изучением пластической деформации кварцитов получены микроструктурные ориентировки, подобные наблюдаемым во многих горных породах. При температурах ниже  $800^{\circ}$ С и скорости деформации  $10^{-6}$ /с (или  $600^{\circ}$ С и скорости  $10^{-7}$ /с) получается максимум оптических осей зерен кварца, совпадающий с осью сжатия ( $\sigma_3$ ) – тип с. При более высоких температурах (или малых скоростях деформации) образуется пояс по малому кругу вокруг оси сжатия – тип f. Полуугол раскрытия этого пояса изменяется от 20 до  $45^{\circ}$ , возрастая с увеличением температуры и (или) уменьшением скорости деформации. В пределах условий опыта уменьшение скорости деформации на один порядок дает тот же эффект, что и повышение температуры на  $100 (\pm 25)^{\circ}$ С (Tullis et al., 1973).

Одномаксимумная ориентировка впервые встречена в динамометаморфических породах Г.Б. Тренером (Trener, 1906). Позднее она была подтверждена В. Зандером, С. Андреаттой, А. Хитенен.

Максимум или пояс по малому кругу, оси которых нормальны к сланцеватости и линейности, т.е. совпадают с  $\sigma_3$ , отмечены рядом авторов (Казанский, 1966; Hobbs, 1966; Phillips, 1965; Tullis et al., 1973). Нами поясовая ориентировка встречена в черных магнетитовых кварцитах уймонской свиты Теректинского горста – Горный Алтай (Родыгин, 1979, рис. 106).

Ориентировка по малому кругу имеет ряд других объяснений, кроме приведенного выше. По Б. Зандеру, эта ориентировка развивается при деформации сплющивания, когда возможно расширение во всех направлениях, перпендикулярных к сжатию. В.С. Соболев (1954), опираясь на идею П. Эскола о несовпадении эпюры коэффициентов сжатия кристалла кварца с ориентировкой эллипсоида оптической индикатрисы, предсказал две разновидности малокруговой ориентировки – для низко- и высокотемпературного кварца (Казаков, 1987).

При любом из этих механизмов образования ориентировки ось сжатия  $\sigma_3 = C$  совпадает с осью симметрии малокругового узора. Две другие оси эллипсоида ( $\sigma_2 = B$  и  $\sigma_1 = A$ ) должны быть определены по каким-либо мезо- или микромасштабным признакам.

# 8.6.2. Деформационные ламелли и структуры кинкбенд

Согласно экспериментальным данным (Carter et al., 1964; Christie et al., 1964; Heard, Carter, 1968), деформационные ламелли образуются в начальные стадии деформации при скольжении по базопинакоиду, когда последний оказывается в плоскости максимального скалывающего стресса. Наиболее распространенными являются суббазальные ламелли, отклоняющиеся от (0001) на угол до  $12^{0}$ . Реже встречаются ламелли, отклоняющиеся от (0001) на  $20-50^{0}$  (максимум приходится на  $35^{0}$ ), еще реже отмечаются ламелли, субпараллельные (0001).

В природно деформированных образцах кварцита наибольшее значение имеет максимум между 6 и  $20^{\circ}$  (пик на гистограмме приходится на  $15^{\circ}$ ).

Полюса суббазальных ламеллей проявляют тенденцию к образованию пояса по малому кругу, осью которого является в одних случаях ось сжатия ( $\sigma_3 = C$ ), в других – ось растяжения ( $\sigma_1 = A$ ). Для устранения этой двузначности требуются дополнительные данные.

На стереограммах плоскости, проведенные через полюса ламеллей и оптические оси кварца, стремятся проходить через ось пояса по малому кругу, определяемому полюсами ламеллей. При этом полюса ламеллей обычно ложатся ближе к оси сим-

метрии пояса, чем оптические оси. Ось пояса, по другим данным, определяется как ось сжатия (Riley, 1947; Christie, Raleigh, 1959). Однако и из этого правила имеются исключения: отмечено, что ближе к оси сжатия иногда ложатся оси (0001), а не полюса ламеллей.





а – схема зерна кварца из экспериментально деформированного кварцита, показывающая более тесное расположение ламеллей (l<sub>2</sub>) в интенсивно деформированных участках по сравнению с менее деформированными (l<sub>1</sub>). Оси С<sup>II</sup>v в более деформированных участках испытали вращение в направлении σ<sub>3</sub> относительно С<sup>II</sup>v менее деформированных участков; б – диаграмма геометрии вращения, показанного на рис. 27, а; в – большие круги, связывающие оси С<sup>II</sup>v (черные кружки) с осями С<sup>I</sup>v (светлые кружки) в 50 зернах, имеющих волнистое погасание и структуры кинкбенд в экспериментально деформированном кварците (Carter et al., 1964, fig. 14)

Имеются и другие особенности деформированного кварца, которые можно использовать при определении ориентировки осей главных нормальных напряжений. Экспериментально показано, что более деформированные участки пластических изгибов решетки – кинкбенды и зоны волнистого погасания – содержат более обильные и теснее расположенные ламелли, чем участки, деформированные меньше. Эти более деформированные участки испытали также и большее вращение, чем менее деформиро-96 ванные. Направление внешнего вращения осей Cv по мере возрастания деформации направлено к оси сжатия  $\sigma_3$ . На рис. 37 показана схема одного из зерен с различным развитием ламеллей в участках с различной ориентировкой осей Cv благодаря волнистому погасанию (на рис. 37, а, справа) и кинкбенду (там же, слева). Оси Cv в участках с относительно более плотным расположением ламеллей (более интенсивно деформированных) вращались по направлению к оси сжатия  $\sigma_3$  (см. рис. 37, б).

Полюса больших кругов, проходящих через  $C^{I}v$  и  $C^{II}v$ , дают широкий пояс, нормальный к  $\sigma_3$ . Однако и в этом случае необходимы какие-либо независимые данные для уверенного определения осей  $\sigma_3$  и  $\sigma_1$ .

# 8.6.3. Аномальная двуосность кварца

По методике Л.А. Варданянца (1941, 1953) нами изучен аномально двуосный кварц из двух районов. Первый находится в среднем – верхнем течении р. Нарын (Тува). Здесь из фронтальной части надвиговой пластины, характеризующейся сложным чешуйчато-складчатым строением, отобраны ориентированные образцы тонкополосчатого мелкокристаллического мрамора чартысской свиты (Родыгин, 1982).

В образце, представляющем небольшую лежачую складку скалывания, изучена ориентировка биотита, кальцита и кварца. По биотиту уточнены полевые замеры осевой плоскости складки. По кальциту, диаграммы оптических осей и двойниковых плоскостей которого аналогичны таковым деформированного монокристалла, определены динамические направления – оси сжатия, растяжения, линия и направление скольжения. Эти данные хорошо согласуются с характером макроструктуры (аллохтона).

При изучении ориентировки кварца в некоторых зернах даже при обычной работе на федоровском столике удалось наблюдать признаки двуосности, поэтому методом Л.А. Варданянца была исследована группа зерен, ориентированных осью [0001] под большим углом к плоскости шлифа, параллельного профилю складки. Оказалось, что угол оптических осей этих зерен достигает 20<sup>0</sup>. Усредненная плоскость оптических осей располагается почти перпендикулярно к осевой плоскости лежачей складки, параллельно шарниру последней и перпендикулярно к оси сжатия, установленной по кальциту.

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

Приведенные примеры указывают на возможность использования предпочтительной ориентировки плоскостей оптических осей аномально двуосного кварца тектонитов для определения оси сжатия, вызвавшего появление двуосности этого минерала, что значительно облегчает определение остальных осей эллипсоида деформации.

#### 8.7. Плагиоклазы

В качестве эпиграфа к своей обстоятельной работе, посвященной микроструктурному анализу плагиоклазов, И.Х. Круль (Kruhl, 1987) привел следующие слова «неизвестного рецензента»: «Изучение предпочтительных ориентировок плагиоклазов... представляет интерес для предпочтительно ориентированных специалистов да еще для капризов полевых шпатов. В общем, опыт, требующийся для такого рода исследований, не уравновешивается получаемой от них пользой. Усилия в этом направлении не заслуживают интенсификации». В противоположность этим мало воодушевляющим словам автор названной работы считает, что поведение плагиоклазов при деформации дает специалисту инструмент, с помощью которого прежние методики структурных исследований могут быть значительно дополнены. В некоторых отношениях плагиоклаз не менее пригоден и интересен для структурного анализа, чем другие минералы, например кварц и кальцит. Детально изученная корреляция его кристаллографии, оптики и состава позволяет оптическими методами определить пространственную ориентировку любых кристаллографических направлений. Благодаря этому может быть установлена ориентировка деформационных элементов относительно кристаллической решетки. Плагиоклаз является наиболее широко распространенным минералом в земной коре. Он присутствуют. Плагиоклаз становится пластичным при температурах выше  $500^{0}$ С (White et al., 1980; Olsen, Kohlstedt, 1986), т.е. при заметно более высокой температуре, чем кварц и кальцит, тогда как в условиях зеленосланцевой фации продолжает оставаться хрупким (Shelley, 1989). Эта особенность может быть использована при расшифровке структурнометаморфической истории породы.

Трудоемкость изучения плагиоклазов, безусловно, выше, чем других минералов. По-видимому, этим объясняется малое количество работ, посвященных плагиоклазам на ранних стадиях развития методики. Так, Зандер привел всего 5 диаграмм плагиоклаза по сравнению с 86 и 47 диаграммами по кварцу и кальциту. Впрочем, когда-то чуть ли ни главным недостатком микроструктурного анализа вообще считалась его трудоемкость. Сейчас, как известно, без этой методики не обходится по существу ни одно структурное исследование. В дальнейшем затраты труда могут быть снижены путем использования автоматизации измерений и применения компьютерных программ. В последние два десятилетия изучение плагиоклазов продвинулось значительно. Определены основные системы скольжения, важные для структурного анализа, установлено, что почти идентичные петроструктуры могут быть образованы совершенно различными механизмами – интракристаллическим скольжением (Olsen, Kohlstedt, 1986; Kruhl, 1987, 1989), ориентировкой роста, ориен-тировкой по форме в пластическом матриксе, рекристаллизацией, контролируемой стрессом, эпитаксиальным ростом (Shelley, 1977, 1979, 1986; Olesen, 1987). Показана возможность определения главных осей поля напряжений по предпочтительной ориентировке двойников (Jensen, Starkey, 1985 и др.).

Значительный вклад в изучение петроструктур плагиоклазов внесли В.В. Золотухин (1966, 1983), Ю.И. Лазарев, В.Н. Кожевников (1973), В.Н. Кожевников (1982). Обстоятельное рассмотрение методики динамического анализа, учитывающее достигнутый к середине 80-х годов уровень знаний по данной проблеме, выполнено А.Н. Казаковым (1987). На его исследовании с небольшими дополнениями автора основано приводимое ниже краткое изложение, необходимое для предварительного ознакомления с методикой.

Все плагиоклазы – минералы триклинные, двуосные, 2V от +77<sup>0</sup> у альбита до -78<sup>0</sup> у анортита. Кристаллы чаще всего представляют собой пластинки с наиболее развитой гранью (010). Обычно они вытянуты по оси [100], редко – по [001], еще реже по [010] – кристаллы периклинового габитуса.

Главным механизмом пластической деформации служит двойникование. Двойники весьма разнообразны, изучены детально. Они подразделяются на две группы – первичные, или двойники роста, и вторичные (Vance, 1961). Последние, в свою очередь, подразделяются на двойники трансформации и механические двойники.

Механические двойники образуются при пластических деформациях под воздействием стресса. Это единственный тип двойников, используемый при микроструктурном анализе плагиоклазов, целью которого является определение ориентировки осей стресса.

Эксперименты показали, что механические двойники образуются по альбитовому и периклиновому законам. Они получаются в широком интервале температур и давлений. Количество двойников резко увеличивается с повышением температуры и очень слабо возрастает с повышением гидростатического давления. Полисинтетические двойники механического происхождения – тонкие, выклинивающиеся, гребневидные, нередко изогнутые. Их развитие часто прерывается трещинками (Vance, 1961). В метаморфических тектонитах большинство двойников механические. В метаморфизованных интрузивных породах наряду с механическими могут сохраняться реликтовые первичные двойники. Клиновидные, гребневидные формы характерны для начальной стадии деформации. По мере развития последней формируются пластинки, сохраняющие одинаковую толщину по всей длине двойника.

Механические двойники образуются тем легче, чем выше содержание анортитового компонента. Поскольку с повышением степени метаморфизма плагиоклаз становится более основным, соответственно, должна увеличиваться и степень развития механических двойников.

Наиболее пригодными для микроструктурного анализа являются плагиоклазы амфиболитовой и гранулитовой фаций (№ 25–40), а также лабрадоры № 60–70 габбро-амфиболитов; менее пригодны плагиоклазы гнейсогранитов, кроме № 25 и выше, и в настоящее время практически не используются плагиоклазы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Альбитовые и периклиновые двойники обычно возникают совместно, поскольку для их образования необходима одинаковая ориентировка осей стресса. В шлифах в части зерен может наблюдаться только одна система двойников из-за неблагоприятной ориентировки второй системы относительно плоскости шлифа или из-за того, что вторая система по той или другой причине отсутствует. В любом случае вторая система может быть определена построением на стереосетке.

В альбитовых двойниках плоскостью срастания является (010), двойниковой осью  $\bot$  (010), в периклиновых соответственно – ромбическое сечение (RS) и ось Y  $\approx$  [010]. Для диагностики этих двойников можно использовать следующие признаки: 1) в плагиоклазах № 25–70 полюс альбитовых двойников располагается ближе к Ng, полюс периклиновых двойников – ближе к Nm; 2) в случае альбитового закона при совмещении плоскости срастания с плоскостью симметрии микроскопа и вращении по оси I двойниковая структура не видна, в случае периклинового закона двойниковая структура при тех же условиях видна (Саранчина, Кожевников, 1985); 3) в сечениях  $\bot$  (010) для альбитового закона характерно симметричное погасание двойников, для других законов – несимметричное (Suwa et al., 1974); 4) методом

В.Г. Кочаряна (1965) можно определить, зная номер плагиоклаза, любой кристаллографический элемент.

Линия скольжения в альбитовых двойниках примерно совпадает с нормалью к ромбическому сечению, лежащей в (010), точнее, с линией пересечения (010) и плоскости, проходящей через  $\perp$  (010) и  $\perp$  RS. Ось внутреннего вращения – перпендикуляр к [010] в плоскости RS, т.е.  $\perp$  (010). Направление скольже-RS

ния в положительном смысле: верхний слой решетки скользит по нижнему слою от отрицательного к положительному концу оси [001].

В периклиновых двойниках линия скольжения –  $[010] \approx \perp$  (010), ось внутреннего вращения, как и в альбитовых двойниках, соответствует  $\perp$  (010), направление скольжения от отрицатель-RS

ного конца оси [010] к положительному. Эти данные позволяют определить динамические направления С и Т (рис. 38, а).

Проще всего динамические направления определяются в тех случаях, когда в сечении кристалла видны одновременно альбитовые и периклиновые двойники. Рекомендуется следующий порядок определения:

1. Нанести на стереосетку оси оптической индикатрисы основной части кристалла.

2. Нанести полюса плоскостей срастания двойников обеих систем, определить законы двойникования. Как отмечалось выше, у альбитовых двойников полюс плоскости срастания (010) располагается вблизи Ng, а у периклиновых ⊥ RS находится ближе к Nm (см. рис. 38, б).

3. Через  $\perp$  (010) и  $\perp$  RS провести дугу большого круга. В этой плоскости лежат выходы осей сжатия (С) и растяжения (Т), а нормаль к ней есть ось внутреннего вращения (R). Ось сжатия (С) располагается в 45<sup>0</sup> от  $\perp$  RS в сторону дуги NmNp, ось растяжения (Т) на таком же угловом расстоянии от  $\perp$  RS в противоположную сторону (рис. 38,6).

