



А.Б. Кирмасов

ОСНОВЫ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА



Научный мир

А.Б. Кирмасов

ОСНОВЫ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Научный мир
2011

УДК 331/24

ББК 26.324

К43

Кирмасов А.Б.

К43 Основы структурного анализа. – М.: Научный мир, 2011. – 368 с.: ил. цв. 16

ISBN 978-5-91522-210-5

В книге рассматриваются процессы формирования тектонических структур и методы их изучения. На современном уровне рассмотрены физико-механические основы структурной геологии, методы структурного анализа, структурные формы и их парагенезы.

Для геологов широкого профиля, тектонистов, геологов-структурщиков, студентов старших курсов.

УДК 331/24

ББК 26.324

ISBN 978-5-91522-210-5

© Кирмасов А.Б., 2011

© Научный мир, 2011



СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	7
ОТ АВТОРА	8
ВВЕДЕНИЕ	10
1. НАПРЯЖЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ	12
1.1. Деформация	12
1.2. Измерение деформации	14
1.3. Эллипсоид деформации	16
1.4. Напряжения	18
1.5. Эллипсоид напряжений	23
1.6. Соотношение напряжений и деформаций	25
1.7. Прочность и разрушение	30
1.7.1. Теория прочности	31
1.7.2. Механика разрушения	32
1.8. Деформационные свойства горных пород и их зависимость от различных условий	34
2. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ	39
2.1. От морфологии к генезису	40
2.2. Анализ ориентировок структурных элементов с использованием стереографических проекций	42
2.3. Методы экспериментальной тектоники. Тектонофизика	45
2.3.1. Аналоговое моделирование	45
2.3.1.1. Моделирование на эквивалентных материалах. Теория подобия	46
2.3.1.2. Моделирование с использованием оптически активных материалов	49
2.3.1.3. Тектоническое моделирование	52
2.3.2. «Природное» моделирование	54
2.3.3. Численное моделирование	56
2.3.4. Эксперименты по деформации горных пород	57
2.4. Петротектоника	58
2.5. Стрейн-анализ и стресс-анализ	60
2.6. Структурный парагенетический анализ	66
3. СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЕ В НЕОДНОРОДНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ	70
3.1. Концентраторы напряжений и их типы	70
3.2. Уровни структурной организации	73
3.3. Модель среды со структурой и мезомеханика	75
3.4. Модель среды со структурой применительно к геологической среде	77
3.5. Основные выводы	81
3.6. Основные следствия: структурные парагенезы в модели структурных перестроек	82
4. МЕХАНИЗМЫ ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД	86
4.1. Внутрикристаллическая деформация	86

4.1.1. Дефекты в кристаллах.....	88
4.1.2. Дислокационное скольжение	90
4.1.3. Деформационное двойникование	94
4.1.4. Образование кинкбандов	95
4.2. Диффузионная ползучесть	96
4.3. Межзерновое скольжение и сверхпластичность.....	98
4.4. Рекристаллизация.....	99
4.4.1. Уменьшение площади границ зерен	99
4.4.2. Миграция границ зерен.....	103
4.4.3. Вращение субзерен.....	104
4.4.4. Статическая и динамическая рекристаллизация.....	105
4.5. Плавление при деформации.....	107
4.6. Растворение под давлением	109
4.7. Катакластическое течение.....	112
4.8. Краткая характеристика механизмов деформации породообразующих минералов	113
4.9. Диаграммы деформационных механизмов. Деформация поликристаллических агрегатов	120
4.10. Преимущественная кристаллографическая ориентировка минералов.....	124
5. ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ ГОРНЫХ ПОРОД	129
5.1. Плоскостные текстуры	130
5.1.1. Сланцеватость	130
5.1.2. Кливаж обломочных пород.....	132
5.1.3. Кливаж плейчатости	141
5.2. Стиллиты.....	143
5.3. Кливажные швы	147
5.4. Минеральные жилы	148
5.5. Структуры тыльных частей минеральных зерен и включений	162
5.6. Порфиробласты.....	167
5.7. Тектониты	178
5.7.1. Брекчии и глинки трения	179
5.7.2. Катаклазиты	179
5.7.3. Милониты.....	179
5.7.4. Признаки направления смещения (сдвига) и кинематический анализ зон милонитов	184
5.7.4.1. Футляровидные складки	185
5.7.4.2. SC-текстуры	187
5.7.4.3. Порфирокласты.....	189
5.7.4.4. Слюдяные пакеты	192
5.7.4.5. Ориентировка кристаллографических осей минералов	193
5.7.5. Псевдотахилиты	193
5.8. Линейность	195
5.9. Некоторые методы определения величины деформации в горных породах.....	196
6. КИНКБАНДЫ. БУДИНАЖ. МУЛЛИОНЫ	204
6.1. Кинкбанды	204
6.2. Будинаж.....	216

6.3. Муллионы	224
7. СКЛАДКИ	227
7.1. Геометрия складок	227
7.1.1. Ориентировка осевых поверхностей и шарниров складок	228
7.1.2. Угол между крыльями и морфология замков складок	229
7.1.3. Цилиндрические и конические складки.....	230
7.1.4. Параллельные и подобные складки. Изогоны	231
7.1.5. Линейные и брахиморфные складки. Замыкания складок.....	232
7.1.6. Зеркало складчатости. <i>S</i> , <i>Z</i> и <i>M</i> -складки	234
7.2. Использование стереографических проекций при структурном анализе складок	235
7.3. Вергентность	239
7.4. Складки продольного изгиба	240
7.4.1. Общие положения	240
7.4.2. Основные факторы, определяющие морфологию складок	243
7.4.3. Стадийность образования складок продольного изгиба.....	245
7.4.3.1. Стадия продольного укорочения	245
7.4.3.2. Стадия изгиба.....	247
7.4.3.3. Стадия общего сплющивания.....	251
7.4.4. Соотношение линейных и плоскостных текстур со складками.....	254
7.5. Складки поперечного изгиба	257
7.6. Складки течения.....	257
7.7. Полифазные складки	258
8. РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ.....	262
8.1. Трещины отдельности	262
8.2. Тектурная отдельность.....	263
8.3. Трещины и разрывы растяжения (отрывы)	264
8.3.1. Минеральные жилы.....	264
8.3.2. Дайки	265
8.4. Разломы.....	274
8.4.1. Элементы геометрии	274
8.4.2. Внутреннее строение зон разломов	275
8.4.3. Кинематический анализ разломов	278
8.4.4. Системы разрывных нарушений.....	283
9. СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ	287
9.1. РТ-условия и механизмы деформации.....	289
9.2. Механические обстановки структурообразования	292
9.3. Пространственно-временные ряды структурных парагенезов.....	296
9.3.1. Суперпозиционные структурные парагенезы (на примере Уакитской зоны Северного Прибайкалья).....	299
9.3.1.1. Стадийность складкообразования.....	299
9.3.1.2. Карбонатные брекчии и меланжи.....	309
9.3.2. Компенсационные структурные парагенезы	319
9.3.3. Прогрессивные и регрессивные ряды структурных парагенезов.....	324
9.4. Некоторые следствия	329

9.4.1. Скорость тектонических деформаций и время формирования структур	329
9.4.2. Масштабная шкала и скэйлинговые числа	330
9.4.3. Конвергенция морфологических признаков	333
9.4.4. Критические точки и миграция деформационных процессов	335
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	337
ИНТЕРНЕТ-РЕСУРСЫ	338
ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ	339
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	346
РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА	366

ПРЕДИСЛОВИЕ

Структурная геология является одной из фундаментальных геологических дисциплин. К сожалению, в последние годы этот фундамент в России нуждается в укреплении: для того, чтобы перечислить учебные пособия последнего десятилетия, хватило бы нескольких строк.

Книга «Основы структурного анализа» более всего соответствует учебному пособию, которое освещает генетические аспекты структурообразования. Вместе с тем, степень детальности рассмотрения многих вопросов гораздо шире, чем требуется для учебника. Важно, что изложение материала построено в едином ключе, на основе учения о структурных парагенезах – направления, развитие которого связано с лабораторией геотектоники и тектонофизики имени В.В. Белоусова (геологический факультет МГУ).

Безусловно одно – книга будет востребована, и можно надеяться, что она станет настольной книгой преподавателей и студентов геологических специальностей, научных специалистов, геологов-съемщиков. Издание может быть использовано при преподавании в высших учебных заведениях таких курсов, как «Структурная геология и геологическое картирование», «Геотектоника» и др.

Доктор геолого-минералогических наук,
заведующий лабораторией минералогического
и трекового анализа Геологического института РАН
А.В. Соловьев

ОТ АВТОРА

Читая на геологическом факультете Московского университета раздел по структурным парагенезам в рамках курса «Тектонофизика» (2000–2003 гг.), автор столкнулся с недостатком современных учебных пособий по структурной геологии на русском языке, особенно по генетическим аспектам структурного анализа. В 2001 г. было создано электронное пособие по данному разделу курса для студентов факультета, тогда же некоторые разделы этого пособия были использованы для создания научно-учебного Интернет-ресурса «Сайт о структурной геологии». Впоследствии при поддержке С.Д. Соколова (ГИН РАН) возник замысел учебника «Основы структурной геологии», и в 2002–2003 гг. в соавторстве с А.В. Соловьевым (Институт литосферы РАН) в рамках программы ФЦП «Интеграция» велась подготовка к изданию монографии, которая по разным причинам не была завершена.

Автор благодарит проф. МГУ Н.А. Божко, под научным руководством которого он начинал исследовательские работы в Северном Забайкалье в сложные 1990-е годы, своих преподавателей и впоследствии коллег по геологическому факультету Н.В. Короновского, М.Г. Ломизе, М.А. Гончарова, А.Г. Рябухина, М.И. Волобуева, В.Н. Вадковского, Т.М. Гептнер, А.И. Гушина, Л.И. Демину, Б.Я. Журавлева, Д.И. Панова, С.Б. Розанова, А.Н. Стафеева, Н.С. Фролову, коллег по отделу геологии месторождений алмазов ЦНИГРИ Ю.К. Голубева, В.И. Ваганова, А.А. Фельдмана, Н.А. Прусакову.

Отдельная благодарность моим учителям из лаборатории тектонофизики им. В.В. Белоусова геологического факультета МГУ, пробудившим во мне интерес к структурному анализу, – В.Г. Галицкому и В.А. Галкину. Автор благодарен за плодотворное сотрудничество А.В. Соловьеву, Ю.А. Морозову, В.А. Зайцеву, А.А. Ключко, Дж. Хоуригану, О.Р. Мининой, и признателен за многолетнюю помощь и поддержку В.Е. Вержбицкому, Ю.П. Гусеву, Ф.В. Каминскому, А.С. Красильникову, В.Л. Косурову, Г.Л. Митрофанову, Г.П. Патрахиноу, А.А. Савченко, В.В. Травину.

Искренняя признательность – всем коллегам-полевикам геологического факультета МГУ, отдела геологии алмазов ЦНИГРИ, Муйской партии ВостСибНИИГГиМСа, Уакитской партии ФГУП «Бурятгеоцентр», Карельского филиала РАН, Института литосферы РАН, Геологического института РАН, КМ Diamond Exploration, Barrick Gold, Нижнеамурской горной компании, А/С «Амур», геологического отдела компании «Полюс Геологоразведка».

В книге использованы фотографии и микрофотографии канд. г.-м. наук В.В. Травина, А.С. Красильникова, С.М. Каткова, научного сотрудника ГИН РАН И.В. Латышевой и микрофотографии из архива н.с. лаборатории тектонофизики Т.М. Гептнер, за разрешение использовать которые хочется выразить отдельную благодарность. При оформлении титульного листа использована фотография Н.Н. Пасечника. Автор благодарит Е.В. Горчилину, которая принимала участие в окончательной редакции рукописи.

Автор признателен коллегам: д-ру г.-м. наук В.А. Галкину, д-ру г.-м. наук, зав. кафедрой динамической и исторической геологии геологического ф-та СПбГУ А.К. Худолею,

канд. г.-м. наук, зав. лабораторией геодинамики и региональной геологии Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН А.В. Прокопьеву, отзывы и пожелания которых способствовали скорейшему изданию книги.

При подготовке рукописи к печати неоценимую помощь оказала Т.Л. Королек, без многолетней поддержки которой не появилась бы эта книга.



ВВЕДЕНИЕ

Картируйте, и все выяснится...

Ч. Лэньюорт, 1890-е гг.

Структурная геология относится к классическим геологическим дисциплинам и преподается в высших учебных заведениях вместе с геологическим картированием. Умение составить карту, «прочитать» по разрозненным обнажениям отрывочные сведения о составе и залегании пород и соединив их в единое целое, является основным инструментом в руках геолога-съемщика. Знание о механизмах деформации горных пород и главных закономерностях структурообразующих процессов позволяет решать более сложные кинематические и динамические задачи, в дальнейшем используя эти решения в палеотектонических реконструкциях. Детальные структурные исследования имеют большое значение для поисковой и разведочной геологии.

Книга представляет собой обобщение, основанное как на собственных наблюдениях, так и на многочисленных примерах из ранее опубликованных работ, и написана для систематизации сведений о морфологии и генезисе основных деформационных структур горных пород. Наибольшей детальностью изложения отличаются главы, посвященные микродеформациям, практический опыт изучения которых автором во многом и явился главной отправной точкой для всего последующего изложения.

Данная работа рассматривается автором как продолжение и развитие принципов и подходов к изучению деформаций в неоднородной геологической среде, которые развивались в 1980–90-е годы в лаборатории тектонофизики геологического факультета МГУ (В.В. Белоусов, М.А. Гончаров, В.Г. Талицкий, В.А. Галкин, Т.М. Гептнер, Н.С. Фролова). Наиболее полно эти представления изложены в защищенных в 1990-е годы докторских диссертациях В.Г. Талицкого («Механизмы деформаций и структурообразования в неоднородной геологической среде», 1992 г.) и В.А. Галкиной («Парагенетический анализ неоднородной геологической среды (развитие теории и методов изучения)», 1997 г.), в которых развиваются представления о неоднородном строении геологической среды, ее уровневой организации, особенностях деформационных процессов, принципах парагенетического подхода в структурном анализе.

Методология и основные принципы такого «деформационно-механического» подхода к изучению тектонических структур применялись автором при проведении структурных исследований в Северном Забайкалье и Карелии, на Северном Урале, на Камчатке и в других регионах. Можно только сожалеть, что это не были целенаправленные тематические исследования, в рамках которых можно было бы выбрать наиболее подходящий регион для изучения – как правило, решались конкретные научные или производственные задачи. Остается надеяться, что автору удалось на практических примерах конкретизировать и уточнить некоторые основные положения деформационного парагенетического подхода.

Каждая глава книги имеет самостоятельное значение. В **первой главе** изложены основные классические представления о деформациях и напряжениях в сплошной среде. Данный раздел написан в большей степени как справочный, чтобы дать возможность читателю при необходимости обратиться к некоторым физическим тер-

минам и понятиям, специально не поясняющимся при последующем изложении. По мнению автора, это дает ответ на вопрос, *что* изучается в кинематической (деформации) и динамической (напряжения) составляющих структурного анализа.

Краткий обзор различных методических приемов, применяющихся в структурном анализе, приведен во **второй главе**. Здесь поясняется, *как* или *каким образом* реконструируются напряжения и деформации в геологической среде.

В **третьей главе** освещается сущность моделей структурированных сред, вводятся понятия структурных концентраторов, структурных перестроек и уровней строения – иными словами, намечается основа *подхода к интерпретации структур* как результату деформации разноранговых элементов строения неоднородных объемов геологической среды.

Наиболее последовательными и оригинальными в подборе материала можно считать **четвертую и пятую главы**, где достаточно подробно изложены данные о *механизмах деформации* в горных породах (глава 4) и *элементарных деформационных структурах и текстурах* (глава 5). Фактически, в этих главах разбираются деформационные процессы, ведущая роль в которых принадлежит неоднородностям строения на уровне зерен и кристаллов, включая структурообразование в зонах разрывных нарушений.

В **шестой и седьмой главах** рассматриваются *деформации слоистых сред* в частном (кинкбанды, будинаж, муллионы) и общем (складки) случаях. На ряде примеров показано взаимодействие деформационных механизмов, контролируемых неоднородностями уровней зерен и слоев. В **восьмой главе** кратко охарактеризованы разрывы и системы разрывных нарушений (уровень блоков).

Сущность деформационного подхода к выделению и интерпретации структурных парагенезов намечена в **девятой главе**, где на ряде примеров показана ведущая роль пространственно-временных рядов структурных парагенезов при палеотектонических реконструкциях.

К сожалению, почти не затронута тема применения структурного анализа при поисках и разведке полезных ископаемых, о чем автор искренне сожалеет. Но, памятуя об образном выражении Г. Штилле, согласно которому *«магматизм – это тектоника другими словами»*, можно утверждать, что геология полезных ископаемых – это структурная геология в ее «полезном» вещественном выражении. Поэтому хочется надеяться, что данная книга будет полезна как в учебном и научно-методическом, так и в практическом плане.



1. НАПРЯЖЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ

...Наклоненное положение камней диких к горизонту показывает, что оные слои сворочены с прежнего своего положения, которое по механическим и гидростатическим правилам должно быть горизонтально... И так, когда горы со дна морского возодили, понуждаемые внутренней силой, неотменно долженствовали составляющие их камни выпучиваться, трескаться, производить разщелины, наклонные положения, стремнины, пропасти разной величины и фигуры отменной.

М.В. Ломоносов «Слово о рождении металлов от трясения земли» (1757 г.)

1.1. Деформация

Деформация – это геометрическое понятие, служащее для математического описания перемещения частиц сплошной среды. Тело под действием приложенных к нему сил деформируется и перемещается из некоторого начального положения в конечное. Предполагается, что начальное и конечное положения тела известны и связаны между собой некоторыми математическими соотношениями. Основными компонентами деформации (рис. 1.1) являются *трансляция* (перенос), *вращение* и *чистая деформация* (деформация в узком смысле – изменение формы тела, или *стрейн*). Для математического описания деформации применяются тензоры, отражающие в матричном виде все ее компоненты.

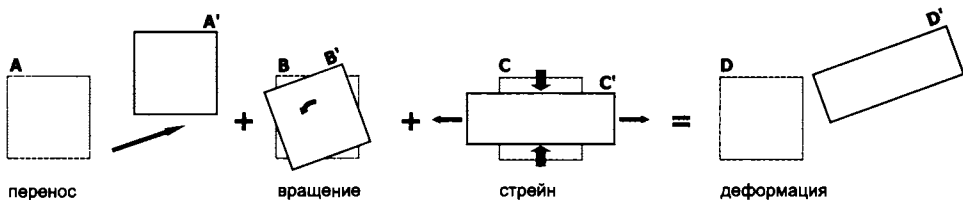


Рис. 1.1. Деформация тела, осуществляемая переносом ($A \rightarrow A'$), вращением ($B \rightarrow B'$), чистой деформацией (стрейном, $C \rightarrow C'$) и суммарной комбинацией всех этих компонентов ($D \rightarrow D'$).

Сплошная среда. В 1822 и 1823 гг. Навье и Коши представили в Парижскую академию наук трактаты, которые положили начало двум подходам к рассмотрению физических свойств твердых тел. Первый, основанный на рассмотрении тела как системы взаимодействующих между собой молекул, привел к физическим теориям механических свойств кристаллов различного строения. Второй, так называемый континуальный, подход заключался в замене реального тела воображаемой сплошной средой, непрерывно заполняющей пространство.

Сплошная среда представляет собой упрощенную модель реальных тел, в которой принимается, что вещество среды равномерно распределено по всему объему. В механике сплошных сред, изучающей связи между напряжениями и деформациями, прочностью и разрушением тел, любой бесконечно малый элементарный объем занимаемого телом пространства будет содержать вещество. В пределе, стягивая объем к точке, можно считать, что *материальная точка* сплошной среды наделена одновременно свойствами точки и тела:

т.е., с одной стороны, представляет собой некоторую точку пространства, а с другой – эта точка наделена некоторыми усредненными физико-механическими свойствами. Изменение местоположения материальной точки упрощает математическое описание процессов деформации тел [Партон, 1990].

В *однородной* сплошной среде физико-механические свойства тела одинаковы для всех материальных точек. Сплошная среда, свойства которой меняются от точки к точке, называется *неоднородной*. Если свойства среды изменяются в зависимости от направления, по которым они определяются, то такая среда является *анизотропной*. В *изотропной* среде свойства одинаковы вне зависимости от направления. Однородность или неоднородность и изотропность или анизотропность среды не зависят друг от друга и являются самостоятельными свойствами. Например, тело может быть неоднородным, но изотропным – несмотря на изменение свойств от точки к точке, свойства в каждой материальной точке не зависят от направления их определения.

Физическая модель сплошной среды не отражает свойства реальных тел, в том числе геологических, которые обладают дискретным строением и состоят из атомов, молекул, кристаллов, слоев, глыб, блоков (см. гл. 3–9). Модель механики сплошных сред направлена на описание усредненных макроскопических характеристик деформаций и напряжений некоторого объема. Так, при деформации некоторого кристаллического зернистого агрегата модель сплошной среды не описывает перемещение каждого кристалла (зерна), а при деформации монокристалла – перемещение каждого атома. Модель сплошной среды позволяет математически непротиворечиво описать деформацию некоторого объема среды, размер которого значительно превышает размер структурных неоднородностей (зерен для агрегата или атомов для монокристалла) [Белоусов, 1986].

Деформация может быть *однородной* и *неоднородной*. При однородной деформации материальные точки сплошной среды, изначально находившиеся на одной прямой, в конечном положении также будут находиться на одной прямой (рис. 1.2, а): во всех точках тела происходит одинаковая деформация. Примером однородной деформации является равномерное удлинение или укорочение тела (см. рис. 1.2, а). При неоднородной деформации точки отклоняются от прямолинейного расположения, и деформация в разных точках тела различна (как при изгибе или кручении, рис. 1.3, а и б). В случае непрерывного распределения точек среды при их относительном смещении деформация называется *непрерывной* (рис. 1.2, б). При потере

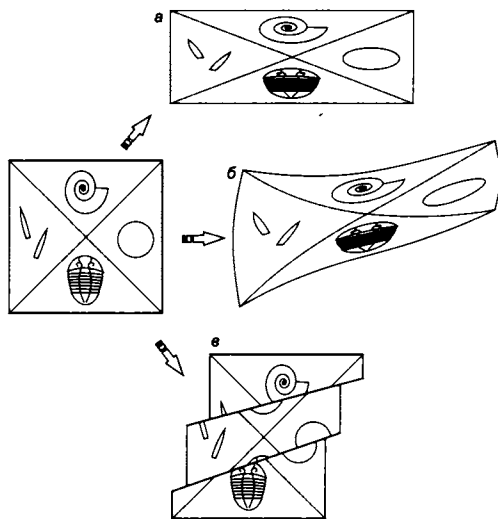


Рис. 1.2. Непрерывная однородная (а) и неоднородная (б) деформации. При однородной деформации прямые линии (диагонали квадрата) остаются прямыми. При неоднородной деформации, как правило, прямые линии изгибаются. Неоднородная деформация может быть разрывной (в).

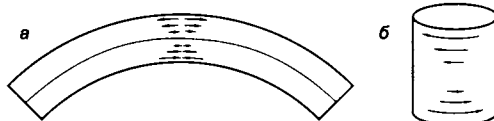


Рис. 1.3. Примеры неоднородной деформации: изгиб (а) и кручение (б).

сплошности возникает *разрывная деформация* (рис. 1.2, в). Понятно, что вариантов неоднородной деформации может быть бесчисленное множество.

Существует только два вида однородной деформации: удлинение–укорочение (*чистый сдвиг*, англ. *pure shear*) и скашивание (*простой сдвиг*, англ. *simple shear*), но они могут происходить и одновременно, причем в любых сочетаниях. При простом сдвиге каждая точка тела перемещается относительно некоторой оси (например оси X) на величину, пропорциональную ее расстоянию от этой оси (рис. 1.4, а). Объем тела при этом не меняется, размер деформации определяется углом γ . Поскольку деформация происходит во всем теле одновременно, скорости перемещения материальных частиц различны: они растут пропорционально расстоянию от оси X , т.е. между частицами, удаленными от оси X на разное расстояние, существует градиент скоростей.

При чистом сдвиге (или деформации удлинения–укорочения) удлинение по одной оси равно укорочению по другой без изменения объема (а в двумерном случае – площади, рис. 1.4, б).

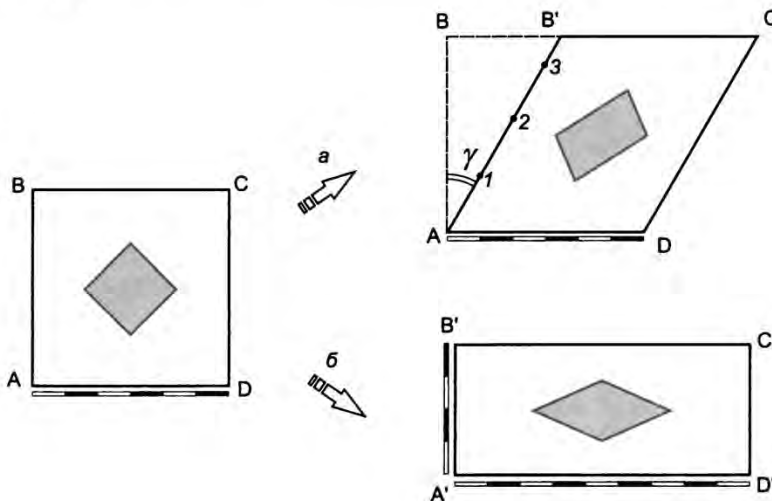


Рис. 1.4. Простой (а) и чистый (б) сдвиги. При простом сдвиге происходит скашивание, и каждая точка тела перемещается относительно некоторой оси (в данном случае – нижнего основания квадрата) на величину, пропорциональную этому расстоянию. Объем тела не меняется, величина деформации определяется углом γ . Между точками 1, 2, 3 на стороне АВ возникает градиент скоростей (каждая из этих точек за одно и то же время переместилась на разное расстояние, которое тем больше, чем дальше точка расположена от основания квадрата). При чистом сдвиге (б) происходит удлинение вдоль сторон AD и BC и укорочение вдоль сторон AB и CD таким образом, что площадь квадрата не меняется. «Чистым» сдвиг называется потому, что и в этом случае происходит скашивание любого квадрата, стороны которого ориентированы не параллельно удлинению–укорочению, но если в первом случае скашивание очевидно («простой» сдвиг), то во втором оно является следствием деформации удлинения–укорочения, и внутренний квадрат в случае б также превращается в ромб.

1.2. Измерение деформации

Два компонента деформации могут быть описаны в трехмерном пространстве следующими параметрами: *трансляция* – вектором, длина которого и направление отражают величину перемещения и его направленность, *вращение* – положением оси вращения и

направлением и углом поворота относительно этой оси. Третий компонент (собственно деформация в узком смысле) определяется изменением расстояния между материальными точками данного тела. Рассмотрим для простоты случай одномерной деформации – растяжение стержня (рис. 1.5). Если первоначальная длина стержня равна l_0 , приращение длины Δl , конечная длина после деформации l , то величину деформации удлинения ε можно выразить как отношение приращения длины к первоначальной длине:

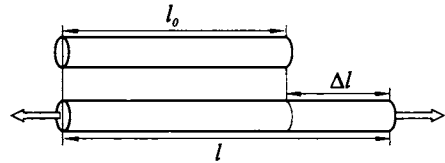


Рис. 1.5. Измерение деформации удлинения стержня: $\varepsilon = (l - l_0)/l_0 = \Delta l/l_0$.

$$\varepsilon = (l - l_0)/l_0 = \Delta l/l_0$$

Эта мера деформации показывает, насколько приращение больше первоначального размера объекта, и называется *процентной*. Ее удобно использовать для оценки малых деформаций. Например, при растяжении стержня длиной 100 см на 1 см деформация будет равна $1/100 = 0.01$, или, в процентном выражении, 1%. Приращение длины выражается положительным значением, сокращение – отрицательным.

Другой способ измерения деформации можно назвать *кратным*. Мера деформации выражается через отношение конечной длины к начальной:

$$k = l/l_0$$

и показывает, во сколько раз изменилась длина при деформации. Например, растянув резиновый шнур длиной 100 см до 200 см, деформация $k = 2$ (длина увеличилась в два раза).

В двумерном случае любое удлинение объекта должно вызывать соответствующее компенсационное сокращение, и наоборот. Рассмотрим квадрат со стороной $AB = 6$, который испытал деформацию укорочения–удлинения (рис. 1.4, б). Предположим, что после деформации длинная сторона прямоугольника BC будет равна 9, тогда деформация удлинения $k_1 = B'C'/AB = 3/2$. При условии сохранения площади ($S = AB^2 = 36$) короткая сторона прямоугольника будет равна $A'B' = S/B'C' = 36/9 = 4$. Тогда деформация укорочения $k_2 = B'C'/AB = 4/6 = 2/3$. Т.е. кратная мера деформации равна: удлинение в полтора раза вызывает укорочение в полтора раза, т.е. $k_1 = 1/k_2$. Выраженное в процентном отношении удлинение будет равно $\varepsilon_1 = (B'C' - AB)/AB = (9 - 6)/6 = 0.5$, или 50%. Деформация укорочения $\varepsilon_2 = (A'B' - AB)/AB = (4 - 6)/6 = -0.3(3)$, или 33%. Иными словами, процентные меры деформации не совпадают (можно показать, что для составляющих доли процента малых деформаций процентное удлинение и сокращение совпадают по абсолютной величине, отличаясь только знаком).

Если к упругой пластинке (или стержню) приложить растягивающее напряжение, то она удлинится в этом (продольном) направлении и сократится в поперечном. Соотношение между поперечными и продольными деформациями было установлено Пуассоном, который показал, что отношение поперечной деформации ε_2 к продольной ε_1 является постоянной величиной:

$$\varepsilon_2 = -\nu \varepsilon_1$$

где ν – коэффициент Пуассона, отражающий свойства материала. Если материал не испытывает поперечной деформации, то коэффициент Пуассона равен нулю. Для не-

сжимаемого материала, объем которого при деформации не меняется, коэффициент Пуассона равен 0.5. Значения коэффициента Пуассона реальных материалов заключены между 0 и 0.5.

Мерой деформации простого сдвига является тангенс угла сдвига ($tg\gamma$), т.е. отношение величины горизонтального перемещения BB' к высоте параллелограмма, равной стороне исходного квадрата AB на рис. 1.4, а.

1.3. Эллипсоид деформации

Описание деформации с помощью тензоров является достаточно сложной математической задачей и редко применяется в геологии, поскольку, как правило, в общем случае довольно трудно определить все три компонента деформации. Обычно для количественного описания однородных деформаций используется понятие *эллипсоида конечных деформаций*, который позволяет легко представить объемную картину деформаций, не прибегая к математическому описанию. Иллюстрацией эллипсоидов деформации являются деформированные оолиты и прочие сферические геологические объекты. Предположим, что в некотором объеме содержатся такие объекты. После однородной деформации сферы преобразуются в эллипсоиды, форма и размеры которых позволяют определить величины деформаций по разным направлениям. Иными словами, однородную конечную деформацию в трех измерениях можно описать трансформацией сферы единичного радиуса в эллипсоид деформации, а в двумерном случае – круга в эллипс.

Рассмотрим двумерный случай. Деформацию на плоскости можно описать формой эллипса и ориентацией его главных осей λ_G и λ_P (рис. 1.6, а). Форму эллипса можно охарактеризовать отношением λ_G/λ_P , изменяющимся от 1 (у круга) до ∞ , или отношением λ_P/λ_G (от 0 до 1). Для круга с единичным радиусом ($r = 1$) изменение

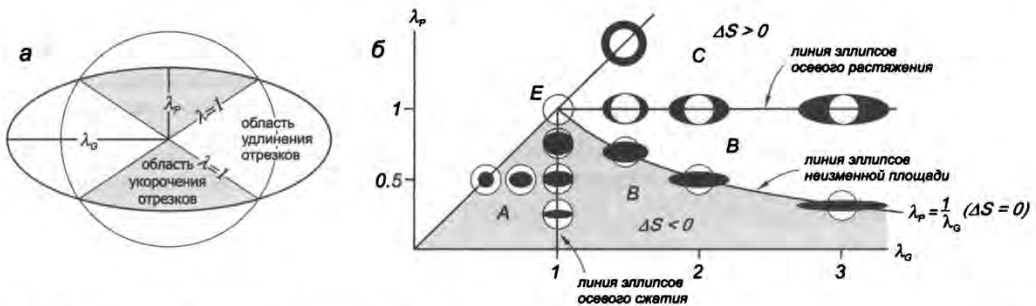


Рис. 1.6. Эллипс деформации (а): λ_G – ось удлинения, λ_P – ось укорочения; области удлинения (светлые) и укорочения (затемнены) разделены нейтральными прямыми $\lambda = 1$. Диаграмма эллипсов деформации $\lambda_G - \lambda_P$ (б). Первоначальный круг определяется точкой E ($\lambda_G = \lambda_P = 1$), прямая, проходящая точку E и начало координат, соответствует кругам с радиусами меньше 1 (изотропное сжатие), и кругам с радиусами больше 1 (изотропное расширение). Прямые $\lambda_G = 1$ соответствуют эллипсам осевого сжатия, а $\lambda_P = 1$ – эллипсам осевого растяжения. Три поля, ограниченные прямыми ($\lambda_G = \lambda_P$), ($\lambda_G = 1$) и ($\lambda_P = 1$), соответствуют эллипсам внутри начального круга (А, $\Delta S < 0$), пересекающим его (В) или содержащим этот круг (С, $\Delta S > 0$). Кривая $\lambda_P = 1/\lambda_G$ соответствует эллипсам неизменной площади ($\Delta S = 0$), эта прямая разделяет поле В на поля эллипсов с убывающей площадью и эллипсов с растущей площадью. По [Николя, 1992] с изменениями.

площади при деформации равно разности площадей эллипса и начального круга $\Delta S = \lambda_p \lambda_G - r^2 = \lambda_p \lambda_G - 1$. Эллипс деформации любой формы можно представить на диаграмме $\lambda_G - \lambda_p$ (см. рис. 1.6, б).

В трехмерном случае конечная деформация описывается эллипсоидом деформации, главные оси которого обозначаются буквами X, Y, Z ($X \geq Y \geq Z$), а деформация по этим полуосям – $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ ($\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$). В зависимости от вида эллипсоида выделяется пять типов конечной деформации (рис. 1.7, табл. 1.1). Графически типы деформации отображаются на диаграмме Флинна (рис. 1.7, б), которая показывает соотношения осей эллипсоида (λ_1/λ_2 показано в виде функции λ_1/λ_3). Параметр K определяет форму эллипсоида:

$$K = (a - 1)/(b - 1), \text{ где } a = X/Y = \lambda_1/\lambda_2, \text{ } b = Y/Z = \lambda_2/\lambda_3.$$

Понятно, что a отражает вытянутость эллипсоида по оси удлинения в плоскости XY , b – сплюснутость по оси укорочения в плоскости YZ . Предположим, что $Y = Z$ (см. рис. 1.7), т.е. сечение эллипсоида в плоскости YZ представляет собой круг меньшего радиуса, чем начальная сфера, а вдоль оси X эллипсоид вытянут – ось X больше диаметра начальной сферы. Тогда $K = (X/Y - 1)/(Y/Z - 1) = (X/Y - 1)/(1 - 1) = (X/Y - 1)/0 \rightarrow \infty$. Такой эллипсоид будет иметь форму сигары. Круговое сечение в плоскости YZ означает, что деформация сокращения по осям Y и Z равна, $\lambda_2 = \lambda_3 < 1$. Сигарообразный эллипсоид соответствует деформации одноосного вытягивания: такой эллипсоид получился бы, если бы мы сжали в кулаке небольшой шар из пластилина.

Теперь предположим, что пластилиновый шар мы положили на стол и придавили его ладонью, сплющив его. Таким образом, мы получаем модель эллипсоида деформации одноосного сплющивания: по оси Z происходит сокращение, а по осям X и Y – равное удлинение ($X = Y$ и $\lambda_1 = \lambda_2 > 1$). Тогда $K = (X/Y - 1)/(Y/Z - 1) = (1 - 1)/(Y/Z - 1) = 0/(Y/Z - 1) = 0$. Эллипсоид сплющивания имеет форму лепешки или блина.