Если в сечении кристалла видны только альбитовые или только периклиновые двойники, то порядок определения динамических направлений несколько усложняется. В случае альби-102 товых двойников необходимо графически определить положение  $\perp$  RS, а в случае периклиновых – положение  $\perp$  (010). Для этого необходимо любым способом определить номер плагиоклаза, поскольку изменения состава минерала заметно влияют на ориентировку ромбического сечения. Дальнейший порядок работы подробно изложен А.Н. Казаковым (1987, с.218).

Кроме метода А.Н. Казакова можно воспользоваться другим, на наш взгляд, более простым способом, также требующим предварительного определения номера плагиоклаза. Он состоит в следующем:

1. По диаграмме В.В. Никитина определяются координаты полюсов (010) и RS, отвечающих данному номеру плагиоклаза. Для этого надо пользоваться полной круговой диаграммой кристаллографических элементов полевых шпатов, отнесенных к осям оптической индикатрисы (Соболев, 1954, рис. 84), а не диаграммой, сведенной к одному квадранту, которую обычно используют при определении полевых шпатов.

2. Если в изучаемом кристалле наблюдаются только альбитовые двойники, то на стереосетку выносятся Ng, Nm, Np, (010) и  $\perp$  (010). Геометрическое место полюсов RS известно, это – дуга (010). Остается отложить угловые расстояния, на которых искомый полюс RS находится от осей оптической индикатрисы данного кристалла. Обычно достаточно одного отсчета. Так, на рис. 38,в нанесена дуга, отстоящая от Np на 85<sup>0</sup>. Этот угол надо откладывать в сторону Nm, поскольку в периклиновых двойниках RS находится недалеко именно от этой оси. Пересечение дуги с (010) определяет местоположение нормали к RS (точка n).

3. Если в изучаемом кристалле наблюдаются только периклиновые двойники, то таким же способом определяется местоположение полюса (010), который должен располагаться на дуге RS (рис. 38, г).



Рис. 38. Схема динамического анализа плагиоклаза:

а – положение динамических направлений при образовании альбитовых и периклиновых двойников (по А.Н.Казакову, 1987); б – определение положения динамических направлений при наличии альбитовых и периклиновых двойников; в – то же при наличии только альбитовых двойников; г – то же при наличии только периклиновых двойников; с – то же при наличии только периклиновых двойников; С – ось сжатия; Т – ось растяжения; R – ось внутреннего вращения; La – линия скольжения при альбитовом двойниковании, Lp – то же при периклиновом двойниковании; п – графически определяемые оси: ⊥ RS на рис. в, ⊥ (010) на рис. г

Точность этого метода, как и метода А.Н. Казакова, зависит от точности определения номера плагиоклаза.

Полученные данные изображаются в виде диаграмм осей сжатия (С), осей растяжения (Т), осей внутреннего вращения (R), определяющих положение осей эллипсоида деформации, а также в виде сводной диаграммы, отображающей все эти элементы.

# 8.8. Оливин

Внутризерновые деформации оливина выражаются в виде волнистого погасания, деформационных ламеллей и полос пластического излома – кинкбендов, формирующихся при пластических деформациях в интервале умеренных и высоких температур.

Геометрия кинкбендов оливина используется для выявления систем скольжения, определяющих температурные условия деформации (Raleigh, 1968; Щербаков, 1981; Добржинецкая, 1989; Гончаренко, 1989), однако она может служить также и целям стрейн-анализа.

В шлифах кинкбенды, иногда неудачно называемые «сбросами» (Классен-Неклюдова, 1960 и др.) – этот термин в данном смысле необходимо отбросить, – видны как более или менее резко ограниченные удлиненные полоски, расположенные в пределах одного зерна. Каждый кинкбенд есть коленчатый излом кристаллической решетки, заключенный между плоскими границами (Sk), расположенными в общем случае биссекторно относительно ориентировки решетки внутри и вне кинкбенда. Трансляционное скольжение при образовании кинкбенда осуществляется только внутри полосы излома по плоскости скольжения (St). Линия пересечения Sk и St есть ось внешнего вращения (R), представляющая собой ось В эллипсоида деформации. Направление скольжения (t), лежащее в плоскости скольжения, располагается перпендикулярно к оси внешнего вращения.

Более детально строение кинкбендов рассмотрено выше (разд. 3, рис. 15).

Исходными данными для определения системы скольжения являются, во-первых, координаты осей оптической индикатрисы, замеренные в соседних участках кристалла, расположенных по обе стороны от границы кинкбенда; во-вторых, направление следа границы кинкбенда, наблюдаемого в шлифе.

Названные замеры выносятся на стереосетку, по ним определяются ориентировка и кристаллографический характер: 1) границы кинкбенда, 2) линии скольжения, 3) оси внешнего вращения и 4) плоскости трансляционного скольжения. Определение границы полосы излома Sk выполняется хорошо известным способом. Замеренный в шлифе след этой границы не дает представления об ориентировке плоскости Sk, являясь лишь линией пересечения границы с поверхностью шлифа. Чтобы определить положение Sk, надо провести биссекторную плоскость между двумя парами осей оптической индикатрисы, которые ближе всего располагаются к следу границы кинкбенда. Эта биссекторная плоскость отвечает искомой границе кинкбенда, а полюс ее, располагающийся вблизи третьей пары осей индикатрисы, примерно соответствует линии скольжения t=L, отличаясь от точного положения последней не более чем на  $5^{0}$ . Надо иметь в виду, что линия скольжения перпендикулярна к оси вращения, но не перпендикулярна к границе кинкбенда. Однако в связи с тем, что угол внешнего вращения обычно не превышает  $10^{0}$ , указанной неточностью определения линии скольжения тото задачи нет.

Определение оси внешнего вращения R является более сложной задачей. Согласно геометрии кинкбенда, эта ось представляет собой направление, общее для обеих граничных частей кристалла. Как отмечалось выше, она находится на пересечении границы кинкбенда и плоскости скольжения (см. рис.15, а). Какое бы сечение кристалла мы ни наблюдали, проекция оси вращения должна обязательно лежать на дуге, изображающей плоскость Sk. Эта дуга есть геометрическое место осей R.

Для определения оси R обычно рекомендуется проводить биссекторные плоскости между Ng<sub>1</sub> и Ng<sub>2</sub>, Nm<sub>1</sub> и Nm<sub>2</sub>, Np<sub>1</sub> и Np<sub>2</sub> (Raleigh, 1968; Щербаков, 1981). Теоретически линия пересечения этих плоскостей должна определить положение оси вращения. На самом деле это не всегда получается. Поскольку величина вращения обычно не превышает  $10^{0}$ , одноименные оси оптической индикатрисы располагаются близко одна к другой, небольшие ошибки в их определении влекут за собой значительные неточности определения оси внешнего вращения. Механическое применение этого способа обусловливает ошибки в определении R, встречающиеся в некоторых публикациях, а значит, и системы скольжения.
Выполненный автором геометрический анализ соотношений между элементами полос излома и кристаллографическими направлениями оливина (рис. 39) позволил выявить ряд диагностических признаков, обеспечивающих более надежное определение оси вращения и в целом системы скольжения (табл. 4).

Т	а	б	Л	И	ц	а	4
---	---	---	---	---	---	---	---

Граница кинк- бенда Sk прохо- дит через	Ось вращения R	Система скольжения	Схемы на рис. 39
Np – Ng	Np (Np <sub>1</sub> = Np <sub>2</sub> )	(100) [001]	а
Np – Ng	Между Np и Ng	(110) [001]	б
Nm – Ng	$Nm(Nm_1 = Nm_2)$	(100) [010]	* B
Nm – Ng	Между Nm и Ng	(101) [010]	Γ
Np – Nm	Между Np и Nm	(0kl) [100]	д
Np - Nm	$Np(Np_1 = Np_2)$	(001) [100]	e*
Np – Nm	$Nm(Nm_1 = Nm_2)$	(010) [100]	ж

Диагностические признаки систем скольжения

Примечания: 1. Системы скольжения расположены приблизительно в порядке повышения температуры, при которой происходила деформация (от  $a \\ \kappa \\ \mathcal{M}$ ) (Добржинецкая, 1989; Carter, Ave'Lallement, 1970). 2. Звездочкой отмечены системы скольжения, считающиеся редкими.

Наиболее точные результаты получаются тогда, когда в какой-то паре одноименные оси индикатрисы соседних частей кинкбенда совпадают или располагаются очень близко одна к другой. Это означает, что с данной осью индикатрисы совпадает ось внешнего вращения. Так, совпадение осей Np<sub>1</sub> и Np<sub>2</sub> определяет положение R и системы скольжения (100) [001] (рис. 39, а) и (001) [100] (рис. 39, е), а совпадение осей Nm<sub>1</sub> и Nm<sub>2</sub> – системы скольжения (100) [010] (рис. 39, в) и (010) [100] (рис. 39, ж). Чтобы определить конкретную систему, надо учесть характер границы кинкбенда.

Если ни в одной паре осей индикатрисы совпадения нет, то выходы осей той пары, которая оказалась полярной относительно границы кинкбенда, выводятся на одну параллель сетки и между ними проводится биссекторная дуга большого круга. Пересечение ее с Sk (точка R<sup>1</sup> на рис. 40,а) обычно принимается за ось вращения, но это не совсем так; точка R<sup>1</sup> определяет, в каком квадранте располагается ось вращения, и только. Более точное положение последней можно установить, руководствуясь параметрами элементарной ячейки оливина (а  $\approx$  5Å, b  $\approx$ 10Å, c  $\approx$  6Å).

В качестве примера рассмотрим систему скольжения (110) [001] (рис. 39, б). Как показано на рисунке, граница кинкбенда проходит через  $Ng_1Ng_2$  и  $Np_1Np_2$ , т.е. совпадает с биссекторной плоскостью между (001) соседних участков кристалла. Таким образом, Sk – это среднее положение (001), отклоняющееся от точного не более чем на 5<sup>0</sup>.

На рис. 40, б показано сечение элементарной ячейки оливина, параллельное (001). Пунктирная диагональ есть ряд узлов решетки, лежащий в Sk и секущий оси Ng = [100] и Np = [010]. Очевидно, этот ряд является общим как для (001), так и для (110). По единичным отрезкам координатных кристаллографических осей он определяется индексами 1:1, а по сторонам а и в элементарной ячейки – отношением 5Å :  $10\text{\AA}$  = 1 : 2.

Положение этого ряда [следа (110)] определяется углом между нормалью к нему и осью Ng в плоскости (001), равным округленно  $27^{0}$  (рис. 40, б). Плоскость скольжения St = (110) проходит через этот ряд и нормаль к Sk. Пересечение Sk (001) и St = (110) определит положение оси вращения R.

Практически при Sk = NgNp = (001) необходимо: 1) построить биссекторную плоскость между Nm<sub>1</sub> и Nm<sub>2</sub> и таким способом определить точку R<sup>1</sup> (рис. 40, а); 2) отложить от Ng на дуге NgNp угол  $27^0$  в сторону R<sup>1</sup>. Точка R определит проекцию оси внешнего вращения (рис. 40, в).

Аналогичным построением устанавливается, что в случае Sk = NmNg (рис. 39, г) ось вращения располагается в 40<sup>0</sup> от Ng.

В случае системы скольжения (Okl) [100], когда Sk = NpNm (рис. 39, д), соотношения кристаллографических и деформационных элементов осложняются. Положение оси внешнего вращения теоретически может меняться в широких пределах в зависимости от значений индексов k и l в символе (Okl). При k = 0 ось вращения совпадает с Np и вместо системы (Okl) [100] получится система (001) [100] (см. рис. 39, е), а при l = 0 ось вращения совпадет с Nm, получится система (010) [100] (см. рис. 39, е), а сле l = 0 ось вращения совпадет с Nm, получится система (010) [100](см. рис. 39, ж). Если плоскость скольжения представлена гранью (011), то R будет находиться на дуге NpNm в  $30^0$  от Nm в сторону R<sup>1</sup>.



Системы скольжения расположены в порядке повышения температуры и понижения скорости деформации слева St - плоскость скольжения; L - линия скольжения; <math>Sk -граница кинк6енда; R -ось внешнего вращения. направо (стрелки внизу). См. табл. 4



Рис. 40. Определение оси внешнего вращения в кинкбенде: а – примерное определение оси как линии пересечения границы кинкбенда Sk и биссекторной плоскости между осями индикатрисы, полярными относительно Sk; б – сечение элементарной ячейки оливина, параллельное (001); в – более точное определение оси внешнего вращения при системе скольжения (110) [001] (см. рис. 39, б)

Поскольку точный символ плоскости скольжения остается неизвестным, приходится считать, что  $R \approx R^{I}$ , т.е. определять ось внешнего вращения приблизительно указанным выше способом. Однако практическое определение оси вращения показывает, что в системе (Okl) [100] скольжение происходит предпочтительно все же по рациональной грани (011). Оси R, отложенные по дуге NpNm на расстоянии 30<sup>0</sup> от Nm в сторону R<sup>I</sup>, в изученном нами тектоните дали более четкий максимум (малый максимум на рис. 41, а), чем точки R<sup>I</sup>, определенные по тем же исходным данным. Но это требует дальнейшего исследования.

По возможности точное определение оси внешнего вращения необходимо как для диагностики системы скольжения, так и для стрейн-анализа. Среднестатистическая ориентировка оси внешнего вращения, установленная по достаточному количеству замеров, определит положение оси В эллипсоида деформации, а диаграммы линий и плоскостей скольжения помогут выявить полную ориентировку эллипсоида деформации.

На рис. 41 в качестве примера приведены результаты анализа кинкбендов оливина в одном из образцов альпинотипного дунита, представляющего собой среднезернистую породу, сложенную почти одним оливином. Ромбический пироксен присутствует в небольшом количестве, не более 5–7%. Наиболее крупные, несколько вытянутые зерна оливина имеют длину до 3– 4 мм. Ориентировка по форме зерен выражена слабо. 110





Оливин интенсивно деформирован с образованием многочисленных полос пластического излома и тонкокристаллических рекристаллизационных каемок по краям многих зерен.

В шлифе 0-82/9 замерено 30 кинкбендов, по которым определены все необходимые элементы. Как показано на рис. 41, оси внешнего вращения образуют четкий главный и небольшой второстепенный максимумы. Полюса плоскостей скольжения кроме главного максимума также образуют второстепенный, а полюса границ кинкбендов концентрируются в неполном поясе с одним главным и двумя второстепенными максимумами. Наличие двух ориентировок (главной и второстепенной) отчетливо видно на сводных диаграммах, по которым определены оси конечной деформации A, B, C (рис. 42).



Рис. 42. Сводные диаграммы, составленные по данным рис. 41: а – диаграмма по основному максимуму осей внешнего вращения; б – диаграмма по второстепенному максимуму осей внешнего вращения



Рис. 43. Частота встречаемости различных систем скольжения (а-ж) в оливине альпинотипного дунита

Диаграмма частоты встречаемости различных систем скольжения указывает на преобладание высокотемпературной деформации (рис. 43).

#### 8.9. Сульфаты (барит, ангидрит, гипс)

Основные теоретические данные для динамического анализа барита, ангидрита и гипса рассмотрены В.Д. Парфеновым (1974, 1981).

В случае тектонической деформации этих минералов определение динамических направлений (оси сжатия, оси растяжения, линии и направления скольжения) возможно только тогда, когда ориентировку осей оптической индикатрисы удается увязать с ориентировкой какого-либо деформационного элемента того же кристалла, в данном случае – двойниковой плоскости.

Оси оптической индикатрисы легко определить в любом сечении кристалла, чего нельзя сказать о двойниковой плоскости, которая может быть определена только в благоприятно ориентированных сечениях. Это накладывает серьезное ограничение на возможности динамического анализа названных минералов.

Для оценки применимости этих минералов в динамическом анализе необходимы исследования природно деформированных пород.

# Часть II ОЦЕНКА ВЕЛИЧИНЫ ДЕФОРМАЦИИ

## 9. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕТОДИКЕ

#### 9.1. Значение количественных оценок

Величина конечного стрейна может изменяться в широких пределах – от первых остаточных изменений формы и начального заложения поверхностей делимости, следующих сразу же за пределом упругости, до каких угодно размеров в результате развития пластического течения породы. Разные части одной и той же структурной формы могут характеризоваться разной деформированностью, обусловленной неоднородностью как самой структурной формы, так и поля напряжений. Количественная оценка величины деформации представляет вторую после определения поля напряжений составную часть стрейн-анализа. Соответствующие измерения могут быть использованы при интерпретации как микро-, так и макромасштабных геометрических особенностей структуры, позволяя правильно устанавливать происхождение плоскостных и линейных петроструктур, оценивать многие особенности картины региональных перемещений, увязывать складки и разломы с тектоническими движениями и т.д. (Рэмзи, 1984).

Как и при установлении ориентировки осей стрейнэллипсоида, анализ величины деформации может быть трехмерным или только двумерным, в зависимости от характера изучаемого объекта. Попытки определения величины изменений по этим осям предпринимались еще в прошлом столетии. При этом в качестве маркеров использовались деформированные палеонтологические остатки, гальки, сплющенные и удлиненные пузырьки и т.п. Обзор литературы по этому вопросу (Клоос, 1958)

114

показывает, что в большинстве случаев исследования ограничивались качественной стороной, без определения величины деформации. Методы более точной количественной оценки на протяжении длительного времени мало привлекали внимание и даже игнорировались. Одной из причин этого, по мнению У. Брейса (Brace, 1961), могла быть развернувшаяся в свое время критика представлений Г. Беккера о трещинообразовании, которые после длительной дискуссии были забракованы, а за одним и тесно связанные с ними представления о величине конечных деформаций.

Начало количественного изучения стрейна было положено известной работой Э. Клооса (1958), после выхода которой данная проблема стала привлекать большее внимание. В последние два десятилетия наиболее значительный вклад в разработку методов количественного анализа деформаций внесли Дж. Рэмзи (Ramsay, 1967) и А.В. Лукьянов (1991).

Дж. Рэмзи впервые суммировал и углубил имевшиеся к 60-м годам сведения, отметив, что анализ конечного стрейна в зонах деформации имеет величайшее значение, позволяя понять структурную геометрию горных пород. Он рассмотрел методы изучения деформированных объектов первоначальной сферической и несферической формы, деформированных конгломератов, различных окаменелостей и других тензодатчиков, разработал расчет компонентов стрейна по данным стрейн-эллипсоида (Ramsay, 1967, р. 185–254).

А.В. Лукьянов (1991) количественной оценке деформации придает особое значение, считая ее базисом стрейн-анализа. В качестве основных тензодатчиков, с помощью которых может осуществляться эта оценка, он называет следующие: 1) объекты известной первоначальной формы, 2) изменение углов, 3) изменение расстояний между центрами частиц, имевших до деформации равномерно рассеянное распределение в породе, 4) расчленение и растаскивание обломков хрупких зерен, слоев, жил, находящихся в деформированной породе (включая будинаж), 5) степень ориентированности включений, не имевших предпочтительной ориентировки в исходном состоянии, 6) степень развития теней давления, структур растворения под давлением, синтектонических прожилков, сланцеватости и пр., 7) суммарная тектонофациальная характеристика горной породы.

Некоторые критерии из этого перечня уже рассматривались в части I данной работы, в разд. 4, 5, 7, в которых наряду с определением ориентировки осей стрейн-эллипсоида оценивалось и соотношение между величиной растяжения и сжатия, поскольку эти две стороны стрейна, по существу, неотделимы одна от другой. Ниже эти критерии будут только упомянуты или охарактеризованы очень кратко.

## 9.2. Две меры величины деформации

Величина деформации оценивается двумя способами: или в процентах относительно исходного состояния, или в виде кратной величины, показывающей во сколько раз увеличилась или уменьшилась первоначальная длина в рассматриваемых направлениях. В случае м а л ы х деформаций процентная мера оказывается совпадающей по двум осям (при плоской деформации). Так, удлинению по оси А на 1% соответствует укорочение по оси С тоже примерно на 1%. Таким образом, деформация по обеим осям характеризуется одной цифрой. Кратная мера в данном случае была бы неудобной, выражаясь числом 1,01.

При б о л ь ш и х деформациях удобнее кратная оценка. Например, при изменении в два раза первоначальных размеров деформация по осям А и С (при плоской деформации) характеризуется одной цифрой 2, в то время как процентная оценка характеризовалась бы двумя числами – 100% по оси А и 50% по оси С (Белоусов, 1985, с. 129).

#### 9.3. Расчет величины деформации

Один из способов расчета величины деформации можно видеть на примере изучения деформированных оолитов. В ориентированных шлифах, параллельных главным осям деформации, определяются длины трех главных полуосей эллипсоида. По этим данным находится радиус шара, равнообъемного с эллипсоидом,  $r = (abc)^{-3}$ , где a, b, c – соответственно длинная, средняя и короткая полуоси эллипсоида.

Изменение размеров по направлению главных осей деформации составляет: 2а-d, 2b-d, 2с-d, где d = 2r.

По отношению к исходному шару максимальное удлинение по осям a, b, c равно

$$\varepsilon_1 = (\underline{2a-d}) \cdot \underline{100}_{\%}, \quad \varepsilon_2 = (\underline{2b-d}) \cdot \underline{100}_{\%}, \quad \varepsilon_3 = (\underline{2c-d}) \cdot \underline{100}_{\%}.$$

Поскольку деформация по оси b всегда очень мала и ею можно пренебречь, расчеты могут ограничиться отношением осей а и с и быть сведены к плоской деформации, т.е. к определению круга, равновеликого по площади наблюдаемому в сечении ас эллипсу. Радиус круга  $r = (ac)^{-2}$ .

В изученных Э. Клоосом оолитах степень тектонической деформации колеблется от нуля до нескольких сотен процентов. При этом ориентировка осей деформации остается постоянной на больших площадях, несмотря на обилие ооидов различных типов. Выявлены следующие признаки, позволяющие приблизительно оценивать деформацию по текстурным особенностям породы. Деформация в 10% характеризуется появлением предпочтительной ориентировки длинных осей ооидов; основная масса остается недеформированной. Деформация в 20% уже вполне очевидна и охватывает не только оолиты, но и основную массу породы, поверхности слоистости приобретают волнистость. Деформация в 30% охватывает все компоненты, начинает развиваться кливаж, поверхности слоистости могут испытывать значительное изгибание, важную роль играет растворение.

Размеры элементарной сферы и эллипсоидов соответствуют вычисленным величинам только при деформациях, не превышающих 58%. При более значительных деформациях появляется явное несоответствие. Абсолютный размер ооидов не имеет решающего значения, когда речь идет о таких величинах, как степень деформации. Размер по средней оси остается примерно постоянным. Деформация по этому направлению имеет незначительную величину, особенно в случае высокого значения отношения а/с.

## 10. ДАТЧИКИ ВЕЛИЧИНЫ ДЕФОРМАЦИИ

#### 10.1. Объекты известной первоначальной формы

Самый простой и наиболее распространенный метод определения величины конечного стрейна состоит в измерении природно деформированных объектов, первоначальная форма которых известна. Такие объекты нередко встречаются в осадочных и метаморфических породах. Кроме классического примера деформированных оолитов, рассмотренных в подразд. 4.1 и 9.2, имеется значительное количество других образований, изучаемых аналогичным способом. К их числу относятся (Ramsay, 1967):

С ф е р о л и т ы – округлые или сферические тела, сложенные игольчатыми радиально расходящимися из одного или нескольких центров волокнами трудно определимого кристаллического вещества. Наблюдаются обычно в кислых вулканических породах. По размеру могут колебаться от микроскопических до нескольких сантиметров в диаметре. Сферолитоподобные образования из полевого шпата и кварца называются п с е в д о с ф е р о л и т а м и, а более мелкие сферические «капли» в вулканических стеклах – г л о б у л я м и.

Пизолиты и сферические пеллеты. Первые представляют собой сферические или эллипсоидальные аккреционные тела в осадочных породах, напоминающие по форме и размерам горошину (диаметр 2-10 мм). Часто состоят из карбоната кальция, могут иметь концентрическое строение, от оолитов отличаются более крупными размерами.

П и р о к л а с т и ч е с к и е п и з о л и т ы – концентрически слоистые шарики диаметром до 1 см и более, образуются в результате цементации тонкого вулканического пепла, захваченного дождевыми каплями, проходящими через пылевую тучу. Изучение современных образований подобного рода показывает, что грязевые комочки даже при падении со значительной высоты сохраняют сферическую форму. Такие пизолиты характерны для туфов со структурой «птичьего глаза» (chalazoidites, «bird-eye tuffs»). Пеллеты – округлые образования размером около 0,06– 2,0 мм фосфатного, глинистого, карбонатного или кремнистого состава. По происхождению это мелкие катышки глины, капролиты.

Редукционные сферы, пятна (рис. 44,а) наблюдаются в красноцветных и зеленых глинистых сланцах, мергелях, песчаниках в виде осветленных в результате восстановления и выщелачивания железистых компонентов участков вокруг ядер из органического вещества. Размеры осветленной шаровидной массы колеблются от микроскопических до хорошо выраженной сферы диаметром более 25 см. Если первоначальная форма осветленных участков известна, то подобные образования особенно благоприятны для стрейн-анализа, поскольку их физико-механические свойства не отличаются от таковых окружающей породы.

Конкреции, шары, нодули. В осадочных породах растворимые фосфаты или карбонаты кальция могут концентрироваться вокруг некоторых центров, образуя конкреции субсферической эллипсоидальной или неправильной формы. Эти образования удается использовать лишь тогда, когда исходная форма их известна, или при очень больших деформациях, при которых вариации первоначальной формы утрачивают свое значение. Необходимо учитывать различие в физикомеханических свойствах этих образований и включающей их породы.

Органогенные остатки. Некоторые микроорганизмы – водоросли, радиолярии, фораминиферы и другие одноклеточные – имеют сферическую форму и могут быть полезными для анализа деформаций. К этой же группе относятся фрамбоиды – микроскопические агрегаты зерен пирита сфероидальной формы размером 10-100 µ. Раньше они считались результатом коллоидальных процессов, в настоящее время образование их связывают с присутствием органического вещества. Кристаллы сульфида замещают камеры или клетки бактерий. И. Дж. Рекси Д.Р. Грей (Jour. Struct. Geol. 1982. Vol. 4, № 2) изучили фрамбоиды пелитовых сланцев. Величина деформации определялась по трем взаимно перпендикулярным шлифам с учетом размера теней давления в направлении оси растяжения, выполненных хлоритом.

М и н д а л и н ы и п у з ы р ь к и в эффузивных породах могут использоваться как для определения направления течения лавового потока (в недеформированных породах), так и в целях стрейн-анализа (в порфиритоидах и порфироидах).

П я т н и с т ы е р о г о в и к и, образующиеся при контактовом метаморфизме пелитовых пород, часто характеризуются субсферическими сегрегациями карбонатного материала, андалузита, слюды, кварца, которые при последующей деформации приобретают эллипсоидальную форму.



Рис. 44. Мезомасштабные деформационные структуры: а – редукционные пятна в пестроцветных сланцах. Сечение, перпендикулярное к сланцеватости. Сев. Уэльс (Ramsay, 1967, fig. 5-3); б – деформированный пирит в черном ультрамилоните. Сартавальская серия. Приладожье, оз. Мал. Янис-Ярве. Обр. 1–88

Этот перечень можно дополнить примерами, встреченными нами в зонах милонитизации в двух районах – в Приладожье и в Туве. В черных ультрамилонитах среди пород сартавальской серии наблюдаются плоские линзочки и «штрихи» тонко растертого пирита. Наиболее крупные из них имеют размеры 0,2 х х 2,0 х 22,0 мм (рис. 44, б). Аналогичные пиритизированные ультрамилониты имеются в зоне Нарынского надвига среди прочих динамометаморфитов (Родыгин, 1992). В этом районе кроме линзочек растертого пирита в некоторых участках ультрамилонита наблюдаются менее деформированные кристаллы. По-видимому, пирит образовался в уже милонитизированной массе, затем подвергся деформации в результате дополнительных дифференциальных скольжений в плоскости ab, о величине которых частично можно судить по форме пиритовых линз. Однако надо заметить, что в данных примерах, как и во многих других, первостепенное значение имеет определение ориентировки осей эллипсоида деформации, а не размеров последней.

Две главные трудности встречаются при определении величины конечного стрейна с помощью изучения перечисленных объектов (Ramsay, 1967). Они касаются первичной формы последних и величины деформации. Лишь в редких случаях первичная форма оказывается идеально сферической. Впрочем, при деформациях, превышающих 100%, влияние этого фактора сильно снижается (см. подразд. 4.5). Вторая трудность обусловлена различием физико-механических свойств матрикса и включений, находящихся в этом матриксе. Часто полученные данные характеризуют величину деформации включения, который мы принимаем за датчик деформации, а не породы в целом. Как показывают приводимые ниже примеры, это обстоятельство должно учитываться в каждом конкретном случае.

Наиболее благоприятны породы, в которых изучаемый датчик деформации и включающий его матрикс не отличаются по физико-механическим свойствам друг от друга. Таковы, например, упоминавшиеся выше редукционные сферы и пятна. Не менее удачен количественный анализ динамически рекристаллизованных порфирокластов в деформированных кварцитах (Freeman, 1984). Объектом изучения явились окатанные обломки кварца, содержащие многочисленные включения иголочек рутила и тем самым отличающиеся от кварцевых же зерен матрикса. Первоначально сферические порфирокласты, примерно в 10 раз более крупные по сравнению с окружающими зернами, при деформации испытывают динамическую рекристаллизацию и приобретают форму эллипсоидов. Контуры этих деформированных зерен устанавливаются по сохраняющимся иголочкам рутила (рис. 45), что дает возможность выполнить необходимые измерения.

Менее надежны деформированные гальки, однако при значительной величине деформации и они могут дать неплохие результаты (Белоусов, 1985; Kronenberg, 1981; Borradaile, 1984; Srivastava, Giabola, 1986; Singh, Thakur, 1989).



Рис. 45. Схема прогрессивной рекристаллизации порфирокластов, содержащих включения рутила:

а – недеформированные зерна; б – слегка деформированные, но не рекристаллизованные зерна; в – деформированные и частично рекристаллизованные зерна; при рекристаллизации иголочки рутила сохраняются;
г – полная рекристаллизация; форма зерен устанавливается по иголочкам рутила (по Freeman, 1984)

Ю.В. Миллер (1988, с. 45) для оценки структурной зональности архейских терригенно-вулканогенных образований Семченского трога (Карельская гранит-зеленокаменная область) исследовал величину деформации лавовых подушек. Замеры проводились в горизонтальном сечении последних при субвертикальной ориентировке сланцеватости, линейности и шарниров складок послойного течения (рис. 46).

Степень деформированности подушек оценивалась с помощью коэффициента сплющивания K = l/h, где l - длина; h - ширина сечения. Величина K варьировала от 1 (изометричные горизонтальные сечения) до 25. Автор не исключает и более высокие значения К, но измерение подушек с К>10 не всегда возможно в связи с будинажем и ограниченными размерами обнажений. В некоторых случаях удавалось замерить длину подушек и в вертикальных сечениях, перпендикулярных к сланцеватости. По вертикали (параллельно линейности) растяжение подушек несколько больше, чем в горизонтальных сечениях.



Наличие подушек, для которых К  $\approx$  1, позволяет предполагать, что первоначально они имели приблизительно сферическую форму. Однако в большинстве случаев, как известно, подушки изначально более или менее сплющены. В момент образования они имеют выпуклый полусферический верх и более плоское основание, приспособленное к рельефу подстилающей поверхности. В данном случае это не так уж и важно, поскольку целью исследования было не определение величины деформации, а только сравнение степени деформированности пород в разных частях трога.