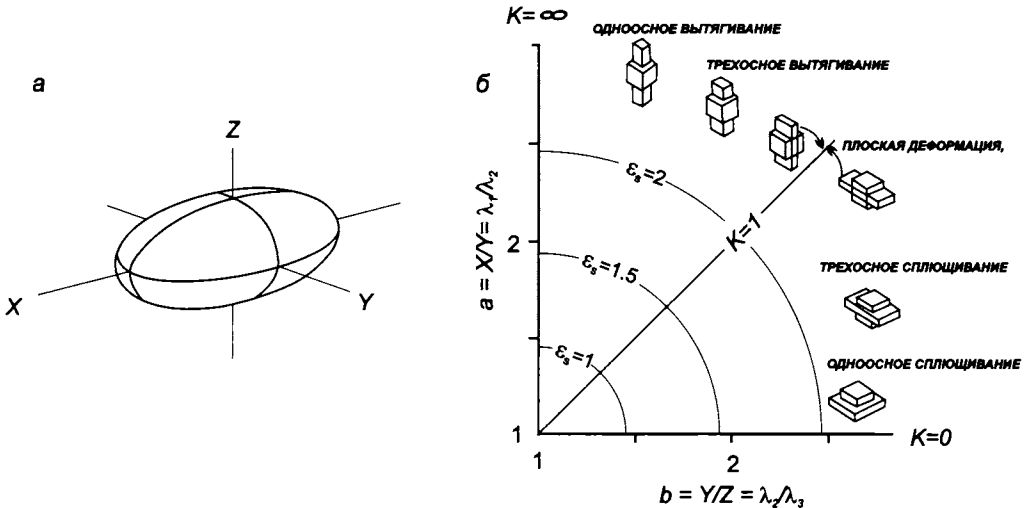


Рис. 1.7. Эллипсоид деформации и его главные оси X, Y, Z (а). Диаграмма Флинна, иллюстрирующая различные состояния конечной деформации и их связь с главными осями эллипсоида деформации (б). Фигурки иллюстрируют тип деформации в соответствующей области. X, Y, Z – главные оси эллипсоида деформаций, $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ – деформация по направлениям главных осей, ϵ_s – параметр интенсивности деформации [Николя, 1992].

Таблица 1.1. Типы эллипсоидов деформации

Тип эллипсоида	Параметр K	Соотношение осей	Деформации по главным осям
Одноосное сплющивание	$K = 0$	$(X = Y) > Z$	$\lambda_1 = \lambda_2 > 1$
Трехосное сплющивание	$0 < K < 1$	$X > Y > Z$	$\lambda_1 > \lambda_2 > 1$
Плоская деформация	$K = 1$	$X > Y > Z$	$\lambda_2 = 1$
Трехосное вытягивание	$1 < K < \infty$	$X > Y > Z$	$\lambda_2 < \lambda_3 < 1$
Одноосное вытягивание	$K \rightarrow \infty$	$X > (Y = Z)$	$\lambda_2 = \lambda_3 < 1$

Понятно, что равенство двух осей из трех соответствует крайним членам семейства эллипсоидов. Эллипсоиды одноосного вытягивания и сплющивания являются эллипсоидами вращения. Еще одним характерным представителем семейства эллипсоидов является эллипсоид *плоской деформации*: в этом случае деформации по оси Y не происходит, т.е. ось Y после деформации будет равна диаметру начальной сферы ($\lambda_2 = 1$). Если объем эллипсоида не изменяется по отношению к первоначальной сфере, это должно означать, что удлинение по оси X должно быть равно укорочению по оси Z . В этом случае $K = 1$. Плоская деформация означает отсутствие деформации по оси Y и является двумерной, т.е. деформация однозначно определяется эллипсом в плоскости XZ .

Эллипсоид трехосного сплющивания отличается от эллипсоида одноосного сплющивания неравенством деформации по осям X и Y ($\lambda_1 > \lambda_2 > 1$), при этом $0 < K < 1$: эллипсоид имеет форму овальной лепешки. Эллипсоид трехосного вытягивания имеет форму приплюснутой сигары, и деформация по осям Y и Z не равна ($\lambda_2 < \lambda_3 < 1$), при этом $1 < K < \infty$.

В сущности, параметр K определяет только морфологию эллипсоида деформации, но ничего не говорит о ее значении. Например, для эллипсоида одноосного сплющивания $K = 0$ как для слегка приплюснутого, так и для раскатанного в тонкий блин эллипсоида. Для описания *интенсивности деформации* вводится параметр ε_s [Николя, 1992]:

$$\varepsilon_s = \frac{\sqrt{3}}{2} \lambda_0,$$

где $\lambda_0 = \frac{2}{3} \sqrt{(\varepsilon_1 - \varepsilon_2)^2 + (\varepsilon_2 - \varepsilon_3)^2 + (\varepsilon_3 - \varepsilon_1)^2}$, $\varepsilon_i = \ln \lambda_i$, $i = 1, 2, 3$.

На диаграмме Флинна интенсивность ε_s показана изолиниями (см. рис. 1.7): чем дальше точка данного эллипсоида удалена от начала координат (1, 1) на этой диаграмме, тем интенсивнее деформация.

1.4. Напряжения

Напряжения – это внутренние силы, возникающие в твердом теле под действием приложенных к нему сил или за счет действия других факторов, приводящих к деформации этого тела. Так же как и деформация, напряжение представляет собой тензорную величину. Галилей после отлучения от астрономии ближе всех подошел к представлению о разрушающем напряжении, обнаружив пропорциональность меж-

ду растягивающей силой и площадью поперечного сечения растягиваемого стержня. Через два столетия Коши, поделив силу на площадь, назвал частное напряжением и впервые показал, каким образом можно описать внутреннее напряженное состояние тела в любой точке при любом способе нагружения [Партон, 1990].

Для того чтобы понять, каким образом действуют силы внутри тела, нужно провести в теле разрез произвольного направления. Тогда для сохранения равновесия придется к поверхности разреза приложить те силы, которые действовали в теле на месте этого разреза. Так, на сечение поперечного разреза растягиваемого силой F стержня действуют напряжения $\sigma = F/S$, которые называют *нормальными*, т.к. они направлены по нормали к поверхности сечения (рис. 1.8). Напряжения в системе СИ, так же как и давление, измеряются в паскалях ($Па$); в геологии распространена также единица *бар* ($1 \text{ бар} = 10^5 \text{ Па} = 0.98692 \text{ атм}$). Растягивающее напряжение считается положительным, а сжимающее – отрицательным.

Теперь, если расщечь стержень наклонной плоскостью, то внутренние силы на месте разреза будут иметь в общем случае не только нормальную составляющую, но и касательную, направленную вдоль плоскости разреза (рис. 1.9). Напряжение на на-

Рис. 1.8. Определение напряжений в растягиваемом стержне. В ортогональном направлению действия силы F сечении $C-C'$ площадью $S = ab$ напряжение σ равно отношению действующей силы к площади сечения: $\sigma = F/S$.

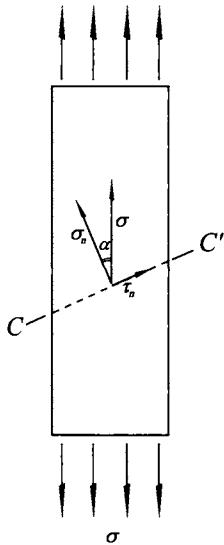
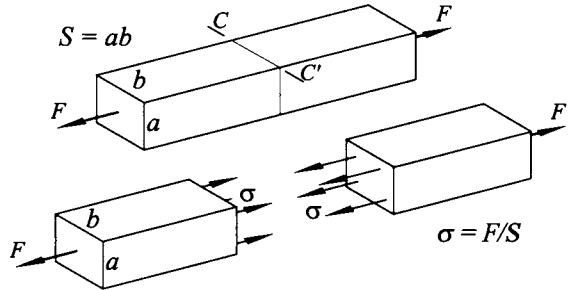


Рис. 1.9. Вычисление напряжений в наклонном сечении стержня при одноосном растяжении (вид сбоку).

клонной плоскости можно разложить на нормальное (σ_n) и касательное (τ_n) напряжения. Касательные напряжения действуют вдоль плоскости сечения. Если α – угол между осью стержня и нормалью к сечению (см. рис. 1.9), то можно показать, что

$$\sigma_n = \sigma \cos^2 \alpha = \sigma \frac{1 + \cos 2\alpha}{2},$$

$$\tau_n = \sigma \sin \alpha \cos \alpha = \sigma \frac{\sin 2\alpha}{2}.$$

Из формул следует, что в сечениях, наклоненных к оси $\pm 45^\circ$, действуют касательные напряжения, величина которых максимальна: $\tau_{max} = \pm \sigma / 2$.

Более сложный случай двусосного растяжения пластинки можно рассматривать как наложение двух простых растяжений вдоль осей 1 и 2, параллельных сторонам пластинки (рис. 1.10). Если σ_1 и σ_2 – напряжения, действующие вдоль осей 1 и 2, то действующие на произвольной наклонной площадке нормальное и касательное напряжения будут равны суммам:

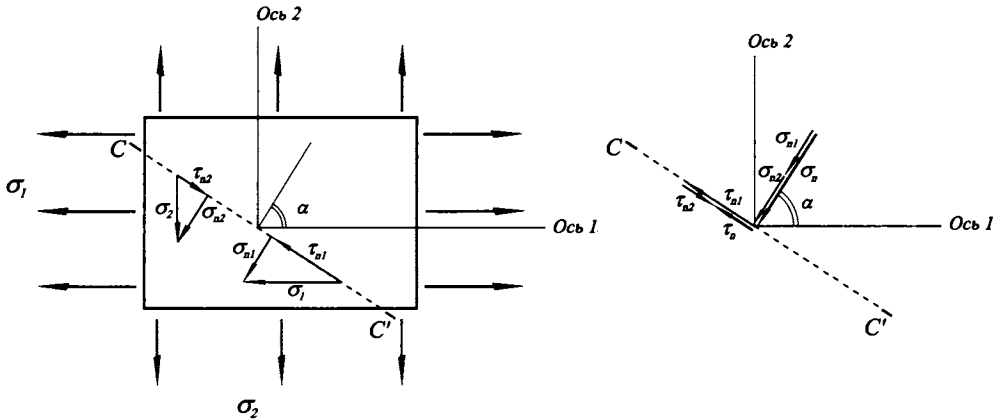


Рис. 1.10. Вычисление напряжений в наклонном сечении при двусосном растяжении (пояснения в тексте).

$$\sigma_n = \sigma_{n1} + \sigma_{n2} = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_2) + \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2) \cos 2\alpha,$$

$$\tau_n = \tau_{n1} + \tau_{n2} = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2) \sin 2\alpha.$$

Очевидно, что и здесь на площадках, наклоненных под углом $\pm 45^\circ$ к оси сжатия, действуют касательные напряжения максимальной величины $\tau_{max} = \pm (\sigma_1 - \sigma_2)/2$.

В самом общем случае плоского напряженного состояния прямоугольный элемент пластинки (рис. 1.11) подвергается действию нормальных напряжений σ_x и σ_y и касательных напряжений τ_{xy} и τ_{yx} . Из равенства нулю суммарного момента сил следует правило парности напряжений τ_{xy} и τ_{yx} . Можно установить, что всегда найдутся два взаимно перпендикулярных направления («разреза») 1 и 2, относительно которых действуют только двусосное сжатие – растяжение без сдвига (т.е. вдоль этих направлений касательные напряжения отсутствуют). Соответствующие напряжения σ_1 и σ_2 называются главными напряжениями, а оси 1 и 2 (см. рис. 1.11) – главными осями. Связь между σ_x , σ_y и τ_{xy} с главными напряжениями описывается формулами:

$$\sigma_x = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_2) + \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2) \cos 2\alpha,$$

$$\sigma_y = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_2) - \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2) \cos 2\alpha,$$

$$\tau_{xy} = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2) \sin 2\alpha.$$

И здесь наибольшие касательные напряжения действуют на площадках, наклоненных под углом 45° к главным осям.

В самом общем пространственном случае напряженное состояние описывается шестью величинами – нормальными напряжениями σ_x , σ_y и σ_z и касательными напряжениями τ_{xy} , τ_{xz} и τ_{yz} , и здесь также действует закон парности касательных напряжений $\tau_{xy} = \tau_{yx}$, $\tau_{xz} = \tau_{zx}$, $\tau_{yz} = \tau_{zy}$. Существуют три взаимно перпендикулярные оси, в которых

отличны от нуля только три *главных напряжения* σ_1 , σ_2 и σ_3 .

Как и в случае деформаций, растягивающие напряжения принято считать положительными, сжимающие – отрицательными. В земных недрах, начиная с некоторой глубины, все нормальные напряжения являются сжимающими из-за действия вышележащих масс горных пород. Поэтому главные нормальные напряжения можно расположить в порядке алгебраического убывания ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$): σ_1 будет главным растягивающим напряжением, σ_3 – сжимающим. Оси σ_1 и σ_3 называют осями растяжения и сжатия, соответственно. Такие обозначения приняты в отечественной литературе. В мировой практике принято обозначать ось сжатия σ_1 и ось растяжения σ_3 , т.е. наоборот (здесь и далее будем придерживаться именно таких обозначений).

Максимальные касательные напряжения, равные полуразностям главных напряжений, действуют в плоскостях, наклоненных под 45° к координатным плоскостям в главной системе координат (рис. 1.12).

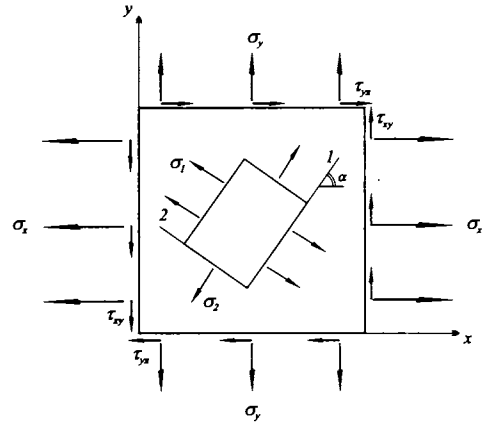


Рис. 1.11. Напряженное состояние прямоугольного элемента пластинки (пояснения в тексте).

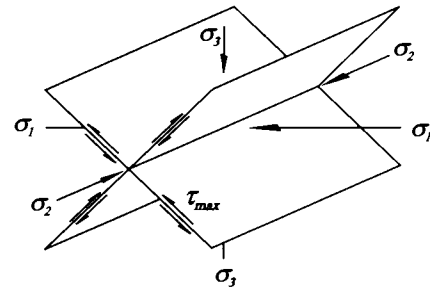


Рис. 1.12. Плоскости максимальных касательных напряжений τ_{max} .

Диаграмма Мора. Отношения между значениями главных нормальных и касательного напряжений в определенном сечении можно показать графически в координатах нормальных σ и касательных τ напряжений. Такая диаграмма была предложена Мором (1882 г.) и отражает тригонометрические соотношения нормальных и касательных напряжений. Рассмотрим случай двухосного (плоского) напряженного состояния (рис. 1.13, а).

Представим произвольное плоское сечение, ориентированное под углом α к оси минимального напряжения σ_3 . По оси абсцисс σ откладываем значения главных (максимального и минимального) напряжений σ_1 и σ_3 , и описываем окружность, диаметром которой будет являться отрезок $\sigma_1\sigma_3$. Полученная геометрическая фигура называется кругом Мора (рис. 1.13, б). Из центра этого круга (середины отрезка $\sigma_1\sigma_3$) проводим прямую под углом 2α в положительную сторону от оси σ . Прямую можно провести как над, так и под осью абсцисс. Координаты точки пересечения прямой с кругом Мора в системе σ, τ соответствуют значениям нормального и касательного напряжений в данном сечении. Положительный или отрицательный знак величины τ (пересечение над или под осью σ) показывает направленность касательных напряжений, действующих в двух сечениях, симметричных относительно оси главных напряжений (т.е. углу $180^\circ + \alpha$); на рис. 1.13, а можно провести еще одно сечение, ориентированное под углом α к оси минимального напряжения. В случае отрицательного знака одного или двух главных напряжений (одно- или двухосное растяжение) круг Мора будет располагаться слева от оси ординат, и полученные значения нормального напряжения в данном сечении также могут оказаться отрицательными.

В частном случае, когда $\sigma_1 = \sigma_3$, круг на диаграмме «стянется» в точку – это будет означать, что в любом произвольном сечении в обстановке плоского равномерного сжатия (растяжения) касательные напряжения отсутствуют ($\tau_n = 0$, рис. 1.13, в). Максимальные касательные напряжения достигаются при положении точки в крайней верхней или нижней части круга: угол 2α будет равен 90° , т.е. $\alpha = 45^\circ$ (рис. 1.13, з); и действительно, максимальные касательные напряжения достигаются на площадках, ориентированных под углом 45° к главным напряжениям.

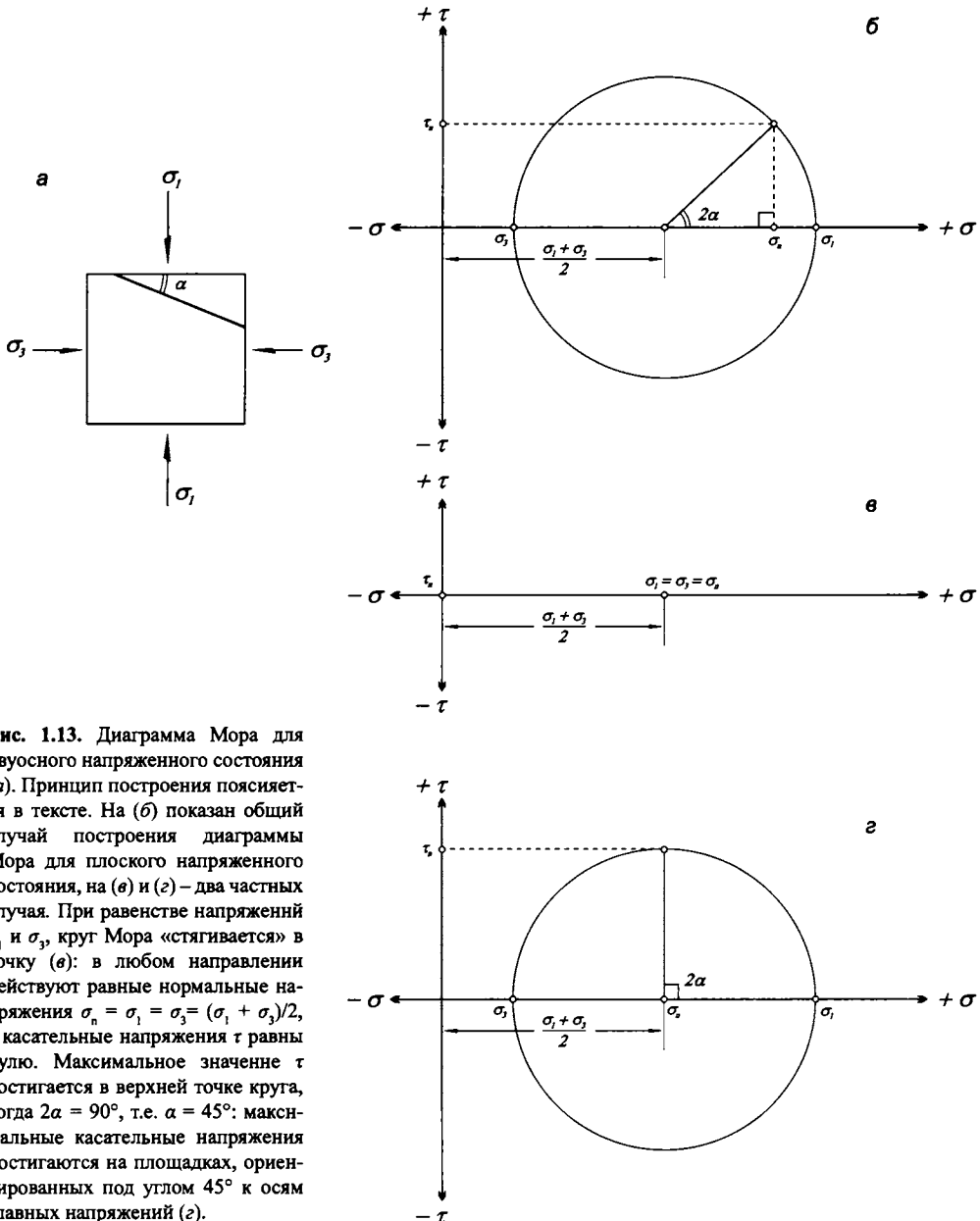


Рис. 1.13. Диаграмма Мора для двусосного напряженного состояния (а). Принцип построения поясняется в тексте. На (б) показан общий случай построения диаграммы Мора для плоского напряженного состояния, на (в) и (г) – два частных случая. При равенстве напряжений σ_1 и σ_3 , круг Мора «стягивается» в точку (в): в любом направлении действуют равные нормальные напряжения $\sigma_n = \sigma_1 = \sigma_3 = (\sigma_1 + \sigma_3)/2$, а касательные напряжения τ равны нулю. Максимальное значение τ достигается в верхней точке круга, когда $2\alpha = 90^\circ$, т.е. $\alpha = 45^\circ$: максимальные касательные напряжения достигаются на площадках, ориентированных под углом 45° к осям главных напряжений (г).

1.5. Эллипсоид напряжений

Напряженное состояние в любой точке можно описать с помощью шести независимых компонент тензора. Геометрическое представление о напряженном состоянии дает эллипсоид напряжений (рис. 1.14), три полуоси которого ориентированы вдоль главных напряжений (σ_1 , σ_2 и σ_3) и равны им. Представление о *главных осях напряжений* лежит в основе понимания того, что какой бы сложной системой сил не вызывалось это напряженное состояние, оно всегда может быть сведено к нормальным напряжениям сжатия и растяжения, действующим по взаимно перпендикулярным осям. Это чрезвычайно облегчает рассмотрение различных напряженных состояний. Три взаимно перпендикулярные плоскости, каждая из которых проходит через два главных напряжения и перпендикулярна третьему, называются *главными плоскостями напряжений*.

Напряженное состояние, когда главные оси напряжений равны ($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$), а касательные напряжения отсутствуют, определяется сферой; напряжение в любом направлении будет главным. Это случай *равномерного всестороннего сжатия* или *растяжения*. Равномерное всестороннее сжатие создается, например, при погружении тела в жидкость, поэтому равномерное трехосное сжатие называется также *гидростатическим давлением*. Вместо термина «гидростатическое давление» иногда применяют термины «*литостатическое*» или «*геостатическое давление*», если речь идет о нагрузке, обусловленной массой вышележащих пород, или «*всестороннее давление*» – для условий эксперимента.

Одноосное напряженное состояние возникает в том случае, если две полуоси эллипсоида напряжений равны между собой (или близки нулю) и не равны третьей полуоси (см. рис. 1.8, 1.9). *Двуосное*, или *плоское напряженное состояние* возникает, когда одно из главных напряжений равно или близко нулю (см. рис. 1.10, 1.11, 1.13). Если все три полуоси эллипсоида напряжений принимают разные значения, то напряженное состояние называется *трехосным* (см. рис. 1.12, 1.14).

Разность нормальных напряжений выражается либо различной их величиной, либо разным их знаком. Только при наличии нормальных напряжений возникают касательные напряжения. Отклонения нормальных напряжений от средней величины нормальных напряжений σ_{cp} называются *девиаторными*, или *дифференциальными напряжениями*:

$$\begin{aligned}\sigma_{cp} &= 1/3(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3), \\ \sigma_{1dif} &= \sigma_1 - \sigma_{cp}, \\ \sigma_{2dif} &= \sigma_2 - \sigma_{cp}, \\ \sigma_{3dif} &= \sigma_3 - \sigma_{cp}.\end{aligned}$$

Отсюда следует, что величина касательных и дифференциальных напряжений определяется не абсолютным значением напряжений, а разностью максимального и минимального напряжений ($\sigma_1 - \sigma_3$): чем больше эта разница, тем выше дифференциальные напряжения σ_{1dif} и σ_{3dif} и касательные напряжения τ_{13} в плоскости σ_{13} . Типичные значения дифференциальных напряжений, действующих в земной коре, оцениваются значениями 10–100 МПа (100–1000 бар) [Теркот, Шуберт, 1985].

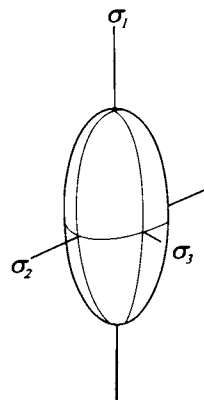


Рис. 1.14. Эллипсоид напряжений, $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$.

При однородной деформации удлинения–укорочения главные оси напряжений совпадают с главными осями деформации. При простом сдвиге и неоднородных деформациях оси эллипсоидов деформаций напряжений не совпадают (рис. 1.15). Конечная деформация накапливается в результате последовательных малых приращений при прогрессивной деформации. Если в процессе прогрессивной деформации оси эллипсоидов малых приращений сохраняют свои направления, то такая деформация называется *соосной*, или *коаксиальной*. Так, деформация чистого сдвига (удлинения–укорочения) является коаксиальной (см. рис. 1.15, а). При плоской сдвиговой деформации (деформации вдоль оси Y отсутствуют) оси X и Z эллипсоидов малых приращений всегда будут ориентированы под углом 45° к плоскости сдвига, но оси эллипсоида прогрессивной деформации будут последовательно поворачиваться (см. рис. 1.15, б). Такая деформация является *несоосной* (*некоаксиальной*).

Геометрически подобные эллипсоиды и эллипсы деформации можно получить деформацией чистого, или простого сдвига: реконструировать тип деформации можно в случае, если известен путь перемещения материальных точек или такой путь можно восстановить (предположить).

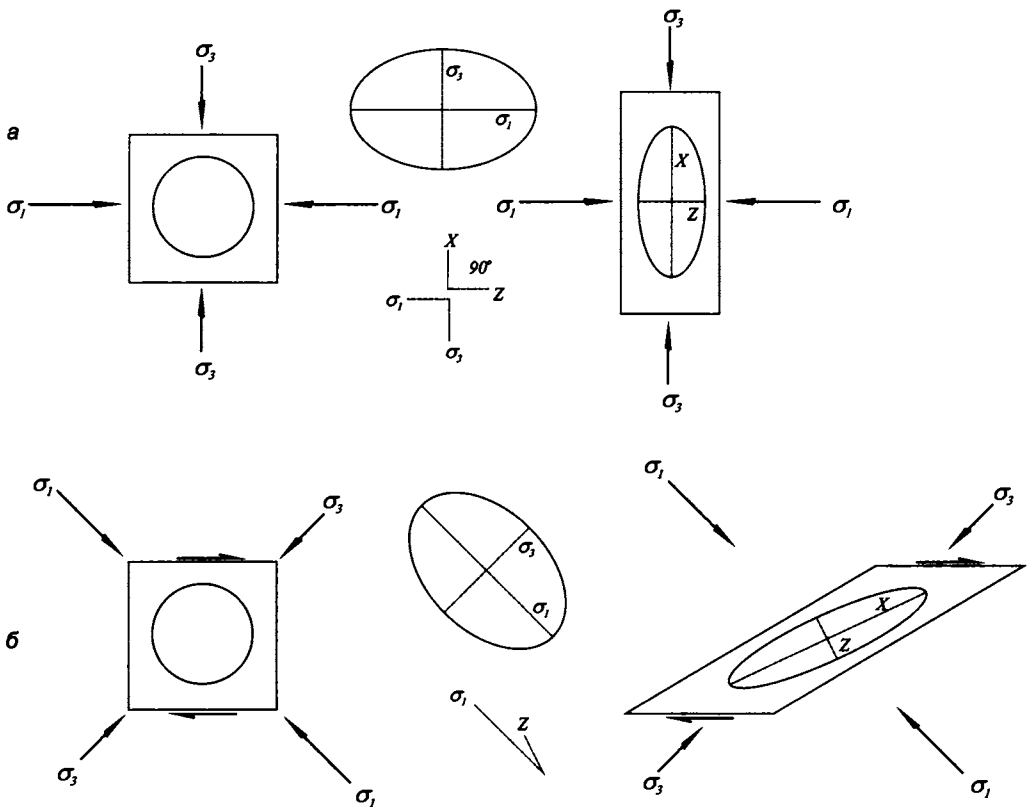


Рис. 1.15. Соотношения осей эллипсов напряжений и деформаций в обстановке чистого (а) и простого (б) сдвига в случае плоской деформации. При деформации чистого сдвига (удлинение–укорочение) оси X и Z эллипсоида деформации совпадают с главными осями напряжений σ_2 и σ_1 . При деформации простого сдвига оси X и Z эллипсоида деформации поворачиваются относительно фиксированных осей σ_1 и σ_3 . Максимальных значений касательные напряжения достигают на гранях куба, наклоненных под углом 45° к осям σ_1 и σ_3 .

1.6. Соотношение напряжений и деформаций

Причиной деформации тел является действие на них сил – внешних и внутренних. *Внешние силы* представляют собой меру механического взаимодействия данного тела с другими телами. Механическое воздействие одного тела на другое называется нагрузкой на это тело, или *нагрузением*. Внешние силы могут быть *поверхностными* (например, действующие на рассматриваемый блок силы со стороны соседних блоков) и *объемными*, или *массовыми* (силы, действующие на каждую материальную частицу среды и распределенные по всему объему). Наиболее важным для геологической среды примером объемных сил является сила гравитации.

Для того чтобы тело испытывало деформацию, недостаточно, чтобы на него было оказано воздействие только с одной стороны – это воздействие должно быть уравновешено такой же по величине, но противоположно направленной нагрузкой, приложенной с другой стороны. Если действующие силы не уравновешены, деформацию вызывают только их уравновешенные составляющие, а неуравновешенные составляющие вызывают движение тела с ускорением. Учитывая «медлительность» большинства тектонических процессов, можно считать, что остаточные деформации в условиях земной коры, отраженные в изменении структуры, создаются только *уравновешенными силами*.

Тела могут деформироваться и без приложения внешних сил – например, при температурном расширении или при сжатии за счет высыхания. В то же время, приложение внешних сил к телам всегда вызывает в последних деформацию. Взаимоотношения между деформациями и напряжениями определяются механическими свойствами тела, которые могут меняться в зависимости от температуры, всестороннего давления и давления порового флюида, скорости деформирования. Итак, приложенные к телам напряжения должны вызывать деформации или – в определенных условиях – разрушение.

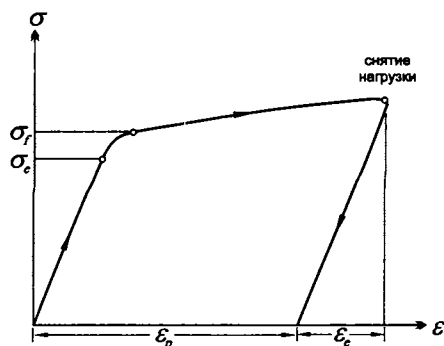
Основным источником сведений о закономерностях деформации горных пород являются экспериментальные исследования. Эксперименты, проводимые в широком диапазоне условий, позволяют установить связь между напряжениями и деформациями (см. разд. 1.8, 2.3.4).

Наиболее общим свойством твердых тел является *упругость*: будучи деформированным под нагрузкой, тело полностью восстанавливает свою исходную форму после снятия нагрузки (рис. 1.16). Процессы нагружения и разгрузки подчиняются одним и тем же законам, а зависимость между напряжениями и *упругими деформациями* обычно линейная, т.е. величина упругой деформации пропорциональна напряжению. При одноосной продольной деформации

$$\sigma = Y\epsilon,$$

где Y – модуль Юнга. Для горных пород упругие деформации всегда очень невелики и не превышают долей процента.

Начиная с некоторого напряжения, называемого *пределом упругости* или *пропорциональности*, зависимость между напряжением и деформацией перестает быть линейной. При дальнейшем нагружении достигается *предел текучести* материала, при котором материал переходит в пластическое состояние. Различие между пределами текучести и упругости мало. В области пластической деформации, которая распола-



гается за пределом упругости, при снятии нагрузки в теле исчезает только упругая часть деформации (см. рис. 1.16), пластическая деформация является необратимой.

Идеально пластическое тело после достижения предела текучести деформируется без увеличения нагрузки, при неизменном напряжении ($\sigma = \text{const}$). Реальные тела могут испытывать *упрочнение*, т.е. для увеличения пластической деформации необходимо дальнейшее увеличение нагрузки, и, соответственно, напряжений: тело начинает оказывать большее сопротивление деформации. Другие тела, наоборот, могут испытывать *разупрочнение*: тело испытывает нарастающую пластическую деформацию при снижении напряжений — в этом случае процесс деформации становится неустойчивым и обычно заканчивается разрушением тела (рис. 1.17).

Ползучестью называется пластическая деформация тела при постоянном напряжении. Если скорость деформации также постоянна, то говорят о стационарном течении (рис. 1.18). Деформация без увеличения нагрузки для идеально пластического тела тоже является вариантом ползучести, но ползучесть может проявляться даже при напряжениях, меньших предела упругости, хотя такая деформация идет очень медленно. В случае ползучести величина деформации зависит не

Рис. 1.16. Соотношения напряжений σ и деформаций ϵ при нагружении. До достижения предела упругости (пропорциональности) σ_e соотношение между напряжениями и деформациями линейное и подчиняется закону Гука ($\sigma = Y\epsilon$). До достижения предела текучести σ_f тело полностью восстановит свою форму после снятия нагрузки. При нагружении выше предела текучести материал переходит в пластическое состояние, и после снятия нагрузки исчезнет только упругая составляющая деформации ϵ_e , пластическая деформация ϵ_p необратима.

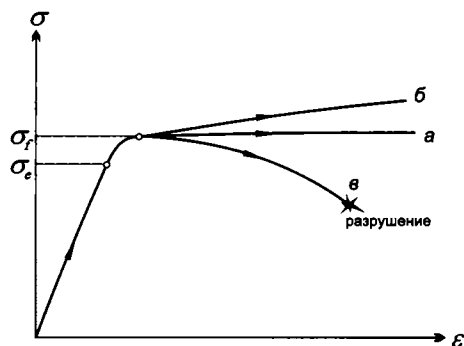


Рис. 1.17. Идеально пластическая деформация (a , $\sigma = \text{const}$), осуществляющаяся при напряжениях, равных пределу текучести, деформация с упрочнением (b) и разупрочнением ($в$). Деформация с разупрочнением обычно заканчивается разрушением. σ_e — предел упругости, σ_f — предел текучести.

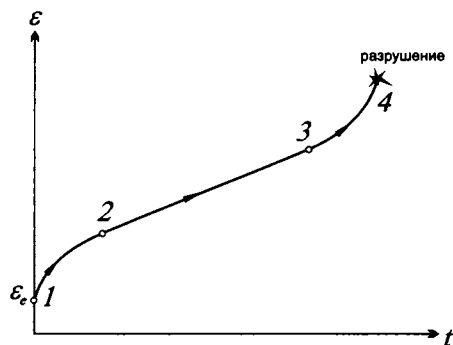


Рис. 1.18. Кривая ползучести на графике зависимости деформации ϵ от времени нагружения t . В момент приложения нагрузки возникает мгновенная упругая деформация ϵ_e , скорость деформации ползучести сначала постепенно убывает (участок 1–2), после чего наступает стадия установившейся ползучести, когда скорость деформации постоянна (прямая 2–3). На последнем участке скорость ползучести возрастает, и наступает разрушение (участок 3–4).

только от величины напряжения, но и от времени, в течение которого осуществляется воздействие. Предполагается, что деформация ползучести может идти при сколь угодно малых напряжениях, но время, необходимое для получения заметного результата, может оказаться слишком большим.

Скорость деформации ($\dot{\epsilon} = \Delta\epsilon/\Delta t$) при ползучести возрастает с увеличением напряжений и определяется соотношением:

$$\sigma = \eta \dot{\epsilon},$$

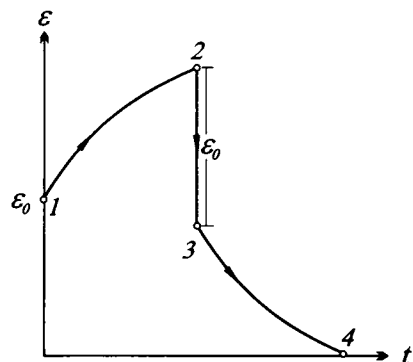
где η – вязкость. Эта зависимость имеет такое же математическое выражение, как и зависимость от напряжения скорости течения вязких жидкостей. Поэтому применительно к твердым телам говорят об их *эффективной вязкости*: чем выше вязкость ($\eta = \sigma/\dot{\epsilon}$), тем медленнее идет деформация, т.е. *вязкость* – это свойство материала оказывать сопротивление пластической деформации. Чтобы ускорить пластическую деформацию при постоянной вязкости, нужно повысить напряжения, и наоборот, если деформация ускоряется вследствие какого-либо внешнего воздействия на тело, то напряжения в последнем растут.

Существуют тела с низкими пределами упругости и текучести. Они начинают необратимо деформироваться при очень малых напряжениях. Такие тела называются вязкими, а их деформацию называют *вязким течением*. Деформация жидкостей и некоторых типов твердых тел носит характер вязкого течения, твердые пластичные тела имеют выраженный предел текучести.

Многие материалы проявляют свойства последействия и релаксации. Эффект *последействия* состоит в том, что часть упругой деформации возникает в теле непосредственно после нагружения, практически мгновенно, а конечная величина упругой деформации достигается по прошествии некоторого времени. При снятии нагрузки часть деформации в таком теле исчезает сразу, а остальная часть – постепенно (рис. 1.19).

Предположим, что к телу приложены напряжения ниже предела упругости. Деформация носит упругий характер и достигла некоторой величины (рис. 1.20). Если мы оставим данное тело под нагрузкой, то деформация будет возрастать, как и предполагается при ползучести. Если требуется поддерживать достигнутый размер деформации в течение долгого времени, то нужно будет снижать напряжения. Уменьшение напряжений, необходимых для поддержания одной и той же величины деформации, означает, что часть упругой (обратимой) деформации переходит в пластическую, необратимую. Напряжения с течением времени «рассасываются», «снимаются» за счет пластической деформации. Это явление называется *релаксацией*, а скорость «снятия» упругих напряжений определяется скоростью релаксации, различной для разных тел.

Рис. 1.19. Упругая деформация с последействием. При нагружении тела возникает мгновенная упругая деформация (ϵ_0). Конечная величина деформации достигается постепенно (участок 1–2 кривой). После снятия нагрузки (точка 2) часть упругой деформации (ϵ_0) исчезает сразу (участок кривой 2–3), остальная часть – постепенно (3–4). Стадия постепенного снятия упругих деформаций называется *последействием*.



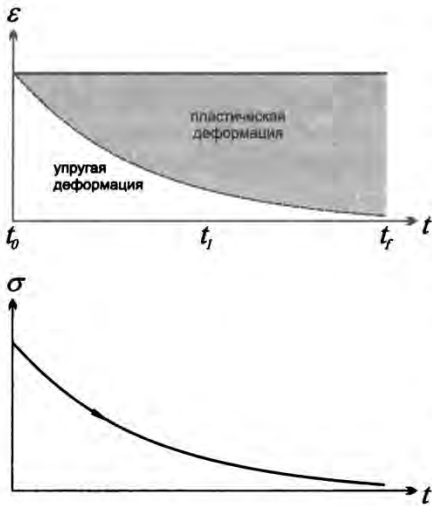


Рис. 1.20. Уменьшение напряжений при релаксации. При нагружении тела в нем возникают упругие деформации. Если оставить тело под нагрузкой, постепенно упругие деформации переходят в пластические. В момент t_0 деформация только упругая, в момент t_1 деформация частично перешла в пластическую. Постепенно вся деформация принимает пластический характер (t_r). Чтобы величина деформации оставалась постоянной, требуется постепенно снижать напряжения (нижний график). Сущность явления релаксации можно проиллюстрировать на примере с пружинами. Предположим, что мы сжали пружину и тут же отпустили ее. Упругие деформации, возникшие в пружине, исчезли, и пружина вернулась в исходное положение. Теперь, сжав пружину, мы оставили ее в этом положении, тщательно закрепив. После некоторого времени, сняв нагрузку, мы обнаружили, что пружина, распрямившись, стала меньше длины. Это означает, что часть упругой деформации перешла в пластическую при длительно действующих напряжениях. Если оставить пружину в сжатом состоянии на достаточно долгое время, то после снятия нагрузки пружина останется в «сжатом» состоянии – произошла релаксация упругих напряжений в пружине.

Длительность такого нагружения зависит от свойств материала, из которого сделана пружина. Понятно, что для изготовления пружин используют упругие материалы (как следует из их назначения), и поэтому время релаксации будет значительным.

Реологические модели. *Реология* (от греч. *rheos* – течение, поток) – один из разделов механики, исследующий течения и деформации реальных сред. Реология изучает деформации (течение) макроскопической сплошной среды. Под *течением вещества* понимают любую деформацию (кроме разрушения), не исчезающую мгновенно после снятия нагрузки.

Обобщенные закономерности деформации реальных материалов получили математическое, иногда довольно сложное, выражение, а также более наглядную графическую форму представления, известную под названием *реологических моделей* [Ярошевский, 1981]. Такие модели помогают понять суть механических свойств реальных материалов. Простые реологические модели изображают три фундаментальных свойства геологических тел: упругость, вязкость и пластичность (рис. 1.21). Графики под моделями отражают поведение таких простейших тел под длительной нагрузкой постоянной величины и под кратковременной нагрузкой с возрастающей величиной. Упругая деформация (*тело Гука, H*) происходит мгновенно, деформация же идеально вязкой жидкости (*тело Ньютона, N*) и идеально пластического тела (*тело Сен-Венана, StV*) при постоянной нагрузке происходит с определенной постоянной скоростью. Основное отличие вязкого тела *N* и идеально пластического *StV* состоит в том, что вязкая деформация начинается после приложения любой нагрузки, а пластическая деформация – только после достижения предела пластичности.

Поведение горных пород и большинства других материалов значительно отличается от этих идеальных тел. Для более точного описания свойств реальных тел используют сложные модели, которые получают путем последовательного или параллельного соединения (как в электротехнике) простых идеальных тел, привлекая иногда и другие элементы. Наиболее известны три модели (тела Кельвина, Максвелла и Бингама, рис. 1.22).

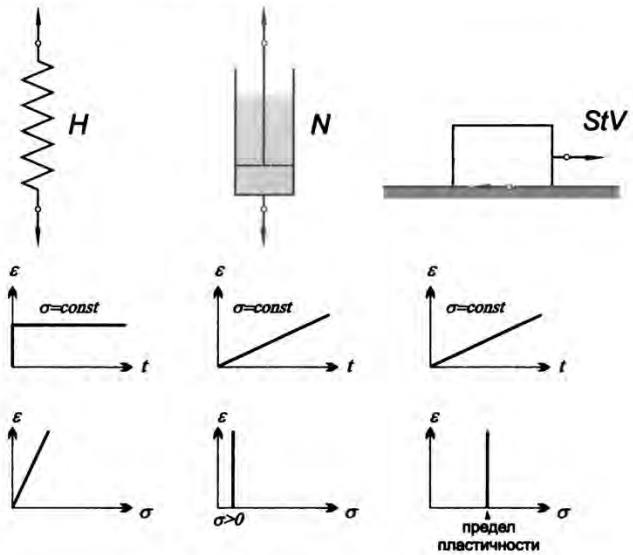
После нагружения вязко-упругого *тела Кельвина* (символ $K = H | N$), моделируемого параллельным соединением тела Гука и тела Ньютона, приводятся в действие оба составных элемента – растяжение пружины замедляется вязкой жидкостью в поршне. Так как деформация тела Гука обладает конечной величиной, то и деформация тела Кельвина также стремится к некоторой предельной величине (см. рис. 1.22, *K*). Деформация тела Кельвина сводится к упругому течению, сущность которого сводится к упругой деформации, запаздывающей во времени вследствие проявления вязкости (так называемая запаздывающая упругость). После снятия

нагрузки деформация снимается, тело Кельвина постепенно восстанавливает свою прежнюю форму, деформация асимптотически стремится к нулевому значению.

Тело Максвелла (символ $M = H - N$) представляет собой упруго-вязкую жидкость, моделируемую последовательным соединением тел Гука и Ньютона. В начальный момент нагружения тела Максвелла деформация будет носить упругий характер, так как пружина H , мгновенно реагируя на приложенное нагружение, опережает медленно растягивающийся поршень N . Разница в скорости деформирования этих элементов настолько велика, что можно говорить о практически чистой упругой деформации в начальный момент нагружения (см. рис. 1.22, M). Далее начинает двигаться поршень, движение которого моделирует медленную деформацию с постоянной скоростью. После снятия нагрузки происходит мгновенное восстановление (сокращение растянутой пружины), но полного сокращения модели не происходит – поршень под действием нагрузки переместился, и остался в новом положении.

После нагружения упруго-вязко-пластического *тела Бингама* ($B = H - StV - N$) мгновенно проявляется упругая деформация (пружина H), и при достижении предела текучести (приложенное усилие больше силы трения груза StV) происходит вязко-пластическое течение с постоянной скоростью (см. рис. 1.22, B). Поведение тел Бингама и Максвелла и вид кривых на графиках $\varepsilon - t$ сходны. Основное различие состоит в том, что течение вязкой жидкости в модели Максвелла начинается уже при минимальных нагрузках, а в модели Бингама должна быть преодолена сила трения блока StV , которая символизирует предел текучести – при усилиях, меньших силы трения, происходит только упругая деформация.

Рис. 1.21. Три простых реологических модели и графики соотношений $\varepsilon - t$ и $\varepsilon - \sigma$ [Ярошевский, 1981]. Моделью *идеально упругого тела* является пружина (тело Гука, символ H). *Идеально вязкое тело* (тело, или жидкость Ньютона, символ N) моделируется поршнем с отверстиями, передвигающимся в цилиндре с идеальной вязкой жидкостью. Движение поршня, моделирующее деформацию, начинается под действием любой силы за счет перетекания жидкости через отверстия в нем. Груз, покоящийся на основании, моделирует *идеально пластическое тело Сен-Венана* (символ StV) – сила, которая требуется для преодоления силы трения покоя между грузом и основанием, соответствует пределу пластичности, после этого деформация (или, в модели, движение груза) будет происходить с постоянной скоростью.



Графики $\varepsilon - t$ отражают поведение реологических моделей под длительной нагрузкой постоянной величины, графики $\varepsilon - \sigma$ – под кратковременной возрастающей нагрузкой.

Материалы, обладающие свойствами последействия и релаксации, называются *вязкоупругими*: вызванная в них упругая деформация переходит со временем в вязкое течение. Скорость деформирования и поведение тела под нагрузкой зависит от скорости и механизмов релаксации. Одно и то же тело при «быстрой» деформации ведет себя как упругое, а при медленной – как пластичное. «Быстрое» нагружение и «быстрые» деформации с достижением предела прочности ведут к разрывообразова-

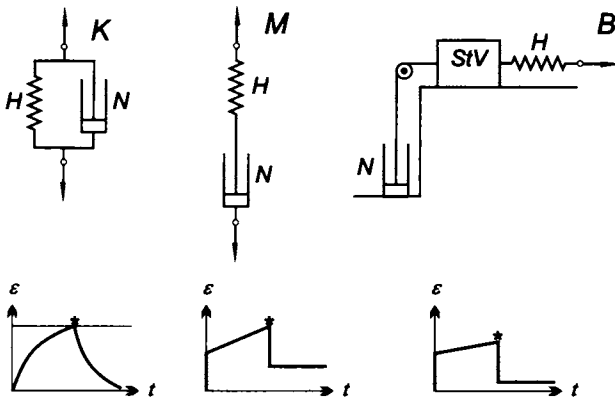


Рис. 1.22. Три сложные реологические модели и графики их функций $\varepsilon - t$ при постоянной нагрузке и после ее снятия (точка * на кривых) [Ярошевский, 1981]. Модель *вязко-упругого тела Кельвина* ($K = H|N$) соответствует параллельному соединению тел Гука (пружина H) и Ньютона (поршень N). *Упруго-вязкая жидкость*, или *тело Максвелла* ($M = H - N$), моделируется последовательным соединением тел Гука (пружина H) и Ньютона (поршень N). *Упруго-вязко-пластическое тело Бингама* ($B = H - SiV - N$) представляет собой последовательное соединение тел Гука (пружина H), Сен-Венана (груз SiV) и Ньютона (поршень N). Пояснения в тексте, см. «Реологические модели».

нию, «медленное» нагружение ведет к постепенной релаксации напряжений за счет пластической деформации.

Для различных тел устанавливаются разные соотношения между свойствами упругости, пластичности, релаксации, ползучести, последействия. Возможно, что свойства горных пород наиболее близки реологической модели Максвелла (см. «Реологические модели», рис. 1.22, M), в которой упругая и пластическая деформация развиваются одновременно с момента приложения нагрузки. По крайней мере, именно в модели Максвелла учитываются свойства релаксации напряжений, наблюдаемые при тектонических деформациях [Белоусов, 1986; Талицкий, 2002; Ярошевский, 1981]. Предположим, что деформация в теле Максвелла в какой-то момент прекращается (остановим растяжение модели, закрепив ее концы и не позволяя им приблизиться). Тогда пружина будет постепенно сокращаться за счет перемещения поршня в элементе N : происходит снятие упругой составляющей напряжений за счет пластической деформации. Релаксация протекает со скоростью, зависящей от свойств пружины (модуля Юнга E) и вязкости η жидкости в цилиндре, и описывается уравнением:

$$\sigma = \sigma_0 e^{-\frac{Et}{\eta}},$$

где σ – величина напряжения, оставшаяся от первичной величины σ_0 после времени t , а e – основание натуральных логарифмов ($e = 2.718$) [Ярошевский, 1981]. Приведенное выше уравнение показывает, что релаксация напряжений характеризуется экспоненциальной зависимостью от времени, а время релаксации определяется отношением η / E .

1.7. Прочность и разрушение

Все твердые тела обладают *прочностью*, которая представляет собой сопротивление тела разрушению. Конечным эффектом процесса деформации может являться *разрушение* – потеря деформируемым телом его сплошности, т.е. переход к разрывной деформации. Напряжение, при котором тело разрушается, пронизываясь трещинами и теряя всякое сопротивление деформации, называется *пределом прочности*, величина

которого зависит от свойств материала и условий нагружения и деформации. Деформация при разрушении становится безостановочной и бесконечно большой. Явление разрушения представляет собой сложный и многоступенчатый процесс, который начинается задолго до появления видимых трещин. В механике закономерности разрушения изучаются от появления микротрещин до образования видимых трещин длиной от нескольких миллиметров до километров.

1.7.1. Теория прочности

Для оценки прочности горных пород используют теории прочности и разрушения. В *теории прочности* принимается, что материал разрушится в случае, если некоторая комбинация напряжений или деформаций достигнет критического значения. В зависимости от видов смещения поверхностей трещины разрушение может происходить за счет формирования трещин отрыва, скалывания или среза (рис. 1.23). Разрушение при растяжении путем отрыва по трещине, нормальной к максимальному растягивающему напряжению, произойдет, когда напряжение достигнет критического значения, называемого *пределом прочности на растяжение*. При одноосном сжатии некоторого образца образование отрывов ортогонально действующему сжатию происходит при достижении максимальной деформации растяжения некоторого предельного значения.

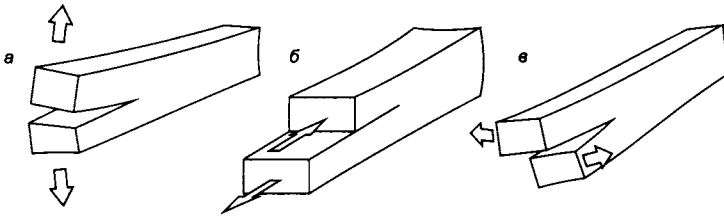


Рис. 1.23. Основные виды смещений поверхностей трещины: отрыв (а), скалывание (б), срез (в).

Трещины скалывания и среза возникают при сжатии при наличии существенной разницы между главными напряжениями, обуславливающей наличие значительных касательных напряжений. Разрушение путем скалывания произойдет на площадках, на которых абсолютная величина касательного напряжения достигнет предельного значения, зависящего от нормального напряжения на этой площадке. Применительно к массивам горных пород и грунтам используется *критерий хрупкого разрушения Навье–Кулона*, который применяется для оценки разрушения по сколу при сжатии:

$$\tau = C_0 + \mu \sigma_n$$

где τ – касательное напряжение, действующее параллельно плоскости разрушения (трещине), σ_n – нормальное напряжение к этой же плоскости разрушения, C_0 – прочность сцепления частиц материала, μ – коэффициент внутреннего трения. Это выражение имеет простой физический смысл. Например, мы легко можем сдвинуть книгу, лежащую на столе. Значительно труднее сдвинуть книгу, энергично придавив ее другой рукой. Очевидно, что в этом случае в действие включается трение скольжения ($\tau = \mu \sigma_n$). В этом простом примере коэффициент трения μ постоянен, поэтому касательное напряжение (усилие, необходимое, чтобы сдвинуть книгу) возрастает прямо пропорциональ-

но нормальному напряжению (усилию, приложенному при надавливании книги). То есть, чем больше давление на книгу сверху, тем труднее ее сдвинуть. Если приклеить книгу к столу, то к трению скольжения μ добавляется прочность сцепления C_0 , которое необходимо преодолеть, прежде чем можно будет сдвинуть книгу.

Разрушение может быть хрупким и вязким. При *хрупком разрушении* предел прочности лежит ниже предела упругости, и остаточных деформаций, предшествующих образованию трещин, не возникает. Тело рассекается трещинами таким образом, что после деформации отдельные фрагменты разрушенного образца можно «вернуть» к первоначальному виду (рис. 1.24, а). При *вязком разрушении* до формирования трещин тело испытывает значительные остаточные деформации, и разрушение наступает после стадии пластичной деформации при достижении предела прочности тела или при его разупрочнении (рис. 1.24, б).

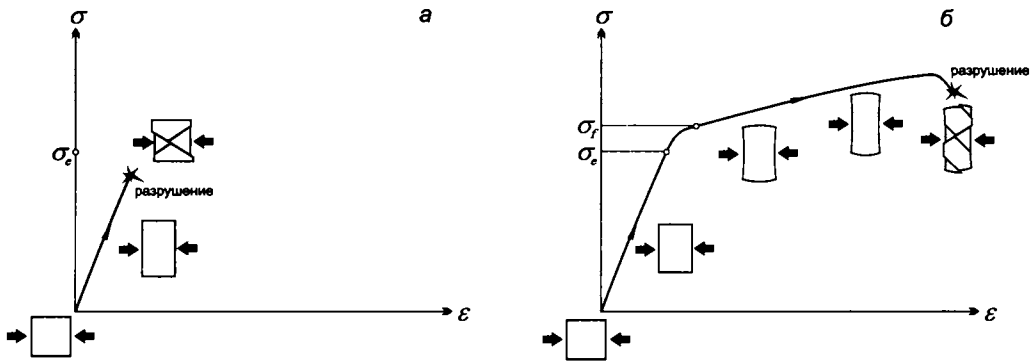


Рис. 1.24. Хрупкое (а) и вязкое (б) разрушение (σ_e – предел упругости, σ_f – предел текучести).

1.7.2. Механика разрушения

С точки зрения *механики разрушения*, в любом материале трещины уже присутствуют в явном виде: разрушение происходит в результате развития реальных дефектов, и при оценке прочности нужно учесть имеющиеся в теле трещины и определить их влияние на прочность. Очевидно, что разрушение (развитие трещины) будет определяться действующими напряжениями, а также ориентировкой и размерами неоднородностей (трещин). А. Гриффитс в 1920 г. предположил, что сильное отличие прочности подавляющего большинства реальных тел от теоретической (расчетной) обусловлено наличием в них микротрещин. Он связал причины развития в теле трещины с процессами накопления и освобождения в ней энергии деформации: недостаточная прочность твердых тел вызвана присутствием нарушений сплошности или дефектов, основные размеры которых велики по сравнению с межмолекулярными расстояниями [Партон, 1990].

Теория Гриффитса основана на допущении, что в гомогенном и изотропном материале всегда присутствует множество разноориентированных неоднородностей, вокруг которых в случае приложения к телу внешних напряжений развиваются микронапряжения. Если допустить, что нарушения имеют эллиптическое сечение, то интенсивность микронапряжений поблизости от благоприятно ориентированных тре-

Размеры объектов и прочность. Наличие возможных опасных, способствующих разрушению дефектов в материалах и конструкциях статистически возрастает с увеличением размеров деформируемого тела. Так, предел прочности на растяжение зависит от размера испытываемого образца. Полагают, что в опытах Леонардо да Винчи по определению прочности железной проволоки наблюдалось некоторое уменьшение разрушающей нагрузки с увеличением длины проволоки: снижение этой предельной нагрузки можно отнести на счет большей вероятности появления дефекта в проволоке большей длины. Галилей наблюдал внезапное разрушение галеры, только что построенной и являющейся точной, удвоенной в размерах копией обычной: увеличение размеров «машины», по Галилею, в силу «свойства материи», приводит к снижению ее прочности. А. Гриффитс в серии испытаний по определению прочности уменьшал толщину стеклянных волокон: чем тоньше было волокно, тем меньше в нем могло оказаться дефектов, тем выше оказывалась прочность [Партон, 1990].

щин пропорциональна приложенной нагрузке и отношению длинной оси трещины к короткой. Применительно к волосовидным трещинам, отношение длины к ширине трещины может достигать 1000:1, и следовательно локальные микронапряжения могут быть в тысячи раз большими, чем приложенные внешние напряжения: при внешних напряжениях, меньших предела прочности, в области микронеоднородностей возникают напряжения, превышающие теоретическую прочность межатомных связей, и разрывают их.

При растяжении тела наибольшие микронапряжения концентрируются у окончаний трещин, ориентированных ортогонально приложенному растяжению (рис. 1.25). У окончания трещин возникают напряжения, максимальная величина которых

$$\sigma_{\max} = 2\sigma_T \sqrt{\frac{l}{r}},$$

где l – длинная полуось эллипса, r – радиус кривизны эллипса у его конца (определяющий короткую полуось эллиптической трещины), σ_T – внешнее напряжение растяжения [Ярошевский, 1981]. Благодаря такой концентрации напряжений достаточно небольшого растягивающего усилия, чтобы начался и затем развивался процесс разрушения. Если величина приложенного напряжения будет достаточна, то в окончаниях трещины будет происходить разрыв. Увеличение отношения длины к ширине трещины быстро возрастает, что приводит к росту локальных микронапряжений у ее окончаний, к быстрому ее распространению, завершающемуся катастрофическим разрушением материала вдоль одной плоскости, ориентированной ортогонально оси растяжения.

Более сложная ситуация возникает при сжатии материала [Ярошевский, 1981]. Несмотря на сжимающие усилия, близ окончаний микротрещин, ориентированных под некоторым углом θ к оси сжатия, могут локально развиваться микронапряжения растяжения, которые приводят к распространению трещины при условии, что

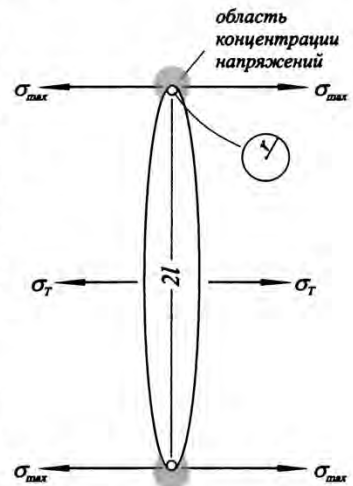


Рис. 1.25. Растяжение элементарной эллипсоидальной трещины Гриффитса.

$$\cos 2\theta = S(\sigma_1 - \sigma_3)/(\sigma_1 + \sigma_3)$$

и

$$(\sigma_1 - \sigma_3)^2 + 8T(\sigma_1 + \sigma_3) = 0,$$

где T – прочность материала на растяжение. Через касательное напряжение τ и нормальное напряжение σ_n последнее соотношение можно выразить как

$$\tau - 4T\sigma_n - 4T^2 = 0.$$

Фактически Гриффитсом был сформулирован энергетический подход к изучению процесса хрупкого разрушения. Трещина концентрирует упругую энергию. Если напряжения достаточны, происходит подрастание трещины, а высвобождаемая энергия расходуется на образование двух поверхностей трещины и связанную с ними поверхностную энергию. Если допустить, что образование трещины требует большей энергии, чем освобождающийся запас упругой энергии, то разрушения не произойдет. И наоборот, если выделяющаяся упругая энергия заведомо больше, чем необходимо для поверхностной энергии двух стенок трещины, то начинается стремительное развитие трещины.

Дж. Ирвин и Е. Орован (1948–50 гг.) выдвинули концепцию *квазихрупкого* (т.е. якобы хрупкого) *разрушения*, в которой считается, что пластическая деформация располагается вблизи окончания (вершины) длинной трещины. Разрушение реальных материалов практически всегда происходит квазихрупким образом – при разрушении вблизи поверхности разрушения всегда содержатся значительные остаточные необратимые деформации. Перед концом трещины в большинстве реальных материалов возникает более или менее развитая пластическая зона.

Дж. Ирвин показал, что единственным параметром, определяющим напряженное состояние концевой зоны, является так называемый *коэффициент интенсивности напряжений* – это понятие для механики разрушения явилось фундаментальным. Трещина получает возможность распространяться, если интенсивность освобождающейся энергии G достигает критической величины G_c (энергетический критерий Гриффитса, $G = G_c$) или коэффициент интенсивности напряжений K достигает критической величины K_c (силовой критерий Ирвина, $K = K_c$). Теория Гриффитса–Ирвина называется *линейной механикой разрушения* [Партон, 1990; Финкель, 1989].

С разрушением связано такое явление, как *дилатансия*, или изменение объема горных пород при деформации. Более широко этот термин можно трактовать, учитывая положительные и отрицательные объемные эффекты, наблюдающиеся в реальных геологических структурах, но в механике под дилатансией обычно понимают увеличение объема, обусловленное раскрытием и увеличением числа микротрещин при деформации (своеобразное «разрыхление» материала, которое может достигать 20 %). Обычно дилатансия проявляется в фазе деформации, предшествующей хрупкому разрушению.

1.8. Деформационные свойства горных пород и их зависимость от различных условий

Говоря об упругости, вязкости, прочности некоторых материалов, сопоставляя их с некоторыми реологическими моделями, мы предполагаем, что эти свойства харак-

теризуют поведение деформируемого тела в целом как некоторой сплошной среды с осредненными свойствами. Сведения о деформационных свойствах горных пород были получены из многочисленных экспериментов по деформации образцов горных пород, в которых варьировались типы нагружения, давления и температуры, длительность нагружения, влажность, изучался характер деформации, определялись упругость и вязкость горных пород, их прочность. Понятно, что при таком подходе изучается поведение образца горной породы в целом, как некоей модели – цилиндра или кубика, помещенного под пресс (см. разд. 2.3.4).

Горные породы имеют разный минеральный состав. Это различие может проявляться как на уровне структуры породы (например, гранит, состоящий из зерен полевых шпатов, кварца и слюд или роговой обманки) или на уровне текстуры (чередование песчанистых и глинистых слоев). Нужно понимать, что деформационные свойства таких многокомпонентных систем не определяются простым суммированием и осреднением деформационных свойств компонентов, и узнать вязкость гранита на основе вязкости кварцита, анортозита и слюдяных сланцев не представляется возможным. При деформации пород минералы с разными свойствами деформируются с разной скоростью и разрушаются не одновременно, а последовательно. Сначала деформируются наименее вязкие и более «податливые» минералы, затем, после их сплющивания, в соприкосновение приходят более вязкие и «прочные» минералы – дальнейший ход деформации будет определяться в большей степени их свойствами. Аналогичным образом при деформировании слоистых пачек пород внешнее нагружение воздействует прежде всего на каркас более вязких (компетентных) слоев, вязкость которых и прочностные свойства определяют характер складчатых деформаций, до тех пор пока этот каркас не потеряет свою целостность.

С точки зрения геолога, любая горная порода содержит избыточное количество неоднородностей, и пластическая деформация сплющивания гранитного цилиндра обусловлена процессами или механизмами, которые обеспечивают возможность такого сплющивания. Таких механизмов достаточно много, они действуют в широком диапазоне условий, и действие конкретного механизма определяется структурой породы, ее составом, параметрами деформации. Для того чтобы понять, как это происходит, нужно заглянуть «внутрь» гранитного цилиндра (см. гл. 4 и 5), здесь же попытаемся охарактеризовать общие свойства горных пород и зависимость этих свойств от «внешних» условий деформации, не отвлекаясь на детали, которые достаточно подробно рассмотрены далее.

Общее повышение температуры, как правило, ведет к снижению вязкости и ускорению пластической деформации, а также понижению предела текучести и прочности на скалывание и слабо влияет на прочность на отрыв. Возрастание всестороннего давления ведет к повышению вязкости, что при постоянных напряжениях замедляет пластические деформации. Вместе с тем, повышение всестороннего давления значительно повышает прочность пород на скалывание. Хрупкие в приповерхностных условиях породы способны течь как маловязкие жидкости при высоких давлениях. Совместное действие увеличения давлений и температур с глубиной приводит к тому, что в глубинных горизонтах земной коры могут развиваться большие пластические деформации, а разрывы имеют преимущественно сколовый характер (более подробно

влияние температуры и давления на конкретные механизмы деформации обсуждаются в гл. 4).

Скорость деформации влияет прежде всего на предел текучести. Резкое повышение скорости деформации ведет к повышению предела текучести, который может сравняться с пределом прочности и привести к хрупкой деформации в отсутствие пластической. Чтобы пластическая деформация достигла значительных размеров, горную породу необходимо деформировать с такой скоростью, чтобы накапливающиеся в породе напряжения успевали релаксировать (см. разд. 1.6, рис. 1.20). Скорость накопления напряжений (или скорость нагружения) не должна превышать скорость релаксации (снятия этих напряжений), иначе накопленные в породе упругие напряжения приведут к хрупкому разрушению. Иными словами, быстрое, интенсивное внешнее нагружение способствует разрушению. При медленном нагружении порода успевает «адаптироваться» к приложенным нагрузкам, пластично деформировавшись: стеариновую свечу, слегка подогретую, можно медленно согнуть, но легко и сломать, приложив достаточно интенсивные усилия.

Ползучесть горных пород связана с их способностью деформироваться под длительным постоянным воздействием напряжений меньше предела упругости. Деформация при этом идет очень медленно, и предел пластичности (уровень напряжений, при которых порода будет пластически деформироваться) может также оказаться очень низким. В целом, чем ниже напряжения, тем ниже предел пластичности и тем медленнее идет деформация. Теоретически нижнего предела напряжений, необходимого для осуществления ползучести, не существует – только в этом случае скорость пластической деформации будет столь низкой, что потребуются очень долгое время, для того чтобы заметить сколько-нибудь значительный результат. Так, оконные стекла постепенно «стекают» вниз и оказываются утолщены в нижней части за счет ползучести под действием постоянной нагрузки, но не настолько, чтобы это было слишком заметно.

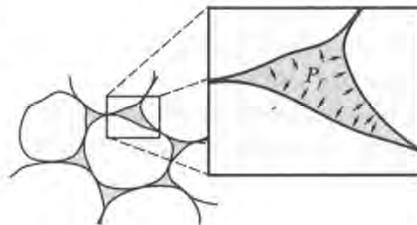
Наличие флюида в деформируемом материале делает его более пластичным, снижает прочностные свойства горных пород и способствует их разрушению. Помимо механического воздействия флюид может способствовать растворению пород на контактах зерен, приводя к компрессионной ползучести, или растворению под давлением (см. разд. 4.6). Здесь мы рассмотрим только механическое влияние жидкой составляющей (флюида) на деформационные свойства горных пород и процессы разрушения.

Механическое действие поровой воды двойственно. С одной стороны, она является смазкой, облегчающей скольжение между зёрнами, снижая эффективную вязкость и сопротивляемость деформационным силам: порода приобретает большую текучесть (например, в пльвунах – сильно обводненных песках, превратившихся в текучую массу). Это свойство можно называть *разжижением*, которое наиболее ярко проявляется при частичном плавлении горных пород. В начальные моменты плавления небольшое количество расплава заключено в поровых межзерновых интерстициях. При увеличении количества расплава жидкость формирует сплошную пленку, обволакивающую зёрна (кристаллы). Такой переход носит название первого *порога разжижения* и достигается при количестве флюидной составляющей около 1 %. По мере увеличения количества расплава зёрна изолируются друг от друга – твердое тело теряет свою сплошность и состоит из отдельных зерен (кристаллов), окруженных жидким мат-

риком. Это состояние называется вторым порогом разжижения, который наступает при содержании флюида около 2 %. За вторым порогом разжижения порода превращается в суспензию кристаллов в расплаве. Вероятно, что эти же свойства можно распространить на любую систему – в частности, на сильно обводненные осадочные и слабометаморфизованные породы. В реологическом отношении можно считать, что присутствие ограниченного количества жидкости в твердой среде в целом ослабляет ее. Превращение тела в суспензию кристаллов на втором пороге разжижения отвечает переходу от пластической к вязкой деформации (см. также разд. 4.5).

С другой стороны, поровое давление снимает с твердого зернового или кристаллического скелета породы часть всестороннего давления. При заполнении пор горной породы статичным несжимаемым флюидом тенденция к уменьшению объема пор при внешнем сжатии или увеличении внешнего давления приводит к возникновению давления флюида, которое будет повсеместно действовать перпендикулярно поверхности индивидуальных зерен (рис. 1.26). Чистый эффект этого давления уменьшает влияние приложенного внешнего напряжения, вследствие чего материал ведет себя таким образом, будто он подвергся некоторому напряжению, величина которого будет значительно меньше приложенной извне нагрузки. Подобное напряжение (давление) называется эффективным [Белоусов, 1986; Файф и др., 1981].

Рис. 1.26. Схема, иллюстрирующая тенденцию к сохранению порового пространства при сжатии в результате увеличения давления флюида P_f



Эффективное давление (P_{ef}) между твердыми зернами оказывается равным разности между литостатическим давлением (P_r) и давлением поровой воды (P_f): $P_{ef} = P_r - P_f$. В проницаемой пористой среде на некоторой глубине h гидростатическое давление в жидкости равно $P_f = \rho gh$, где плотность жидкости можно принять равной плотности воды. Тогда нормальное напряжение, действующее на какую-либо площадку, также уменьшается на величину P_f , т.е. $\sigma_{ef} = \sigma_n - P_f$. Здесь эффективным давлением σ_{ef} является разница между нормальным напряжением и флюидным давлением. Небольшие значения эффективного давления (давление поровой жидкости близко по величине литостатическому давлению) явно благоприятствуют хрупкой деформации: вода, находящаяся под высоким давлением, нейтрализует влияние всестороннего давления, которое усиливает пластичность. Наличие поровой воды может привести к снижению предела прочности породы: при повышении напряжений горная порода не деформируется пластически, а раскалывается. Например, при постройке водохранилищ вода проникает в поры и трещины горных пород, снижая предел прочности в обводненных массивах, и способствует так называемой наведенной сейсмичности, которая выражается в релаксации накопленных в массиве напряжений за счет хрупкого сейсмического разрушения. В целом при увеличении давления с глубиной, в отличие

от приповерхностных условий, наличие поровой воды в большей мере способствует развитию пластических деформаций, тогда как в приповерхностных условиях наличие воды приводит к смене пластической деформации хрупким разрушением.

Наиболее ярким проявлением участия флюида в разрушении породных массивов является *гидроразрыв*, который обеспечивает раскрытие и поддержание в раскрытом состоянии трещин и их прорастание (см. разд. 5.4) при достаточно высоком давлении флюида, превышающем прочность пород. Фактически гидроразрыв можно рассматривать как инъекцию под давлением жидкости, расклинивающей и приоткрывающей трещины – это свойство широко используется для дробления пород при бурении и для искусственного увеличения локальной проницаемости пород при нефтедобыче за счет нагнетания жидкости в массивы горных пород.



2. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

...Никакая инструкция не может перечислить всех обязанностей должностного лица, предусмотреть все отдельные случаи и дать вперед соответствующие указания, а потому господа инженеры должны проявить инициативу и, руководствуясь знаниями своей специальности и пользой дела, прилагать все усилия для оправдания своего назначения.

Циркуляр Морского технического комитета
№ 15 от ноября 29 дня 1910 года

Отличия деформаций и разрушений, с которыми имеют дело физики и инженеры-конструкторы, от тех, что происходят в геологической среде, определяются длительностью тектонических процессов, достигающей миллионов лет, и особенностью приложения сил. В результате резко неоднородного строения геологической среды возникает такое же неоднородное распределение напряжений в ней и вследствие этого – неоднородные тектонические деформации, обусловленные сложным взаимодействием различных деформационных механизмов.

Чтобы согнуть пачку листов бумаги или колоду игральных карт, достаточно весьма небольших усилий и нескольких секунд. Точно так же «мысленно» можно согнуть пачку переслаивания песчаников и алевролитов, хотя интуитивно понятно, что механизмы здесь должны быть другими (это не бумажные листы, легко проскальзывающие друг относительно друга), иным должен быть способ приложения сил, и время потребуется значительно большее (иначе терригенная пачка просто «сломается»). В механике, каким бы сложным объектом не представлялась любая конструкция, ее прочностные характеристики могут быть рассчитаны, а свойства материалов изучены с учетом неоднородностей их строения. При изучении тектонических деформационных процессов мы наблюдаем конечный структурный результат, итоговую картину того, что происходило много миллионов лет назад в объемах, занимающих сотни и тысячи кубических километров. Какими силами создана столь сложная картина, как установить последовательность ее формирования, сколько времени на это потребовалось, каковы были напряжения и к каким по величине деформациям они привели?..

Как правило, вопросов больше, чем ответов. В природе не существует тождественных повторений, а мы не располагаем временем и «подходящей» моделью для такого эксперимента. Эта особенность характерна для многих геологических дисциплин: исторической геологии, литологии, петрологии и др. Наличие современных аналогов структурообразования и возможности их изучения ограничены, а экстраполяция таких наблюдений на процессы геологического прошлого всегда требует корректировок и введения поправок. Главная задача структурного анализа – полное и достоверное описание элементов строения (структуры) и восстановление по этому структурному результату особенностей деформационного процесса. Такая обратная задача может быть решена с разной степенью детальности и достоверности различными методами структурного анализа.