Оценка величины деформации требует сопоставления формы деформированных и недеформированных подушек. Так, в вулканогенно-осадочной саратанской свите Горного Алтая, метаморфизованной в условиях зеленосланцевой фации, нам удалось наблюдать то и другое (Родыгин, 1981). Недеформированные или слабо деформированные подушки встречаются в виде эллипсоидальных обособлений среди более пластичных сильно



а – эллипсоидальные сравнительно массивные подущечные обособления среди тонкосланцеватого порфиритоида; 6 - сближенные, но не соприкасающиеся подушки, пластически деформированные вместе с вмещаю-Рис. 47. Метаморфизованные подушечные лавы саратанской свиты (Горный Алтай) (Родыгин, 1981): щим их актинолито-хлоритовым сланцем

рассланцованных пород – порфиритоидов (рис. 47, а); К  $\approx 2$ . Рассланцовка не проникает в подушки, остающиеся массивными. В участках тесного расположения подушек деформированность намного выше. В вертикальных сечениях, перпендикулярных к сланцеватости вмещающих пород, длина подушек в 4–5 раз превышает ширину (рис. 47, б). Сопоставляя эти данные, можно приблизительно судить о деформированности подушек.



Более надежными маркерами могут служить шаровые лавы, встречающиеся чаще всего в кислых эффузивах (Гилярова, 1959; Петров, Замуруева, 1960; Родыгин, 1962; Feth, Anthony, 1948 и др.). Шаровые обособления имеют, как правило, небольшие размеры (1–30 см) и правильную сферическую форму. При деформации они превращаются в эллипсоиды, по которым можно судить об относительной величине и ориентировке главных осей деформации шаров.

Г. Боррадейл и К. Паулсен (Borradaile, Poulsen, 1981; Borradaile, 1983) описали способ определения соотношения между величиной главных осей деформации при двумерном анализе. Для этой цели они использовали изменение толщины внешней корки подушек в деформированных пиллоу-лавах по сравнению с недеформированными. Оказалось, что при деформации толщина корки увеличилась в направлении растяжения и сократилась в перпендикулярном направлении (рис. 48).

Во всех этих случаях полученные результаты характеризуют деформацию подушек, однако их нельзя распространять на породы в целом. Метаморфизованные подушечные лавы саратанской свиты (см. рис. 47) наглядно показывают, что порфиритоидный субстрат деформирован намного интенсивнее по сравнению с подушками. Для оценки деформации его требуются дополнительные данные.

## 10.2. Изменение углов

Определение двумерного стрейна по трем углам сдвига на примере деформированных створок брахиопод рассмотрено в подразд. 7.4. В принципе аналогичный пример приведен У. Брейсом (Brace, 1961), однако при этом использованы замеры иных структурных элементов.

В профильном сечении крыла складки замерены напластование, залегание косой слоистости в песчаниках и угол между слоистостью и ходами червей в подстилающем косослоистые песчаники пласте (рис. 49, а). Предполагается, что первоначально косая слоистость составляла с напластованием угол естественного откоса, т.е. примерно 26–28<sup>0</sup>, а ходы червей были ориентированы вертикально относительно горизонтально залегающей поверхности пласта. Таким образом, выявляется первоначальная ориентировка трех элементов: пласта, косой слоистости и ходов червей (рис. 49, б). Их постдеформационная ориентировка показана на рис. 49, в.





червей соответственно; 6 - первоначальная ориентировка этих элементов;

в – углы и направления сдвига нормалей к  $S_{o},\,S_{cb}\,u\;L_{v};$ 

127

При складчатости нормаль к напластованию отклонилась от первоначального положения на угол  $26^0$  по ходу часовой стрелки, нормаль к косой слоистости – на  $32^0$  против хода часовой стрелки, ходы червей – на  $26^0$  также против хода часовой стрелки. Эти углы сдвига относятся к двум различно ориентированным прямым: следу пласта S<sup>1</sup>о и следу косой слоистости S<sup>1</sup>cb на профиле крыла складки (линии A и C на рис. 49,в). Угол сдвига нормали к напластованию и линии ходов червей хотя и относятся к одной и той же линии (следу So), но имеют разный знак. В целом получаются три угла сдвига.

У. Брейс привел алгебраическое решение этой задачи, однако проще воспользоваться графическим методом. По трем углам сдвига, руководствуясь методикой, изложенной в подразд. 7.4, строится диаграмма Мора и определяется отношение осей эллипса, а также их ориентировка в плоскости профиля складки (рис. 49,д).

Определить величину деформации по этим осям на основе приведенных данных невозможно, для этого необходимо кроме углов сдвига иметь еще и величину растяжения хотя бы по одному из двух рассмотренных направлений – в плоскости напластования (А) или в направлении, перпендикулярном к нему (В), для чего нужны соответствующие индикаторы.

## 10.3. Вариации в распределении точечных маркеров

Как отмечалось выше (см. разд. 5), метод «центр к центру» позволяет выполнить двумерный анализ – определить отношение осей эллипса деформации в рассматриваемом сечении. Исследование двух или трех взаимно перпендикулярных шлифов, ориентированных в главных сечениях эллипсоида деформации, позволяет перейти к трехмерному анализу.

## 10.4. Ориентировка удлиненных осей зерен

А.В. Вихерт (1988) предложил метод оценки величины деформации горных пород по зернам произвольной формы. В основу метода положены следующие соображения. В исходном, недеформированном состоянии горной породы максимальные диаметры зерен распределяются по направлениям неупорядоченно, хаотически и объем породы при деформации не меняется. По мере нарастания деформации зерна основной массы все более удлиняются в направлении растяжения породы и укорачиваются в одном или двух других перпендикулярных к первому направлениях в зависимости от того, какой деформации – двух- или трехосной – подвергается порода. Одновременно с удлинением зерна переориентируются так, что их максимальные диаметры по своему простиранию все больше приближаются к направлению растяжения породы. Ориентировка удлиненных осей становится все более упорядоченной, и мера упорядоченности позволяет оценить величину деформации.

Механизм удлинения – укорочения и переориентировки зерен может быть различным, однако ведущим фактором, по мнению автора метода, является направленная перекристаллизация под давлением.

Увеличение ориентированности хаотично расположенных включений при нарастании деформации хорошо иллюстрируется рис. 50 (Лукьянов, 1991).

Рекомендуется следующий порядок выполнения анализа.

1. Определить тип эллипсоида деформации. С этой целью надо изготовить два (или три) взаимно перпендикулярных шлифа в плоскостях петроструктурных осей ac, bc, ab и сравнить в них на глаз под микроскопом предпочтительную ориентировку длинных осей зерен. Возможные результаты: 1) сплюснутый в плоскости ab двухосный эллипсоид, 2) вытянутый по оси a или по оси b двухосный эллипсоид, 3) трехосный эллипсоид.

2. Под микроскопом с помощью препаратоводителя исследовать ориентировку длинных осей зерен избранного для анализа минерала в шлифах ас и bc как наиболее информативных. Направления длинных осей группируются в 5-градусные интервалы.



Рис. 50. Увеличение ориентированности длинных осей зерен при нарастании деформации (Лукьянов, 1991):

П – пластичные включения в пластичном матриксе; Т – твердые включения в пластичном матриксе; ПТ – 50% пластичных и 50% твердых включений в пластичном матриксе. Вертикальная ось – количество (в %) включений, имеющих одинаковую ориентировку, осредненную по 5-градусным секторам. Горизонтальная ось – ориентировки от оси растяжения (0<sup>0</sup>) до оси сжатия (90<sup>0</sup>). Кривые распределения ориентированных частиц соответствуют сжатию 0, 30, 50, 70, 80%

3. Полученные замеры изображаются в виде гистограммы, на которой по горизонтальной оси откладываются 5-градусные интервалы, а по вертикальной – частота встречаемости в процентах. Задача сводится к тому, чтобы на гистограмме можно было выделить три объединенных интервала равной ширины (которая может колебаться от 5 до  $60^{\circ}$ ), в центральном из которых суммарная частота окажется максимальной, а в двух соседних, краевых – пониженной, но приблизительно одинаковой (рис. 51, а).

Результаты анализа могут считаться удовлетворительными, если суммарные частоты в краевых интервалах различаются не 130 более чем на 20%, например, когда в одном из них общее число замеров 30, а в другом не более 36.

4. На основе гистограмм строится векторная диаграмма (рис. 51, б), на которой α – ширина объединенных интервалов, ñ – среднее значение частоты в крайних интервалах, n<sub>1</sub> – частота в центральном интервале.



Рис. 51. Анализ ориентировки удлиненных осей зерен: а – пример распределения направлений максимальных диаметров зерен кварца в шлифе: n<sub>1</sub>, n<sub>2</sub>, n<sub>3</sub> – число замеров, попавших в центральный и краевые 30-градусные объединенные интервалы; б – векторная диаграмма частоты встречаемости замеров в центральном (n<sub>1</sub>) и краевых (ñ) объединенных интервалах; в – суммирование векторов n<sub>1</sub> и ñ; г – построение «частотного аналога» эллипса деформации; д – преобразование частотного аналога в эллипс деформации

5. Разложив векторы ñ на вертикальную и горизонтальную составляющие и сложив их с  $n_1$  (рис. 51,в), получают  $a = n_1 + 2\tilde{n}$  соз  $\alpha$  и с = ñ, sin  $\alpha$  – полуоси эллипса, представляющего собой «частотный аналог» эллипса деформации в исследованном сечении породы. Этот частотный аналог позволяет оценить в первом приближении соотношение между главными осями эллипса (рис. 51, г).

6. Если эллипс с длинной полуосью а и короткой полуосью с возник при деформации равного ему по площади круга радиуса  $\mathbf{r} = (\mathbf{ac})^{1/2}$ , то деформация удлинения  $\lambda_1 = \mathbf{a/r} = (\mathbf{a/c})^{1/2}$ . Соответственно деформация укорочения  $\lambda_2 = (\mathbf{c/a})^{1/2}$ ;  $\lambda_1 \cdot \lambda_2 = 1$ . С помощью предложенных автором метода формул частотный аналог преобразуется в эллипс деформации (рис. 51,д).

7. При трехмерном анализе аналогичным способом строятся и сопоставляются два взаимно перпендикулярных эллипса.

Как отмечает автор методики, повторные замеры по одним и тем же и разным шлифам, минералам и породам показали, что для оценки величины деформации в пределах некоторого структурно однородного участка, например крыла или замка складки и т.п., необходимо провести измерения в пяти парах шлифов. При меньшем числе шлифов на результаты анализа заметно влияют микронеоднородности структуры породы. При определении по пяти парам шлифов средняя ошибка измерений стабилизируется в пределах ±10% и дальнейшие наблюдения теряют необходимость (Вихерт, 1988).

### 10.5. Степень линейной и плоскостной ориентировок

Линейная и плоскостная ориентировки слагающих тектонит минералов отражают степень деформированности породы. Для количественной оценки последней может быть использован разработанный С.А. Салтыковым (1976) метод стереометрической металлографии, сущность которого состоит в следующем.

Согласно основному стереометрическому соотношению, суммарная площадь поверхностей зерен в единице объема, суммарная длина линий их следов на единице площади шлифа и суммарное число точек следов на единице длины секущей линии в плоскости шлифа пропорциональны, с соответствующими постоянными коэффициентами пропорциональности (Салтыков, 1976).

Анализ начинается с определения числа точек пересечения между границами зерен и прямой линией, которая проводится в плоскости ориентированного петрографического шлифа через определенные углы к оси симметрии. Полученные таким образом и отнесенные к единице длины числа точек пересечения по разным, проведенным через один и тот же угол радиальным направлениям, дадут розу-диаграмму точек пересечений. И наоборот, отношение длины изученного отрезка к числу точек пересечения определит среднюю величину сечения зерен по данному направлению. Построенная на этих показателях розадиаграмма даст усредненную форму зерен в плоскости шлифа. Исследование проводится на поляризационном микроскопе, снабженном препаратоводителем, обеспечивающим плавное перемещение шлифа в плоскости столика микроскопа в двух взаимно перпендикулярных направлениях при помощи микрометрических винтов, которые одновременно измеряют величину перемещения с точностью 0,01 мм.

Двухкоординатный препаратоводитель должен иметь приспособление для «пустого» (не засчитываемого) хода, поэтому в данном случае в качестве препаратоводителя более подходит интеграционный столик Андина. Пустой ход необходим для пропуска интервала по линии измерения, на котором изучаемый минерал отсутствует. При этом весь такой интервал следует считать не как два, а как одно пересечение.

Чтобы проводить измерения на площади шлифа в разных радиальных направлениях, нужно препаратоводитель дополнить поворотной шайбой с градусной шкалой, поворот которой позволит придавать линии подсчета нужное направление.

В тех случаях, когда изучаемый минерал представлен резко различающимися по размеру зернами, необходимо те и другие анализировать раздельно, по возможности учитывая «эффект среза». Это относится как к моно-, так и к полиминеральным породам. Для однозначного описания стереометрии зерен данного минерала, входящего в состав тектонита, необходимо исследовать по меньшей мере два взаимно перпендикулярных шлифа – продольный и поперечный (рис. 52, а). Первый должен быть ориентирован перпендикулярно к плоскостной и параллельно линейной текстуре, второй – перпендикулярно к линейности. На продольном шлифе определяются два показателя:  $m_{\perp}$  – среднее число пересечений на единице длины линий, перпендикулярных к планарности, и  $m_{\rm II}$  – среднее число пересечений на единице длины секущих, параллельных оси ориентации (линейности). На поперечном шлифе определяется среднее число пересечений на единице длины секущих, параллельных плоскостной ориентировке –  $m_{\rm I}$ .

Эти основные показатели снимаются с роз-диаграмм, построенных для продольного и поперечного сечений породы (рис. 52,б). На их основе могут быть определены следующие параметры, характеризующие системы граничных поверхностей с линейной и плоскостной ориентировкой:



Рис. 52. Определение линейной и плоскостной ориентировок: а – схема определения числа точек пересечения в двух ориентированных шлифах: в шлифе, перпендикулярном к плоскостной и параллельном линейной ориентировке (m<sub>II</sub> и m<sub>⊥</sub>), и в шлифе, перпендикулярном как к плоскостной, так и к линейной ориентировке (m<sub>I</sub>); б – розы-диаграммы, построенные по числам точек пересечения (1) и по усредненному размеру зерен (2)

1. Удельная площадь изометрической части всех граничных поверхностей

$$\Sigma S_{is} = 2m_{II}$$

2. Удельная площадь линейно ориентированной части

$$\Sigma S_{\text{lin}} = \pi/2 (m_{\text{I}} - m_{\text{II}}).$$

3. Удельная площадь части с плоскостной ориентировкой

$$\Sigma S_{pl} = m_{\perp} - m_{I}$$
.

4. Общая удельная площадь граничных поверхностей

 $\Sigma S_{ges} = m_{\perp} + (2 - \pi/2) m_{II} + (\pi/2 - 1) m_{I} = m_{\perp} + 0.43 m_{II} + 0.57 m_{I}.$ 

Перечисленные параметры позволяют определить два важных в структурном отношении показателя:

5. Степень линейной ориентировки

$$\alpha \lim = \sum S_{\lim} / \sum S_{ges}.$$

6. Степень плоскостной ориентировки

$$\alpha \text{ pl} = \Sigma \text{ S}_{\text{pl}} / \Sigma \text{ S}_{\text{ges}}.$$

Оба эти показателя определяют «эллипсоид текстуры» изученного минерала, соосный эллипсоиду деформации. Что же касается величины деформированности породы в целом, то она будет отражена адекватно только при равенстве вязкостных свойств данного минерала и включающего его матрикса. Тем не менее оба показателя могут успешно использоваться при анализе распределения деформаций в пределах изучаемых структурных форм, а также при тектонофациальной характеристике тектонитов

## 10.6. Изменение угла между плоскостью скольжения и плоскостью АВ эллипсоида деформации

При нарастании деформации сдвига угол α между плоскостью дифференциальных скольжений в породе (S) и плоскостью АВ эллипсоида деформации уменьшается от величины инициального угла, дополнительного до прямого к углу скалывания,

который, как известно, зависит от физико-механических свойств материала и ряда других факторов, до минимального – в пределе до нуля (см. рис. 16). В последнем случае оказывается, что плоскости скольжения, морфологически выраженные как сланцеватость, листоватость, кливаж, почти совпадают с плоскостью АВ эллипсоида деформации. Такое совпадение является обычным для интенсивно рассланцованных пород, что отмечалось еще в прошлом столетии. Постоянная встречаемость, обычность такого совпадения нередко служила и служит основанием считать его изначальным, утверждать, что делимость с самого начала деформации закладывается в плоскости AB, перпендикулярно к оси сжатия C.

Это весьма распространенное представление является, на наш взгляд, ошибочным, поскольку в плоскости АВ эллипсоида деформации тангенциальная (срезающая, скалывающая, сдвигающая) составляющая напряжения всегда равна нулю, следовательно, дифференциальные скольжения в плоскости АВ невозможны, а без них невозможно и расслоение, возникновение плоскостей делимости. И если мы все же видим совпадение S и плоскости AB, то это однозначно указывает на высокую интенсивность деформации материала. В таких случаях сланцеватость, листоватость, словом, делимость любого вида, представляет собой преобразованную, повернутую деформацией одну систему скалывания (при простом сдвиге) или две системы (при чистом сдвиге). В результате образуется так называемая делимость «сплющивания». Кстати, детальное изучение показывает, что полного совпадения S и плоскости AB, как правило, все же нет. Так, еще Ч.К. Лизс отмечал, что при его обширных наблюдениях докембрийских пород он никогда не находил кливажа, точно параллельного слоистости на каком-либо протяжении. Если проследить кливаж по простиранию или падению всего на несколько метров, то всегда можно обнаружить пересечение его со слоистостью ((Шрок, 1950, с. 494).

Острый угол а между двумя плоскостными структурными элементами можно наблюдать в разных масштабах и разных геологических ситуациях, а именно: 1) между слоистостью пород и секущими типами кливажа (кливажем осевой плоскости

или кливажем межпластового скольжения) на крыльях складок (Шрок, 1950, рис. 385-387; Биллингс, 1949, рис. 183-192); 2) между границей зоны скалывания и плоскостями скольжения (а также линзами скольжения) внутри зоны. Линзы скольжения могут быть любых размеров – от микро- до макромасштабных (Simpson, 1981, fig. 3.8; 1985, fig. 4); 3) между сланцеватостью матрикса и плоскостями скольжения в порфиробластах и порфирокластах (Basu, 1977; Николя, 1992, рис. 11, 16); 4) между плоскостями S и C в SC-тектонитах (Lister, Snoke, 1984; Simpson, 1984, 1986).

Когда известны ориентировки обеих плоскостей, а значит, и угол  $\alpha$ , можно найти и величину деформации сдвига ( $\gamma$ ):

$$\gamma = 2 \operatorname{ctg} 2 \alpha$$
.

А. Николя (1992, с.152) привел пример оценки деформации сдвига в милонитизированном перидотите по результатам измерения угла между сланцеватостью S и следом плоскости скольжения (100) ортопироксенов. Минимальный угол  $\alpha$  равен 2,5<sup>0</sup>, чему соответствует  $\gamma = 23$ ; среднее значение  $\alpha$  равно 9,5<sup>0</sup>, откуда  $\gamma = 6$ .

Как и в ряде приведенных выше случаев, эти определения относятся к деформации ортопироксенов, а не породы в целом.

#### 10.7. Эволюция предпочтительной ориентировки кварца

Для оценки величины и характера деформации может быть использован микроструктурный анализ кварца тектонитов. Диаграммы ориентировки с-осей этого минерала в некоторых благоприятных случаях позволяют оценить степень деформированности пород, хотя какие-либо количественные градуировки их пока отсутствуют. Рассмотрим несколько примеров (Родыгин, 1994).

Автором в гематитовых кварцитах уймонской свиты (Теректинский горст, Горный Алтай) наблюдалась ориентировка кварца в виде двух пересекающихся поясов – главного и второстепенного, осью которых служит линия скольжения, т.е. петроструктурная ось а, практически совпадающая с осью А эллипсоида деформации. Это «II листеровский тип» ориентировки – ЛІІ (Simpson, 1980, 1981). В данном случае он характерен для массивного кварцита, образующего пласт мощностью 3–4 м (рис. 53, а).



Рис. 53. Диаграммы с-осей кварца, ориентированные перпендикулярно к плоскости S=AB и параллельно линейности: а – массивный гематитовый кварцит уймонской свиты Теректинского горста (Горный Алтай); б – более деформированный кварцит – тонкий прослой среди зеленых сланцев; там же; в – кварц из зоны скалывания в гранитах; образец взят вблизи центра зоны (Hara et al., 1973); г – то же в центре зоны

В тонких, более деформированных прослоях кварцита среди плойчатых кварц-альбит-хлорито-серицитовых сланцев узор диаграммы приближается к I листеровскому типу – ЛІ, для которого характерен простой пояс в плоскости ВС эллипсоида деформации (рис. 53, б) (Родыгин, 1991). И. Хара и соавт. (Нага et al., 1973) установили, что в зоне скалывания в гранитах стабильный узор с-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 углами 30<sup>0</sup> к оси В (рис. 53, в). При более интенсивной деформации в центре зоны образуется один неполный пояс с двумя максимумами (рис. 53, г).

Зависимость характера ориентировки от степени деформации отмечена также Р.Д. Лоу и соавт. (Law, 1987; Law et al., 1984, 1986, 1990). Детальными исследованиями ориентировки сосей кварца в милонитах, находящихся под сместителем надвига Мойн (С.-З. Шотландия), выявлен следующий ряд петроструктур. В 0,5 см от сместителя узоры характеризуются простым асимметричным поясом, наклоненным относительно милонитовой полосчатости и сланцеватости в направлении надвигания (рис. 54, а). В 1,5 см ниже поверхности сместителя появляются признаки дополнительного пояса, образуется асимметричный узор пересекающихся поясов (рис. 54, б). Такой узор прослеживается без существенных изменений на расстоянии до 14 см от сместителя (рис. 54, в). В 36 и 70 см узор становится симметричным в виде двух пересекающихся одинаковых по плотности поясов (рис. 54, г).

Вероятно, такая же закономерность проявлена и в деформированных эндербитах, изученных Л.Ф. Добржинецкой (1989). Ориентировка с-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 частях пластины, где чешуеобразование не проявлено, узоры представлены перекрестными поясами, симметрия их близка к ромбической, что, очевидно, отражает и характер деформации (чистого сдвига).



Рис. 54. Переход между типами ЛІ и ЛІІ ориентировки с-осей кварца в зависимости от величины деформации, убывающей от а к г: а – ориентировка кварца в 0,5 см от плоскости сместителя; 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)

Аналогичные примеры эволюции петроструктуры кварца в связи со степенью деформации – переход от пересекающихся поясов в относительно слабее деформированных породах (тип ЛП) к одному наклонному в направлении скольжения асимметричному поясу в более деформированных (тип ЛІ) – отмечены в складчато-надвиговом поясе Аляски (Gottschalk, 1990), в чешуйчато-надвиговом поясе Адра в Бетийских Кордильерах (Cuevas, Tubia, 1990). Этот последний пример особенно интересен. В верхней части каждой чешуи, где надвиговая сланцеватость (S<sub>2</sub>) и линейность (L<sub>2</sub>) почти не затронуты фазой деформации D<sub>3</sub>, с-оси кварца характеризуются симметричными узорами, близкими к малокруговой ориентировке вокруг оси С эллипсоида деформации (рис. 55, а). Иногда эти узоры походят на недоразвитый тип ЛІІ (рис. 55, б). Усиливающаяся к базальным частям пластины деформация обусловливает появление новых петроструктур в виде хорошо выраженных пересекающихся поясов типа ЛІІ (рис. 55, в, г). В зоне милонитизации, т.е. при еще более высокой деформации, развиваются асимметричные простые (единичные) пояса, наклоненные относительно сланцеватости пород в направлении сдвига. В линзообразных включениях материнских пород, сохранившихся среди милонитов, наблюдается реликтовая малокруговая ориентировка (рис. 55,д). Отмеченные изменения петроструктуры кварца от малокруговой через пересекающиеся пояса к одному асимметричному поясу обусловлены прогрессивным замещением инициально коаксиального течения (чистого сдвига) некоаксиальным течением (простым сдвигом) по мере усиления деформации вблизи сместителя надвига, как результат движения покрова Адра.



Рис. 55. Эволюция петроструктуры с-осей кварца при полифазной деформации (по Cuevas, Tubia, 1990, с изменениями):

а, б – ориентировка, близкая к малокруговой, возникшая при деформации D<sub>2</sub>; в, г – ориентировка в виде пересекающихся поясов, возникшая в фазу D<sub>3</sub> в зонах милонитизации, т.е. в более деформированных породах; д – наклонный асимметричный пояс (справа внизу), характерный для наиболее деформированных пород. Fm – зоны милонитизации, L – линейность пород, S<sub>2</sub> – сланцеватость

Замечательный пример такой эволюции узора с-осей кварца встречен автором в зоне Седлихинского взбрососдвига в северозападной части Горного Алтая (Родыгин, 1987, а).

В зоне взбрососдвига наблюдаются в разной степени деформированные конгломераты, содержащие кварцитовую гальку в тонкополосчатом перемятом кремнистом и полимиктовом песчанистом цементе. Гальки имеют эллипсоидальную, вытянутую сигаровидную форму с округлым или несколько сплюснутым поперечным сечением. Отношение длины «сигар» к среднему поперечнику колеблется от 5 до 10 и более. Гальки, испытавшие наибольшую деформацию, имеют форму длинных тонких стержней, наподобие карандашей. Длинные оси галек лежат в плоскости сланцеватости и погружаются на юго-восток по азимуту 126<sup>0</sup> под углом 70<sup>0</sup> – параллельно шарниру приразломной антиклинали.

В песчаниках и сланцах по обе стороны от зоны деформированных конгломератов развита линейность пересечения плоскостей (слоистости и сланцеватости), 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 направлений делимости, принадлежащих той же зоне h01, что и слоистость и кливаж осевой плоскости.

Линейность имеет всюду одну и ту же ориентировку: азимут погружения  $90-130^{\circ}$ , в среднем  $115^{\circ}$ , угол погружения от 60 до  $80^{\circ}$ , в среднем  $67^{\circ}$ . 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  $115^{\circ}$  под углом  $60^{\circ}$ .

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<sup>0</sup>.

Ориентировка с-осей кварца изучена в деформированных кварцитовых гальках, а также в песчаниках вне зоны разлома. Кварц деформированных галек представлен зернами трех разновидностей: ультрамилонитовым «цементом», веретеновидными зернами, возникшими, по-видимому, в процессе вторичной рекристаллизации, и порфирокластами. Микроструктурный анализ выполнен по двум последним разновидностям. В сечениях, па-
раллельных линейности и перпендикулярных к полосчатости, наблюдаются два пояса с-осей по малым кругам, отстоящим от линейности на 65–70<sup>0</sup>. Внутри поясов выделяются максимумы. Нередко диаграммы имеют такой вид, что создается узор двух пересекающихся поясов по дугам больших кругов (рис. 56, а, б).

Диаграммы ориентировки с-осей вытянуто-линзовидных и веретеновидных порфирокластов кварца, разбитых диагональными трещинами скалывания, характеризуются настолько сближенными малокруговыми поясами, что возникает один пояс по большому кругу (рис. 56, в). Осью его служит линейность (длинная ось галек).

Ориентировка с-осей кварца по дугам малых кругов обнаружена не только в деформированных гальках конгломерата, но и в полимиктовых песчаниках, залегающих вне зоны разлома. Оси конических поверхностей, в которых лежат с-оси кварца, совпадают с линейностью пород, выраженной в виде шестоватой отдельности (линейность пересечения плоскостей) или в виде ребристости, штрихов на поверхностях слоистости (рис. 56, 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 пересекающихся поясов.

Не останавливаясь на характеристике макроструктур, отметим, что вторая, петроструктурная сторона имеет более общее теоретическое значение. Хорошо известна старая проблема происхождения ориентировки с-осей кварца в виде двух пересекающихся поясов (Ферберн, 1949 и др.).

Принимая, что нормали к плоскостям поясов имеют значение В-осей, выделяют две разновидности петроструктур этого типа:  $B \wedge B^{I}$ -тектониты и  $B \perp B^{I}$ -тектониты, в зависимости от величины угла между плоскостями поясов (и нормалями к ним).



Рис. 56. Ориентировка с-осей кварца в деформированных гальках конгломерата (а-в) и в песчаниках (г-е):

L – линейность (длинные оси галек), L<sup>1</sup> – минеральная 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; а – слабо деформированная эллипсоидальная галька; б – более деформированная сигаровидная галька; в – ориентировка с-осей кварца порфирокластов в сигаровидной гальке; г, д – песчаник с шестоватой отдельностью (линейностью пересечения плоскостей); е – песчаник с более интенсивной линейностью пересечения плоскостей Одним из способов образования  $B \land B^{1}$ -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 вполне убедительное объяснение этих гипотез имеется в ряде публикаций (Ферберн, 1949 и др.).

Наш материал позволяет дать более стройную 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 шарнира складки. Если говорить в целом о взбрососдвиговом движении по сместителю, образовании приразломной складки и всех сопутствующих элементов структурного парагенезиса, то деформацию необходимо отнести к объемному (трехосному) типу, поскольку изменение размеров произошло по всем трем осям. Что же касается деформированных галек, то для них характерно движение материала преимущественно параллельно оси B=b, т.е. перпендикулярно к 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. 56, 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 эволюцию узоров диаграмм в зависимости от интенсивности деформации. В слабо деформированных песчаниках, обладающих параллелепипедальной отдельностью, которой обусловлена линейность пересечения плоскостей, радиус конуса с-осей кварца равен примерно 48° (рис. 56, г, д). В более деформированных песчаниках с мечевидной отдельностью радиус конуса превышает  $60^0$  (рис. 56, е).

Аналогичная картина наблюдается и в гальках. Слабо деформированные уплощенно-эллипсоидальные гальки характеризуются узором, который (при отсутствии других данных) можно рассматривать как признак типичного  $B \perp B^{I}$ -тектонита – два пояса по дугам больших кругов, пересекающиеся под прямым углом. Однако данные по песчаникам заставляют видеть здесь два пояса по дугам малых кругов (прерывистые линии на рис. 56, а). В более деформированных гальках эти пояса сближаются, угол конуса увеличивается, возникает сходство с  $B \wedge B^{I}$ -тектонитом (рис. 56, б). При еще большей деформации оба пояса сливаются в один по дуге большого круга. Такова диаграмма с-осей кварца порфирокластов (рис. 56, в).

Таким образом, прослеживается закономерное изменение узора с-осей кварца по мере увеличения интенсивности деформации: от ориентировки по дугам малого круга (рис. 56, г, д) к пересекающимся поясам типа В $\perp$ В (рис. 56,а), затем В $\wedge$ В<sup>I</sup> (рис. 56, б), которые образуются в результате соприкосновения малых кругов одного с другим при постепенном увеличении их радиуса, и наконец к поясу по дуге большого круга (рис. 56, в), возникающему при слиянии малокруговых поясов. На всех этих стадиях развития структуры осью симметрии узора является ось растяжения материала (линейность, петроструктурная ось а).

Дальнейшая задача исследования состоит, очевидно, в градуировке узоров по степени деформированности пород.

В заключение необходимо подчеркнуть двойственную сущность линейности L. В макромасштабе (взбрососдвиг, приразломная складка) L совпадает с петроструктурной осью b и шарниром складки B, т.е. со средней осью эллипсоида деформации. А в масштабе деформированной гальки L представляет собой петроструктурную ось а, т.е. ось растяжения деформируемого материала. Возможность такой двойственности, точнее, различия в структурных уровнях, необходимо учитывать, поскольку это имеет существенное значение при интерпретации петроструктур.

### 10.8. Малые складки

Е.И. Паталаха и А.И. Поляков (1974) предложили метод оценки деформированности пород на основе изучения малых складок, почти целиком видимых в коренных выходах, так что удается наблюдать как замковую часть, так и крылья, по меньшей мере до точки перегиба. По способу образования рассмотрены складки изгиба, складки ламинарного течения (складки скалывания) и «гибридные» складки: тип А – изгиб и наложенная на него однородная деформация и тип Б – изгиб плюс «струя», т.е. зона повышенного по сравнению с общим фоном уровня деформированности.