2.1. От морфологии к генезису

Предметом структурной геологии является изучение форм залегания горных пород в земной коре [Ажгирей, 1956; Белоусов, 1986]. Структурная геология является разделом геотектоники. Традиционно сложилось так, что в курсе структурной геологии большее внимание уделяется изучению морфологии геологических структур, тесно связанному с геологическим картированием, а генетические разделы структурообразования освещаются гораздо более скупо. Сведения о механизмах структурообразования и методах их изучения во многих учебных заведениях включаются в специальные курсы («Тектонофизика», «Структурная геология сложнодислоцированных комплексов», «Структурная петрология» и др.).

Цель *структурного анализа* – изучение строения и структурной эволюции определенного сегмента земной коры, имеющего естественные пространственные ограничения. Таким сегментом может быть тектоническая зона, интрузивный массив, складка, зона дислокаций, сутура. При изучении слагающих данный сегмент структурных элементов прежде всего проводится *морфологический анализ*: описание геометрии геологических тел, их пространственного положения и соотношения друг с другом. Геологическое картирование является тем инструментом, который позволяет установить строение данного участка земной поверхности и экстраполировать эти сведения на глубину (иногда, опираясь на данные геофизических исследований и бурения, достаточно уверенно). Геологическая карта представляет собой строгую фактическую основу, геологический документ, генерализованное отображение собранных данных в выбранном масштабе. В ходе геологического картирования фиксируется огромное количество информации, которое не может быть полностью отображено на карте. При специальном геолого-структурном картировании насыщенность карты дополнительной нагрузкой возрастает, однако часть информации, которая имеет непосредственное отношение к структурному анализу, не отражается на карте и все же «теряется». Улучшить ситуацию можно за счет более детального картирования ключевых участков и обнажений, привлечения статистических методов обработки данных для определения закономерностей ориентировок структурных элементов – все это позволяет с большей детальностью и достоверностью понять геологическое строение данного участка земной коры.

Из морфологических методов будет более или менее подробно рассмотрен только метод анализа ориентировок структурных элементов с применением стереографических проекций [Очеретенко, Трощенко, 1978; Родыгин, 1992; Groshong, 2006; Ramsay, Huber, 1987] (см. разд. 2.2), результаты которого широко применяются в структурном анализе. К другим морфологическим методам относятся собственно геологическое картирование и используемые при картировании методы построения геологических разрезов, структурных поверхностей, оценки мощностей в косых пересечениях и проектирования на планы и разрезы, 3D-анализ. Морфологический анализ структур имеет широкое практическое применение при разведке месторождений полезных ископаемых и в нефтяной геологии [Groshong, 2006].

Кинематический анализ изучает движения и деформации горных пород. Полный кинематический анализ предполагает знание (или возможность реконструкции) пространственного положения и состояния объекта до деформации. Иными словами,

нужно оценить направление перемещения, вращение и изменение формы (определить эллипсоид деформации). Исходные данные не всегда позволяют провести такой всеобъемлющий кинематический анализ, и нередко приходится иметь дело с отдельными его составляющими. Важной задачей кинематического анализа является установление направления перемещения по разрывным нарушениям, а также ориентировок осей эллипсоида и величины деформации. Определение эллипсоида деформации проводится методами *стрейн-анализа*.

Динамический анализ (или *стресс-анализ*) устанавливает взаимосвязи между кинематической картиной и вызвавшими ее силами, т.е. призван определить направление и (по возможности) величину действовавших сил (напряжений). Задачи динамического анализа еще более сложны, и даже полное знание кинематики не всегда дает достаточную информацию для реконструкции напряженного состояния и оценки величины напряжений.

Структурный анализ и его морфологическая, кинематическая и динамическая составляющие, уточняя и углубляя знание о морфологии геологических структур, позволяют реконструировать и охарактеризовать (качественно, а в ряде случаев и количественно) процессы структурообразования. Методы структурного анализа многочисленны. Некоторые из них носят более общий характер, другие применимы только к частным структурам и имеют много существенных ограничений. Здесь хотелось бы обратиться только к основным методам, на которых базируются современные представления о деформациях в геологической среде, а также определить общие методологические подходы к анализу деформационных геологических структур.

Решение задач кинематического и динамического анализов основано на исследовании механизмов деформации горных пород (см. гл. 4). В зависимости от термодинамических условий и условий нагружения в одних и тех же породах протекают разные деформационные процессы, которые могут быть установлены на основе петротектонического, или *микроструктурного анализа* (см. гл. 5). Широкое внедрение методов электронной микроскопии в петротектонический анализ и совершенствование экспериментальной базы в опытах по деформации горных пород в последние годы привело к существенному прогрессу в данном направлении.

Наиболее полно и последовательно взаимосвязи между морфологией, кинематикой и динамикой структурообразования изучаются *тектонофизикой*. Лабораторные, численные и «природные» эксперименты позволяют наблюдать и изучать эволюцию структур с заданными или известными параметрами напряжений и определять пространственно-временные взаимосвязи кинематических и динамических параметров в процессе структурообразования.

В геологической среде нельзя искусственно вычлнить какой-либо один структурный элемент, вырвать его из общего контекста и рассматривать отдельно. Как правило, структурные элементы образуют сочетания (ассоциации, ансамбли, ряды) структур, отражающие эволюцию данного сегмента земной коры. Обоснованное выделение таких сочетаний, или структурных парагенезов, и комплексная интерпретация стадийности и этапности их формирования, их пространственной латеральной и вертикальной изменчивости проводятся в рамках *структурного парагенетического анализа* (см. разд. 2.6, 3.6, гл. 9).

Задачи структурного анализа в общем случае решаются несколькими группами методов: экспериментальными, в которых выводы об условиях образования структур и их эволюции базируются на результатах моделирования природных деформационных процессов; морфологическими, позволяющими реконструировать пространственное положение структурных элементов на основе статистического анализа, интерполяций и экстраполяций; генетическими и (или) парагенетическими, в которых совокупность данных геологических наблюдений лежит в основе кинематических, динамических и эволюционных реконструкций структурообразования. В рамках структурного анализа эти методы тесно взаимосвязаны, поскольку выводы генетического анализа опираются на экспериментальные данные, а условия экспериментов обычно задаются с целью изучения определенного процесса структурообразования (например складчатости) или определенной тектонической ситуации (например рифтогенеза). Основы этих методов рассмотрены ниже. Кроме того, к различным вариантам применения этих методов и их модификаций мы будем неоднократно обращаться в последующих главах.

2.2. Анализ ориентировок структурных элементов с использованием стереографических проекций

Сtereoграфические проекции являются простым и удобным средством геометрического анализа ориентировок структурных элементов. Использовать их в кристаллографии предложил Е.С. Федоров (1901), чтобы «с графической точностью изображать на бумаге угловое пространственное положение кристаллических граней и ребер» [Родыгин, 1992]. Позднее были разработаны основные методы и приемы работы со стереографическими сетками в структурной геологии [Очеретенко, Трошенко, 1978; Родыгин, 1992]. С появлением специализированных компьютерных программ работа со стереографическими проекциями значительно упростилась, что не отменяет требований к пониманию главных принципов их построения.

Линейные и плоскостные структурные элементы ориентированы в пространстве, и для однозначной фиксации их положения измеряют элементы залегания – азимут простирания, а также азимут и угол падения (для плоскостных элементов) или погружения (для линейных структур).

Для графического представления ориентировки плоскости или линии удобно использовать сферу. Если поместить воображаемую сферу так, чтобы через ее центр проходила измеряемая линия, то точка, где эта линия «прокалывает» сферу, будет определять ее пространственное положение графически. «Сохраняя» пространственную ориентировку сферы, не вращая ее относительно горизонта и сторон света, мы сохраним информацию об ориентировке линии по положению точки «прокола».

Некоторые программы для работы со стереографическими проекциями можно найти по следующим ссылкам:

<http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs.html>

www.ruhr-unibochum.de/hardrock/downloads.htm

Поскольку основная форма представления и передачи такой информации остается двумерной, то неизбежным становится использование проекции – изображения сферы на плоскости. При проектировании неизбежны искажения, которые за-

висят от свойств проекции (рис. 2.1). В спроектированном виде сфера представляет собой круг, ориентировка линии на котором будет графически однозначно определена положением точки пересечения линии и сферы.

Аналогичным образом положение любой плоскости можно определить линией пересечения этой плоскости с поверхностью сферы, центр которой лежит в данной плоскости. При проектировании линия пересечения плоскости и сферы превратится в дугу (проекцию дуги большого круга). Для удобства отображения совокупности плоскостей обычно используют точку полюса плоскости, или проекцию нормали (линии, ортогональной этой плоскости). Если вернуться к воображаемой сфере, центр которой лежит в измеряемой плоскости, то полюсом плоскости будет точка «прокола» прямой, ортогональной плоскости и проведенной через центр сферы (см. разд. 7.2).

Проекция на плоскость сферы и нанесенных на нее условных меридианов и параллелей называется сеткой (рис. 2.2). В зависимости от способа проектирования сетка может быть нормальной (или полярной – взгляд на сферу со стороны полюса), поперечной (экваториальной – взгляд на сферу со стороны экватора) и косою (взгляд на сферу с произвольной точки).



Рис. 2.1. Принципы построения равноугольной (а) и равноплощадной (б) стереографических проекций. По [Очеретенко, Трощенко, 1978; Родыгин, 1992] с изменениями. Равноугольная проекция (а) является перспективой шара на проекционную плоскость P из точки зрения проекции – точки S на поверхности шара, которая наиболее удалена от проекционной плоскости. Для равноплощадной проекции (б) точка зрения проекции S находится вне сферы. Для ее нахождения через верхний конец вертикального диаметра сферы N проводится линия, параллельная отрезку OA_2 , соединяющему центр сферы O и точку A_2 , лежащую на окружности пересечения сферы и проекционной плоскости. На этой линии откладывается отрезок NA_1 , равный хорде NA_2 , соответствующей углу 90° . Через точки A_1 и A_2 проводится прямая до пересечения с нижним продолжением вертикального диаметра. Точка пересечения является точкой зрения проекции S . Отображение структурных элементов в виде стереографических проекций является простым графическим способом представления их ориентировок. Если спроектировать некоторый линейный элемент (например, шарнир складки f на обоих рисунках), проходящий через центр воображаемой сферы, точка «прокола» сферы l , спроектированная на плоскость в виде точки l_p , сохраняет информацию об ориентировке линии в пространстве, если зафиксирована ориентировка проекции относительно сторон света и известен способ проектирования (положение точки l_p на рис. а и б неодинаково, поскольку способ проектирования различен).

В практической работе используется *равноугольная азимутальная проекция* (стереографическая), которая является перспективой шара на плоскость из точки поверхности шара, наиболее удаленной от этой плоскости (см. рис. 2.1, а; рис. 2.3, а). Для этой проекции характерно отсутствие искажений углов при проектировании. При этом происходит искажение площадей, а круги на сфере при проектировании пре-

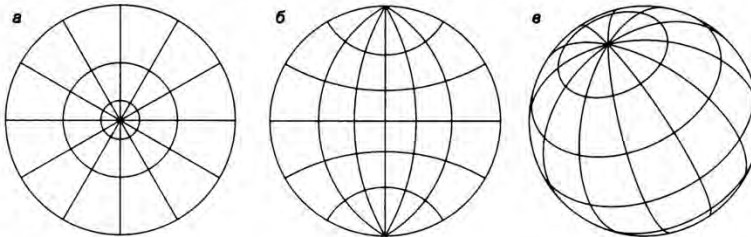


Рис. 2.2. Стереографические азимутальные сетки – полярная (а), экваториальная (б) и косая (в). В структурном анализе применяются экваториальные, реже – полярные сетки.

образуются в круги на проекции (что означает равномерные искажения по разным направлениям). Экваториальная сетка стереографической проекции была введена в кристаллографическую практику Г.В. Вульфом (*сетка Вульфа*) и применяется в случаях, когда основное значение имеют угловые величины, а искажениями площадей можно пренебречь.

Равноплощадная (равновеликая) проекция отличается тем, что площади на проекции равны площадям на сфере, а масштабы по главным направлениям сильно искажаются, особенно сильно – на краях сетки (см. рис. 2.1, б; рис. 2.3, б). Стандартная равноплощадная экваториальная сетка, или *сетка Шмидта*, применяется в тех случаях, когда приходится сравнивать площади, а искажением угловых величин можно пренебречь.

Возможно использование проекций нижней и верхней полусферы. В России традиционно используется проекция верхней полусферы (см. рис. 2.1), в современной мировой литературе общепринятым является использование проекции нижней полусферы. Выбор между проектированием верхней и нижней полусфер не принципиален, если указывать тип проектирования в пояснениях к сферическим диаграммам (стереограммам).

К основным операциям, которые можно выполнять с применением стереографических проекций, относятся нанесение на стереограммы линейных и плоскостных элементов и их совокупностей, измерение углов между ними, осуществление поворотов (если какой-то структурный элемент или всю совокупность измерений требуется вернуть в предполагаемое исходное положение относительно некоторой оси враще-

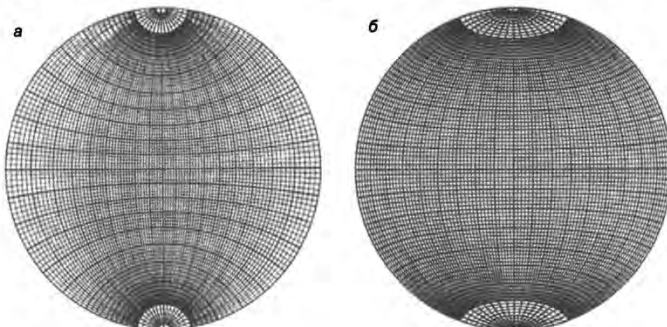


Рис. 2.3. Стандартные экваториальные сетки – равноугольная азимутальная Вульфа (а) и равноплощадная Шмидта (б); цена деления 2° .

ния), построение плоскости по замерам двух линейных элементов в разноориентированных плоскостях (применяется для определения элементов залегания слоистости по следу ее пересечения со стенками обнажений или горных выработок), статистический анализ ориентировок структурных элементов методом оценки плотности точек и некоторые другие задачи (например, определение положения осей складок, см. разд. 7.2) [Очеретенко, Трощенко, 1978; Родыгин, 1992; Groshong, 2006; Ramsay, Huber, 1987].

Помимо геометрических задач стереографические проекции в структурном анализе используются для восстановления кинематических и динамических осей (см. разд. 2.5). В микроструктурном анализе нанесение на стереограмму направлений кристаллографических осей и плоскостей минералов позволяет установить наличие преимущественных кристаллографических ориентировок и выявить динамические обстановки их формирования [Добержинецкая, 1989; Николая, 1992; Родыгин, 1994, 1996; Passchier, Trouw, 1996 и др.] (см. разд. 4.10). Полученные в результате экспериментов по деформациям горных пород данные о направлении и закономерном изменении кристаллографических ориентировок минералов в определенных условиях нагружения являются основой для кинематической и динамической интерпретаций таких ориентировок в природных объектах.

2.3. Методы экспериментальной тектоники. Тектонофизика

Справедливо отмечено, что «для создания модели и проведения любого тектонофизического эксперимента решающее значение имеет представление об изучаемом объекте» [Лукьянов, 2002]. Эти представления меняются по мере получения новых данных о строении земных недр и геологических процессах. Именно наши представления об объекте влияют на определение задач моделирования и граничных условий эксперимента. Если первые тектонофизические опыты (XIX – начало XX вв.) были направлены скорее на достижение морфологического сходства между модельными и природными структурами, то становление тектонофизики как науки (середина XX в.) потребовало точной математической и физической основы аналогового моделирования геологических структур. Сейчас тектонофизика является обязательной составляющей крупных геодинамических проектов с широким применением математических методов моделирования. Современное тектонофизическое моделирование использует аналоговые, «природные» и вычислительные варианты экспериментов.

2.3.1. Аналоговое моделирование

Первые попытки определить условия протекания процесса (деформации) по его результату (структуре), то есть фактически решить обратную физическую задачу, относятся к началу XIX в. Позднее было сделано предположение, что аналоговые модели будут соответствовать их природным прототипам в том случае, если они имеют верные масштабные соотношения и обнаруживают сходное реологическое поведение. Следовательно, при *аналоговом*, или *физическом*, *моделировании* должны выдерживаться определенные масштабные коэффициенты, чтобы модель могла выступать в

качестве аналога реальной структуры. Правила такого соответствия были впервые выдвинуты М. Хаббертом [Hubbert, 1937, 1951], согласно которому модель соответствует природному эквиваленту, если она геометрически, кинематически и динамически ему подобна. *Геометрическое подобие* выдерживается, если соответствующие линейные размеры в модели и в природе пропорциональны, а соответствующие углы равны. Для соблюдения *кинематического подобия* требуется, чтобы геометрически подобные модель и ее прототип испытывали подобные изменения своей формы и (или) положения с соблюдением временной пропорциональности [Ramberg, 1967]. *Динамическое подобие* между геометрически и кинематически подобными моделью и природным объектом предполагает, что они должны иметь сходные соотношения и распределения различных типов сил (гравитационных, трения) и внутренних напряжений.

Первый тектонофизический эксперимент. Вероятно, первыми документально зафиксированными тектонофизическими экспериментами были опыты Дж. Холла по моделированию складок [Hall, 1815]. В эксперименте несколько суконных, холщовых и шерстяных полотнищ расстелили на столе, одно поверх другого, и придавили тяжелой крышкой. Нагружение производилось двумя планками, которыми «модель» была сжата с двух сторон. В результате слои изогнулись в складки, одновременно приподняв тяжелую крышку. Во втором эксперименте помещенные в ящик слои глины были смяты за счет перемещения боковых стенок двумя винтовыми домкратами (т.е. примерно теми же средствами, которые и сейчас широко используются в практике тектонофизического моделирования). И в этом эксперименте в расслоенном объеме сформировались складки. Сходство между модельными и наблюдаемыми в природе складками привело Дж. Холла к выводу, что природные складки могут формироваться в результате горизонтального сжатия.

2.3.1.1. Моделирование на эквивалентных материалах. Теория подобия

Корректное применение *теории подобия* для моделирования элементарных структур (складок, разломов, будинажа) и выяснение механизмов их образования было детально разработано В.В. Белоусовым и М.В. Гзовским [Гзовский, 1975; Гзовский, Белоусов, 1964], Х. Рамбергом [Ramberg, 1967; Рамберг, 1985] в новом научном направлении тектонических исследований – тектонофизике.

Введение в практику моделирования геологических структур теории физического подобия позволяет «уравновесить» несопоставимые в эксперименте и в реальных условиях время деформирования и размеры объектов за счет свойств используемых при моделировании материалов; такие материалы были названы эквивалентными. Основным свойством эквивалентных материалов является их низкая вязкость: в экспериментах используются влажная глина, густые смазочные масла, канифоль и битум, смешанные с маслом, и др. Вязкость таких веществ на несколько порядков отличается от вязкости горных пород. В относительно кратковременных экспериментах (обычно не более нескольких часов, иногда суток) на небольших приборах (размером первые десятки сантиметров) деформация текучих и пластичных *эквивалентных материалов* подобна природным аналогам, размеры которых могут достигать десятков километров при времени деформации, охватывающем миллионы лет. Общие критерии подобия можно записать как [Методы моделирования..., 1988; Гончаров и др., 2005]:

$$C_{\eta} = C_{\rho} C_g C_l C_t,$$

где C_{η} – множитель подобия вязкости, C_{ρ} – множитель подобия плотности, C_g – множитель подобия ускорения свободного падения, C_l – множитель подобия размера, C_t – множитель подобия времени (множитель подобия определяется как отношение соответствующего параметра в модели и природном аналоге). Поскольку при моделировании без центрифуги $C_g = 1$, а C_{ρ} близок к единице (плотности горной породы и эквивалентного материала отличаются не более чем в 2–3 раза), то:

$$C_{\eta} = C_l C_t.$$

Эту формулу можно также записать:

$$\eta_m / \eta_n = (l_m / l_n) \times (t_m / t_n),$$

где η – вязкость, l – размеры, t – время, а индексы m и n обозначают соответственно модель (*model*) и природу (*nature*) [Методы моделирования..., 1988]. Точность подобных оценок соответствует порядку величин (10^n). Таким образом, если деформация в модели вызвана силой тяжести, то физическое подобие устанавливается автоматически – можно выбрать любой моделирующий материал с любой вязкостью, и сила тяжести определит при данном соотношении размеров время эксперимента и, соответственно, скорость процесса.

Иными словами, критерии подобия позволяют оценить соотношения между факторами, определяющими протекание деформационного процесса (напряжение, деформационные свойства материала, время, размеры) в модели и природном объекте. Процессы деформации модели и природного аналога можно считать подобными, если соотношения этих параметров сохраняются в эксперименте и в природе.

Моделирование на эквивалентных материалах проводится для изучения формирования тектонических структур под действием существующих в природе сил. Эти силы могут быть приложены к модели извне (так называемые модели с «поверхностными» силами, имитирующие напряженное состояние среды), либо ко всем точкам модели (так называемые модели с «объемными» силами, имитирующие действие гравитационных сил) [Лукьянов, 2002]. В моделях с «поверхностными» силами приложение нагрузки осуществляется различными штампами, относительным перемещением различных участков модели, либо за счет расширения при разбухании или стягивания при усыхании, температурных эффектов материалов, или другими способами (рис. 2.4). С помощью таких моделей моделируются складчатые и разрывные структуры, рифтовые зоны, зоны смятия и сдвига, будинаж и другие структуры (см. рис. 2.4, рис. 2.5).

Приложение «объемных» сил необходимо для моделирования структур, формирующихся за счет гравитационных сил – всплывающих куполов и диапиров, структур выжимания и нагнетания, адвекции и конвекции (рис. 2.6). Моделирование проводится как в естественном гравитационном поле [Гончаров, 1979; Методы моделирования..., 1988], так и с использованием центрифуг [Рамберг, 1985]. Применение центрифуг в моделировании направлено на создание центробежных сил, которые выполняют в модели роль гравитационного поля и ускорение в которых достигает 4000 g [Рамберг, 1985]. Преимущество моделирования с использованием центрифуг состоит в том, что эквивалентные материалы могут иметь относительно высокую вязкость и, следовательно, более просты в использовании при организации эксперимента и анализе получен-

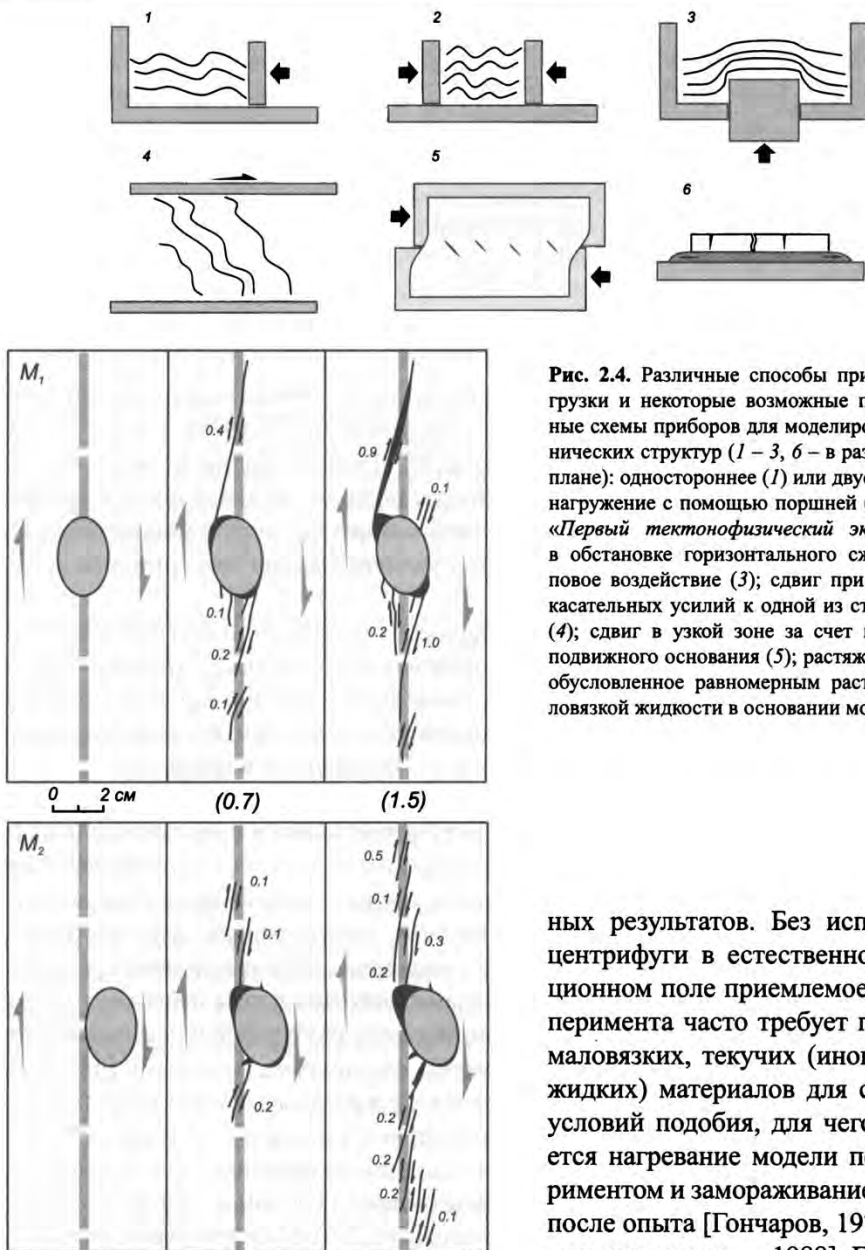


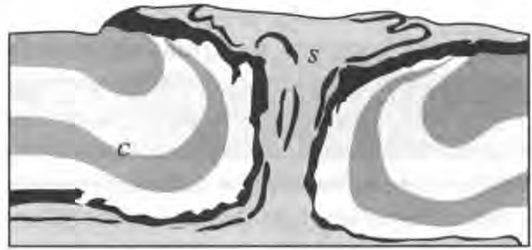
Рис. 2.5. Простейший тектонофизический эксперимент: влияние крупной «жесткой» эллипсоидальной неоднородности на развитие сдвиговой зоны. В опыте M_1 включение располагается симметрично над зоной сдвига, в опыте M_2 – смещено относительно нее. Цифрами показаны амплитуды сдвиговых перемещений (в см) вдоль главной зоны сдвига и оперяющих разрывов. Матрикс – влажная глина, включение – пластилин, граница ослаблена введением масла. Тип экспериментальной установки показан на рис. 2.4, 5.

Рис. 2.4. Различные способы приложения нагрузки и некоторые возможные принципиальные схемы приборов для моделирования тектонических структур (1 – 3, 6 – в разрезе, 4, 5 – в плане): одностороннее (1) или двустороннее (2) нагружение с помощью поршней (см. в тексте, «Первый тектонофизический эксперимент») в обстановке горизонтального сжатия; штамповое воздействие (3); сдвиг при приложении касательных усилий к одной из сторон модели (4); сдвиг в узкой зоне за счет перемещения подвижного основания (5); растяжение модели, обусловленное равномерным растеканием маловязкой жидкости в основании модели (6).

ных результатов. Без использования центрифуги в естественном гравитационном поле приемлемое время эксперимента часто требует применения маловязких, текучих (иногда – почти жидких) материалов для соблюдения условий подобия, для чего используется нагревание модели перед экспериментом и замораживание материала после опыта [Гончаров, 1979; Методы моделирования..., 1988]. Главным недостатком экспериментов с центрифугами является высокая стоимость такого оборудования.

Для изучения хрупких деформаций применяют материалы, которые легко разрушаются в условиях эксперимента при приложении внешних

Рис. 2.6. Центрифугированная модель купола из силикона (*S*) со смятыми в складки и разорванными слоями модельной глины (*C*). Купол прорвал слоистую толщу, видны краевые синклинали и опрокинутое залегание перекрывающей толщи, вызванное захватом материала при подъеме и боковом растекании купола [Рамберг, 1985].



усилий (например, песок, смешанный с машинным маслом или пушечной смазкой, которые обеспечивают связность сыпучего материала модели). Подробную сводку о применяющихся материалах, оборудовании, проведении экспериментов можно найти в [Методы моделирования..., 1988; Гзовский, 1975; Гончаров и др., 2005].

2.3.1.2. Моделирование с использованием оптически активных материалов

Поляризационно-оптический метод исследования напряжений на прозрачных моделях (метод фотоупругости) позволяет получать распределение и величину напряжений для решения целого ряда практических задач [Бондаренко, 1989; Осокина, 1963; Фрохт, 1948]. Из-за высокой точности оптический метод широко применяется при исследованиях сложных систем напряжений в технике и в горном деле [Партон, 1990; Трумбачев, Молодцова, 1963]. Поляризационно-оптический метод основан на способности большинства прозрачных изотропных материалов (стекло, целлулоид, бакелит, отвержденные эпоксидные смолы, желатин, агарин и др.) под действием напряжений (деформаций) приобретать свойство двойного лучепреломления. Величина двойного лучепреломления связана с величиной напряжения и может быть измерена оптическим методом. Экспериментальные исследования проводятся на прозрачных моделях путем просвечивания их поляризованным светом (рис. 2.7).

Большинство геологов знакомо с эффектом поляризации и интерференционных окрасок по работе с оптическим микроскопом. Напомним, что естественный свет представляет собой поток частиц, имеющих колебания в плоскостях, перпендикулярных к направлению распространения. Эти колебания, хаотические в общем случае, могут быть систематизированы, т.е. приведены в одну плоскость с помощью прибора, называемого поляризатором. Поляризатор пропускает лучи только одного направления, имеющие колебания в плоскости, перпендикулярной плоскости поляризации.

Установка, состоящая из источника света, двух поляроидов и экрана, представляет собой простейший поляризационный прибор и называется *плоским полярископом*. Первый поляроид (ближайший к источнику света) называется поляриза-

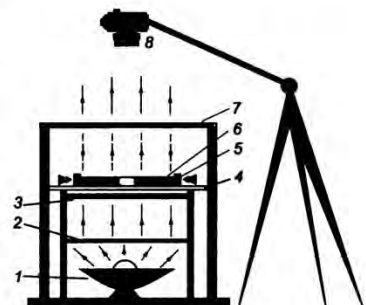


Рис. 2.7. Простейшая установка для моделирования с использованием оптически активных материалов: 1 – источник света, 2 – матовое стекло, 3 – поляризатор, 4 – прозрачное основание модели, 5 – штампы, 6 – модель, 7 – анализатор, 8 – фотоаппарат или глаз наблюдателя.

тором, второй – анализатором. Исследуемая модель устанавливается между поляризатором и анализатором так, чтобы ее плоскость была перпендикулярна лучам поляризованного света, идущим от поляризатора (см. рис. 2.7).

Каждый элемент прозрачного напряженного изотропного тела ведет себя подобно кристаллу с двойным лучепреломлением. Под действием напряжений возникают деформации, вызывающие оптическую анизотропию материала. В точках модели, в которых световые колебания поляризованного луча не совпадают с направлением одного из главных нормальных напряжений, луч света при прохождении через модель разложится на два луча, плоскости колебаний которых взаимно перпендикулярны и совпадают с направлениями главных напряжений. Оба эти луча проходят через модель с различными скоростями. Величина скорости прохождения этих лучей зависит от величины напряжения. Колебания двух лучей проходят через анализатор и приводятся в одну плоскость. Лучи интерferируют, давая определенную разность хода.

При применении белого света изображение на экране получается окрашенным в различные цвета спектра, соответствующие той или иной разности хода лучей, создаваемой точками модели. Каждая цветная полоса (такие полосы, окрашенные одним цветом, называются *изохромами*, фиг. 2.1, 1, вклейка) соединяет точки, в которых имеет место одна и та же оптическая разность хода и следовательно одна и та же величина разности главных напряжений. Из теории упругости (см. разд. 1.4) известно, что максимальное касательное напряжение равно полуразности главных нормальных напряжений, т.е.

$$\tau_{max} = (\sigma_1 - \sigma_2)/2.$$

Таким образом, *изохром*ы – это линии равных максимальных касательных напряжений.

В точке модели, в которой плоскость колебания луча совпадает с направлением одного из главных нормальных напряжений, двойного лучепреломления не произойдет. Через модель пройдет только один луч. Если поляризатор и анализатор поставлены на темноту, т.е. их плоскости поляризации взаимно перпендикулярны, то через анализатор этот луч не пройдет. На экране на цветном изображении модели в соответствующем месте появится темная точка. Вблизи такой точки найдется целая серия других точек, в которых главные напряжения имеют такие же направления, как и в данной. Эти точки образуют кривую линию, которая называется *изоклинической линией*, или *изоклиной* (фиг. 2.1, 2, вклейка).

Темная *изоклина* пересекает цветную картину *изохром* (см. фиг. 2.1, вклейка). Если поляризационную систему – поляризатор и анализатор – повернуть на один и тот же угол, то на цветной картине *изохром* темная линия переместится, получим новую *изоклину*, во всех точках которой направления главных напряжений будут параллельны плоскостям поляризации поляризатора и анализатора в их новом положении. Поворачивая поляризатор и анализатор на различные углы от 0 до 90°, можно определить целую систему таких *изоклин* по всему полю модели. Имея систему *изоклин*, можно найти направления главных напряжений в любой точке исследуемой модели. Для этого по *изоклинам* геометрически строятся *изостатические кривые* (или *траектории главных напряжений*), т.е. кривые, касательные к которым дают направления главных напряжений в данной точке.

Темными местами при просвечивании напряженной модели будут также точки, свободные от напряжений, и точки, в которых главные напряжения равны между собой (*особые точки*).

Таким образом, картины изохром дают наглядное представление о характере распределения напряжений в модели, их относительной величине, отвечающей для касательных напряжений номеру полосы (порядок цвета) по всей модели, а также размещении концентрации напряжений (по плотности полос) и положению особых точек и нулевых изохром, где $\sigma_1 = \sigma_2$ и $\tau_{\max} = 0$, разделяющих области сжатия и растяжения. Картина изоклин является основой для построения траекторий нормальных и касательных напряжений (рис. 2.8).

Методы оптического моделирования с успехом применяются для изучения характера распределения напряжений в различных тектонических структурах, в том числе в окрестностях и на границах неоднородностей (жесткие включения, разрывы, слои) [Бондаренко, 1989; Бондаренко, Зубков, 2002]. На практике могут быть использованы упрощенные варианты метода, когда по изохромам качественно оцениваются участки концентрации напряжений, и особые точки – области равных нормальных напряжений и области отсутствия напряжений (рис. 2.9).

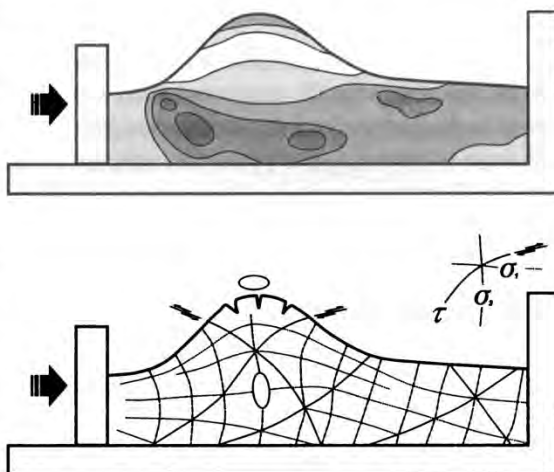


Рис. 2.8. Восстановленные по изохромам и изоклинам величины τ_{\max} (интенсивность цвета соответствует модулю величины касательных напряжений) и траектории касательных (τ) и главных нормальных напряжений (σ_1 – сжатия, σ_3 – растяжения) в экспериментах по моделированию складок. Упруговязкая среда, желатин 10–15 %. По [Бондаренко, 1990] с упрощениями.

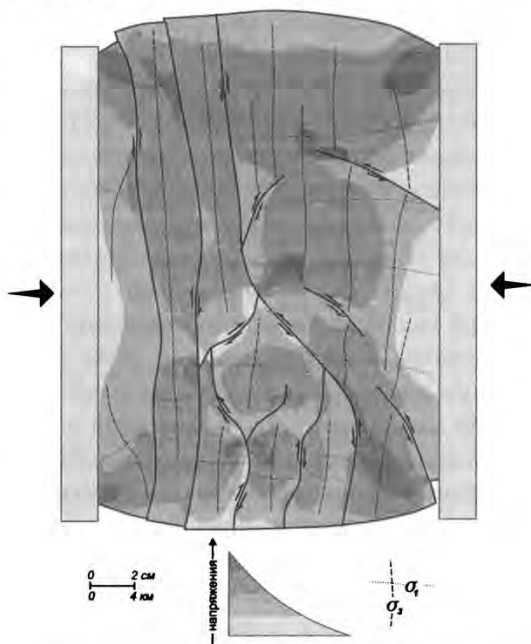


Рис. 2.9. Упрощенный вариант эксперимента с использованием оптически активных материалов, с качественной оценкой концентраторов напряжений (по изохромам), областей равных главных напряжений и их отсутствия. Использована блоковая модель из желатина, границы блоков соответствуют геологическим разрывам в природном аналоге (один из районов Кузнецкого бассейна). Нагружение в обстановке сжатия, деформация укорочения 18 %; σ_1 – траектории осей сжатия, σ_3 – растяжения. Эксперименты проводились в лаборатории тектонофизики геологического факультета МГУ совместно с Ю.А. Морозовым и В.А. Зайцевым.