Авторами метода кроме теоретического обоснования расчетов приведен ряд графиков, позволяющих быстро определять параметры, необходимые (наряду с другими) для диагностики тектонофаций.

## 10.9. Тектонофации

Тектонофации (Паталаха, 1985; Паталаха, Смирнов, 1986) – это ряды горных пород по степени деформированности с присущими им характерными структурными парагенезисами, т.е. набором структурных элементов, начиная от тех, что считываются с карт и разрезов, и кончая теми, которые наблюдаются в обнажениях и шлифах (Паталаха, 1989). При определении фациальной принадлежности породы используется обширный набор разномасштабных диагностических элементов, в том числе и данные об интенсивности деформации – величине растяжения, сжатия, угла сдвига и др. Таким образом, рассмотренные выше методы определения этих показателей представляют необходимую составную часть тектонофациального анализа.

С другой стороны, если тектонофация достаточно уверенно определена по совокупности прочих элементов структурного или структурно-метаморфического парагенезиса, то тем самым она выступает как индикатор величины деформации в соответствии с градуировкой, принятой в 10-балльной шкале тектонофаций.

Тектонофациальный анализ – это реальный способ оценки деформированности пород, причем оценки, более обобщенной по сравнению со всеми другими методами, рассмотренными выше.

# 11. ПРИРАЩЕНИЕ ДЕФОРМАЦИИ

Кроме рассмотренных выше способов определения конечной деформации, в последние десятилетия начинают разрабатываться методы определения приращений деформации, т.е. методы изучения истории деформационного процесса.

Если деформация непрерывна и гомогенна, то задача сводится к увязке начального и конечного состояний объекта и сам процесс представляется одноактным. Однако во многих случаях этот процесс протекает неравномерно, разделяется на ряд стадий, деформационных эпизодов, импульсов, которые фиксируются в виде приращений деформации. Последние могут быть выявлены, если они нашли отражение в строении породы в виде геометрических элементов любого масштаба. В принципе такое отражение должно произойти обязательно, но его не всегда удается обнаружить.

Основными элементами, регистрирующими нарастающие изменения, являются во-первых, формы прогрессивно разрастающихся и открывающихся трещин-жил и пути, которыми эти трещины заполняются минеральными новообразованиями; вовторых, геометрические формы минералов, нарастающих вокруг жестких не способных деформироваться вместе с окружающим матриксом объектов, включенных в горную породу и окаймленных зонами теней давления (Рэмзи, 1984).

Дж. Рэмзи и М. Хьюбер (Ramsay, Huber, 1983) рассмотрели следующие индикаторы, позволяющие судить о приращениях деформации:

1. Косые трещины, развивающиеся у конца жилы в результате изменения направления нарастающей деформации, т.е. изменение ориентировки трещин отрыва в изменившемся поле напряжений.

2. Характер заполнения трещины минеральными новообразованиями. Наиболее интересны жилы, выполненные волокнистыми агрегатами минералов. Такие жилы чаще всего встречаются в компетентных породах (песчаниках, известняках и пр.), подвергшихся деформации в условиях низких ступеней метаморфизма (до среднетемпературной стадии фации зеленых 148 сланцев). Кстати, если такие жилы встречаются среди пород более высокотемпературных фаций, то они являются реликтом более низкотемпературной стадии.

Выделяются с и н т а к с и а л ь н ы е, а н т и т а к с и а л ьн ы е и с л о ж н ы е жилы. Первые характеризуются нарастанием волокнистых минералов перпендикулярно к стенкам в направлении медианной поверхности, т.е. к середине жилы; вторые – от медианной поверхности к стенкам. В случае изменения направления приращения деформации волокна минералов в первом типе изгибаются в средней части жилы, во втором – вблизи контактов. В том и другом случае раскрытие трещин начиналось по нормали к стенкам, потом направление движения стенок менялось, что и фиксировалось изгибом волокон. В сложных жилах наблюдается сочетание этих типов.

3. Волокнистые минералы на поверхностях сместителей могут иметь выдержанную прямолинейную форму (признак относительно постоянной ориентировки вектора сдвига) или быть искривленными (признак меняющегося направления вектора сдвига).

4. Геометрия минералов, нарастающих в тенях давления около жестких включений в более податливой основной ткани. Таковы «хвосты» теней давления около порфиробластов и порфирокластов. В поле напряжений, не меняющем своей ориентировки, образуются порфирокластические и порфиробластические системы ромбической (чистый сдвиг) или моноклинной (простой сдвиг) симметрии (Родыгин, 1991). Если в ходе деформации поле напряжений меняется, образуются сигмоидально изогнутые и даже крючковатые хвосты (Choukroune, 1971; Ramsay, Huber, 1983; Ramsay, 1983). Геометрия таких хвостов запечатлевает изменение направления приращения деформации.

5. К этому перечню надо добавить еще одну группу индикаторов – спиралевидные и S-образные «струи» минеральных частиц основной ткани, захваченных синтектоническими порфиробластами некоторых минералов (граната, ставролита, плагиоклазов и др.). Генезис этих образований в настоящее время активно обсуждается. По мнению одних авторов, такая форма включений – свидетельство вращения порфиробластов во время их роста (Powell, Treagus, 1970; Powell, MacQueen, 1976; Ghosh, Ramberg, 1978; Williams, Schoneveld, 1981; Masuda, Mochizuki, 1989; Basu, Gray, 1992 и др.). Согласно другому представлению, подобные структуры образуются в результате изменения поля напряжений. Предполагается, что изогнутая конфигурация струй включений связана с многократным наложением стрессов, ориентированных почти поперек друг к другу (Bell et al., 1992; Hayward, 1992). В тех случаях, когда эта вторая гипотеза твердо доказана, S-образные структуры включений представляют уникальный инструмент для расшифровки кинематической истории не только мезомасштабных объектов, но и целых орогенических поясов (Bell, Johnson, 1990).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Примерно с середины шестидесятых годов прошедшего столетия происходит настоящий взлет в развитии структурной геологии, в том числе стрейн-анализа как одного из важнейших ее разделов. Появляется все больше и больше публикаций, содержащих результаты изучения природно и экспериментально деформированных горных пород и минералов. В практику вводятся разнообразные новые методы исследования, поднимающие структурную геологию на уровень, определяемый насущными требованиями практики и теории геологии. Учреждаются специализированные научные периодические издания структурно-геологического и тектонического направления. Таковы, например, журналы «Геотектоника» (выходит с 1965 г.), «Tectonophysics» (Нидерланды, с 1965 г.), «Journal of structural Geology» (Англия, с 1979 г.), «Tectonics» (США, с 1982 г.), «Journal of metamorphic Geology» (Англия, с 1989 г.) и др.

После известной работы Э. Клооса о деформации оолитов анализ полей напряжений стал привлекать значительно большее внимание, чем прежде. В 1967 г. появилось первое обобщение исследований, посвященных способам определения конечного стрейна в горных породах, выполненное Дж. Рэмзи; были суммированы различные методы, использующие деформированные объекты, первоначальная форма которых известна, разработана методика расчета компонентов стрейна и определения их ориентации (Ramsay, 1967, р. 199–254).

Использование тектонической трещиноватости с целью стрейн-анализа получило развитие в основном в нашей, отечественной практике (Гзовский, 1954, 1956, 1975 и др.). Первое обобщение различных методов, опирающихся на тектоническую трещиноватость, выполнено С.И. Шерманом и Ю.И. Днепровским (1989).

При реконструкции осей стрейн-эллипсоида исключительное значение имели разработка и применение методов азимутальных (стереографической и равноплощадной) проекций (Родыгин, 1973, 1981, 1992, 1996; Очеретенко, Трощенко, 1978), представляющих собой достаточно точный и общедоступный способ геометрического анализа любых деформационных структур.

В данном пособии рассмотрены методы, использующие как тектоническую трещиноватость, так и различные другие тензодатчики макро-, мезо- и микромасштабного характера.

Количество способов определения ориентировки и величины деформации, безусловно, будет возрастать, но уже и в настоящее время почти четыре десятка методов, охарактеризованных в данной работе, позволяют утверждать, что если не для всех, то для большинства деформированных пород может быть подобран ключ к выяснению их структурной эволюции. Данные о деформациях дают возможность судить не только о кинематике, но и о динамике разномасштабных тектонических структур, сопоставлять строение горных пород с процессами крупных перемещений, которые происходят в земной коре.

В последние годы еще одна задача привлекает внимание – определение истории нарастающей деформации. Она пока разработана слабо, но большое значение ее как третьей составной части стрейн-анализа бесспорно.

#### ЛИТЕРАТУРА

*Андерсон Т.Б.* Кинкбанды // Структурная геология и тектоника плит: В 3 т. М.: Мир. 1990. Т. 1. С. 232–237.

Барышев А.Н. О критериях сопряженности трещин при реконструкции тектонических полей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 10. С. 145–150.

Белоусов В.В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 205 с.

Биллингс М.П. Структурная геология. М.: Изд-во иностр. лит., 1949. 431 с.

Варданянц Л.А. Проблема оптической двуосности одноосных минералов // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. 1941. Сер. 2. Ч. 70. Вып.1. С. 16–19.

Варданянц Л.А. Способ исследования двуосности минералов при малом угле оптических осей // Универсальный столик Е.С.Федорова. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 826–830.

Вертушков Г.Н., Борисков Г.А., Емлин Э.Ф. и др. Жильный кварц восточного склона Урала. Ч. 2 // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1970. Вып. 66. 102 с.

Вихерт А.В. Оценка величины деформации горных пород по зернам произвольной формы // Геотектоника. 1988. № 1. С. 59–68.

Вольфсон Ф.И. Некоторые замечания по статье Г.И. Гуревича «О так называемом «механическом анализе» в геологической литературе» // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1955. № 4. С. 384–386.

Галямов А.Л. Компьютерное моделирование микроструктурных ориентировок деформированных кальцитовых пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 2. С. 109–118.

Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1954а. № 5. С. 390-410.

Гзовский М.В. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1954б. № 6. С. 527–545.

Гзовский М.В. По поводу рецензии Г.И. Гуревича // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1956а. № 4. С. 487–493.

Гзовский М.В. Механизм формирования сложных тектонических разрывов // Разв. и охрана недр. 1956б. № 7. С. 1–14.

Гзовский М.В. Соотношения между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре // Разв. и охрана недр. 1956в. № 11. С. 7–22.

Гзовский М.В. Тектонофизика и проблемы структурной геологии // XXI сессия МГК: Доклады сов. геологов: Структура земной коры и деформации горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 17–31.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 532 с.

Гилярова М.А. Шаровые лавы Суисарского района Южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав // Уч. зап. ЛГУ. Сер. геол. наук. 1959. Вып. 10. С. 3–69.

Гинтов О.Б., Исай В.М. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинетического анализа сколовых разломов. 1 // Геофиз. журн. 1984. Т. 6, № 3, 4.

Голозубов В.В. Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование в Южном Сихотэ-Алине // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 3. С. 672–675.

Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. 398 с.

Гончаров М.А. Кливаж // Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М.: Недра, 1977. С. 93–119.

Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М., 2005. 495 с.

Громин В.И. Полосы излома и их значение в структурной геологии // Геол. и геофиз. 1976. № 3. С. 57–65.

*Гуревич Г.И.* О так называемом «механическом анализе» в геологической литературе // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1954. № 3. С. 264–279.

*Гуревич Г.И.* О механическом анализе вопросов тектоники в его традиционном изложении // Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. 1955. № 31(158).

*Гуревич Г.И.* О статье М.В. Гзовского «Моделирование тектонических напряжений и разрывов» // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1956. № 4. С. 483–487.

Гущенко О.И. Анализ ориентировок сколовых перемещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210, № 2. С. 331–334.

*Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформации в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.

Данилович В.Н. Основы теории деформации геологических тел. Иркутск: Книжн. изд-во, 1953. 101 с.

Данилович В.Н. К применению некоторых понятий механики в геологии // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1955. № 4. С. 378–388.

Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями: Методическое руководство. Иркутск, 1961. 46 с.

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

*Егоров Л.С.* О природе пластических деформаций в карбонатитах // Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., 1970. С. 95–103.

*Егоров Л.С., Сурина Н.П.* Геологические и микроструктурные особенности пластических деформаций в карбонатитах Гулинской интрузии // Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., 1970. С. 73–94.

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

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

Золотухин В.В. К вопросу о первичной (магматической) ориентированности кристаллов плагиоклаза // Геол. и геофиз. 1966. № 5. С. 174–179.

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

*Казаков А.Н.* Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов. Л.: Наука, 1967. 108 с.

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.* Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л.: Наука, 1987. 272 с.

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

Классен-Неклюдова М.В. Механическое двойникование кристаллов. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 261 с.

*Клоос* Э. Линейность // Вопросы структурной геологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. С. 7–95.

Клоос Э. Деформация оолитов в складке Южных гор, Мэриленд // Вопросы структурной геологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. С. 96–156.

Кноринг Л.Д. Математические методы при изучении механизма образования тектонической трещиноватости. Л.: Недра, 1969. 86 с.

Кожевников В.Н. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л.: Наука, 1982. 183 с.

Кочарян В.Г. Методика массовых определений ориентировки кристаллографических элементов плагиоклазов в пространстве // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 3. С. 95–103.

Крейтер В.М. О статье Г.И.Гуревича «О так называемом «механическом анализе» в геологической литературе» // Разв. и охрана недр. 1956. № 4. С. 59–63.

Кукуй А.Л. Динамический анализ микроструктурных ориентировок на кристаллах исландского шпата // Геол. и геофиз. 1975. № 3. С. 129–132.

Кюри Мария. О Пьере Кюри. М.: Наука, 1968. 176 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.

*Лазарев Ю.И., Кожевников В.Н.* Структурно-петрологическое изучение гранитизации // Тр. Ин-та геологии Кольского филиала АН СССР. 1973. Вып. 18. 126 с.

*Лукин Л.И., Чернышев В.Ф., Кушнарев И.П.* Микроструктурный анализ. М.: Наука, 1965. 123 с.

*Лукьянов А.В.* Стрейн-анализ – метод количественного изучения тектонических деформаций // Эксперимент. тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наук. думка, 1991. С.126–131.

*Миллер Ю.В.* Исследования структурно-морфологической зональности архейских зеленокаменных структур методом количественной оценки деформации // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1988. С. 82–90.

Миллер Ю.В., Милькевич Р.И., Глебовицкий В.А., Давыдов Г.В. Структура северовосточной части Агинского массива (Восточное Забайкалье) // Геотектоника. 1973. № 2. С. 72–83.

Михайлов А.Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 132 с.

*Надаи А.* Пластичность и разрушение твердых тел. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. Т.2. 648 с.

*Николаев П.Н.* Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. № 12. С. 103–115.

*Николаев П.Н.* Статистическая методика тектонофизического анализа трещин скалывания // Докл. АН СССР. 1978а. Т. 239, № 2. С. 416–419.

Николаев П.Н. Системный анализ тектонических напряжений и деформаций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978б. № 5. С. 106–116.

Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 166 с.

*Очеретенко И.А., Трощенко В.В.* Стереографические проекции в структурной геологии. Л.: Недра, 1978. 134 с.

Парфенов В.Д. Значение микроструктурного анализа кальцитовых тектонитов для изучения разрывных смещений // Геотектоника. 1972. № 3. С. 37–50.

Парфенов В.Д. О возможности использования микроструктурного анализа баритовых тектонитов для реконструкции палеонапряженного состояния в горных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 1. С. 122–129.

Парфенов В.Д. Анализ палеонапряженного состояния в ангидритовых тектонитах // Докл. АН СССР. 1981. Т.260, № 3. С. 695–698.

Парфенов В.Д., Парфенова С.И. К вопросу о реконструкции осей палеотектонических напряжений в горных породах // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 4. С. 238–241.

Паталаха Е.И. Тектонофации и оценка степени деформированности складчатых сооружений // 27-я сессия МГК. Тектоника. Секция С.07. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 7. С. 155–162.

Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985. 167 с.

Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ как концепция и его значение для геологии: Учебн. пособие. Киев, 1989. 59 с.