2.3.1.3. Тектоническое моделирование

Воспроизведение в лабораторном эксперименте природных ситуаций и тектонических особенностей геологических объектов имеет существенные ограничения в связи со значительными различиями свойств модельных материалов и горных пород, величин и способов нагружения, скоростей деформации, времени релаксации напряжений. Поскольку знание природных параметров деформационных процессов базируется на приблизительных оценках, то применение коэффициентов (множителей) подобия не снимает проблемы полностью и заставляет экспериментаторов обращаться к так называемому тектоническому моделированию. В отличие от тектонофизического моделирования, воспроизводящего формальные условия физического подобия реологических свойств, времени и скорости деформаций природных и экспериментальных материалов, тектоническое моделирование позволяет качественно оценивать деформационный процесс на кинематическом уровне. В большинстве случаев при тектоническом моделировании подобие не требуется, если мы ожидаем от модели отражения закономерностей деформации и разрушения не в абсолютной, а в относительной форме [Методы моделирования..., 1988]. При тектоническом моделировании наиболее важными факторами являются, с одной стороны, тип реологического поведения модельного материала и, с другой стороны, наличие исходной додеформационной структурной неоднородности модели.

Наиболее выигрышная сторона этого подхода – возможность воспроизведения конкретных тектонических структур, в том числе и регионального ранга, и наблюдения за кинематикой движений, зарождением и формированием важнейших составных элементов структуры по мере развития деформации [Морозов, Гептнер, 1997; Талицкий, Галкин, 1997в и др.]. Главным, как показывает опыт, является характер нагружения экспериментального образца, который задается исходя из известных или предполагаемых геодинамических обстановок для конкретного природного геологического объекта или для определенной геомеханической ситуации. При этом подбирается условный тип поведения материала – вязкопластичный (например влажная глина), хрупкопластичный (песчано-солидоловая смесь), хрупкий (сухая глина, мука), упругий (желатин или ацетилцеллюлоза).

Подходы к моделированию глобальных геодинамических процессов континентального масштаба разнообразны и определяются разными оценками реологических свойств литосферы и подлитосферной мантии. Одним из вариантов является создание многослойных моделей с реологическими свойствами слоев, отражающими отличия в реологическом поведении (хрупком или вязком) горных пород на различной глубине. В качестве хрупких материалов при моделировании применяют гранулированные среды (например песок), в качестве вязких – силикон, мастики, сиропы, имеющие свойства вязких жидкостей. Такие модели использовались для изучения целого ряда геодинамических процессов, в том числе субдукции, спрединга и коллизии [Brun et al., 1994; Faccenna et al., 1996; Keer, 2000 и др.]. Другие модели предполагают применение только пластичных материалов (например, для моделирования Индо-Евразийской коллизии [Tarrounner et al., 1982] (рис. 2.10) или субдукции [Shemenda, 1992]), или только вязких (например, при моделировании субдукционных процессов [Griffiths et al., 1995 и др.]). В последнем случае использование однородных вязких материалов соответс-

твует численным экспериментам, в которых литосфера аппроксимируется тонкой вязкой пластиной. В некоторых экспериментах различие реологического поведения (вязкого или пластичного) литосферы и подлитосферной мантии достигается путем создания в модели вертикального температурного градиента (например [Brune, Ellis, 1997]).

Существенно, что в модели по аналогии с природной ситуацией можно задать крупнейшие неоднородности в виде «нарезки» на блоки разной конфигурации, ориентировки, размера и реологических свойств (плотности, вязкости, упругости) [Морозов, Гептнер, 1997; Талицкий, Галкин, 1997в и др.] (см. рис. 2.5; рис. 2.11, см. разд. 3.4). После деформации оцениваются возникающий структурный рисунок, характер и пространственное расположение отдельных структурных

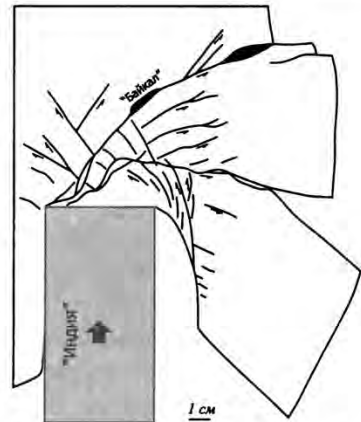
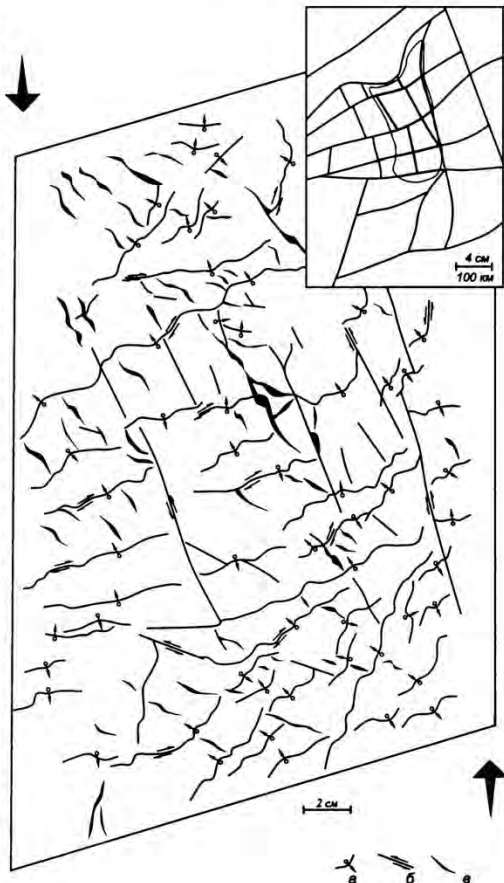


Рис. 2.10. Моделирование Индо-Евразийской коллизии штамповым воздействием на пластичную модель со свободной боковой поверхностью, по [Tapponnier et al., 1982].

Рис. 2.11. Структурный рисунок, возникший при нагружении модели в обстановке левосдвиговой транспрессии (сжатие + левый сдвиг): сопряженные конвергентные и дивергентные системы надвигов с правосдвиговой компонентой, левосторонние сколы, трещины отрыва (*a* – надвиги (стрелка указывает направление перемещения), *b* – сдвиги, *в* – отрывы). В качестве модельных материалов использовались желатин и уплотненная мука. Желатин, обладающий значительной упругостью и определенной прочностью, представлял материал условного «фундамента», нарезанного на блоки, конфигурация которых в целом соответствует схеме строения фундамента под Кузнецкой впадиной и в пределах ее ближайшего обрамления (см. врезку). В качестве материала, условно соответствующего образованию позднепалеозойско-мезозойского чехла, использовалась уплотненная мука, в которой легко реализуются хрупкие деформации. Подложка модели и субвертикальные прорезы «разрывных нарушений» были промазаны машинным маслом. Нагружение модели осуществлялось штампами. Моделирование проводилось с целью изучения характера деформационной реакции «чехла» при определенной блоковой делимости «фундамента» и известной внешней нагрузке модели, а также для последующего сравнения с природным структурным рисунком разрывных нарушений в пределах Кузнецкой впадины. Фиксация доминирующих направлений разрывных нарушений, особенностей морфоструктуры поверхности «чехла» дает возможность оценить пространственное расположение в региональной структуре компрессионных и декомпрессионных зон (участков сжатия и растяжения). Эксперименты проводились в лаборатории тектонофизики геологического факультета МГУ совместно с Ю.А. Морозовым и В.А. Зайцевым. На врезке: схема разрывно-блоковой структуры фундамента, использованная при моделировании, граница Кузнецкой впадины, масштабы в природе (км) и модели (см).



элементов, кинематика движений, которые сравниваются с соответствующими природными данными. Это дает некоторые ориентиры для интерпретации природных структур и приближает к пониманию роли внешней нагрузки, характера исходной структурированности объема и картины распределения напряжений в нем (см. рис. 2.11).

2.3.2. «Природное» моделирование

Этот вариант моделирования называют «природным» потому, что в качестве модели выступают реальные геологические процессы, которые связаны с напряжениями, деформациями и разрушением геологических тел [Лукиянов, 1991, 2002]. В отличие от структурообразования в земной коре, время протекания таких процессов значительно меньше, а результаты непосредственно доступны для наблюдения.

Одним из примеров являются криогенные процессы, протекающие в криолитозоне [Горелик, Колунин, 2002; Лукьянов, 2002; Эверетт, 1990]. Мерзлые грунты и породы представляют собой сложную систему, состоящую из льда, воды и растворов, тесно взаимодействующих с минеральной составляющей. Превращение жидкой фазы (воды) в твердую (лед) можно рассматривать как своеобразный природный эксперимент, позволяющий оценить роль плавления в метаморфических и магматических процессах в земных недрах. Криогенные структуры, текстуры и крупные деформации в мерзлых грунтах (бугры пучения, полигонально-жильные структуры, секущие жилы, гидролакколиты и др.) хорошо изучены в геокриологии и имеют многие тождественные аналогии для тектонических деформационных процессов, для которых важной составляющей является плавление и кристаллизация расплавов. Так, например, прочно связанные льдом грунты при подтаивании приобретают пластичные свойства: этот момент перехода можно рассматривать как модель с постепенно изменяющимися реологическими свойствами (рис. 2.12).

Другим аналогом тектонических деформаций являются деформационные процессы в ледниках. В массе движущегося льда происходит перекристаллизация с упорядочением оптической ориентировки кристаллов льда и образованием в нижней части ледника ледяных сланцев, гнейсовидных текстур, будинажа и других структур пластической деформации [Лукиянов, 1991; Azuma, 1994; Marmo, Wilson, 1998; Wilson, Russell-Head, 1982]. Льды подвергаются значительным пластическим деформациям, и перемещение ледника и сопутствующее ему структурообразование является природной моделью гравитационных покровов и механизмов деформации поликристаллических агрегатов (см. разд. 4.10).

Процессы формирования оползней, а также любые техногенные и антропогенные процессы, нарушающие естественное напряженное состояние горных массивов

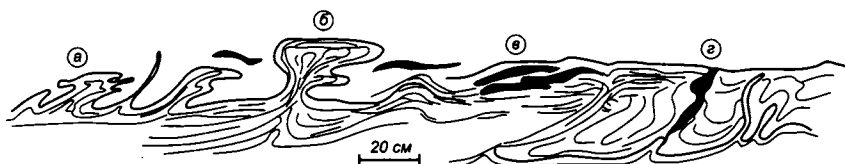


Рис. 2.12. Криотурбационные текстуры – микропокровы (а), диапироподобные и столбчатые формы (б), аморфные пятна и прожилки (в), микроклинья (г) [Эверетт, 1990].

и способствующие их деформации и разрушению, также можно рассматривать как естественные природные модели [Жариков, 1984] (рис. 2.13).

Одними из наиболее интересных примеров «природного» моделирования, а фактически – реальными процессами деформации и разрушения горных пород, являют-

Рис. 2.13. Трещины отрыва и структуры типа *pull-apart*, возникшие в асфальтовом покрытии дороги в результате его отслоения и соскальзывания под действием гравитационных сил [Roberts, 2000].



ся сейсмогенные процессы. Землетрясения происходят в результате снятия накопленных в земной коре и мантии пластических деформаций. С одной стороны, подвижки блоков земной коры, происходящие при землетрясениях, вызывают сейсмодислокации, закономерности образования которых доступны непосредственному изучению: известны (или могут быть оценены) общая амплитуда и кинематика перемещения, величина напряжений, свойства субстрата, который подвергается деформации и разрушению. По своей сути это является природным экспериментом с известными заданными параметрами и структурным результатом (рис. 2.14). С другой стороны, интенсивность и периодичность землетрясений, распределение их очагов в сложной мозаике тектонических блоков в коллизионных зонах позволяют лучше понять кинематическую и динамическую картину взаимодействия блоков между собой при данном общем типе нагружения (рис. 2.15).

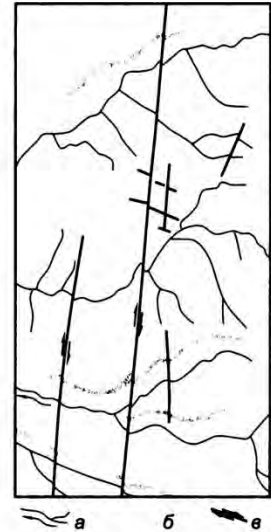


Рис. 2.14. Сейсмодислокация Бэрис в Хараулахской сейсмической зоне Якутии: активные сдвиговые разломы, сместившие русла рек и оси водоразделов, возникли при Булуных землетрясениях 1927–28 гг. (а – гидросеть, б – осевые части водоразделов, в – сдвиги) [Имаев и др., 1995].

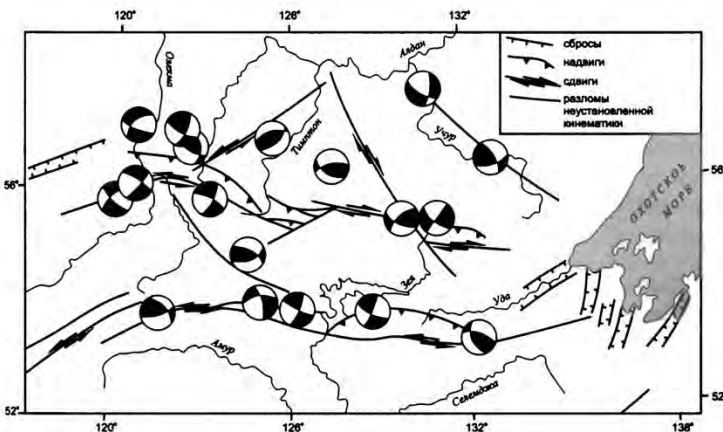


Рис. 2.15. Фокальные механизмы землетрясений Олекминско-Становой сейсмической зоны [Тектоника..., 2001, с. 65]. В круговых диаграммах: белые области – действие напряжения сжатия, черные – растяжения. Принцип построения диаграмм первых вступлений проиллюстрирован на рис. 2.20.

2.3.3. Численное моделирование

Математическое моделирование направлено на изучение геологических (и в частности – деформационных) процессов, вовлекая в рассмотрение изменение физических свойств объекта и внешних условий, заданных теоретической моделью [Лукьянов, 2002]. *Математическое моделирование* основано на экспериментальных фактах механики сплошной среды, которые можно сформулировать в виде аксиом: представление о трехмерном евклидовом аффинном пространстве, абсолютности времени, сплошности среды в каждый момент времени, неизменности массы, а также ряде аксиом, описывающих силовые и энергетические характеристики сплошной среды. Эти аксиомы позволяют ввести числовые параметры, описывающие сплошную среду, и вывести количественные соотношения между ними, которые и будут являться одной из ее математических моделей.

Поведение конкретного класса сплошных сред (упругие или вязкие тела) подчиняется дополнительным уравнениям, характеризующим именно данный класс (так называемым *определяющим уравнениям*, или *уравнениям состояния*). Обычно эти уравнения связывают тензор напряжений с деформацией среды (например с тензором деформации, или скоростей деформации). В силу многообразия физически различных сплошных сред уравнения весьма разнообразны, но подчиняются общим условиям: поле тензоров напряжений в сплошной среде однозначно определяется предысторией эволюции сплошной среды, тензор напряжений в данной частице определяется лишь поведением среды в некоторой окрестности этой частицы, а уравнения состояния не зависят от системы отсчета.

Математические модели процессов всегда основаны на некоторой идеализации, отбрасывании «несущественных» факторов. Практические задачи, возникающие перед исследователем, ведут к усложнению математических моделей, делая их более совершенными. *Вычислительный эксперимент* является мощным научным методом, предназначенным для изучения, прогнозирования и оптимизации сложных многопараметрических нелинейных процессов, теоретическое и экспериментальное исследование которых традиционными методами затруднено или невозможно.

В настоящее время сложилась вполне определенная технологическая цепочка математического моделирования: объект (явление) – физическая модель – математическая (непрерывная) модель – дискретная (численная) модель – алгоритм – компьютерная модель (программа) – расчет (собственно вычислительный эксперимент) – интерпретация результатов (анализ, сравнение с экспериментальными и другими данными) [Ахмеров и др., 2005].

Методами математического моделирования были исследованы рост кристаллов в приоткрывающихся полостях минеральных жил и бород нарастания [Bons, 2001; Koehn et al., 2000], образование асимметричных будин [Passchier, Druguet, 2002], поведение жестких включений [Mandal et al., 2001], гелицитовые структуры в порфиробластах [Stallard et al., 2002], соскладчатые надвиги [Allmendinger, 1998], складчатые [Bastida et al., 2003] и складчато-покровные [Гончаров, Фролова, 1995] структуры, соляные купола [Мартынов, Танирбергенов, 2006], конвекция [Гончаров, 1993].

В зависимости от постановки задачи численное моделирование может быть только геометрическим и применяться для правильной оценки величины и характера деформации толщ без анализа сил, приводящих к деформации [Microdynamics..., 2008].

Геометрическое моделирование сводится к аффинным преобразованиям геометрических фигур, имитирующих форму тел-индикаторов деформации (палеонтологических остатков, галек, оолитов, складок) в условиях чистого, или простого сдвига.

Математические модели точны, абстрактны и передают информацию однозначным образом. Недостаток математических моделей заключается в сложности математического аппарата. Кроме того, существуют трудности «перевода» результатов с языка математики. Чтобы не оторваться от реальности и не перейти в итоге к изучению абстрактных явлений с помощью сложного математического аппарата, нужно помнить, что математическое моделирование – это только один из многих участков широкого фронта исследования.

Метод конечных элементов. *Метод конечных элементов (МКЭ)* является одним из наиболее эффективных приближенных численных методов решения математических задач, описывающих состояние систем, имеющих сложную геометрическую конфигурацию и нерегулярную физическую структуру. Появившись в строительной механике, МКЭ сейчас применяется во многих научных приложениях, в том числе в структурной геологии и тектонике [Fueten et al., 2002; Simakın, Talbot, 2001]. Этот метод основан на рассмотрении объекта в виде некоторой совокупности конструктивных элементов, соединенных в конечном числе узловых точек [Норри, де Фриз, 1981, Сегерлинд, 1979]. В сплошной среде число таких связующих точек бесконечно, и основная идея метода состоит в том, что любую непрерывную величину (температуру, давление, перемещение) можно аппроксимировать дискретной моделью, которая состоит из кусочно-непрерывных функций, определенных на конечном числе подобластей.

Иными словами, физическая область задачи делится на подобласти, или конечные элементы: в рассматриваемой области фиксируется конечное число узловых точек. Значение непрерывной величины в каждой узловой точке считается переменной, которая должна быть определена. Область определения непрерывной величины разбивается на конечное число подобластей, называемых элементами. Эти элементы имеют общие узловые точки и в совокупности аппроксимируют форму области. Непрерывная величина аппроксимируется на каждом элементе полиномом, который определяется с помощью узловых значений этой величины. Для каждого элемента определяется свой полином, но таким образом, чтобы сохранилась непрерывность величины вдоль границ элементов.

Метод конечных элементов был применен для моделирования кливажных швов (см. разд. 4.6, 5.1.2, 5.3) путем создания модели, в которой учитывались объемно-массовые эффекты при их формировании [Fueten et al., 2002]. В качестве модели был использован условный кварцево-слюдистый материал, реологические свойства которого напрямую зависят от состава, и вязкость является функцией объемного содержания легко растворимого и подвижного кварцевого компонента. В математической модели считалось, что существенно слюдястая составляющая обладают более высокой компетентностью, а кварцево-слюдистая смесь обладает минимальной вязкостью (за счет кварца, который «выносится» при растворении под давлением). Задавая начальные вязкостные неоднородности в такой модели, можно наблюдать, как происходит прорастание кливажных швов и слияние их друг с другом. Конечно, такая модель не воспроизводит механизм явления, но за счет правильной аналогии восстанавливает его ход. Подобная модель дает возможность воспроизвести протекание многих процессов растворения под давлением (образование кливажных швов, обособление микролитов, формирование анастомозного кливажа и др.).

2.3.4. Эксперименты по деформации горных пород

Опыты по деформации горных пород являются прямым источником данных о деформационных механизмах, реологических и прочностных свойствах горных пород.

Общие деформационные свойства горных пород и их зависимость от разных факторов (см. разд. 1.8) были установлены непосредственно по результатам экспериментов.

В экспериментах по деформации образец подвергается нагрузке в стальной цилиндрической камере, заполненной жидкостью (рис. 2.16). Дифференциальное давление создается движением поршня в цилиндре. В большинстве установок цилиндрический образец помещается между поршнем и наковальней и погружен в сосуд давления. Радиальные напряжения, создающие всестороннее давление, передаются через жидкость, окружающую образец в сосуде. Осевые напряжения создаются за счет перемещения поршня в сосуде, в результате которого образец сжимается. Дифференциальное напряжение не равно нулю, если осевое напряжение (давление поршня) не равно радиальному (давлению жидкости).

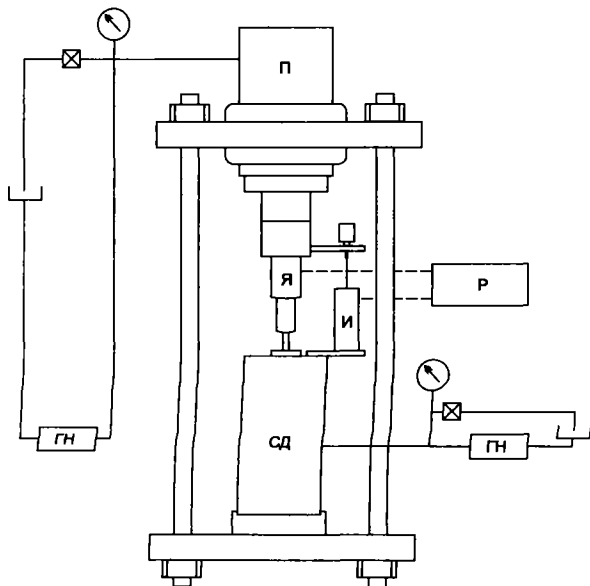


Рис. 2.16. Принципиальная схема установки для деформационных испытаний горных пород: СД – сосуд давления, П – пресс, Я – ячейка давления, И – измеритель смещения, ГН – гидравлический насос, Р – регистрирующее устройство [Донат, 1991].

Наиболее распространенными типами испытаний являются испытания на сжатие (осевое напряжение больше всестороннего давления) и испытания на растяжение (всестороннее напряжение больше осевого сжатия). Если к образцу прикладываются силы, вращающие его вокруг оси цилиндра, то такой эксперимент называется

испытанием на кручение. Перечисленные типы экспериментов называют трехосными, но лишь в случае кручения три главных напряжения имеют разные значения: в испытаниях на сжатие и растяжение два из главных напряжений, создаваемых давлением жидкости, равны между собой. При одноосных испытаниях осуществляется только осевое сжатие (растяжение) при нулевом всестороннем давлении.

Помимо реологического поведения горных пород с помощью экспериментов в последние годы были изучены особенности протекания многих структурообразующих процессов в горных породах [Tullis et al., 2000 и др.] (см. разд. 4.8).

2.4. Петротектоника

Петротектоника (или *микротектоника*) – раздел структурной геологии, который изучает морфологию и механизмы образования деформационных структур и тек-

стур горных пород. В силу малых и микроскопических размеров объекта изучения в *петроструктурном (микроструктурном) анализе* широко используются общие методы оптической и электронной микроскопии [Passchier, Trouw, 1996; Vernon, 2004]. Существует также целый ряд специальных методов петроструктурного анализа.

Оптический *поляризационный микроскоп* по-прежнему остается простым и общедоступным инструментом изучения деформационных структур и текстур горных пород (см. гл. 5). Прозрачные шлифы и аншлифы во многих случаях помогают ответить на целый ряд вопросов, касающихся деформаций горных пород. При микроструктурном (петротектоническом) анализе проводится идентификация структур и текстур горных пород, их морфологическое описание и классификация, интерпретируются механизмы и условия образования, определяется участие деформационных структурообразующих процессов в общей структурной эволюции изучаемого района.

Не следует забывать, что шлиф представляет собой двумерное сечение горной породы. При проведении петроструктурного анализа обычно отбираются ориентированные образцы, из которых изготавливаются шлифы в двух (или в трех) ортогональных сечениях, которые соответствуют главным деформационным плоскостям. Применяется также метод множественных сечений для восстановления трехмерной морфологии структур (например, для стилолитовых швов [Smith, 2000] или для гелициновых структур в порфиробластах (см. разд. 5.6) [Stallard et al., 2003]).

Помимо оптического поляризационного микроскопа в петротектонике используются катодоллюминесцентный и лазерно-интерференционный методы, исследования с привлечением сканирующего и трансмиссионного микроскопов, рентгеномография [Vernon, 2004]. *Катодоллюминесцентный метод* основан на люминесценции (свечении) многих минералов в пучке электронов за счет дефектов кристаллической решетки и микропримесей и применяется для изучения зональности, микротрещиноватости и структур замещения в кварце, карбонатах, полевых шпатах и других минералах. Этот метод используется для диагностики бесцветных в проходящем свете минералов; например, кварц, калиевый полевой шпат и плагиоклаз в тонкокристаллическом агрегате хорошо различаются катодоллюминесцентными окрасками.

Использование *лазерно-интерференционных микроскопов* дает возможность определить тончайшие вариации химического состава минералов, пользуясь технологией точного определения показателя преломления.

Электронная микроскопия используется для изучения внутренней структуры зерен, структуры и минерального состава тонкокристаллических агрегатов, зональности зерен, их взаимных соотношений. Сканирующий и трансмиссионный микроскопы различаются принципом действия. В *сканирующем микроскопе* пучок электронов сфокусирован на небольшом участке поверхности образца и последовательно переходит от одного участка к другому (сканирует поверхность); отраженное изображение от каждого участка поступает на детектор и от него на монитор. В *трансмиссионном микроскопе* электронный пучок просвечивает образец и, расширяясь и увеличивая изображение, поступает на экран (рис. 2.17). Таким образом, в обоих случаях используется электронный пучок, но сканирующий электронный микроскоп является отражающим, а трансмиссионный – просвечивающим.

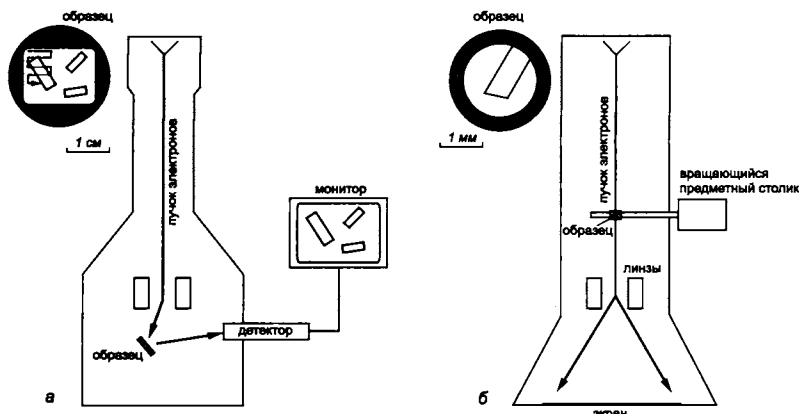


Рис. 2.17. Принципиальные схемы сканирующего (а) и трансмиссионного (б) электронных микроскопов. В сканирующем микроскопе электронный пучок сфокусирован на небольшой площадке. Отраженные от поверхности образца электроны регистрируются, и результирующее изображение показывается на мониторе. Перемещение пучка электронов по поверхности образца позволяет создать изображение всей поверхности образца, смонтированное из частных фрагментов. В трансмиссионном микроскопе образец для исследования имеет меньшие размеры. Проходящий через весь образец пучок электронов увеличивается системой линз и проецируется на принимающий экран [Passchier, Trouw, 1996].

При проведении *рентгенотомографии* устанавливают затухание рентгеновского излучения в горных породах, различающееся в зависимости от минерального состава. Вращая источник рентгеновского излучения и детектор вокруг образца горной породы, получают отображения серии двумерных сечений, которые путем пересчета преобразуются в трехмерную компьютерную модель зерен в агрегате, дающую объемное представление о пространственных взаимоотношениях зерен и их размерности.

Существует также ряд специальных методов, направленных на изучение микроструктурных особенностей горных пород. Стоит упомянуть методы определения РТ-параметров и дифференциального стресса, скорости и величины деформации (см. разд. 4.8, 4.9, 4.10), методы кинематического анализа вращения жестких включений (см. разд. 5.5), порфириобластов (см. разд. 5.6) и зон милонитов (см. разд. 5.7.4). Широко применяются методы изучения газовой-жидких включений в минералах, нацеленные на определение РТ-условий минералообразования [Passchier, Trouw, 1996] и экспериментальные методы изучения деформационных структур в горных породах [Tullis et al., 2000] (см. разд. 4.8, 4.9).

В последние годы для изучения процессов структурообразования в горных породах широко применяется аналоговое моделирование. Так, для воспроизведения процессов растворения под давлением применяются увлажненные каолин-галитовые модели [Bos, Spiers, 2001], структуры милонитов и процессы рекристаллизации моделируются с использованием полимеров [Вихерт, 1997; Hervegh, Handy, 1998; Ree, Park, 1997], а синтетические соли применяют для моделирования процессов разориентировки кристаллов при деформации [Trimby et al., 2000].

2.5. Стрейн-анализ и стресс-анализ

Определения величин деформации (стрейн-анализ) и вызвавших деформацию напряжений (стресс-анализ) являются составными частями кинематического и динами-

ческого анализ, причем переход к динамическому анализу не всегда осуществим на практике.

Под *стрейн-анализом* понимается определение эллипсоида конечных деформаций: ориентировки главных осей и величину деформаций вдоль них [Родыгин, 1996; Ramsay, Huber, 1983] (см. разд. 5.9). Как частный случай решения этой задачи можно рассматривать определение только ориентировки главных осей. Чтобы оценить деформацию (в узком смысле – изменение формы объекта), нужно знать, какова была форма этого объекта до деформации. К сожалению, в геологии не так много объектов, которые могли бы быть использованы для точного решения такой задачи. Частным случаем является деформация сферических объектов (оолитов, конкреций, некоторых палеонтологических остатков в осадочных породах, миндалин и пузырьков в вулканических породах и др.). При проведении анализа следует учитывать возможное различие в вязкости вмещающих пород и включений, а также неидеально сферическую форму включений до деформации.

Другим, не менее эффективным методом является определение величины деформации по палеонтологическим остаткам (граптолитам, трилобитам, аммонитам), соотношения линейных размеров которых твердо установлены на основе статистического материала их изучения. Задача сводится к вычислению линейных и угловых мер деформации в деформированной окаменелости (ряд примеров приведен в [Гончаров и др., 2005; Родыгин, 1996]), хотя и в этом случае приходится учитывать различия свойств объекта-включения и матрикса. Вместе с тем, наличие различных стрейн-индикаторов и сопоставление данных между собой позволяет провести более объективную оценку величины деформации, определить ее механизмы в системе «матрикс–включение» и в ряде случаев – оценить изменение объема при деформации [Goldstein et al., 1998].

В общем случае определение величины деформации может быть проведено по эллиптическим объектам (гальки в конгломератах, так называемый *R-φ метод* [Ramsay, Huber, 1983]), по первоначально изотропно распределенным зернам горных пород (метод «от центра к центру» и его графическое решение – *метод Фрая* [Fry, 1979], см. разд. 5.9). Существуют также некоторые простые методы, основанные на определении величины деформации укорочения – удлинения по деформационным структурам и текстурам горных пород (см. разд. 5.9). Несколько более обширным становится арсенал методов кинематического анализа, когда требуется определить ориентировку только главных осей или (в еще более простом случае) только оси укорочения или удлинения. Здесь практически все деформационные структуры и текстуры горных пород (см. гл. 5 и 6) могут рассматриваться как своеобразные деформационные маркеры и кинематические индикаторы.

Полученные экспериментальные данные по деформации горных пород позволяют использовать для реконструкции ориентировки главных осей эллипсоида деформации преимущественные ориентировки кристаллографических осей и систем скольжения [Добржинская, 1989; Родыгин, 1996; Fliervoet et al., 1999; Lister, Hobbs, 1980; Mauler et al., 2001 и др.] (см. разд. 4.10). Методы стрейн-анализа, основанные на анализе кристаллографических ориентировок, в совокупности с анализом кинематических индикаторов (см. разд. 5.5, 5.6, 5.7.4) нередко позволяют определить тип деформации

(чистый или простой сдвиг) и в ряде случаев (например при соосном характере деформации) использовать полученные результаты и для динамического анализа.

В макромасштабе решение задач стрейн-анализа реализуется при построении *сбалансированных разрезов* [Groshong, 2006; Ramsay, Huber, 1987]. Сущность метода, предложенного еще в начале XX в. [Chamberlin, 1910], состоит в том, что деформированный (реальный) разрез через складчато-разрывную структуру и разрез-реконструкция первоначального состояния должны иметь одинаковую площадь (рис. 2.18). В общем виде предполагается, что объем при деформации не меняется, а деформацией вдоль оси складок для многих изучаемых структур можно пренебречь [Dahlstrom, 1969]. По сути, в таком виде, с реконструкцией первоначальной длины слоев до образования складок, этот метод можно использовать для определения величины деформации укорочения в складчатых и покровно-складчатых областях.

Стресс-анализ позволяет определить тип напряженного состояния, ориентировку и величину главных напряжений. Измерить величину напряжений можно непосредственно *in situ*, в массиве горной породы [Шейдеггер, 1987]. *Метод снятия нагрузки* (разгрузки) заключается в измерении деформации породы в естественном залегании, где она подвергалась напряжению. Напряжение вычисляется по наблюдаемой деформации. На практике такие измерения проводят следующим образом: к отшлифованному забою скважины прикрепляют двумерный тензометр с пьезоэлектрическим или фотоупругим датчиком, затем производится бурение с отбором керна. Вместе с прикрепленным тензометром керн извлекается. При сбросе напряжений фиксируют показания тензометра, и по величине деформации рассчитывается напряжение, которое действовало на керн до извлечения из скважины. Упругие свойства керна материала, требуемые для расчета напряжений, устанавливаются в лаборатории. Поскольку при использовании двумерного тензометра для определения полного тензора напряжений в данном месте требуется бурение как минимум трех скважин, то может быть использован трехосный тензометр.

Для измерения напряжений также применяют *метод восстановления*. В коренной стенке горной выработки или обнажения делают небольшое углубление (паз), стенки которого под действием напряжений испытывают смещение. Это смещение ликвидируется домкратом с измерением действующей на домкрат силы. Измерение напряжений может проводиться как с чисто научными целями, так и для предотвращения горных ударов, вызванных накоплением упругой энергии в массивах горных пород,

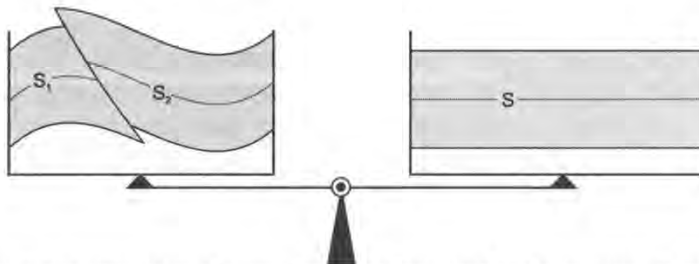


Рис. 2.18. Весы, иллюстрирующие принцип равенства площадей при построении сбалансированных разрезов ($S = S_1 + S_2$): реконструированный разрез (справа) имеет ту же площадь (вес), что и реальный деформированный разрез (слева). По [Groshong, 2006] с изменениями.

приводящим к внезапному быстрому разрушению предельно напряженной части массива породы, прилегающей к подземной горной выработке.

Напряженное состояние массивов горных пород можно оценивать по *трещинам гидроразрыва*, возникающим при оказании давления на стенки скважины при закачивании в них жидкости – операции, проводящейся для «разрыхления» пород и увеличения нефтедобычи. Теоретически обосновано, что трещины гидроразрыва формируются параллельно оси наибольшего сжатия [Шейдеггер, 1987] (см. разд. 1.8, 5.4). *Петрофизические методы* [Старостин и др., 1994] позволяют оценить напряженное состояние горных пород по скоростям прохождения через них сейсмических волн.

Непосредственное измерение напряжений является довольно трудоемкой задачей. Поэтому, как правило, напряженное состояние воссоздается по проявлениям деформации. Строго говоря, такой анализ можно провести только при связи состояния деформации с единственно возможным упругим состоянием, как в линейно упругом материале. На практике доступными для изучения (и то лишь при благоприятных обстоятельствах) оказываются только те проявления упругих деформаций, которые связаны со структурами и текстурами, возникшими при образовании остаточных деформаций конечной величины. В принципе, можно считать, что установление напряженного состояния по конечной деформации невозможно, так как каждая конечная деформация – результат сложения большого ряда бесконечно малых частных деформаций. Каждая из этих слагаемых связана через свойства материала с мгновенным напряженным состоянием, и эта зависимость будет иметь один и тот же вид для разных слагаемых лишь в редких случаях. Кроме того, в реальных горных породах вид напряженного состояния и их упругие свойства меняются при деформации, и последнее состояние конечной деформации не имеет связи с каким-либо отдельным напряженным состоянием. Тем не менее, напряжение вызывает деформацию, а деформация запечатлена в структуре.

Релаксационная модель (см. разд. 1.6), в которой приращение пластических деформаций является результатом снятия (релаксации) упругих напряжений, позволяет во многих случаях сопоставлять положение осей укорочения – удлинения эллипсоида деформаций и осей сжатия – растяжения эллипсоида «палеонапряжений». Это касается прежде всего деформационных структур и текстур горных пород, внутрикристаллических структур (двойников, кинкбандов), ориентировок активных систем скольжения в кристаллах, оцениваемых при анализе кристаллографических ориентировок. Результаты экспериментальных исследований позволяют количественно оценить величину дифференциальных напряжений (см. разд. 4.8). Понятные всем допущения, положенные в основу реконструкции действующих сил, приводят к своеобразному жаргону, когда термины «напряжения» и «деформации» трактуются достаточно вольно, подменяя друг друга.

Разрушение горных пород под действием напряжений приводит к образованию трещин. В структурной геологии, сейсмотектонике и неотектонике широкое развитие получили методы изучения трещиноватости пород и оценки (реконструкции) природных напряжений по совокупности возникших разрывных нарушений (см. обзоры [Ребецкий, 2002; Родыгин, 1996]). Все методы реконструкции природных напряжений можно разделить на две группы в соответствии с принципами, лежащими в основе

перехода от структурно-кинематических данных о разрывах и трещинах к тектоническим напряжениям. В методах структурного анализа такой переход обосновывается закономерностями механики прочности (теория Кулона–Мора, или теория максимальных касательных напряжений, см. разд. 1.7.1), а в методах дислокационного анализа – положениями теории скольжения Батдорфа–Будянского, созданной для описания пластического течения за счет дислокаций и микротрещин и примененной к процессам образования макроскопических разрывов и трещин. В первой группе методов, как правило, используются данные только о плоскостях залегания трещин, а во второй в равной мере применяются также данные о направлениях относительного смещения бортов разрывов [Ребецкий, 2002].

В методах структурного анализа предполагается, что во время образования систем сколовых трещин поле напряжений было близким к постоянному либо параметры тензора напряжений менялись пропорционально одному параметру (условие простого нагружения, квазиоднородная деформация на стадии разрушения). При интерпретации выполнение условия квазиоднородности деформации, положенное в основу метода, требует выделения четырехмерных (пространство+время) макрообъемов, в пределах которых должна быть собрана структурно-кинематическая информация о сколовых трещинах. Для динамического анализа с использованием трещиноватости были разработаны *метод сопряженных пар сколов* [Гзовский, 1954] (рис. 2.19), *метод поясов трещин* [Данилович, 1961], *метод тектонодинамического анализа* [Николаев, 1977], *метод квазиглавных напряжений* [Парфенов, 1984], *метод морфокинематического анализа* [Гинтов, Исай, 1984], *метод структурно-геоморфологического анализа* [Сим, 1996] и др.

Методы дислокационного анализа основаны на предположениях, наиболее четко сформулированных в работе [Гущенко, 1981]. Согласно О.И. Гущенко, в процессе упругопластического деформирования преобразование части упругих деформаций в необратимые (остаточные) может осуществляться как за счет сдвигов по вновь образующимся поверхностям трещин, так и за счет смещения стенок уже существующих трещин и разрывов различного масштабного уровня. При этом каждое индивидуальное смещение вдоль поверхности трещины возмущает поле напряжений только более низкого масштабного уровня и не влияет на кинематику трещин этого же масштаба. Направление среднего вдоль поверхности скола смещения совпадает с направлением действия среднего на этой поверхности касательного напряжения, отвечающего искомому для квазиоднородного макрообъема тензору эффективных напряжений. К методам дислокационного анализа относят *кинематический метод* [Гущенко, Сим, 1974], *метод локализации разрушения* [Angelier, 1984] и др.

Иными словами, нагружение некоторого объема вызывает формирование в нем сколовых трещин после превышения предела прочности. Ориентировка этих сколов, направление перемещения по ним в том же поле напряжений и статистический анализ некоторой выбранной однородной совокупности трещин позволяют сделать вывод об ориентировке осей главных напряжений. В «дислокационных» методах анализ проводится исходя из того, что макрообъем уже содержал в себе трещинные неоднородности, ориентировка которых определяет направление подвижек по трещинам. При этом могут возникать новые трещины. На едином масштабном уровне происходит

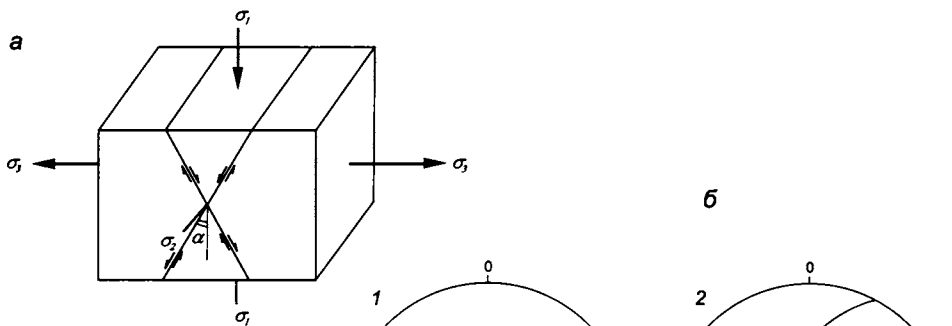


Рис. 2.19. Принцип определения ориентировок осей палеонапряжений методом сопряженных пар сколов [Гзовский, 1954]. Ориентация сколов по отношению к главным осям напряжений (а), α – угол между плоскостью скола и осью девиаторного напряжения максимального сжатия. Реконструкция осей палеонапряжений с использованием стереографической проекции (б). При реконструкции ориентации главных осей тензора напряжений выделяют сопряженные пары сколовых трещин – одновозрастные трещины, сформировавшиеся в условиях однородного поля напряжений. При этом сопряженность сколовых разрывов двух направлений определяется по их слиянию, взаимному пересечению и противоположности направлений смещений. Линия пересечения этих трещин совпадает с осью промежуточного главного напряжения, а биссектрисы смежных углов – с направлениями осей главных напряжений. На рисунке показана последовательность операций при реконструкции напряжений методом сопряженных сколов. Даны две сопряженные трещины скальвания (1 – аз. над. 160, уг. 40, 2 – аз. над. 298, уг. 60). На стереографическую проекцию (нижняя полусфера) выносятся полюсы трещин P_1 и P_2 (1) и наносятся соответствующие им дуги плоскостей S_1 и S_2 (2). Пересечение плоскостей сколовых трещин определяет ось σ_2 (3). Оси σ_1 и σ_3 располагаются на дуге большого круга, построенной относительно полюса σ_2 , на серединах отрезков этой дуги, заключенных между дугами S_1 и S_2 (4). Ось сжатия σ_1 располагается в квадранте сжатия, определяемого меньшим углом между плоскостями, ось растяжения σ_3 – в квадранте растяжения. При индексации осей главных напряжений используются также данные о направлениях смещения вдоль стенок сопряженных пар трещин.

перемещение по некоторой совокупности трещин, при этом единичные смещения не влияют на кинематику трещин того же масштаба.

На практике большинство методик структурного и дислокационного анализа трещин сопровождается массовыми замерами элементов залегания трещиноватости и направлений смещений по ним. Эти данные выносятся на стереограммы и анализируются [Родыгин, 1996]. Результатом применения методов структурного анализа являются данные об ориентации трех главных напряжений. Методы дислокационного анализа позволяют определять также вид тензора напряжений и соотношение его главных значений.

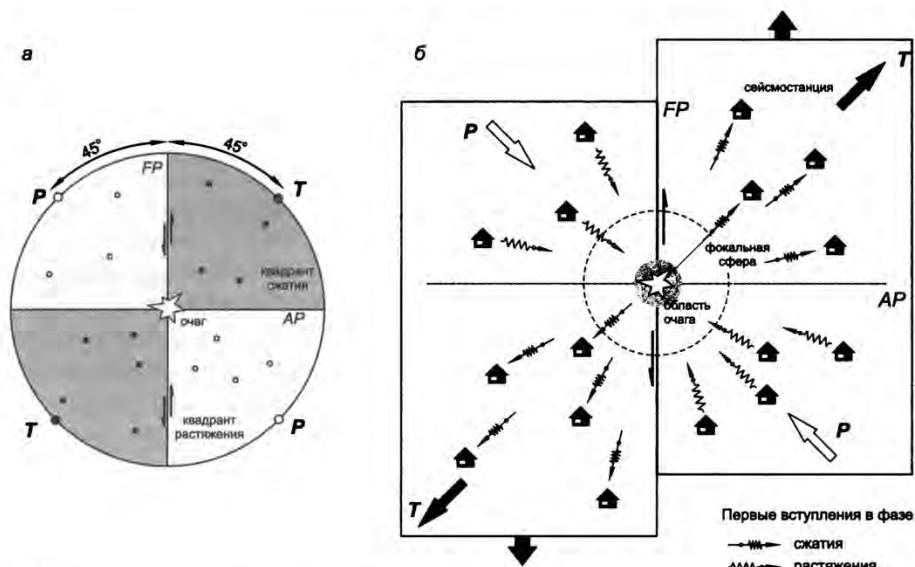


Рис. 2.20. Принцип построения диаграмм первых вступлений землетрясений (на примере сдвига). Сферическое пространство вокруг очаговой области называется фокальной сферой с центром в фокусе землетрясения (а). Смещение в плоскости разрыва вызывает распространение сейсмических волн из области очага: в секторах, расположенных по направлению смещения, сейсмическая волна приходит в фазе сжатия, в секторах, расположенных «позади» очага, – в фазе растяжения. Фокальная сфера делится плоскостью разлома (FP) и ортогональной ей дополнительной плоскостью (AP) на четыре квадранта, в двух из которых первые вступления сейсмической волны происходят в фазе сжатия, в двух других – растяжения (б). Фиксация первых вступлений осуществляется сейсмостанциями (см. б). Приход волны в фазе сжатия «отталкивает» от очага, в фазе растяжения – «дергает» к очагу. На основе совокупности данных о первых вступлениях (фаза и направление волны), зафиксированных многими сейсмостанциями, может быть реконструировано пространственное распределение сейсмических волн в фазах сжатия и растяжения относительно фокальной сферы. На основе этих данных может быть найдено положение плоскости разлома и дополнительной плоскости, положение осей сжатия P (биссектрисы квадрантов первых вступлений в фазе сжатия) и растяжения T (биссектрисы квадрантов первых вступлений в фазе растяжения). Как правило, для правильного определения плоскости разлома привлекаются геологические данные. На рисунке показан частный случай определения механизма очага для субвертикального левого сдвига, в общем случае диаграммы первых вступлений могут иметь различный вид (см. рис. 2.15).

Изучение *первых вступлений землетрясений* (рис. 2.20) позволяет сделать вывод о направлении перемещения по поверхностям разломов, и следовательно – ориентировке напряжений, вызвавших такие кинематические перемещения на границах литосферных плит или тектонических блоков [Введенская, 1969; Grange et al., 1984; Zoback, 1992].

2.6. Структурный парагенетический анализ

Изучение особенностей деформационных процессов применительно к геологическим объектам позволяет получать информацию о зафиксированных в конкретных структурах горных пород тектонических движениях и силах, проявившихся в регионе. Геологические структуры не образуются отдельно друг от друга и не формируют совокупности только себе подобных; итоговый результат, как правило, очень сложен

и состоит из комбинации разномасштабных структур различных типов. При исследовании любой территории в процессе геологического картирования, поисках и разведке месторождений полезных ископаемых выделяются сочетания структурных форм, полнота выделения и комплексность изучения которых определяются как стоящими перед исследователем задачами, так и его опытом и квалификацией. Геологическая среда обладает невообразимо большим количеством комбинаций признаков – уникальных, но обладающих разной степенью сходства. Условия деформации такой среды также неповторимы в деталях, поскольку нагружению подвергаются разные (т.е. всегда уникальные) объемы геологической среды, а параметры нагружения, в свою очередь, определяются варьирующими внешними условиями.

Поскольку субстрат и внешние условия определяют уникальную комбинацию в каждом конкретном случае, то структуры и, тем более, их сочетания также являются уникальными. Это свойство характерно не только для геологических структур деформационного происхождения, но и для других геологических процессов. Несмотря на это, структурный результат часто получается сходным. Еще в начале XX в. были выделены альпинотипные и германотипные складчатые области, в которых сочетание складчато-разрывных структур напоминало, соответственно, Альпы с их шарьяжами и лежачими, тесно сжатыми и изоклинальными складками, и Саксонские горы с пологими, часто открытыми, коробчатыми и килевидными складками, нарушенными крутопадающими взбросами и сбросами [Ажгирей, 1956]. Выделение таких устойчиво повторяющихся сочетаний структур привело к появлению направления, которое получило название структурного парагенетического анализа, а такие устойчивые сочетания структур было предложено называть *структурными парагенезами* [Лукиянов, Щерба, 1972].

Парагенетический подход к изучению геологических структур, основанный на эмпирических обобщениях обширного фактического материала, был «заимствован» из минералогии и петрографии, где под понятием парагенеза (парагенезиса) понималось сонахождение минералов, возникающее в результате одновременного или последовательного образования, то есть связанных генетически [Лукиянов, 1991]. Подобно минералам в горных породах, геологические структуры образуют закономерные сочетания. Повторяемость сонахождения интересующих нас объектов «*позволяет предвидеть появление определенных членов парагенеза в том или ином месте по закономерностям строения парагенезов и их рядов*» [Лукиянов, 1997]. Этим определяется практическая ценность структурного парагенетического анализа для геологического картирования и поисковой геологии.

Структурный парагенетический анализ – отечественное научное направление. Развитие структурного парагенетического анализа и введение термина «структурный парагенез» в практику структурно-геологических исследований в нашей стране связано с именем А.В. Лукиянова [Лукиянов, Щерба, 1972], хотя ранее В.В. Белоусов предлагал выделять «сочетания структурных форм» (исторические, механические, региональные) [Белоусов, 1971]. *Сочетания структурных форм* возникают в разных условиях и характеризуются различными причинами [Белоусов, 1971, 1986]. *Механическое сочетание структурных форм* возникает в единой механической обстановке, в едином поле тектонических напряжений. Сочетания структурных форм могут быть обусловлены их исторической последовательностью; при неоднократных, накладыва-

ющихся друг на друга деформациях создается *историческое сочетание структурных форм*. Существуют закономерности размещения различных структурных форм и их комплексов в региональном плане, определяемые общими законами развития земной коры (*региональное сочетание структурных форм*).

Парагенезы (парагенезисы) структурных форм – это такие комплексы (наборы) простейших структурных форм, которые составляют единые тектонические зоны, занимающие определенные объемы горных пород и отличающиеся по структуре от соседних участков. Элементарные структурные формы, входящие в парагенезис, тесно связаны друг с другом. Одинаковые парагенезисы структур встречаются неоднократно в разных местах и среди разных по возрасту структур, образуя сходные по морфологии тектонические зоны. Для выделения парагенезиса структур необходимо, чтобы набор структур составлял единое целое и был устойчивым, то есть повторялся неоднократно [Лукиянов, Щерба, 1972; Лукиянов, 1991].

В общем случае понятию парагенеза структурных форм отвечает любой из трех типов указанных сочетаний структур, однако в определении парагенеза основной акцент делается на устойчивости, повторяемости сочетания структур. Впоследствии появился целый ряд определений – уточняющих или, наоборот, более обобщенных [Вознесенский, 1984; Паталаха, 1985; Расцветаев, 1987; Талицкий, 1994а; Милеев, 1978; Миллер, 1997 и др.]; к сожалению, общепринятого понимания термина до сих пор не существует, хотя термин активно употребляется.

В первоначальном определении под парагенезом понималось нечто значительное по размеру (тектоническая зона). Кроме того, в основе введенного термина лежит эмпирический характер выделения структурных парагенезов, а общность происхождения элементарных входящих в парагенез структур только подразумевается. В более поздних определениях генетический оттенок (определение условий формирования) доминирует: это и «*воздействие тектонического режима*» [Старостин, 1988], и «*общая геолого-механическая природа*» [Расцветаев, 1987], «*единое генеральное поле напряжений*» [Милеев, 1978], «*единая дислокационная обстановка*» [Миллер, 1997], «*определенные механические обстановки*» [Талицкий, 1994а].

Для характеристики соотношения структурных парагенезов различных масштабных уровней был введен термин «структурный рисунок». *Структурным рисунком* предлагалось называть совокупность различных структурных парагенезов определенного масштаба, образующих структурный парагенез более крупного масштаба [Лукиянов, 1991]. Структурный рисунок, таким образом, характеризует пространственные соотношения разновозрастных структурных парагенезов, составляя из последних «объемную» конструкцию. Термин «структурный рисунок» часто (особенно в англоязычной литературе, *structural pattern*) используют как морфологический термин, определяющий особенности пространственного размещения геологических структур и отображение его на геологической карте [Вознесенский, 1984; Галкин, 1997а].

Как синоним термина «структурный парагенез» довольно часто употребляются имеющие более широкое толкование термины «структурные ансамбли», «структурные ассоциации». Иногда их используют для того, чтобы подчеркнуть отличие наблюдаемых сочетаний структур от собственно парагенеза – например, при выделении сочетания структур «в широком смысле». Такая двойственность заставляет отказат-

ся от употребления терминов «структурный ансамбль» и «структурная ассоциация», если они не сопровождаются специальным пояснением.

Механический подход к проведению структурного парагенетического анализа основан на представлении о *структурных парагенезах* как закономерных сочетаниях различных элементарных структур, сформировавшихся в определенных механических обстановках [Талицкий, 1994а] (см. разд. 3.6, гл. 9). Различные примеры парагенезов будут рассмотрены далее (гл. 4–9).



3. СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЕ В НЕОДНОРОДНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ

... Так и природа, доведя
До совершенства всякое свое,
Искусное подчас, сооруженье,
Вмиг начинает разрушать его,
Швыряя вкруг разрозненные части.

Дж. Леопарди. Песни (1831 г.)

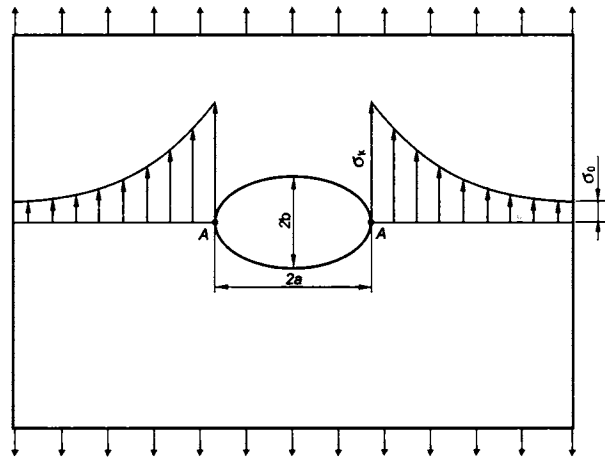
Основным свойством геологической среды является неоднородность ее строения. В отличие от сплошной среды, свойства которой в физических моделях равномерно распределены по всему объему, геологическая среда по своей природе является резко неоднородной. В любой горной породе физические свойства меняются от зерна к зерну и от слоя к слою. Физическая модель сплошной среды позволяет математически непротиворечиво описать деформацию некоторого объема среды только в том случае, если рассматриваемый объем значительно (на несколько порядков) превосходит размер неоднородностей среды. Прямые и множественные наблюдения свидетельствуют о том, что наблюдаемые геологические структуры сформированы собственно неоднородностями и благодаря им, иначе структурный результат был бы неразличим. С точки зрения структурного анализа (см. разд. 2.1) нас интересуют прежде всего неоднородности и их роль при деформации, а не абстрактная физическая модель деформации некоторого объема.

3.1. Концентраторы напряжений и их типы

При нагружении неоднородно построенного объема распределение в нем напряжений также будет неоднородным. *Концентраторами напряжений* называют участки среды, в которых напряжения благодаря присутствию неоднородностей превышают средние напряжения в данном объеме. В реальной геологической среде величина и нормальных, и касательных напряжений изменяется от точки к точке благодаря сложному распределению действующих сил в деформируемом объеме, определяющемуся концентраторами напряжений.

В физике понятие концентраторов напряжений было предсказано теоретически в начале XX в. на примере отверстий в конструкционных материалах и впоследствии было подтверждено экспериментально. Так, при растяжении металлической пластинки вблизи контура отверстия уровень напряжений в несколько раз выше, чем вдали от него (рис. 3.1). Таким образом, резкое изменение формы поверхности упругого тела приводит к появлению концентраторов напряжений в непосредственной близости от такого места. Явление возникновения локального пика напряжений получило название концентрации напряжений [Партон, 1990]. Бытовой и общепонятный смысл кон-

Рис. 3.1. Концентратор напряжений вблизи контура эллиптического отверстия в металлической пластинке. Решение Колосова–Инглиса: для эллипса с соотношением полуосей $a/b = 3$ напряжения в концентраторе (σ_x) превышаются в $1 + 2(a/b) = 7$ раз [Паргон, 1990].



центрации напряжений и последующего разрушения в области концентраторов очень емко выражен в пословице «где тонко, там и рвется».

В геологических объемах концентраторы распределены по всему объему, поскольку резкие изменения поверхностей (границы зерен, шарниры складок, разрывы) распространены повсеместно [Талицкий, 1991, 1994б; Талицкий, Галкин, 1989, 1997а и др.]. Для иллюстрации достаточно привести примеры концентрации напряжений у окончаний трещин, а также вокруг жестких включений (например зерен пирита) в матриксе (см. разд. 4.6, 5.1.2, 5.5). Как в конструкционных материалах, так и в горных породах напряжения вблизи концентраторов могут расти не бесконечно, а лишь до некоторых определенных пределов. Самое важное, что именно в областях концентрации напряжений активизируются необратимые процессы пластической деформации, направленные на снижение этой концентрации, и именно в областях концентраторов начинается разрушение путем образования трещин скола или отрыва.

В областях концентраторов напряжений и скорость, и величина деформации должна быть выше, чем в целом по объему породы, и, таким образом, наличие концентраторов напряжений приводит к неравномерному распределению деформаций (часто говорят об областях *концентраторов деформаций*, или областях сконцентрированных деформаций). Результатом деформации в областях концентраторов напряжений является образование различных геологических структур. В зависимости от доминирующих механизмов деформации это могут быть как структуры сжатия, так и структуры растяжения. В соответствии с этим можно говорить о концентраторах напряжений сжатия и растяжения. Несмотря на многообразие геологических структур, морфологические типы неоднородностей, которые они образуют, а следовательно и типы концентраторов напряжений, немногочисленны.

Пространственный тип концентратора характеризует морфологию участка повышенных напряжений. В геометрическом смысле можно говорить о точно-объемных (точечных), линейно-объемных (линейных), уплощенно-объемных (плоскостных) и собственно объемных концентраторах (рис. 3.2).

К *точечным концентраторам* относятся, например, участки соприкосновения жестких зерен (см. рис. 3.2, а). В общем случае участок соприкосновения зерен может

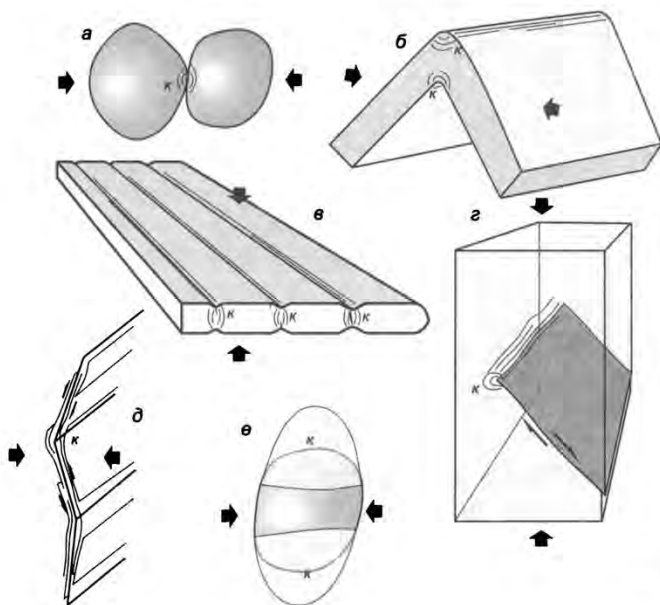


Рис. 3.2. Основные типы концентраторов (κ) в геологической среде: *a* – точечный на контактах зерен; *б-г* – линейные в зоне шарнирного изгиба (*б*), в областях шеек будин (*в*), на фронте распространяющегося разрыва или дайки (*г*); *д* – плоскостные на нагруженных границах кристаллов (блоков); *е* – объемный концентратор растяжения в тени давления зерна.

представлять собой некоторую плоскость, или часть поверхности, но площадь контакта этой поверхности будет мала по сравнению с размером зерна, поэтому и область концентратора можно представить в качестве некоторого объема, стянутого к точке.

Линейные концентраторы могут формироваться при изгибе слоев горных пород. Наиболее ярким примером являются складки шарниров, деформации в которых и основные напряжения сконцентрированы вдоль шарниров (см. рис. 3.2, *б*), хотя и для складок других типов изгиб поверхностей должен сопровождаться формированием по поверхности изгибаемого слоя линейных концентраторов. Муллионы, кинкбанды (в области шарнирных изгибов), будины (в области шеек, см. рис. 3.2, *в*) также формируют зоны линейных концентраторов. Частным случаем линейных концентраторов является область фронтального окончания растущих трещин и разрывов (см. рис. 3.2, *г*). В плоском сечении такой концентратор может быть отнесен к точечным, но в объеме фронт распространяющейся трещины сопровождается областью концентрации напряжений, линейно вытянутой вдоль этого фронта.

Плоскостные концентраторы могут формироваться вдоль уплощенных неоднородностей (например даек или границ слоев в толще пород), на границах плотно упакованных зерен в кристаллических агрегатах (см. рис. 3.2, *д*), в зонах взаимодействия тектонических блоков.

К объемным концентраторам (см. рис. 3.2, *е*) могут быть отнесены участки теней давления (концентраторы растяжения) как небольших включений, так и крупных геологических тел, например, интрузивных массивов или жестких докембрийских блоков. Размеры объемных концентраторов сопоставимы с размерами неоднородностей. С объемными «растягивающими» концентраторами соседствуют плоскостные или точечные концентраторы сжатия. Объемные концентраторы также могут формироваться в узлах пересечения тектонических нарушений.

Наглядное представление о концентраторах как областях повышенных напряжений и неоднородном распределении напряжений в неоднородных средах было полу-

чено П.М. Бондаренко при моделировании с использованием оптически активных материалов [Бондаренко, 1989, 1990] (см. рис. 2.8, 2.9), В.Г. Талицким и В.А. Галкиным при моделировании на эквивалентных материалах [Талицкий, Галкин, 1997б] (рис. 3.3, см. также рис. 2.5).

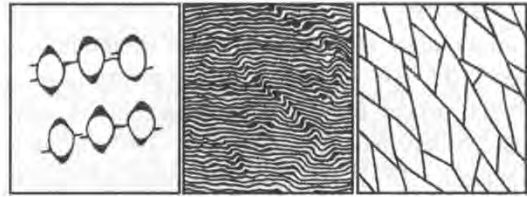


Рис. 3.3. Тектонофизические модели с изначально заданными неоднородностями внутренней структуры [Талицкий, Галкин, 1997б].

3.2. Уровни структурной организации

Любой геологический объем разбит на блоки многочисленными разрывными нарушениями и трещинами. Каждый такой обособленный тектонический блок имеет внутреннюю структуру. Если он сложен осадочными или вулканическими породами, то следующим, более мелким типом структурной неоднородности будет являться слоистость, а для метаморфических (и иногда интрузивных) пород – расслоенность. Любой слой сложен многочисленными кристаллами или (для обломочных пород) зернами. Каждый кристалл содержит множество внутренних дефектов. Такое строение может быть названо ранговым, или иерархическим. В целом неоднородная иерархически построенная геологическая среда представляет собой последовательность вложенных друг в друга неоднородностей (уровней): блоков и ансамблей блоков – слоев и пачек слоев – зерен и агрегатов зерен – внутрикристаллических дефектов (последний уровень можно называть также внутризерновым) [Талицкий, 1991, 1994б; Талицкий, Галкин, 1997а; Галкин, 1997а, б] (рис. 3.4).

Введение понятия *уровней структурной организации* тесно связано с представлением о пространственных размерах геологических структур и скачкообразным изменением размеров неоднородностей в геологической среде. А.В. Лукьяновым выделялись *масштабные уровни* структурной организации: микро- (10^7 – 10^3 м), мини- (10^3 – 10^0 м), макро- (10^0 – 10^3 м) и мегауровни

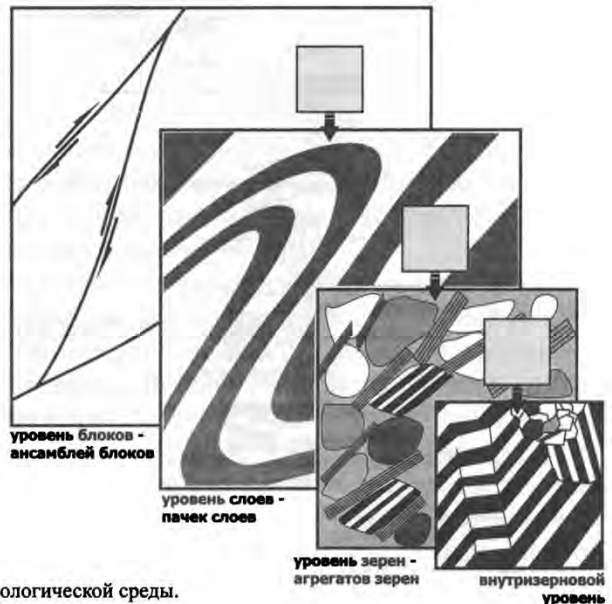
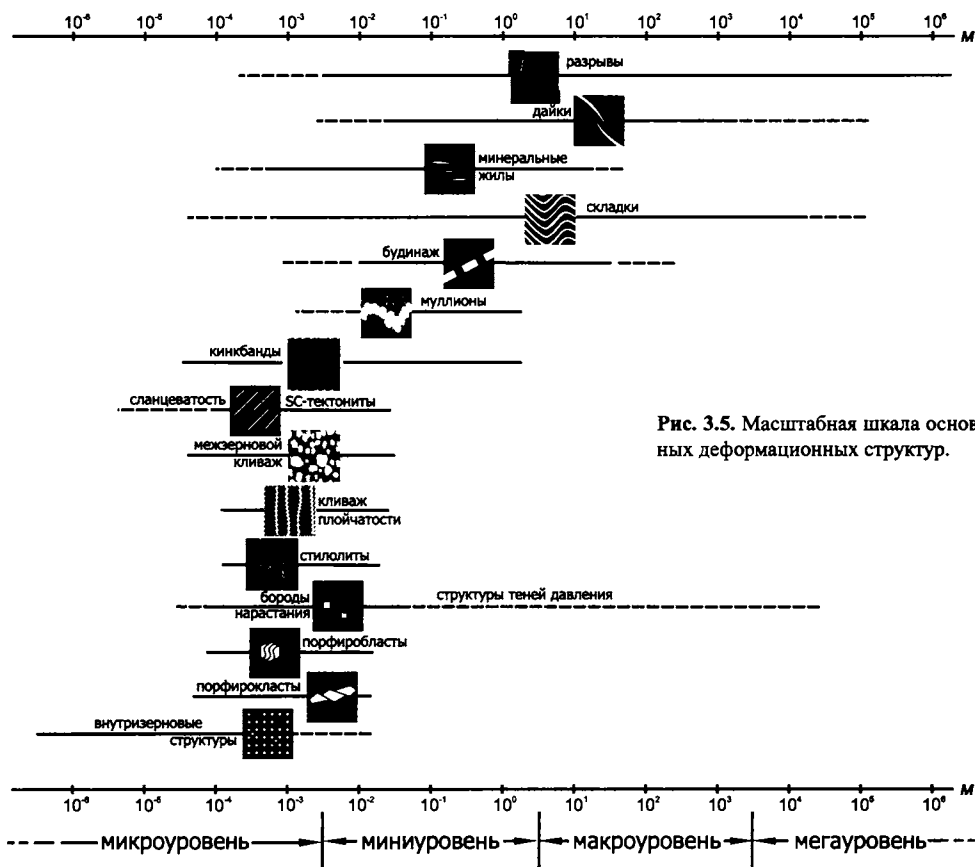


Рис. 3.4. Структурные уровни организации геологической среды.

(10^3 – 10^5 м). Масштабные уровни соответствуют размерам неоднородностей в кристаллах, горных породах, толщах, регионах [Лукьянов, 1997]. Такой масштабный подход в целом оправдывает себя, так как отражает наиболее статистически вероятные размеры неоднородностей геологической среды.

Вместе с тем, наличие расслоенности приводит к формированию как километровых складок (10^3 – 10^4 м), так и микроскладчатости, кливажа плейчатости и кинкбандов (10^{-4} – 10^{-2} м), в том числе внутрикристаллических ($< 10^{-5}$ м). Зерновой уровень также может выходить за отведенный для него масштабный интервал (10^{-3} – 10^0 м), как для ультрамилонитов (10^{-4} – 10^{-5} м), так и для валунных конгломератов и глыбовых брекчий (10^0 – 10^2 м). В то же время, обломки в тектонических брекчиях могут рассматриваться как блоки с уменьшением размера блоковых структур до 10^{-2} (микроблоки). Поэтому, хотя общая структурная организация геологической среды должна рассматриваться в общей последовательности уровней (блоков и ансамблей блоков – слоев и пачек слоев – зерен и агрегатов зерен – внутризернового), их масштабная шкала не может трактоваться строго, а определяется размером различных типов структурных неоднородностей (рис. 3.5).

Наиболее важным следствием уровневой организации является способность структурных неоднородностей разного уровня формировать различные типы концен-



траторов напряжений, обусловливающих, в свою очередь, характер деформации геологической среды.

3.3. Модель среды со структурой и мезомеханика

Любой физический процесс может быть изучен, описан математически, смоделирован. С точки зрения механики твердого тела, процесс пластической деформации и разрушения твердых тел можно описать на основе двух подходов: механики сплошной среды и теории дислокаций. В механике сплошной среды (см. разд. 1.1) поведение материала под нагрузкой объясняется с помощью интегральных характеристик среды: внутренняя структура материала не учитывается, тензоры напряжений и деформаций являются симметричными. Модели механики сплошных сред успешно применяются для решения ряда тектонических задач (например [Теркот, Шуберт, 1985]), ограничивая круг таких задач гипотезами, положенными в основу модели.

Теория дислокаций в кристаллофизике описывает микроскопическое поведение твердого тела: на основе изучения элементарных пластических деформаций определяются механизмы зарождения пластических трещин, объясняется поведение дислокационных ансамблей и дается физическая интерпретация феноменологических закономерностей механики сплошной среды. Полученные закономерности используются в структурном анализе для интерпретации внутрикристаллических дислокационных структур (см. гл. 4).

В последние годы возникло новое направление – *физическая мезомеханика структурно-неоднородных сред*, в основе которой лежит концепция структурных уровней деформации твердых тел (журнал «Физическая мезомеханика» издается с 1998 г.). Фактически физическая мезомеханика является связующим звеном между механикой сплошной среды и физикой дислокационной пластичности. Предметом физической мезомеханики является рассмотрение нагруженного твердого тела как многоуровневой самоорганизующейся системы, уровни которой (микро-, мезо- и макро-) органически взаимосвязаны [Панин и др., 1990, 1995]. В такой синергетической модели пластическая деформация рассматривается как многоуровневый релаксационный процесс, в котором самоорганизация локальных структурных превращений обуславливает формирование диссипативных структур, эволюция которых определяет характер пластического течения и разрушения материала.

В рамках физической мезомеханики пластическая деформация твердого тела связана с потерей телом сдвиговой устойчивости и протекает как многоуровневый релаксационный процесс. Вначале потеря сдвиговой устойчивости происходит на микроуровне в локальных зонах кристаллической решетки. Возникающие на структурных неоднородностях микроконцентраторы напряжений вызывают локальную перестройку кристаллической решетки в определенных кристаллографических направлениях. В ходе деформации плотность дислокаций возрастает, и при некотором ее критическом значении теряется сдвиговая устойчивость в протяженных областях решетки. Согласно мезомеханике [Панин и др., 1990, 1995], это и есть мезоуровень. На мезоуровне становятся возможными перестроения на большие расстояния в произвольных кристаллографических

направлениях, возникают новые типы дефектов (мезодефекты – дисклинации, полосовые текстуры, кинкбанды, микродвойники, ламели и др.), зарождающиеся на мезоконцентраторах напряжений и распространяющиеся на большие расстояния через многие структурные элементы независимо от их кристаллографической ориентации. Мезодефекты, содержащие как сдвиговую, так и поворотную компоненту деформации, делают возможным перемещение в деформируемом твердом теле объемных структурных элементов различного масштаба: субзерен, зерен, их агрегатов, протяженных фрагментов материала (субблоков). На мезоуровне движение структурных элементов различного масштаба как целого становится определяющим механизмом деформации.