Паталаха Е.И., Поляков А.И. Малые складки как естественные датчики величины деформированности пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 12. С. 72–80.

Паталаха Е.И., Смирнов А.В. Введение в морфологическую тектонику. М.: Наука, 1986. 148 с.

*Петров В.П., Замуруева М.Г.* О стекловатых шаровых лавах р. Левая Лефу на Дальнем Востоке // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 11. С. 69–75.

*Пэк А.В.* Трещинная тектоника и структурный анализ. М.;Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 149 с.

Пэк А.В. К вопросу о так называемом «механическом анализе» в геологической литературе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1955. № 3. С. 283–287.

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.* Применение азимутальных проекций в структурной геологии. Томск, 1973. 78 с.

*Родыгин А.И.* Докембрий Горного Алтая (Зеленосланцевые толщи). Томск: Изд-во Том. ун-та, 1979. 199 с.

Родыгин А.И. О подушечных лавах метаморфической саратанской свиты Горного Алтая // Геол. формации Сибири и их рудоносность. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1981. С. 43–52.

*Родыгин А.И.* Азимутальные проекции в структурной геологии. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1981. 135 с.; 2-е изд., 1992. 135 с.

*Родыгин А.И.* Структурные особенности чартысской свиты района верхнего течения р. Нарын (нагорье Сангилен. Тува) // 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) // Геол. и геофиз. 1987а. № 9. С. 12–20.

Родыгин А.И. К методике микроструктурного изучения слюд // Вопросы структурной геологии. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1987б. С. 140–149.

*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.* Метод стереометрической металлографии в структурном анализе тектонитов // Геология, геохимия, минералогия и металлогения юга Сибири. Томск, 1990. С. 47–49.

*Родыгин А.И.* Признаки направления смещения при деформации сдвига. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1991. 100 с.

*Родыгин А.И.* Элементы структурного анализа Нарынского надвига // Структурный анализ кристаллических комплексов. Иркутск, 1992. С. 120–122.

Родыгин А.И. Микроструктурный анализ кварца. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1994. 214 с.

Родыгин А.И. Методы стрейн-анализа. Томск, 1996. 169 с.

*Рэмзи Дж. Г.* Количественная оценка деформации горных пород: обзор // 27-я сессия МГК. Тектоника. Секция С.07. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 7. С. 135–149.

Салтыков С.А. Стереометрическая металлография. М.: Металлургия, 1976. 271 с.

Саранчина Г.М., Кожевников В.Н. Федоровский метод. Л.: Недра, 1985. 208 с.

Соболев В.С. Федоровский метод. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 260 с.

Сонюшкин Е.П. Опыт применения микроструктурного анализа к изучению жильных месторождений // Вопросы изуч. структур рудн. полей и месторожд.: Тр. ИГН АН СССР. Вып. 162. Серия рудных месторожд. (№ 17). 1955. С. 69–81.

Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 365 с.

Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 143 с.

*Тернер Ф., Григсс Д., Хэд Х.* Эксперименты по деформации кристаллов кальцита // Вопр. структ. геологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. С. 165–217.

*Тохтуев Г.В.* Кинк-банды – новые рудоконтролирующие структуры в железистых кварцитах Кривого Рога // Геодинамика и полезные ископ. М.: Изд-во ГНТК СМ СССР, 1976. С. 177–179.

Усов М.А. Структурная геология. М.: Госгеолиздат, 1940. 78 с.

Ферберн Х.В. Структурная петрология деформированных горных пород. М.: Издво иностр. лит., 1949. 267 с.

Хок Й., Миллер Ю.В. Современная методика кинематического анализа разрывных нарушений, развивающихся в условиях низкотемпературного метаморфизма (на примере Серякского долгоживущего разлома. Северо-Западное Беломорье) // Геотектоника. 1993. № 2. С. 73–76.

Чернышев В.Ф. Исследование РТ-условий формирования рудоконтролирующих нарушений скарновых месторождений с помощью микроструктурного анализа мраморизованных известняков // Геология рудн. месторожд. 1974. № 3. С. 51–64.

Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геологоструктурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 155 с.

Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых горных пород. М.: Изд-во иностр. лит», 1950. 546 с.

*Щербаков С.А.* Механизм пластических деформаций ультрабазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1981. № 4. С. 44–56.

Энгельдер Т. Деформированные ископаемые организмы и другие индикаторы деформации // Структ. геология и тектоника плит. М.: Мир. 1990. Т. 1. С. 155–158.

*Adams F.D., Bancroft J.A.* On the amount of internal friction developed in rocks during deformation and. on the relative plasticity of different types of rocks // Jour. Geol. 1917. Vol. 25, №. 7. P. 597–637.

Anderson D.F. Kink-bands and major folds, Broken Hill, Australia // Geol. Soc. America Bull. 1971. Vol. 82, No. 7. P. 1841–1862.

Anderson T.B. Kink-bands and related geological structures // Nature. 1964. Vol. 202. P. 272–274.

*Anderson T.B.* The geometry of a natural orthorombic system of kink bands // Proceedings, conference on research in tectonics / Geol. Survey of Canada. Ottawa, 1969. Paper 68–52. P. 200–228.

Basu Asish R. Textures, microstructures and deformation of ultramafic xenolith from San-Quintin, Baja California // Tectonophysics. 1977. Vol.43, №. 3/4. P. 213–246.

Basu M.D., Gray N.H. Rotated staurolite porphyroblasts in the Littleton Schist at Bolton, Connecticut, USA // Jour. metamorph. Geol. 1992. Vol. 10, № 5. P. 627–636.

Bell J.A., Wilson C.J.L. Deformation of biotite and muscovlte: TEM microstructure and deformation model // Tectonophysics. 1981. Vol. 78, № 1–4. P. 201–228.

Bell T.H., Forde A., Hayward H. Do soothly curving, spiral-shaped inclusion trails signify porphyroblast rotation?/ Geology. 1992. Vol. 20, № 1. P. 59–62.

Bell T.H., Johnson S.E. Rotation of relatively large rigid objects during ductile deformation: Well established fact or intuitive prejudice? // Austral. Jour. Earth Sci. 1990. Vol. 37, № 4. P. 441–446.

*Bhattacharya* D.S. Geometry of kink bands – a theoretical analysis // American Jour. Sci. 1977. Vol. 277, № 4. P. 503–508.

*Borg J., Turner F.J.* Deformation of Yule marble: Part VI, Identify and significance of deformation lamellae and partings in calcite grains // Geol. Soc. Amer. Bull. 1953. Vol. 64. P. 1343–1352.

Borradaile G.J. Tectonically deformed pillow lava as an indicator of bedding and wayup // Jour. Struct. Geol. 1983. Vol. 4, № 4. P. 469–480.

Borradaile G.J. Tectonic strain of a deformed conglomerate determined from a single pebble // Tectonophysics. 1984a. Vol. 104, № 1/2. P. 183–186.

Borradaile G.J. Strain analysis of passive elliptical markers: success of de-straining methods // Jour. Struct. Geol. 1984b. Vol. 6, № 3. P. 433–437.

*Borradaile G.J., Poulsen K.H.* Tectonic deformation of pillow lava // Tectonophysics. 1981. Vol. 79. P. T17–T26.

*Brace W.F.* Mohr construction in the analysis of large geologic strain // Geol. Soc. Amer. Bull. 1961. Vol. 72. P.1059–1080.

Breddin H. Die tektonische Deformation der Fossilien im Rheinische Schiefergebirge // Z.dt. geol.Ges. 1956. Vol. 106. S. 227–305.

*Carter N.L., Ave'Lallement H.G.* High-temperature flow dunite and peridotite // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. Vol. 81. P. 2181–2202.

Carter N.L., Christie J.M., Griegs D.T. Experimentale deformation and recrystallisation of quartz // Jour. Geol. 1964. Vol. 72, № 6. P. 687–733.

*Choukroune P.* Contribution a l'etude des mecanismes de la deformation avec schistosite grace aux cristallisations syncinematiques dans les "zones abritees" // Bull. Soc.Geol. France. 7-e Ser. 1971. T. 13, № 3–4. P. 257–271.

*Christie J.M.* Dynamic interpretation of the fabric of a dolomit from the Moine thrust zone in north-west Scotland // Amer. Jour. Sci. 1958. Vol. 256. P. 159–170.

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., Ra1eigh C.B.* The origin of deformation lamellae in quartz // Amer. Jour. Sci. 1959. Vol. 257, № 6. P. 385–407.

Clark B.H. A study of calcite twinning in the Strathavon marble, Banffshire // Geol. Mag. 1954. Vol. 91, № 2. P. 121–128.

*Clifford P.M.* Kink band development in the Lake St.Joseph area. Northwestern Ontario // Geol. Surv. Canada. 1969. Paper 68–52. P. 229–242.

*Crespi J.M.* Some guidelines for practical application of Fry's method of strain analysis // Jour. Struct.Geol. 1986. Vol. 8, № 7. P. 799–808. *Crowel1 J.C.* Directional current structures from the Prealpine Flysch, Switzerland // Geol. Soc. America Bull. 1955. Vol. 66. P. 1351–1384.

*Cuevas Julia, Tubia Josē*. Quartz fabric evolution within the Adra Nappe (Betic Cordilleras, Spain) // Jour. Struct. Geol. 1990. Vol. 12, № 7. P. 823–833.

De Paor D.G. Rf/φ strain analysis using an orientation net // Jour. Struct. Geol. 1988a. Vol. 10, № 4. P. 323–333.

De Paor D.G. Strain determination from three known stretches – an exact solution // Jour. Struct.Geol. 1988b. Vol. 10, № 6. P. 639–642.

Dewey J.F. Nature and. origin of kink-bands // Tectonophysics. 1965. Vol. 1, № 6. P. 459–494.

Dewey J.F. The origin and development of kink-bands in a foliated body // Geol. Jour. 1969. Vol. 6. P. 193-216.

Doglioni C. Geometrie lungo l'asse di una kink-band centimetrica // Bolletino della Soc. Geol. Italiana. 1985. Vol. 54. Fasc.I. P. 81.

*Donath F.A.* Experimental study of kink-band development in Martinsburg slate // Proc., Conf. on research in Tectonics / Geol. Surv. Canada, 1969. Paper 68–52. P. 255–288.

Dorobek S.L., Watkinson A.J. Cathodoluminescence petrography of micro-structural fabrics in deformed limestones // Jour. Struct. Geol. 1988. Vol. 10, № 3. P. 305–309.

*Dunnet D.* A technique of finit strain analysis using elliptical particles // Tectonophysics. 1969. Vol. 7. P. 117–136.

*Elliott D.* Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects // Geol. Soc. America Bull. 1970. Vol. 81, № 8. P. 2221–2236.

*Ers1ev E.A.* Normalized center-to-center strain analysis of packed. aggregates // Jour. Struct. Geol. 1988. Vol. 10, № 2. P. 201–209.

*Fairbrain H.W., Hawkes H.E.Jr.* Dolomite orientation *in* deformed rocks // Amer. Jour. Sci. 1941. Vol. 239, № 9. P. 617–632.

*Ferreira M.P., Turner F.J.* Microscopic structure and. fabric of Yule marble experimentally deformed at different strain rates // Jour. Geol. 1964. Vol. 72, № 6. P. 861–875.

Feth J.H., Anthony J.W. Spheroidal structures in Arisona volcanics // Geol. Soc. America Bull. 1948. Vol. 59, № 12. Part 2. P. 1370.

*Flinn D.* On the deformation of the Funzie conglomerate, Fetlar, Shetland // Jour.Geol. 1956. Vol. 64. P. 480–505.

*Freeman B.* A method for quantitatively analysing dynamic recrystallization in deformed quartzitic rocks // Jour. Struct. Geol. 1984. Vol. 6,  $N_{2}$  6. P. 655–661.

*Friedman M., Conger F.B.* Dynamic interpretation of calcite twin lamellae in a naturally deformed fossil // Jour. Geol. 1964. Vol. 72, № 3. P. 361–368.

*Fry N.* Random points distribution and strain measurements in rocks // Tectonophysics. 1979. Vol. 60. P. 89–105.

*Fukuchi T.* Reconstruction of principal stress axes by fault striations; the case of the western South Fossa Magna, Japan // Tectonophysics. 1989. Vol. 165, № 1–4. P. 185–190.

Gay N.S., Weiss L.E. The relationship between principal stress directions and the geometry of kinks in foliated rocks // Tectonophysics. 1974. Vol. 21, № 3. P. 185.

Ghosh S.K., Ramberg H. Reversal of the spiral direction of inclusion-trails in paratectonic porphyroblasts // Tectonophysics. 1978. Vol. 51, № 1–2. P. 83–97.

Gottschalk R.R. Structural evolution of the schist belt, south-central Brooks Range fold and. thrust belt, Alaska // Jour. Struct. Geol. 1990. Vol. 12. № 4. P. 453–469.

*Graf W.N.* The preferred orientation of an elliptical cylinder in a potential flow field: A discussion // Jour. Geol. 1965. Vol. 73, N 3. P. 550–552.

Gusokujima Y., Sato T. Preliminary report on deformation conditions in the folded Hitachi metamorphics // Ann. Rept. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba, 1981 (1982). № 8. P. 62–65. Handin J., Griggs D.T. Deformation of Yule marble. II. Predicted fabric changes // Seol. Soc. America Bull. 1951. Vol. 62. P. 863–886.

Hanmer S.K. Vein arrays as kinematic indicators in kinked anisotropic materials // Jour. Struct. Geol. 1982. Vol. 4, № 2. P. 151–160.

*Hansen E., Borg J.Y.* The dynamic significance of deformation 1amel1ae in quartz of a calcite-cemented sandstone // Amer. Jour.Sci. 1962. Vol. 260. P. 321–336.

Hara I., Nishimura Y. Deformation bands in calcite and quartz crystals // Geol. Report Hiroshima Univ. 1965. № 14. P. 89–104.

Hara I., Takeda K., Kimura T. Preferred lattice orientation of quartz in shear deformation // Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C7. 1973. P. 1–11.

Harland W.B. Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen // Geol. Mag. 1971. Vol. 108. P. 27-42.

Hayward N. Microstructural analysis of the classicals garnet porphyroblasts of southeast Vermont: Evidence for non-rotation // Jour. metamorph. Geol. 1992. Vol. 10, № 4. P. 567– 587.

*Heard H.C., Carter N.L.* Experimentally induced "natural" intragranular flow in quartz and quartzite // Amer. Jour. Sci. 1968. Vol. 266. P. 1–42.

*He1m D.G., Siddans A.W.B.* Deformation of a slaty lapillar tuff in the English Lake District: Discussion // Geol. Soc. America Bull. 1971. Vol. 82. P. 523–531.

Hobbs B.E. Microfabric of tectonites from the Wyangala Dam area, New South Wales, Australia // Geol. Soc. America Bull. 1966. Vol. 77. № 7. P. 685–706.

*Hossack J.R.* Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (Southern Norway) // Tectonophysics. 1968. Vol. 5, № 4. P. 315–339.

*Hundelston P., Tabor J.* Strain and fabric development in a buckled calcite vein and. rheological implications // Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. New Series. 1988. Vol. 14. P. 79–94.

*Ildefonse B., Fernandez A.* Influence of the concentration of rigid markers in a viscous medium on the production of preferred orientations. An experimental contribution. I. Non-coaxial strain // Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. New Series. 1988. Vol. 14. P. 55–60.

Jensen L.N., Starkey J. Plagioclase microfabrics in a ductile shear zone from the Jotun Nappe, Norway // Jour. Struct. Geol. 1985. Vol. 7, № 5. P. 527–540.

Johnson N.R.W. Conjugate fold systems in the Moin Thrust Zone in the Lochcarron and Coulin Forest areas of Western Ross // Geol. Mag. 1956. Vol. 93, № 4. P. 345–350.

*Kennan R.S.* Porphyroblast rotation and the kinematic analysis of a small fold // Geol. Mag. 1971. Vol. 108, № 3. P. 221–228.

Kronenberg A. Quartz preferred orientations within a deformed pebble conglomerate from New Hampshire, USA // Tectonophysics. 1981. Vol. 79, № 1/2. P. T7–T16.