Когда мезодефекты пронизывают все сечение образца, наступает потеря сдвиговой устойчивости на макроуровне: сдвигонеустойчивым становится весь образец в целом. В определенном сечении образца формируется сильный макроконцентратор напряжений, который локализует макродеформацию и инициирует самосогласованное развитие всей системы мезодефектов в данном сечении. Это приводит к возникновению в зоне локализации деформации несплошностей, фрагментации материала и его разрушению [Панин и др., 1995].

Таким образом, в модели мезомеханики структурно неоднородной среды рассматривается деформация некоторого кристаллического образца. В каждом недеформированном «идеальном» кристалле новая структура приобретает за счет формирования и упорядочения (скопления) дислокаций, что приводит к дефектности кристалла за счет появления ослабленных, переполненных упорядоченными дислокациями поверхностей. Фактически, с этого момента более энергетически выгодной становится дальнейшая деформация кристаллов за счет сдвига вдоль этих поверхностей. Иными словами, деформация перешла на следующий, вновь сформированный структурный уровень – кристаллы «разбились» плоскостными неоднородностями. На этом новом уровне смещение отдельных достаточно больших фрагментов кристаллической решетки друг относительно друга приводит к формированию новых более крупных дефектов (кинкбандов, двойников, ламелей), которые, зарождаясь на мезоконцентраторах нового структурного уровня, распространяются в образце, выходя за пределы отдельных кристаллов: формируются новые субзерна (домены разбитых неоднородностями кристаллов), которые вместе с кристаллами образуют совокупность (агрегат), разбитый мезодефектами. После того как вновь образованные дефекты пронизывают все сечение образца, в некоторых зонах, ориентировка мезодефектов в которых наиболее «благоприятна» для образования макротрещины, происходит формирование сколовых трещин, и образец разрушается. Образование упорядоченной системы мезодефектов предвосхищает переход деформации на новый уровень, на котором наступает фрагментация образца с формированием новой макроструктуры (сколовой трещины), перемещение по которой оказывается более энергетически выгодным.

Физическая мезомеханика рассматривает процесс деформации твердого тела как многоуровневый релаксационный процесс. Напомним, что релаксацией (см. рис. 1.20) называется снятие упругих напряжений в теле за счет пластической деформации. С точки зрения мезомеханики, пластическая деформация осуществляется за счет релаксационной работы в концентраторах напряжений.

Конечно, принципы физической мезомеханики напрямую неприменимы к геологическим объектам, которые являются более сложно построенной системой по сравнению с образцом кристаллического вещества. Интуитивно понятно, что основные закономерности деформации в геологической среде должны быть тесно связаны с основными закономерностями физической мезомеханики. В строении любого геологического объекта существует значительное число неоднородностей, которые при его нагружении выступают в качестве концентраторов напряжений. Фактически, в отличие от идеальной модели деформируемого кристаллического образца геологическая среда изначально разбита на ряд уровней структурной организации (зерна, слои, блоки), каждый из которых в любой момент своего развития уже перенасыщен неоднородностями, которые при нагружении данного объема могут выступать в качестве концентраторов напряжений [Пономарев, 1987; Родионов и др., 1986; Садовский, 1989].

Именно неоднородности, как внутренние (неоднородности строения и состава), так и внешние (неоднородности РТ-условий деформирования и др.), являются основным фактором структурообразования. В рамках такого подхода геологическая среда представляется неоднородной иерархически построенной системой разномасштабных структурных элементов, а подобные модели объединяются под названием *моделей среды со структурой*, или *моделей структурированных сред*. Модели геологической среды и особенности структурообразования с точки зрения такого подхода были детально разработаны В.Г. Талицким и В.А. Галкиным [Талицкий, 1991, 1992, 1994б; Талицкий, Галкин, 1989, 1997а и др.].

3.4. Модель среды со структурой применительно к геологической среде

Осуществляемое в процессе тектонических деформаций структурообразование зависит не от осредненных полей напряжений, а от их концентраторов, распределение которых, в свою очередь, определяется детальной структурой геологической среды [Талицкий, 1991, 1994б; Талицкий, Галкин, 1989, 1997а и др.]. В рамках такого подхода геологическая среда представляется неоднородной иерархически построенной системой разномасштабных структурных элементов.

В простейшем виде изначально неоднородная иерархически построенная геологическая среда состоит из внутризернового уровня, уровней зерен и агрегатов зерен, слоев и пачек слоев, блоков и ансамблей блоков. Каждый из последующих уровней включает в себя предыдущие (см. рис. 3.4).

Распределение напряжений контролируется внутренней иерархической структурой системы, концентрируясь на неоднородностях разных структурных уровней, так что соответствующие им поля напряжений, накладываясь одно на другое, образуют единое интегральное резко неоднородное поле напряжений с концентраторами разного масштаба и интенсивности и, таким образом, иерархия структурных уровней порождает иерархию полей напряжений.

Остаточные деформации в нагружаемой геологической среде возникают при достижении предельных значений напряжений в концентраторах и необратимых дефор-

мационных процессах. Эти процессы могут осуществляться как механическим, так и физико-химическим путем, но все они в конечном итоге ведут к релаксации (снятию) напряжений в концентраторах. Естественно, что концентраторы любого уровня обладают собственными механизмами и временами релаксации, поэтому деформационные процессы происходят не хаотически, а закономерно и упорядоченно, последовательно переходя с уровня на уровень [Талицкий, 1991, 1994б; Талицкий, Галкин, 1997а]. Эта «программа» деформационного процесса зависит от внешних термодинамических условий, типа нагружения и от внутреннего строения самой среды.

В работе [Талицкий, Галкин, 1997а] приводится один из примеров действия концентраторов и структурных перестроек при деформации (рис. 3.6). Предположим, что некоторый объем геологической среды, состоящий из минеральных зерен, объединенных в слои, сжимается в направлении, параллельном слоистости. При этом в концентраторах напряжений зернового уровня (на контактах зерен) быстрее достигается предел упругости, после чего зерна испытывают пластическую деформацию, скорость которой зависит от уровня напряжений. При такой деформации зерна начинают сплющиваться, формируя перпендикулярную оси сжатия текстуру. При этом точечные контакты зерен (точечные концентраторы) вдоль границ постепенно заменяются плоскостными с постоянно увеличивающейся площадью. Уровень напряжений в концентраторах падает и, следовательно, для поддержания той же скорости деформации в системе требуется увеличить внешние усилия. Если к такой системе приложить силу, при которой напряжения на контактах зерен превысят предел упругости, но не достигнут предела прочности, и оставить систему в нагруженном состоянии на некоторое время, в ней начнется формирование текстуры с изменением точечных контактов на плоскостные (как это происходит при формировании межзернового кливажа, см. разд. 4.6, 5.1.2) с постепенной релаксацией напряжений.

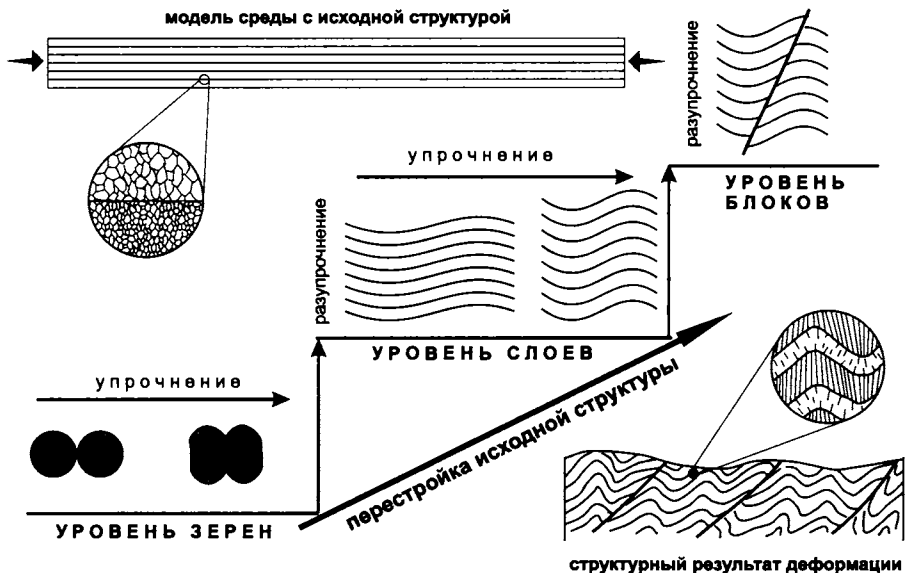


Рис. 3.6. Принципиальная схема перестроек исходной структуры геологической среды при складкообразовании в терригенной толще [Талицкий, Галкин, 1997а].

Замена точечных концентраторов на плоскостные – это не единовременный акт, а согласованное действие множества концентраторов, более или менее равномерно распределенных по объему среды. При деформации с образованием плоскостных контактов деформационные процессы могут мигрировать из областей концентраторов, преобразованных в плоскостные, в области точечных концентраторов, и так до тех пор, пока подавляющая часть концентраторов не станет плоскостными – сформируется новая текстура породы.

Поскольку смена точечных концентраторов плоскостными сопровождается снижением напряжений в них, то и скорость деформации снижается, и для поддержания скорости деформации на том же уровне требуется увеличить внешние действующие напряжения. Такой тип пластической деформации, для увеличения которой требуется дальнейшее увеличение нагрузки (и, соответственно, напряжений), называется *деформационным упрочнением* – тело начинает оказывать большее сопротивление деформации. Деформационное упрочнение постепенно ведет к исчерпанию механизмов деформации, связанных с уровнем зерен, так как происходит перестройка структуры и вслед за ним – поля напряжений.

При продолжающемся нагружении того же плана деформация перейдет на другой структурный уровень – уровень слоев (см. рис. 3.6). Если при деформации на уровне зерен слои лишь испытывали небольшое укорочение и увеличение мощности, то при потере устойчивости слои начинают изгибаться в складки. Самоорганизация складкообразования проявляется в пропорциональной зависимости длины волны складок от мощности слоев (см. разд. 7.4.1) при заполнении складками всего геологического пространства, в котором развивается складчатая деформация. При переходе деформации на уровень слоев при неизменной ориентировке внешних сил происходит перераспределение ориентировок внутренних сил, действующих в различных частях складки и вызывающих деформацию ранее образованных структур.

После формирования складок, релаксационные возможности которых также исчерпываются за счет увеличения трения между слоями на крыльях растущих складок, образуются тектонические разрывы и деформация переходит на новый структурный уровень – уровень блоков. Крылья складок, повернутые под углом к действующим силам, являются элементами структуры, наиболее подготовленными для «срывов» по ним и формированию син- и позднескладчатых разрывов. При переходе деформации на уровень блоков изменяются масштабы и механизмы релаксации напряжений, а также резко перестраивается характер деформационного процесса. На этой стадии деформация системы в целом происходит путем перемещения и поворотов новообразованных блоков, а деформация внутри системы локализуется (концентрируется) на границах блоков в зонах тектонических разрывов. В условиях сдвигового нагружения на границах блоков образуются структуры и их сочетания, кинематический анализ которых позволяет восстанавливать направление перемещения блоков по разрывам и как результат – ориентировку внешних сил.

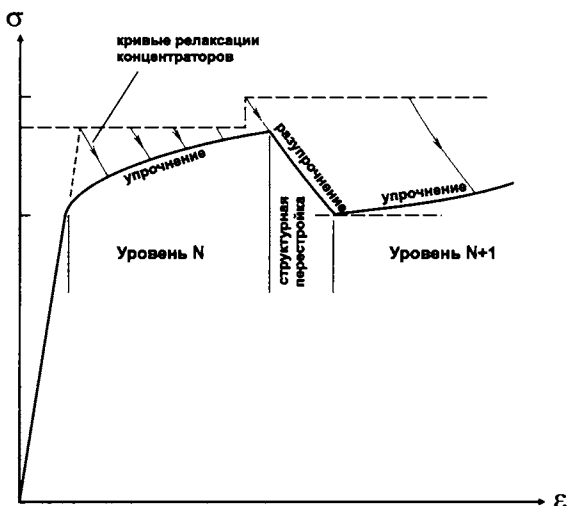
Можно считать, что закономерности взаимодействия деформационных механизмов разных структурных уровней контролируются соотношением скоростей двух процессов: скорости нагружения системы (V_n) и скорости релаксации напряжений (V_p) механизмами того или иного структурного уровня. В любой момент времени мож-

но выделить доминирующий механизм, вносящий наибольший вклад в деформацию объема на том уровне, в концентраторах которого напряжения быстрее достигают предельных значений. Возникновение деформаций в этих областях ведет к перестройке структуры (при $V_n/V_p = 1$), что вызывает перераспределение напряжений в системе и переход деформации с уровня на уровень. Когда структура в системе перестроится таким образом, что ни один из структурных уровней уже не может эффективно релаксировать напряжения, последние начинают возрастать ($V_n/V_p > 1$), что приводит к формированию зон локального разрушения, вязких разрывов, разбивающих объем на блоки, то есть появляется новый уровень структурной организации, способный эффективно релаксировать напряжения перемещением и поворотами блоков друг относительно друга по разрывам [Талицкий, 19946].

В момент структурной перестройки релаксационные процессы на новом структурном уровне протекают наиболее эффективно с увеличением скорости деформации. В этот момент времени скорость релаксации превышает скорость нагружения ($V_p/V_n > 1$) и происходит *деформация с разупрочнением*, когда увеличение деформации может осуществляться на фоне существенно более низких напряжений, чем те, которые существовали до этого (рис. 3.7).

Возможно, что свойства горных пород наиболее близки реологической модели Максвелла (см. разд. 1.6, рис. 1.22, M), в которой упругая и пластическая деформации развиваются одновременно с момента приложения нагрузки. По крайней мере, именно в модели Максвелла учитываются свойства релаксации напряжений, наблюдаемые при тектонических деформациях [Белоусов, 1986; Талицкий, 2002]. Если предположить, что деформация в теле Максвелла в какой-то момент прекращается (остановим растяжение модели, закрепив ее концы и не позволяя им приблизиться, см. рис. 1.22, M) – пружина будет постепенно сокращаться за счет перемещения поршня в элементе N , т.е. происходит снятие упругой составляющей напряжений за счет пластической деформации. Так можно представить себе единичный акт релаксации напряжений в геологической среде.

Приведенный выше теоретический пример развития деформации в среде со струк-



турой [Талицкий, Галкин, 1997a] наиболее близок складчатым зонам терригенных флишевых синклиналиев. Очевидно, что в зависимости

Рис. 3.7. Фрагмент гипотетической кривой остаточной деформации геологической среды [Талицкий, 19946]. На каждом уровне деформация с упрочнением сопровождается увеличением напряжения и протекает за счет релаксации множественных концентраторов. В момент структурной перестройки при переходе деформации с уровня на уровень деформация сопровождается разупрочнением за счет более эффективного начального действия концентраторов следующего уровня.

от конкретных условий релаксационные механизмы деформации разных уровней и «деформационная программа» могут быть различными, как в случае рассмотренной в разд. 7.4.3 стадийности складкообразования.

Изложенная принципиальная модель структурообразования в геологической среде возникла при изучении роли неоднородностей в геомеханике [Пономарев, 1987; Родионов и др., 1986], в строении геофизической среды [Садовский, 1989], при исследовании структурной эволюции разнотипных тектонических зон [Талицкий, 1992; Талицкий, Галкин, 1989; Кирмасов и др., 2000, 2004; Кирмасов, 2003, 2005]. Правомочность модели подкреплена данными тектонофизического моделирования. Наиболее полную роль структурных неоднородностей в структурообразовании была продемонстрирована на моделях, изготовленных из одного материала (влажной глины), подвергнутых однотипным условиям нагружения [Талицкий, Галкин, 19976]; исследование роли концентраторов с помощью моделирования на оптически активных материалах отражено в работах [Бондаренко, 1989, 1990]. Было показано, что именно неоднородности структуры, их тип и ориентировка определяют эволюцию структуры и конечный структурный результат (рис. 3.8, 3.9).

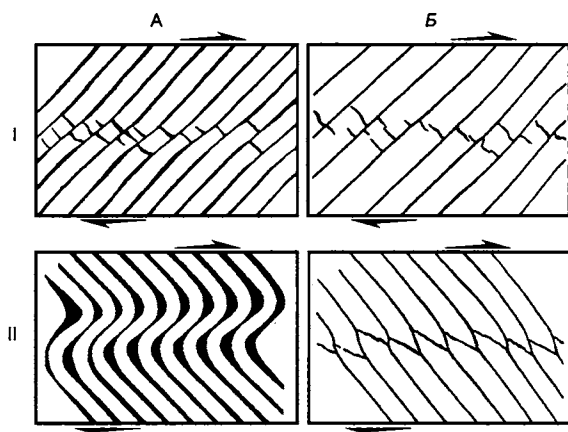


Рис. 3.8. Эксперименты по деформации слоистых моделей: I и II – различная ориентировка слоистости по отношению к действию приложенных сил, A и B – более тонкая (A) и более грубая (B) слоистость [Талицкий, Галкин, 19976].

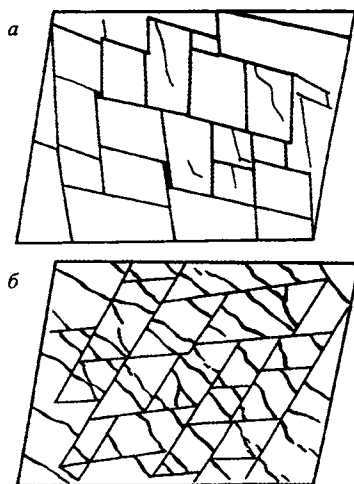


Рис. 3.9. Эксперименты по деформации блоковых моделей с различными вариантами ориентировки границ: а – ориентировки границ, при которых деформация осуществляется путем скольжения по границам блоков; б – конфигурация блоков, при которой проскальзывание их затруднено и деформация осуществляется за счет трещин отрыва, разрушающих блоки [Талицкий, Галкин, 19976].

3.5. Основные выводы

Акцентируем внимание на следующих основных моментах, положенных в основу модели структурных перестроек. Наиболее эффективно деформация осуществляется в концентраторах напряжений разных типов, наличие которых определяется неоднородностями строения среды на разных уровнях. Снятие напряжений в концентраторах (релаксация), в свою очередь, приводит к формированию концентраторов деформации.

ции – наиболее интенсивно деформированных участков геологической среды. Такие участки можно определять как *структурные концентраторы*.

Строение геологической среды естественным образом определяется наличием уровней ее структурной организации: внутризернового, зерен и агрегатов зерен, слоев и пачек слоев, блоков и ансамблей блоков. Такое иерархическое строение задано изначально. Каждый уровень перенасыщен неоднородностями и следовательно – потенциальными концентраторами напряжений.

При нагружении некоторого объема геологической среды распределение напряжений контролируется ее внутренней структурой с образованием единого интегрального резко неоднородного поля напряжений с концентраторами разных уровней и интенсивности.

Концентраторы каждого структурного уровня обладают собственными деформационными механизмами, зависящими от РТ-условий, с разными релаксационными возможностями. При деформации в каждый момент времени действуют концентраторы того структурного уровня, которые наиболее эффективно релаксируют приложенные напряжения. Релаксация напряжений в концентраторах протекает на фоне деформации с упрочнением.

Деформация в концентраторах приводит к изменению структуры породы, замедлению релаксационных процессов и как следствие – к переходу деформации на новый структурный уровень, концентраторы которого действуют более эффективно. Такой процесс перехода деформации на новый уровень называется *структурной перестройкой*. В момент структурной перестройки деформационные процессы на новом уровне ускоряются на фоне деформации с разупрочнением.

Выбор структурного уровня на начальной стадии деформации и при структурных перестройках определяется существующими в данный момент внутренней структурой среды и внешними условиями (РТ-условия, скорость нагружения).

3.6. Основные следствия: структурные парагенезы в модели структурных перестроек

Деформационные структуры не возникают обособленно. Неоднородное строение геологической среды приводит к тому, что при деформации возникают сочетания структур (структурные парагенезы) на разных уровнях структурной организации. *Структурными*, или *деформационными*, *парагенезами* следует называть сочетания деформационных структур, возникших в единой механической обстановке: сжатия, растяжения, сдвига, транспрессии (сжатие+сдвиг), транстенсии (растяжение+сдвиг), течения [Талицкий, 1994а]. С точки зрения такого механического подхода, любое сочетание структур, связанное генетически, является парагенезом (в отличие от данного в разд. 2.6 определения). В зависимости от принадлежности структур к одному или разным уровням, могут выделяться структурные парагенезы уровня зерен (слоев, блоков) или межуровневые парагенезы, состоящие из структур разных уровней. В зависимости от времени образования парагенезы могут быть синхронными и последовательными. В любой тектонической зоне можно выделить соответствующие пара-

генезы структур, провести их типизацию и установить пространственно-временные соотношения парагенезов разных типов. При этом структурные парагенезы разных уровней оказываются как бы вложенными друг в друга, и каждый парагенез меньшего структурного уровня оказывается элементом строения большего. Различные примеры парагенезов будут приведены ниже при описании конкретных геологических структур (см. гл. 4–9).

Формирование концентраторов напряжений на неоднородностях приводит к существованию соседствующих и компенсирующих действие друг друга концентраторов напряжения и сжатия. Это, в свою очередь, приводит к миграции вещества из концентраторов сжимающих напряжений к концентраторам растягивающих. В зависимости от внешних РТ-условий эта миграция может осуществляться при активном действии флюида, который выступает основным агентом переноса вещества, механическим путем («выдавливание» вещества из областей сжатия), с помощью метаморфических реакций с образованием более плотных фаз. Такие сочетания взаимно компенсирующих структур сжатия и растяжения можно называть *компенсационными структурными парагенезами* [Талицкий, 1994а; Кирмасов и др., 2000]. Представление о компенсационной организации тектонических деформаций позволяет восстановить общую картину распределения концентраторов рассматриваемого уровня и объемно-массовых эффектов.

В зависимости от внешних условий и основных механизмов деформации можно выделять механические, деформационно-химические, деформационно-метаморфические, деформационно-магматические и деформационно-осадочные структурные парагенезы [Галкин, 1997а, б]. *Механические структурные парагенезы* формируются в результате широкого спектра процессов, сопровождающих складчатость и разрывообразование. *Деформационно-химические парагенезы* [Гончаров и др., 1995] тесно связаны с процессами растворения под давлением и перераспределением вещества в процессе деформации. К *деформационно-метаморфическим структурным парагенезам* относятся сочетания структур, формирующихся в РТ-условиях, превышающих верхние ступени зеленосланцевой фации метаморфизма (при более низких РТ-условиях доминирует химическое воздействие флюидной составляющей). *Деформационно-магматические структурные парагенезы* формируются под воздействием интрузий (например, разрушение пород кровли над магматическим диапиром, становление структур дайковых полей). К деформационно-магматическим структурным парагенезам можно относить структуры, в которых магматические расплавы выполняют компенсационные полости (тени давления), как в случае магматических дуплексов или структур на окончаниях даек. К *деформационно-осадочным структурным парагенезам* относятся парагенезы, в которых происходит заполнение компенсационных полостей осадочным материалом – например, грабены, впадины типа pull-apart, нептунические дайки.

При структурной перестройке и смене ведущего механизма деформации образованные ранее на концентраторах другого уровня структуры вовлекаются в деформацию на следующей стадии. При этом они испытывают наложенные деформации, контролируемые распределением напряжений другого структурного уровня. Наложение структур, возникших в едином цикле нагружения на разных уровнях, характеризу-

ет любой деформационный процесс. Этап деформации, соответствующий единому циклу нагружения, разбивается структурными перестройками на отдельные стадии. Парагенезы, образованные при наложении структур разных стадий единого деформационного этапа, можно называть *суперпозиционными* [Талицкий, 1994а; Кирмасов, 2003]. Обоснование принадлежности структур к суперпозиционному парагенезу при реконструкции структурной эволюции позволяет наметить и доказать существование структурных перестроек в истории тектонического развития изучаемого региона или его фрагмента.

Структурная эволюция протекает на фоне изменения РТ-условий, которые, в свою очередь, также могут выступать причиной структурных перестроек или сопутствовать им. По аналогии с метаморфизмом можно выделять *прогрессивные* и *регрессивные ряды структурных парагенезов*, под которыми предлагается понимать последовательность структур одного деформационного этапа, образующихся на фоне изменения РТ-условий (увеличения и уменьшения температур и давлений, соответственно). Прогрессивные ряды наименее сохранны, поскольку происходит значительная или полная переработка структуры с изменением минерального состава породы. Элементы прогрессивных рядов можно наблюдать, если увеличения температур и давлений не столь значительны и в породах сохраняются структуры и структурные парагенезы, не типичные для финальных РТ-условий. Обычно можно говорить об установлении прогрессивных рядов только с привлечением наблюдаемой латеральной изменчивости структур в областях зонального метаморфизма. На фоне снижения температур и давлений формируются регрессивные ряды структурных парагенезов. Часто их можно наблюдать в тектонически переработанных зонах с диафоритами, в том числе – в зонах глубинных срывов, испытавших в процессе эволюции постепенное выведение к поверхности [Кирмасов и др., 2004].

Одним из важнейших внешних условий является тип нагружения, которое может быть стационарным (слабо меняющимся во времени), периодическим, нарастающим, затухающим, при этом ориентировка приложенных сил может сохраняться или меняться. Очевидно, что классическая модель структурных перестроек применима для случая стационарного нагружения, а оценить роль меняющихся во времени условий нагружения можно лишь качественно. Реконструкция ориентировки действовавших сил (тем более ее изменение) представляет собой самостоятельную сложную задачу, решаемую при динамическом анализе.

Существенно отметить, что предлагаемый подход к структурному анализу с точки зрения моделей структурированных сред с выделением вышеназванных структурных парагенезов не заменяет морфологического, кинематического и динамического анализов, традиционно применяемых при структурно-геологических исследованиях. Собранных данных и детальности наблюдений часто не хватает для восстановления полного и достоверного сценария развития, но, как правило, такой генетический подход позволяет лучше понять ключевые моменты развития геологических структур. Анализ структурных перестроек является своего рода системным обобщением, вовлекающим в анализ ведущие факторы и механизмы формирования структур (механические, деформационно-химические, деформационно-метаморфические и др. парагенезы), пространственные объемно-массовые эффекты при деформации (ком-

пенсационные структурные парагенезы), пространственно-временные закономерности структурообразования на разных структурных уровнях (суперпозиционные структурные парагенезы), внешние РТ-условия (прогрессивные и регрессивные ряды структурных парагенезов). Подобное обобщение, использующее современные знания о механизмах структурообразования, подкрепленное (по возможности) результатами тектонофизического моделирования, наиболее продуктивно с точки зрения обеспечения комплексности анализа и правильности сделанных выводов.

В дальнейшем изложении (см. гл. 4–8) основные положения данной модели структурообразования в неоднородной геологической среде и роль структурных перестроек будут проиллюстрированы на конкретных примерах с выделением парагенезов – там, где это будет уместно. В гл. 9 будут приведены примеры региональных реконструкций и интерпретации структурной эволюции с точки зрения анализа перестроек, а также сделаны заключительные выводы.



4. МЕХАНИЗМЫ ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД

...Нужно осознавать, что кусок железа является значительно более сложной структурой, чем, например, наручные часы. Теперь представим себе, что, не открывая часы, их подвергли испытанию на сжатие. Далее попытались сделать некоторые математические выводы из полученной, несомненно, очень интересной кривой напряжение–деформация. И, наконец, растворили часы в кислоте, чтобы определить их химический состав. Хотя при этом можно использовать самые точные экспериментальные установки и проявить высшую степень знания математики, я сомневаюсь, можно ли, следуя этим путем, получить сколько-нибудь значимую информацию о том, как часы работают... Значительно более перспективный путь – разобрать часы на части, чтобы посмотреть, как они устроены...

Е. Орован, 1938 г.

Горные породы являются агрегатами кристаллов или зерен (за исключением вулканических стекол). Деформации в горных породах протекают на разных структурных уровнях. Структуры, наблюдаемые в отдельных кристаллах (зернах) горных пород, можно называть внутрикристаллическими (внутризерновыми) структурами. В большинстве случаев деформация определяется не только и не столько структурообразованием внутри отдельного зерна, сколько взаимодействием зерен в агрегатах.

4.1. Внутрикристаллическая деформация

Пластическая деформация монокристалла с сохранением кристаллического состояния в условиях относительно небольших температур и давлений может осуществляться тремя главными способами [Вернон, 1980; Никола, 1992] (рис. 4.1): (1) *трансляционным (дислокационным) скольжением*, при котором некоторый слой кристаллической решетки смещается по отношению к другому слою на расстояние, кратное параметрам

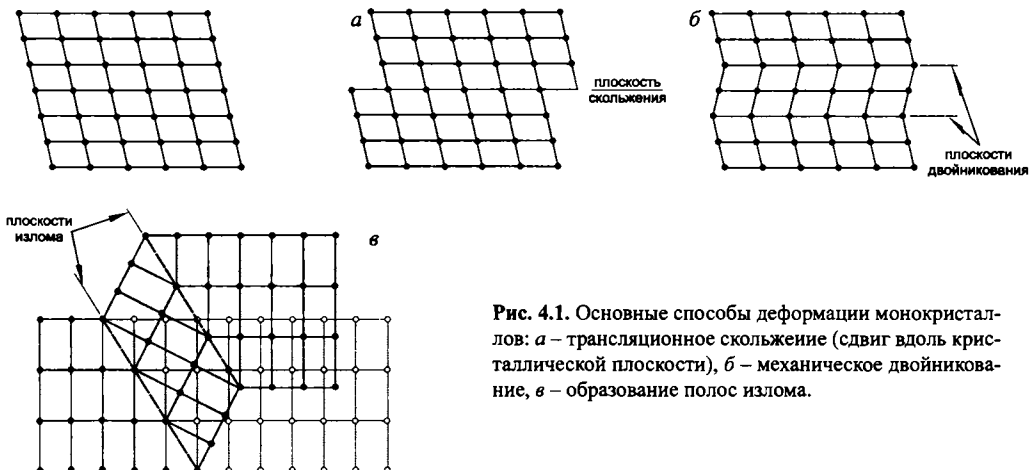


Рис. 4.1. Основные способы деформации монокристаллов: а – трансляционное скольжение (сдвиг вдоль кристаллической плоскости), б – механическое двойникование, в – образование полос излома.

элементарной ячейки; (2) *двойниковым скольжением*, или механическим двойникованием, при котором происходит сдвиг каждого слоя кристаллической решетки на расстояние, обеспечивающее точное зеркальное отображение исходного кристалла; (3) *образованием полос излома (кинкбандов)*, возникающим при существенном изгибе решетки с обеих сторон от плоскости излома, в которой лежит ось вращения.

Теоретически рассчитанные напряжения сдвига, необходимые для трансляционного скольжения в кристаллической решетке металлов, явно расходились с результатами экспериментов. Это противоречие было объяснено Тейлором и другими исследователями (см. [Verhoogen et al., 1970]). Они предположили, что при трансляционном скольжении не происходит сдвиг всей плоскости кристаллической решетки – смещение осуществляется посредством нарушений кристаллической структуры, называемых дислокациями, которые располагаются вдоль плоскости скольжения (рис. 4.2, 4.3). Для перемещения такой дислокации требуется гораздо меньшее напряжение сдвига, чем в модели трансляционного скольжения (см. рис. 4.1, а). Дислокации являются примером теоретически предсказанных явлений, существование которых позднее было доказано как экспериментально, так и прямыми наблюдениями.

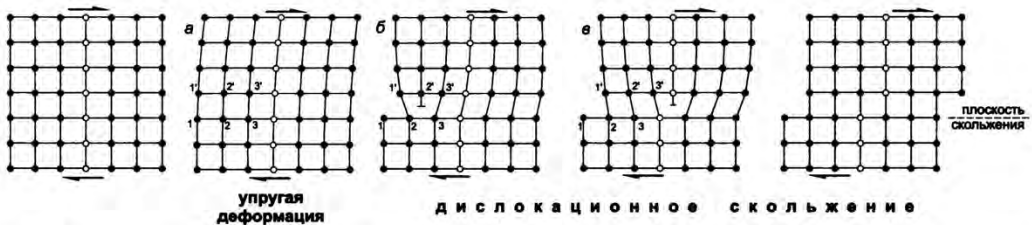


Рис. 4.2. Дислокационное скольжение. При приложении сдвиговых усилий смещение вдоль слоя кристаллической решетки происходит не за счет одновременного перемещения всех атомов, а путем образования дислокации – «оборванной», незавершенной плоскости решетки. Связь между атомами 1 и 1' (а) разрывается, формируется новая, между атомами 2 и 1'; атом 2' при дальнейшем приложении усилий приближается к атому 3 (б), край дислокации «отбирает» связь у 3' (в) и т.д. Фактически в таком двумерном случае для смещения атомов кристаллической решетки вдоль плоскости скольжения в каждый момент времени требуется усилие для разрыва только одной связи.

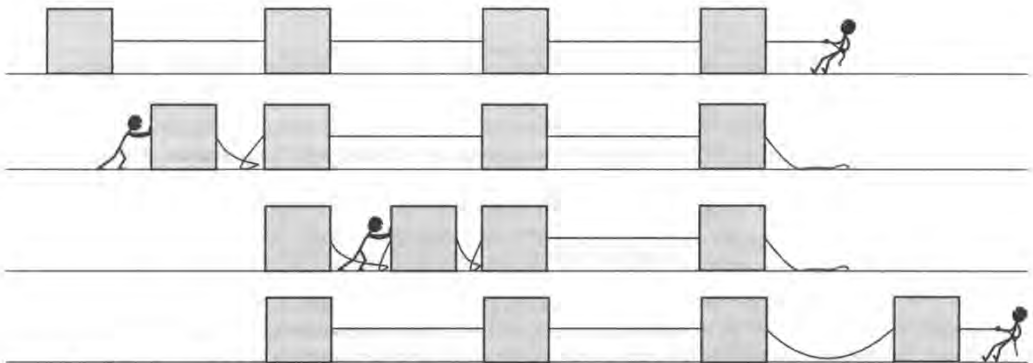


Рис. 4.3. Аналогия, полностью с физической точки зрения, может быть и неверная, но передающая основной смысл: невозможно сдвинуть все кубики одновременно (трансляционное скольжение, см. рис. 4.1, а), но перемещение их по очереди приводит к успеху (дислокационное скольжение, см. рис. 4.2). Сила трения между кубиками и основанием отражает силу сцепления атомов между слоями кристаллической решетки.

4.1.1. Дефекты в кристаллах

Каждый кристалл содержит определенное количество внутренних дефектов (нарушений кристаллической структуры), точечных и линейных [Вернон, 1980; Николая, 1992; Passchier, Trouw, 1996 и др.]. *Точечные дефекты* обусловлены наличием «лишних» *интерстициальных атомов* или свободных позиций на месте отсутствующих атомов (*вакансий*) в структуре кристаллической решетки. В твердых веществах с ионными связями при сохранении электронейтральности решетки наиболее обычны дефекты Шотке и Френкеля (рис. 4.4). *Дефекты Шотке* характеризуются наличием равного количества анионных и катионных вакансий. Образование *дефекта Френкеля* происходит при преодолении катионом энергетического барьера и перемещении его из нормальной позиции, которая остается вакантной, в интерстиции решетки.

Дислокации представляют собой *линейные дефекты* кристаллической решетки. Дислокация характеризуется *вектором Бюргеса* (b), который определяет величину перемещения решетки, вызванного дислокацией (рис. 4.5). Вектор Бюргеса для отдельной дислокации может быть определен путем построения контура из векторов трансляции решетки вокруг дислокации от атома к атому. В ненарушенном кристалле

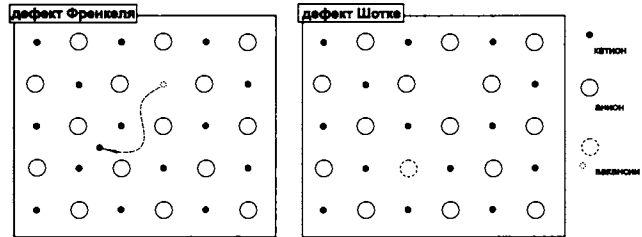


Рис. 4.4. Точечные дефекты кристаллической решетки.