*Kruhl Jörn H.* Zur Deformation und Gitterregelung des Plagioklases // Jahrb. Geol. Bundesanst. 1987. B.130. H.2. S. 205–243.

*Kruhl Jörn H.* Natural deformation fabrics of plagioclase: implications for slip systems and seismic anisotropy – a discussion measureing and interpreting plagioclase preferred orientations // Tectonophysiec. 1989. Vol. 166.  $\mathbb{N}$  4. P. 345–349.

Kumar S. Oolites and deformation // Geol. Mag. 1970. Vol. 107, № 1. P. 31-37.

*Lacassin R., Van den Drissche J.* Finite strain determination of gneiss application of Fry's method to porphyroid. in the southern Massif Central (France) // Jour. Struct. Geol. 1983. Vol. 5. P. 245–253.

Lacombe O., Angelier J., Laurent Ph. et al. Contribution de l'analyse des macles de la calcite a la connaissance de l'historie tectonique d'une region: l'exemple de la plateforme carbonatee bourguignonne // C.R.Acad. Sci. Ser.2. 1989. Vol. 309, № 19. P. 1979–1984.

Lacombe O., Angelier J., Laurent Ph. et al. Joint analyses of calcite twins and fault slips as a key for deciphering polyphase tectonics: Burgundy as a case study // Tectonophysics. 1990. Vol. 182, № 3–4. P. 279–300.

*Latham J.-P.* A numerical investigation and geological discussion of the relationship between folding, kinking and faulting // Jour. Struct. Geol. 1985. Vol. 7, № 2. P. 237–249.

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., Casey M., Knipe R.J.* Kineimatic and tectonic significance of microstructures and crystallographic fabrics within quartz mylonites from the Assynt and Eriboll regions of the Moine thrust sone, NW Scotland // Transact. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci. 1986. Vol. 77. P. 99–125.

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,  $N_{0}$  5. P. 477–497.

Law R.D., Schmid S.M., Wheeler J. Simple shear deformation and quartz crystallographic fabrics: a possible natural example from the Torridon area of NW Scotland // Jour. Struct. Geol. 1990. Vol. 12, N 1. P. 29–45.

Lawrence R.D. Stress analysis based on albite twinning of plagioclase feldspars // Geol. Soc. America Bull. 1970. Vol. 81, № 8. P. 2507–2512.

Lisle R.J., Ragan D.M. Strain from three stretches – a simple Mohr circle solution // Jour. Struct. Geol. 1988. Vol. 10, № 8. P. 905–906.

*Lister G.S., Snoke A.W.* S–C mylonites // Jour. Struct. Geol. 1984. Vol. 6, № 6. P. 617–638.

*Lloyd G.E., Ferguson C.C.* Belemnites, strain analysis and regional tectonics: A critical appraisal // Tectonophysics. 1989. Vol. 169, № 4. P. 239–253.

*Lowe K.E.* A graphic solution for certain problems of linear structure // Amer. Miner. 1946. Vol. 31. P. 427.

*McCoss A.M.* Simple construction for deformation in transpression/transtension zones // Jour. Struct. Geol. 1986. Vol. 8, № 6. P. 715–718.

McGraw-Hill Dictionary of scientific and technical Terms. Third. Edition. 1979 p.

*MacQueen J.A., Powell D.* Relationships between deformation and garnet growth in Moine (Precambrian) rocks of western Scotland // Geol. Soc. America Bull. 1977. Vol. 88, № 2. P. 235–240.

Martin E.C. Deformación interna puntual de oolitos del Cámbrico inferior en los Montes de Toledo // Estudios geol. 1977. Vol. 33, № 5. P. 419–431.

Masuda T., Mochizuki S. Development of snowball structure: numerical simulation of inclusion trails during synkinematic porphyroblast growth in metamorphic rooks // Tectonophysics. 1989. Vol. 170, № 1. P. 141–150.

Meneilly A.W. Reverse fault step at Engel Peaks, Antarctic Peninsula // Jour. Struct. Geol. 1988. Vol. 10, № 4. P. 393-403.

*Milton N.J.* Determination of the strain ellipsoid from measurement on any three sections // Tectonophysics. 1980. Vol. 64. P. T19–T27.

Nissen H.-U. Dynamic and kinematic analysis of deformed stems in a quartz graywacke // Jour. Geol. 1964. Vol. 72, № 3. P. 346–360.

*Oertel G.* Deformation of a slaty, lapillar tuff in the Lake District, England // Geol. Soc. America Bull. 1970. Vol. 78. P. 1173–1187.

*Olesen N.* Plagioclase fabric development in a high-grade shear zone // Tectonophysics. 1987. Vol. 142, № 2–4. P. 291–308.

Olsen T.S., Kohlstedt D.L. Natural deformation and recrystallization of some intermediate plagioclase feldspars – Reply // Tectonophysics. 1986. Vol. 124, № 3/4. P. 363–364. Onasch Ch.M., Davis T.L. Strain determination using cathodoluminescence of calcite overgrowths // Jour. Struct. Geol. 1988. Vol. 10,  $N_{2}$  3. P. 301–303.

Orowan E. A type of plastic deformation new in metals // Nature. 1942. Vol. 149. P. 643-644.

*Owen J.V.* Determination of the finite-strain ellipsoid from deformed porphyroblastic mineral aggregates and preferentially oriented feldspars in a mylonitized metamafic dyke // Can. Jour. Earth Sci. 1989. Vol. 26, N 11. P. 2333–2340.

*Owens W.H.* The calculation of the best-fit ellipsoid from elliptical sections on arbitrarily oriented planes // Jour. Struct. Geol. 1984. Vol. 6, № 5. P. 571–578.

Paterson M.S., Weiss L.E. Experimental deformation and folding in phyliite // Geol. Soc. America Bull. 1966. Vol. 77, № 4. P. 343–374.

*Phlllips F.C.* The use of the stereographic projection in structural geology/ London: E.Arnold, 1954. 81 p.

*Phillips W.J.* The deformation of quartz in a granite // Jour. Geol. 1965. Vol. 4, P. 391–414.

Powell D., Treagus J.E. Rotational fabrics in metamlorphic minerals // Miner. Mag. 1970. Vol. 37, № 291. P. 801–814.

*Powell D., MacQueen J.A.* Relationships between garnet shape, rotational inclusion fabrics and strain in some Moine metamorphic rocks of Skye, Scotland // Tectonophysics. 1976. Vol. 35, № 4. P. 391–402.

Ragan D.M. Strain from three measured stretches // Jour. Struct. Geol. 1987. Vol. 9, № 7. P. 897–898.

Raleigh C.B. Mechanisms of plastic deformation of olivine // Jour. Geophys. Res. 1968. Vol. 73, № 16. P. 5391–5406.

*Ramberg J.B., Johnson A.M.* A theory of concentric, kink and sinusoidal folding and of monoclinal flexuring of compressible, elastic multilayers. V. Asymmetric folding in interbedded chest and shale of the Franciscan complex, San Francisco Bay area, California // Tectonophysics. 1976. Vol. 32, № 3/4. P. 295–320.

Ramsay J.G. The geometry of conjugate fold systems // Geol. Mag. 1962. Vol. 99, № 6. P. 516–526.

Ramsay J.G. Folding and fracturing of rocks. New York: McGrow-Hill, 1967. 568 p.

*Ramsay J.G., Huber M.I.* The techniques of modern structural Geology. Vol. 1. Strain analysis. London: Academic Press, Inc., 1983. 307 p.

Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural Geology. Vol. 2. Folds and Fractures. London: Academic Press, Inc., 1987. P. 309–700.

*Riley N.A.* Structural petrology of the Baraboo quartzite // Jour. Geol. 1947. Vol. 55. P. 453–477.

*Rixon L.K., Bucknell W.R., Rickard M.J.* Mega kink folds and related structures in the Upper Devonian Merrimbula Group, south coast of New South Wales // Jour. Geol. Soc. Australia. 1983. Vol. 30, № 3. P. 277–294.

Rowan M.G. Three-dimensional finite strain from crinoid ossicles // Jour. Struct. Geol. 1991. Vol. 13, № 9. P. 1049–1059.

Sander B. Gefügekunde der Gesteine. Wien, 1930.

Sanderson D.J., Marchini W.R.D. Transpression // Jour. Struct. Geol. 1984. Vol. 6, № 5. P. 449–458.

Shelley D. Plagioclase preferred orientation in Haast Schist, New Zealand // Jour. Geol. 1977. Vol. 85, № 5. P. 635–644.

Shelley D. Plagioclase preferred orientation, Foreshore Group metasediments, Bluff, New Zealand // Tectonophysics. 1979. Vol. 58, № 3-4. P. 279-290.

Shelley D. Natural deformation and recrystallisation of some intermediate plagioclase feldspars – discussion on preferred orientation development // Tectonophysics. 1986. Vol. 124,  $N_{2}$  3/4. P. 359–362.

Shelley D. Plagioclase and quartz preferred orientation in a low-grade shist: the roles of primary growth and plastic deformation // Jour. Struct. Geol. 1989. Vol. 11, № 8. P. 1029–1037.

*Shimamoto T., Ikeda Y.* A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects – I. Basic theory // Tectonophysics. 1976. Vol. 36. P. 315–337.

*Shirav (Schwartz) M.* The occurance of large scale kink bands in Campanian chalk at the Gulf of Elat ('Aqaba) rift zone // Geol. Mag. 1977. Vol. 114, № 6. P. 467–474.

Siddans A.W.D. Analysis of three.-dimensional, homogenous, finite strain using ellipsoidal objects // Tectonophysics. 1980. Vol. 64. № 1/2. P. 1–16.

Simpson Carol. 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,  $N_{\rm P}$  1/2. P. 243–247.

Simpson C. Ductile ahear zones: a mechanism of rock deformation in the orthogneisses of the Maggata Nappe, Tecino, Switzerland // Diss. ETH, 1981. № 6810. 266 p.

Simpson C. Borrego Springs – Santa Rosa mylonite zone: A Late Cretaceous westdirected thrust in southern California // Geology. 1984. Vol. 12, № 1. P. 8–11.

Simpson C. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition // Jour. Struct. Geol. 1985. Vol. 7,  $N_{2}$  5. P. 503–512.

Simpson C. Determination of movement sense in mylonites // Jour. Geol. Education. 1986. Vol. 34. P. 246-261.

*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, № 2. P. 140–150.

Sobott R.J.G. Hornblende twinning (Ī0I) in a amphibolite from Barra, Outer Hebrides, Scotland // Miner. Mag. 1979. Vol. 43, № 325. P. 177–178.

Soula J.-C., Bessiere G., Herail G. Simple-shear experiments on basement-cover sequences with a comparison to the Bierzo basin, NW Spain // Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, New Ser. 1988. Vol. 14. P. 163–179.

Spang J.H. Numerical method for dynamic analysis of calcite twin lamellae // Geol. Soc. America Bull. 1972. Vol. 83. № 2. P. 467–472.

*Srivastava H.B., Giabo1a V.K.* Strain analysis in the basal unit of Delhi Supergroup in Kishangarh area (Rajasthan): as deduced from deformed pebbles // Jour.Geol. Soc. India. 1986. Vol. 27, № 5. P. 440–449.

Stauffer M.R., Burnett A.I. Down-plunge viewing: a rapid method for estimating the strain ellipsoid for large clasts in deformed rocks // Can. Jour. Earth Sci. 1979. Vol. 16,  $N_{\rm P}$  2. P. 290–304.

Suwa K., Mizutani Sh., Tzuzuki Y. Proposed optical method of determining the twinning laws of plagioclase // Mem. Geol. Soc. Jap. 1974. Vol. 11. P. 167–250.

*Tourneret C., Laurent P.* Paleo-stress orientations from calcite twins in the North Pyrenean foreland, determined by the Etchecopar inverse method // Tectonophysics. 1990. Vol. 180,  $N_{2}$  2–4. P. 287–302.

*Treagus S.H.* Some applications of the Mohr diagram for three-dimensional strain // Jour. Struct. Geol. 1986. Vol. 8, № 7. P. 819–830.

*Trener G.B.* Geologische Aufnahmen im nördlichen Abhänge der Presanellagruppe // Geol. Reichanstalt Jahrb. 1906. Bd. 56. S. 453–470.

*Tullis J., Christie J.M., Griggs D.T.* Microstructures and preferred orientation of experimentally deformed quartzites // Geol. Soc. America Bull. 1973. Vol. 84, № 1. P. 297–314.

*Turner F.J.* Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbeles // Amer. Jour. Sci. 1953. Vol. 251, № 4. P. 276–298.

*Turner F.J.* "Compression" and "tension" axes determined from (0IĪ2) twinning in calcite (Abs.) // Jour. Geophys. Research. 1962. Vol. 67, № 4. P. 1660.

*Turner F.J.* Analysis of kinks in micas of an Innsbruck mica schist // Neues Lehrb. Miner. Monatsheft. 1964. Vol. 9–11. S. 347–356.

*Turner F.J., Griggs D.T., Clark R.H., Dixon R.H.* Deformation of Yule Marble. Part VII: Development of oriented fabrics at 300<sup>0</sup>–500<sup>0</sup> C // Geol. Soc. America Bull. 1956. Vol. 67, № 9. P. 1259–1294.

Turner F.J., Weiss L.E. Experimental folding in rocks // Nature. 1962. № 195. P. 1046–1048.

*Turner F.J., Weiss L.E.* Structural analysis of metamorphic tectonites. New York: Berkeley, 1963. 545 p.

Uemura T., Long X. Kink bands in rocks // Jour. Geol. Soc. Jap. 1987. Vol. 93, № 9. P. 681–699.

*Vance J.A.* Polysynthetic twinning in plagioclase // Amer. Miner. 1961. Vol. 46, N = 9-10. P. 1097–1119.

Van Loon A.J., Brodzikowski K., Gotowala R. Structural analysis of kink bands in unconsolidated sands // Tectonophysics. 1984. Vol. 104, № 3/4. P. 351–374.

*Venkitasubramanyan C.S.* Qualitative analysis of three-dimensional strain using twins in calcite and dolomite // Tectonophysics. 1971. Vol. 11, № 3. P. 217–231.

Verbeek E.R. Kink bands in the Somport slates, west-central Pyrenees, France and Spain // Geol. Soc. America Bull. 1978. Vol. 89. P. 814–824.

*Wagner F., Wenk H.-R., Kern H. et al.* Development of preferred orientation in plane strain deformed limestone: experiment and theory // Contrib. Miner. and Petrol. 1982. Vol. 80, № 2. P. 132–139.

*Weiss L.E.* Plexural-slip folding of foliated model materials // Proceed., conference on research in tectonics // Geol. Surv. Ganada. 1969. Paper 68–52. P. 294–359.

Wheeler J. A new plot to display the strain of elliptical markers // Jour. Struct. Geol. 1984. Vol. 6,  $N_{2}$  4. P. 417–424.

White S.H., Burrows S.E., Carreras J. et al. On mylonites in ductile shear zones // Jour. Struct. Geol. 1980. Vol. 2. P. 175–187.

Williams P.E., Schoneveld Chr. Garnet rotation and the development of axial plane crenulation cleavage // Tectonophysics. 1981. Vol. 78, № 1–4. P. 307–334.

*Williams P.F., Price G.P.* Origin of kink-bands and shear band cleavage in shear zones: an experimental study // Jour. Struct. Geol. 1990. Vol. 12, № 2. P. 145–164.

Учебное издание

РОДЫГИН Александр Иванович

#### МЕТОДЫ СТРЕЙН-АНАЛИЗА

Учебное пособие Издание второе, исправленное и дополненное

> Редактор Е.В. Лукина Компьютерная верстка Г.П. Орлова

Лицензия ИД № 04617 от 24.04.2001 г. Подписано в печать 3.10.2006 г. Формат 60х84<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная №1. Печать офсетная. Гарнитура «Таймс». Печ. л. 10,50; уч.-изд. л. 9,45; усл. печ.л. 9,25. Тираж 500 экз. Заказ №

ОАО «Издательство ТГУ», 634029, г. Томск, ул. Никитина, 4 Типография «Иван Федоров», 634003, г. Томск, Октябрьский взвоз, 1