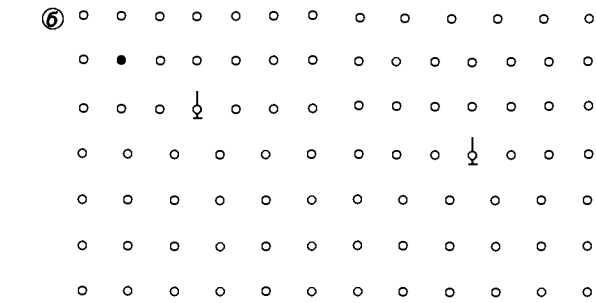
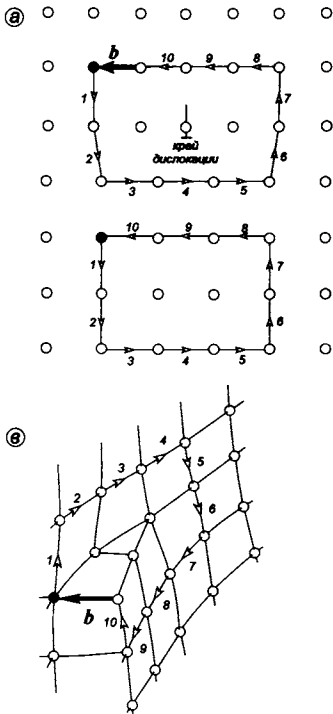


Рис. 4.5. Вектор Бюргеса (b) определяет величину смещения кристаллической решетки, обусловленного наличием дислокации. В ненарушенном кристалле (а, внизу) замкнутый контур 1–10, проведенный вокруг некоторого объема, содержит одинаковое количество связей на противоположных сторонах. Если провести такой контур вокруг участка решетки (а, вверху), осложненного дислокацией, т.е. «незавершенной» плоскостью решетки, выяснится, что количество векторов трансляции решетки от атома к атому будет различным. В данном случае на нижней стороне таких векторов будет три (3, 4 и 5), на верхней – четыре (8, 9, 10 и b). Вектор b и есть вектор Бюргеса, который определяет направление плоскости скольжения (горизонтальное в плоскости нашего рисунка) и величину смещения решетки. Несложно проделать аналогичный опыт (б), обведя контур вокруг двух дислокаций, и убедиться, что вектор Бюргеса будет определяться уже двумя межатомными расстояниями (начать можно от черного «атома»). На рис. в показано определение вектора Бюргеса для винтовой дислокации, см. рис. 4.6.

этот контур будет замкнут. В нарушенном дислокацией кристалле вектор, который нужно провести для замыкания контура, и есть вектор Бюргеса.

Если локальное направление самой дислокации определить вектором t , то из его пространственных соотношений с вектором Бюргеса можно выделить три типа дислокаций (рис. 4.6) [Verhoogen et al., 1970]. Если b перпендикулярен t , то такая дислокация называется *краевой* и соответствует обрыву кристаллографической полуплоскости,

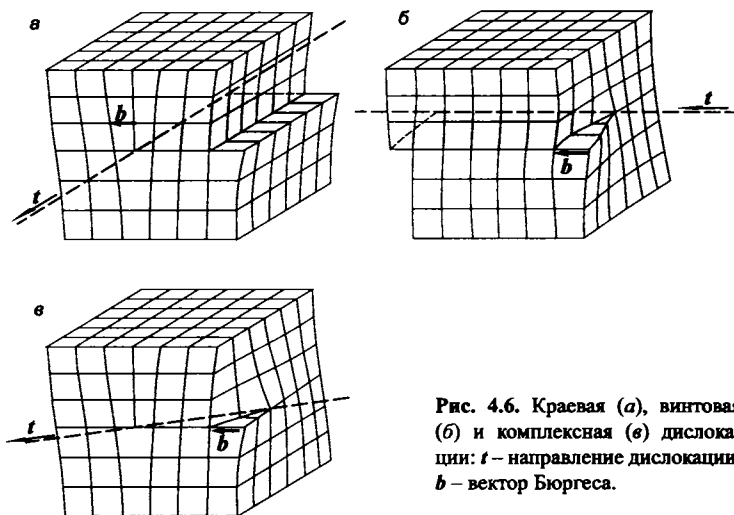


Рис. 4.6. Краевая (а), винтовая (б) и комплексная (в) дислокации: t – направление дислокации, b – вектор Бюргеса.

искажения структуры около которого максимальны. Если b и t параллельны, то дислокация называется *винтовой* – параллельные слои атомов связаны таким образом, что образуется изогнутая поверхность, закручивающаяся вокруг линии дислокации. В случае, если b и t ориентированы под некоторым углом, то дислокацию называют смешанной, или *комплексной*. Она представляет собой комбинацию краевой и винтовой дислокаций.

Дислокации присутствуют практически во всех природных кристаллах, образуясь во время роста кристаллов из раствора или расплава за счет ошибок упаковки кристаллической решетки, под влиянием концентрации напряжений в микротрещинках и включениях, при пластических деформациях (см. ниже) за счет ранее существовавших дислокаций [Вернон, 1980; Добржинская, 1989].

Дефекты кристаллов и прочность. Зная силы сцепления, связывающие атомы в кристалле, можно определить теоретическую прочность материала путем строгого расчета. Прочность, определенная экспериментально, называется технической. Оказалось, что техническая прочность меньше теоретической в десятки и сотни раз. В 1920 г. академик А.Ф. Иоффе провел следующий опыт. После измерения прочности, которая оказалась равной нескольким десяткам МПа, кристалл каменной соли был погружен в горячую воду. Растворение поверхностного слоя некоторой толщины привело к увеличению технической прочности до 2000 МПа, которая в этом опыте оказалась всего в два раза меньше теоретического значения. Было показано, что основной причиной снижения теоретической прочности было значительное количество механических дефектов на поверхности кристалла, «уничтоженных» при растворении поверхностного слоя перед вторым опытом. Таким образом, бездефектность кристаллов увеличивает их прочность до значений, близких к теоретическим, что и было показано экспериментально. Очевидно, что не только грубые, макроскопические механические дефекты влияют на прочность, но и мельчайшие нарушения кристаллической структуры – точечные дефекты и дислокации.

Дислокации могут быть выявлены с помощью косвенных методов декорирования и травления. При *декорировании* на поверхность полированного препарата напыляют тонкие частички подходящего вещества, которые осаждаются вдоль линейных дислокаций. Метод *травления* заключается в обработке поверхности препарата химическими реагентами, после чего в местах выхода дислокаций образуются углубления (ямки травления). В последние годы дефекты кристаллической решетки доступны для прямого наблюдения методами электронной микроскопии [Schaub et al., 2003 и др.].

Дефекты кристаллов, как точечные, так и линейные, являются естественными неоднородностями, определяющими течение процессов внутризерновых деформаций и их особенности.

Упругие деформации в кристаллах протекают за счет небольших изменений межатомных расстояний, которые исчезают после снятия нагрузки (см. рис. 4.2, левая часть). Изменение положения атомов в структуре кристаллической решетки приводит к большим остаточным пластическим деформациям с изменением морфологии кристаллов. Такие *внутрикристаллические деформации* осуществляются перемещением дефектов кристаллической решетки. В кристаллах с точечными дефектами кристаллическая решетка при деформации перестраивается таким образом, что равномерно распространенные дефекты (вакансии и/или интерстициальные атомы) перераспределяются в кристаллической решетке, с уменьшением количества дефектов стремясь к более плотной упаковке атомов. Скорость перемещения дефектов Френкеля в металлах достигает 1 км/ч, Шотке – до 10 км/ч [Финкель, 1989]. Активное перемещение точечных дефектов осуществляется при высоких температурах, которые сообщают атомам дополнительную энергию, необходимую для преодоления энергетического барьера (см. разд. 4.2). Перемещение дислокаций при деформации называется дислокационным скольжением.

4.1.2. Дислокационное скольжение

Дислокационное скольжение обусловлено перемещением дислокаций в кристалле (см. рис. 4.2). Для образования единичной дислокации требуется очень небольшое напряжение. Деформация, имеющая макроскопическое выражение, осуществляется за счет совместного движения по многим дислокациям.

Дислокации имеют определенную ориентировку по отношению к кристаллической решетке и могут двигаться только в определенных кристаллографических направлениях – *плоскостях скольжения*, образуя в совокупности с направлением скольжения так называемые *системы скольжения*. Одна плоскость может обладать несколькими системами скольжения разных направлений.

Количество активных систем скольжения определяется структурой кристаллической решетки минералов, а также ориентировкой и величиной напряжений, приложенных к кристаллу, величиной *критического напряжения сдвига* для каждой из возможных систем. Для того чтобы произошло перемещение вдоль данной возможной плоскости скольжения, в направлении скольжения должно действовать напряжение сдвига определенной (критической) величины, которая существенно зависит от РТ-условий и других факторов.

Для металлов, большинство из которых обладают высокосимметричными кристаллическими решетками, характерно большое количество систем скольжения, и практически при любой ориентировке напряжений некоторые из зерен окажутся ориентированы подходящим образом. В отличие от металлов, в кристаллических структурах которых преобладают простые (кубические) кристаллические решетки с металлическим типом связей, в кристаллах горных пород структура дислокаций усложняется в результате понижения симметрии кристаллических решеток и общего их усложнения, а также разнообразия связей атомов [Вернон, 1980]. Низкосимметричные кристаллы моноклинной и триклинной сингоний, к которым относится большинство породообразующих силикатов, обладают только одной системой относительно легкого скольжения [Verhoogen et al., 1970]. Однако при повышении температур задействованными могут оказаться системы скольжения, неактивные при низких температурах. Подробная сводка низко- и высокотемпературных систем скольжения породообразующих минералов приведена в работе [Николя, 1992, с. 34].

Таким образом, активность определенной системы скольжения определяется строением кристаллической решетки, температурой и ориентировкой напряжений в кристалле по отношению к ориентировке его решетки [Вернон, 1980; Добержинецкая, 1989].

Для осуществления однородной и непрерывной деформации каждое зерно должно обладать пятью степенями свободы, т.е. пятью системами скольжения (так называемый критерий фон Мизеса). В противном случае связность породы при деформации будет нарушена. Среди минералов критерию фон Мизеса удовлетворяют только кальцит и кварц [Вернон, 1980]. Большинство породообразующих минералов имеет меньше пяти систем скольжения, поэтому наряду с дислокационным скольжением кристаллы деформируются другими механизмами, в том числе *двойникованием* и *образованием полос излома* (см. рис. 4.1), обеспечивающими дополнительные степени свободы.

При деформации различные активные системы дислокаций блокируют друг друга, и перемещение дислокаций становится затрудненным. Кроме того, движению дислокаций при низкой температуре могут также мешать другие препятствия (примесные атомы, включения, границы зерен). Перенасыщение кристалла дислокациями, их «путаница», с одной стороны, подавляет возникновение новых дислокаций, с другой – тормозит развитие и продвижение уже существующих. В результате кристалл с множественными дислокационными дефектами становится более прочным, т.е. для продолжения деформации нужно увеличить напряжение. Такой эффект носит название *деформационное упрочнение*.

При увеличении напряжений некоторые новообразованные дислокации становятся способными «переползать» через препятствия, сдерживающие их скольжение. Процессы, уменьшающие плотность дислокаций и их блокирующее взаимодействие (и, соответственно, увеличивающие скорость дислокационного скольжения), называются *возвратом*. В частности, возврату способствует увеличение температуры и как следствие – увеличение подвижности дислокаций. Внутри единичного кристалла стадии упрочнения (скопления дислокаций) и разупрочнения (возврата) можно рассматривать как элементы процессов внутрикристаллических структурных перестроек.

При высокой температуре прогнвоположные процессы упрочнения и возврата стремятся к динамическому равновесию и приводят к *дислокационной ползучести* – явлению,

при котором дополнительное увеличение напряжений для продолжения деформации не требуется.

Приобретенные в процессе деформации дефекты кристаллической решетки увеличивают общую внутреннюю энергию кристалла. Лишенный дефектов кристалл будет обладать минимальной внутренней энергией, увеличение которой при деформации обусловлено, во-первых, изменением расстояний между атомами и, во-вторых, появлением дислокаций. Показано, что изменение внутренней энергии пропорционально плотности дислокаций (например, для зернистых агрегатов металлов при интенсивной пластической деформации плотность дислокаций изменяется от 10^7 – 10^8 до 10^{11} – 10^{12} линий/см²). При образовании деформационных ламелей в кварце плотность дислокаций составляет 10^{10} и 10^{11} линий/см² при низкотемпературном и высокотемпературном упрочнении, соответственно [Вернон, 1980]. Таким образом, появление и рост дислокаций, вызванный внешними напря-

жениями, увеличивает внутреннюю энергию. В процессе деформации эта внутренняя энергия снимается за счет механизмов, способных уменьшить плотность дислокаций (например, за счет миграции вакансий в участки скопления дислокаций).

При деформации, осуществляющейся при ведущей роли дислокационного скольжения, процессы упорядочения и разупорядочения дислокаций протекают совместно. Одним из механизмов, снижающих внутреннюю энергию, является их миграция и упорядочение в определенных зонах, которые характеризуются повышенной плотностью дислокаций. При этом части кристаллов между зонами оказываются практически свободны от дислокаций: скопление дислокаций в отдельных зонах с формированием *субзерен* является энергетически более выгодным. Ориентация границ субзерен будет зависеть от ориентации систем скольжения дислокаций, которые в них накоплены.

Таким образом, формирование стенок дислокаций и субзерен является одним из процессов возврата, снижающих плотность дислокаций в некоторых областях (субзернах) за счет их миграции в участки скоплений. Процесс формирования субзерен и стенок дислокации новой *субзерновой структуры* можно называть *фрагментацией* (рис. 4.7), дальнейшие процессы деформации могут привести к окончательному обособлению зерен.

Деформационное упрочнение. Для иллюстрации процессов деформационного упрочнения часто приводится следующий пример [Passchier, Trouw, 1996]. Если согнуть стальную проволоку, то довольно трудно вернуть ее в исходное состояние. При приложении дополнительных усилий, сгибая и разгибая проволоку, ее можно сломать. Это происходит потому, что в месте перегиба в решетках слагающих проволоку кристаллов возникли скольжение и спутывание дислокаций, приводящие к упрочнению материала, которое требует увеличения усилий (напряжений), для того чтобы разогнуть проволоку. Хрупкое разрушение, происходящее в результате многократных усилий, является следствием накопления дислокаций и их «спутывания» – дислокационное скольжение блокируется и проволока ломается.

Другим примером является хорошо известное в технике явление наклепа – следствие упрочнения металлов при образовании множества дислокаций под действием быстро приложенных напряжений. На этом основан принцип использования металлических заклепок для крепления деталей. При быстром нагружении (ударе молотком) по металлическому стержню часть его быстро деформируется, обеспечивая соединению прочность за счет «размножившихся» и блокирующих друг друга дислокаций.

Отдельные дефекты кристаллической решетки могут быть видны только в электронный микроскоп. Однако структуры, обусловленные дислокационными механизмами, фиксируются и под обычным оптическим поляризационным микроскопом. Эффект *волнистого погасания* минералов обусловлен наличием субзерен, или доменов, различающихся различной ориентировкой кристаллической решетки и разделенных областями, «переполненными» дислокациями (рис. 4.8).

В ряде случаев наблюдаются *деформационные ламели*, которые представляют собой вытянутые субзерна с различной кристаллографической ориентировкой, разделенные областями с повышенным количеством дислокаций, обычно сопровождающиеся упорядоченными тонкими твердыми или флюидными включениями, которые хорошо различимы под электронным микроскопом. Ламели особенно характерны для кварца. Формирование деформационных ламелей является одним из вариантов процесса фрагментации с образованием *субзерен* (см. рис. 4.8, а), фиксирующихся в шлифах фрагментами кристалла с разным погасанием, отделенных тонкими деформационными полосками. По латерали такие деформационные полоски могут переходить в хорошо морфологически оформленные границы новообразованных полностью разобщенных зерен. В отличие от *кинкбанд* (полосок излома, см. разд. 4.1.4), ориентировка кристаллической решетки между субзернами меняется слабо, обычно до 5° . Дальнейшая деформация или рост температуры может привести к полному исчезновению дислокационных структур (стенки дислокаций, субзерновые и фрагментационные структуры) за счет грануляции и рекристаллизации (см. разд. 4.4).

Рис. 4.8. Волнистое погасание возникает в результате разориентировки кристаллической решетки: волнистое погасание и субзерновая структура кварцевого зерна (а); волнистое погасание пластически деформированного в микротрещине монокристалла кальцита (б). Микрофотографии шлифов, с анализатором (далее +).

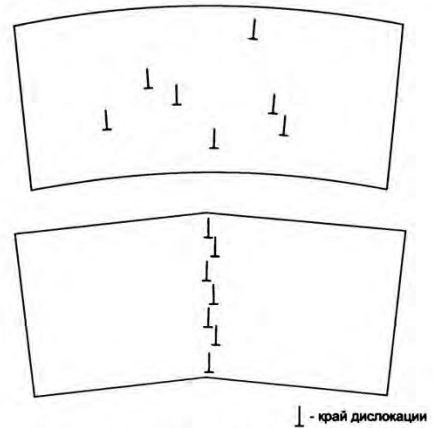
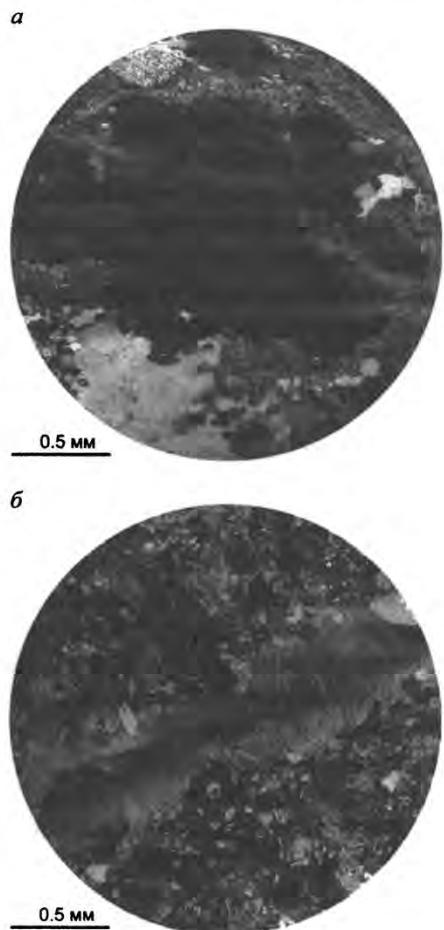


Рис. 4.7. Миграция дислокаций в деформирующемся кристалле в участок скопления (стенку дислокаций) и образование субзерен.



Поскольку при дислокационном скольжении перемещение дислокаций осуществляется только вдоль определенных направлений кристаллической решетки, в результате деформации возникают предпочтительные морфологическая и кристаллографическая ориентировки, статистический анализ которых позволяет установить их связь с напряжениями [Добржинская, 1989, Казаков, 1987 и др.] (см. разд. 4.10).

Внутризерновые структуры, связанные с дислокационным скольжением, образуют единый структурный парагенез внутризернового уровня, элементы которого представлены структурами разориентировки (волнистое погасание), деформационными ламелями, субзерновыми структурами и структурами фрагментации.

4.1.3. Деформационное двойникование

Деформационное (механическое) *двойникование* образуется при локальной перегруппировке атомов за счет сдвига каждого слоя кристаллической решетки на расстояние, обеспечивающее точное зеркальное отображение исходного кристалла. При этом угол поворота фиксирован и определяется свойствами кристаллической решетки. По сравнению с дислокационным скольжением процесс двойникования протекает очень быстро и требует более высоких напряжений.

Деформационные двойники характерны для целого ряда породообразующих минералов, главным образом кальцита и плагиоклаза, реже – микроклина, биотита, киннита, диопсида, кварца, амфибола [Passchier, Trouw, 1996; Николя, 1992; Вернон, 1980; Родыгин, 1996]. Деформационные двойниковые полосы обычно узкие, искривленные и выклинивающиеся к границам зерен (кальцит, плагиоклаз) или к их центру (плагиоклаз, рис. 4.9, *а*), и часто концентрируются в областях повышенных деформаций в краевых частях кристалла. Двойники, возникающие при кристаллизации минералов, обычно шире и имеют более правильную форму (рис. 4.9, *б*). Иногда для более точного решения вопроса относительно природы двойников приходится прибегать к статистическим методам анализа морфологических и кристаллографических ориентировок кристаллов.

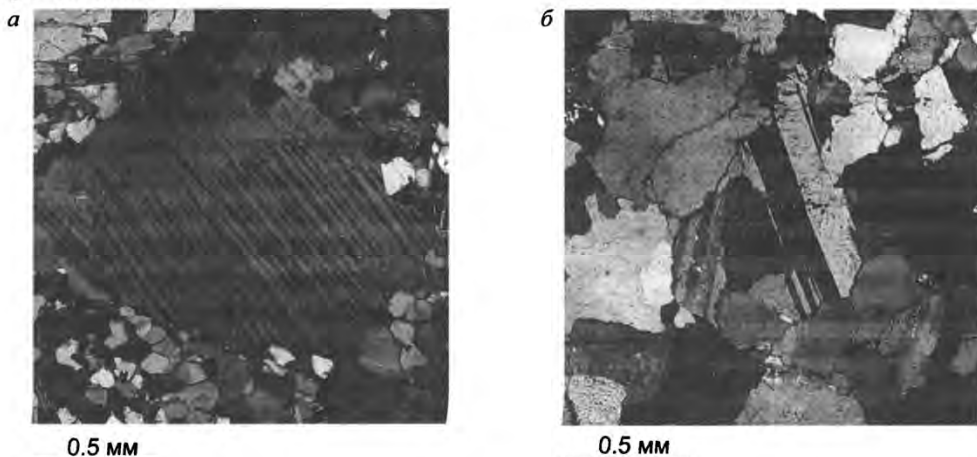


Рис. 4.9. Деформационные двойники (*а*) и двойники роста (*б*) в кристаллах плагиоклаза в гнейсогранитах и гранитах Северо-Карельской зоны (фото В. Травина). Микрофотографии шлифов, +.

По сравнению с дислокационным скольжением релаксационные возможности механизма деформационного двойникования для больших внутрикристаллических деформаций ограничены, поскольку при двойниковании происходит только локальная перегруппировка атомов на небольшие расстояния (см. рис. 4.1).

4.1.4. Образование кинкбандов

Образование кинкбандов (*полос излома*) определяется существенным изгибом решетки с обеих сторон от плоскости излома, в которой лежит ось вращения (см. рис. 4.1, в). Существует морфологическое сходство между кинкбандами и границами субзерен (см. разд. 4.1.2), образованных скоплениями дислокаций. Однако последние сложнее по внутреннему строению и отличаются поворотом кристаллических решеток на небольшой угол, тогда как для кинкбандов характерны повороты структуры на угол в десятки градусов. Этот угол в кинкбандах сильно варьирует в отличие от деформационных двойников, для которых это значение строго определяется законами двойникования (рис. 4.10).

В горных породах кинкбанды обычны для минералов с ярко выраженной анизотропией кристаллической решетки, определяемой одной плоскостью скольжения, – таких, как биотит, кианит, энстатит [Verhoogen et al., 1970], молибденит, но отмечаются и в минералах с несколькими системами скольжения: кварце, оливине, галените, пирите, протитине, стибните [Vernon, 2004].

Некоторые кристаллы при низких температурах и относительно высоких скоростях деформации не могут пластически деформироваться механизмами дислокационного скольжения, двойникования или излома. В этом случае в зернистых кристаллических агрегатах может происходить раскол вдоль плоскостей спайности, по которым кристалл может полностью разрушиться [Николя, 1992]. Разрушение и дробление кристаллов также наблюдается в породах с порфировыми вкрапленниками или порфиробластами (рис. 4.11). Дробление этих относительно крупных зерен определяется

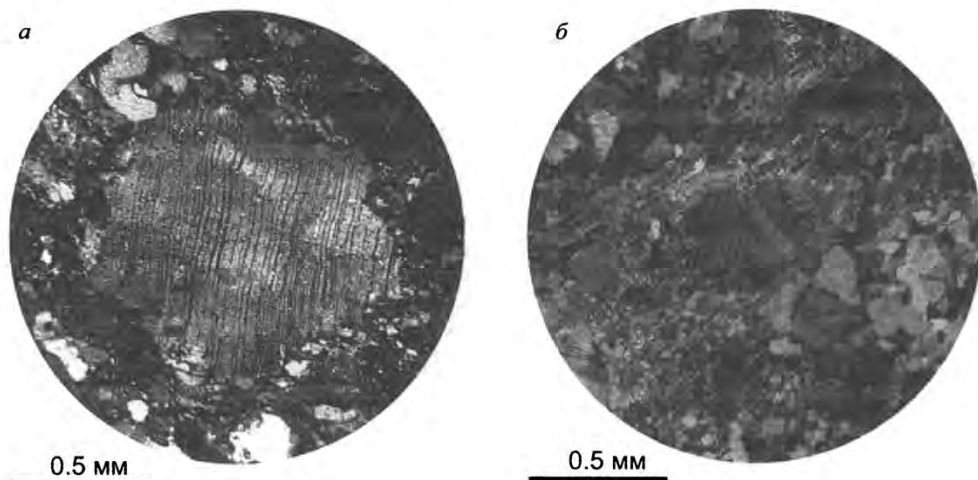


Рис. 4.10. Изгиб (а) и кинкбанды (б) по двойниковой полосчатости в кристаллах плагиоклаза, катаклазированные граниты, Келяно-Иракидинская зона, Северное Забайкалье. Микрофотографии шлифов, +.

Кинкбанды. Термин *кинкбанд* (от *англ.* *kinkband* – *полоса излома*) был введен Е. Орованом [Orowan, 1942], описавшим эти структуры в монокристаллах цинка и кадмия, сжатых параллельно плоскостям скольжения. Кинкбанд в кристалле можно определить как тонкую пластину смещенного в результате сдвига вещества, ориентированную под углом к плоскости сдвига [Anderson, 1974]. Экспериментально кинкбанды воспроизводятся для многих кристаллических веществ, в том числе для слюд и карбонатов. В геологическую литературу термин был введен Дж. Фоллем [Voll, 1960]. Морфологически сходные структуры, образованные при изгибе сланцеватости (или любой другой плоскостной текстуры), также принято называть кинкбандами (см. разд. 6.1), а ограниченные их осевыми поверхностями острые складки – *кинк-складками* (*kink fold*) [Международный тектонический..., 1991].

В отечественной литературе употребляются термины кинкбанд (варианты написания – кинкбанд, кинкбэнд), полосы (полоски) излома, кинк-зоны.

в большей степени силами сцепления на границе таких вкрапленников и различием скорости деформации и прочности в системе «матрикс–включение». При удлиненном габитусе кристаллов такие структуры хрупкого разрушения подобны будинажу (см. разд. 6.2), в котором «межбудинное» пространство заполнено веществом матрикса или новообразованными минералами.

Дислокационные двойники и кинкбанды обладают разными релаксационными возможностями. Соотношение этих внутрикристаллических структур и структур дробления в разных минералах, таким образом, позволяет сделать выводы об изменении относительных величин напряжений и скорости нагружения и попытаться восстановить временной ряд структур, или суперпозиционный структурный парагенез внутризернового и зернового уровней.

4.2. Диффузионная ползучесть

Непрерывная пластическая деформация под действием постоянной нагрузки называется ползучестью. При высокой температуре процессы упрочнения и возврата

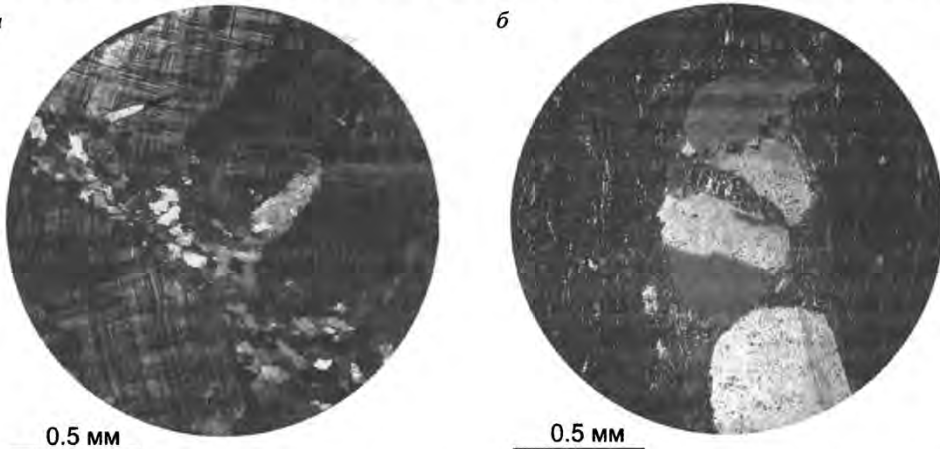


Рис. 4.11. Механическое дробление порфирокласта микроклина с переотложением в трещинах кварца и эпидота, муйские гранито-гнейсы (а), дробление порфирированного вкрапленника плагиоклаза в деформированных эффузивах (б). Келянская зона, Северное Забайкалье. Микрофотографии шлифов, +.

стремятся к динамическому равновесию, определяющемуся постоянным количеством дислокаций в системе. Такой процесс называется установившейся дислокационной ползучестью (*ползучестью Виртмана*) и связан с переползанием (рис. 4.12) и в меньшей степени – скольжением дислокаций [Николя, 1992].

Диффузионная ползучесть

протекает при очень высокой температуре, близкой к температуре плавления, при направленном диффузионном переносе атомов через кристаллическую решетку, который выступает в качестве основного деформационного механизма. *Ползучесть Набарро–Херинга* определяется объемной диффузией атомов через кристаллическую решетку, когда происходит перераспределение интерстициальных атомов и вакансий между нагруженными и ненагруженными фрагментами кристалла (рис. 4.13). При диффузии по границам зерен протекает процесс, названный *ползучестью Кобле*.

Главными механизмами диффузии являются движение вакансий и (или) интерстициальных атомов (катионов). Диффузия в твердой среде осуществляется посредством периодического перескакивания атомов из одной позиции в кристаллической структуре в другую. Благодаря действию межатомных сил атомы в кристаллической структуре «привязаны» к узлам решетки. Потенциальная энергия каждого атома минимальна. Если кинетическая энергия атома превышает энергетический барьер, препятствующий его уходу из окрестности данного узла решетки, то он может покинуть свое положение и произвольно перемещаться в кристаллической решетке. Преодолению энергетического барьера способствует увеличение температуры, при котором колебания атомов становятся настолько значительными, что они могут покинуть свое место и перемещаться в новую позицию. При отсутствии градиентов давлений, температуры и концентраций (атомов или вакансий) эти перемещения беспорядочны и случайны. Неоднородное распределение напряжений при деформации зернового агрегата определяет градиенты давления, обуславливающие направленный перенос атомов в решетке (см. рис. 4.13).

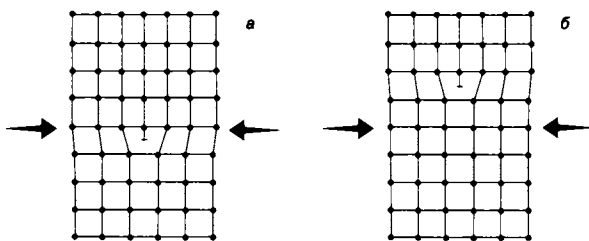


Рис. 4.12. Переползание дислокаций. При нагружении кристалла (а) край дислокации постепенно перемещается («отжимается») в ненагруженные краевые части (б).

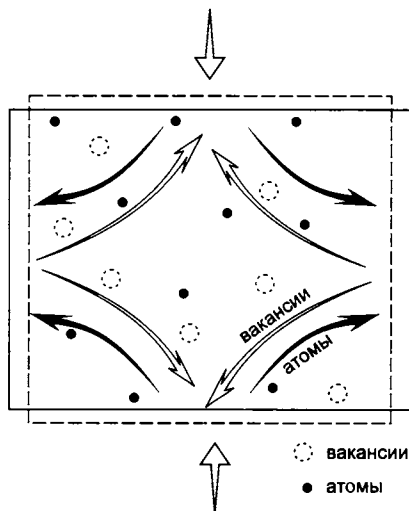


Рис. 4.13. Диффузионная ползучесть Набарро–Херинга: направленный диффузионный перенос атомов и вакансий в деформируемом кристалле. В отсутствие напряжений интерстициальные атомы и вакансии статистически равномерно распределены в кристаллической решетке. При сжатии кристалла концентрация вакансий уменьшается на гранях сжатия и увеличивается на гранях растяжения. Перетекание в противоположных направлениях атомов и вакансий постепенно изменяет форму кристалла.

Скорость диффузии вдоль границ зерен превышает скорость объемной диффузии. Максимальная скорость диффузии фиксируется на поверхности кристаллов при контакте кристаллической фазы с флюидом. При увеличении температуры различия в скоростях диффузии по границам зерен и объемной диффузии нивелируются [Николя, 1992; Passchier, Trouw, 1996]. При дальнейшем возрастании температуры диффузионные процессы могут сопровождаться частичным плавлением, приводящим к разупрочнению и увеличению скорости деформации [Garlick, Gromet, 2004].

Для граничной диффузии скорость ползучести помимо температуры напрямую зависит от растворимости минеральных компонентов в межзерновой флюидной составляющей, водной или расплавной. Увеличение количества межзернового флюида или расплава приводит к началу диффузионной ползучести при более грубом размере зерен. Например, присутствие межзернового водного флюида в полевошпатовом агрегате так сильно увеличивало скорость диффузии в экспериментах, что деформация переходила от стадии катакластического течения (т.е. хрупкого дробления, см. разд. 4.7) непосредственно к диффузионной ползучести, минуя стадию дислокационной ползучести [Tullis, Yund, 1991].

Диффузионная ползучесть, в отличие от дислокационных структур, не имеет ярких структурных индикаторов, позволяющих однозначно судить о действии этого механизма при деформации. Обобщение экспериментальных исследований и микроструктурных наблюдений, приведенное в [Gower, Simpson, 1992], показывает, что большое значение имеют структуры индентации (внедрения) зерен, разрастания зерен и срезания зональных зерен «внедряющимися» в них кристаллами (рис. 4.14).

Одним из возможных методов оценки роли диффузионной ползучести является

анализ разориентировки зерен и субзерен в кристаллических агрегатах, характер которой и может являться в ряде случаев структурным выражением диффузионной ползучести (см. разд. 4.10).

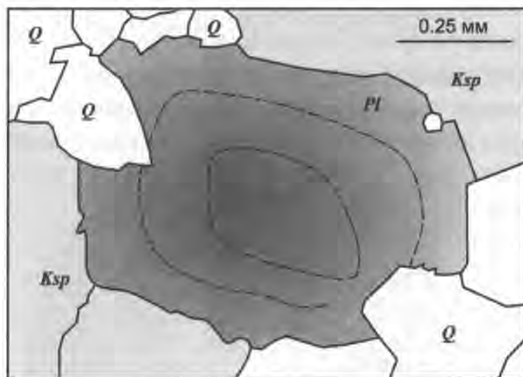


Рис. 4.14. Структуры индентации зерен – один из возможных индикаторов диффузионной ползучести при деформации. Кристаллы кварца внедряются в кристалл плагиоклаза, срезая зональность роста (рисунок по фотографии из работы [Garlick, Gromet, 2004]): *Q* – кварц, *Ksp* – калиевый полевой шпат, *Pl* – плагиоклаз.

4.3. Межзерновое скольжение и сверхпластичность

При пониженных температурах границы зерен представляют собой препятствия для движения дислокаций. Поэтому монокристаллы обычно деформируются легче, чем поликристаллические агрегаты той же фазы, так как накопление дислокаций на границах зерен в итоге приводит к упрочнению [Вернон, 1980]. На границах зерен («барьерах» для движения дислокаций) концентрируются напряжения, и если зерна

не способны передать эти напряжения своим соседям (в соседних зернах отсутствует достаточное количество систем скольжения), то на таких границах за счет проскальзывания зерен друг относительно друга будут возникать пустоты и трещинки, залечивающиеся при диффузионном переносе вещества (при повышенных температурах) или переотложении вещества из порового флюида.

Такой механизм называется *межзерновым проскальзыванием*. В металлургии этот процесс известен как сверхпластичность применительно к некоторым тонкокристаллическим сплавам, способным испытывать очень высокие деформации растяжения без будинажа [Николя, 1992; Passchier, Trouw, 1996]. В геологии термин «*сверхпластичность*» используется по отношению к очень тонкозернистым агрегатам изометричных зерен, испытавшим значительные деформации, без строгой морфологической ориентировки зерен и преимущественной ориентировки кристаллических решеток минералов [Rutter et al., 1994].

Показано [Николя, 1992], что скорость деформации при сверхпластичности сильно зависит от размера зерен (чем меньше зерна, тем выше скорость деформации). Таким образом, размер зерен можно рассматривать как важный параметр, определяющий механизм пластической деформации (дислокационная ползучесть или диффузионная ползучесть с межзерновым проскальзыванием). Диффузионная ползучесть чувствительна к размеру зерен [Николя, 1992; Ross et al., 1996] и мелкозернистые агрегаты (например в высокотемпературных милонитах) могут формироваться именно этим механизмом. Одним из методов, позволяющих отличить структуры диффузионной ползучести от дислокационных структур, является изучение преимущественных ориентировок кристаллических решеток – как правило, при диффузии кристаллографические оси и плоскости кристаллов менее упорядочены, что хорошо видно на стереографических диаграммах (см. разд. 4.8, оливин) [Mauler et al., 2001; Ross et al., 1996]. Процессы диффузионной ползучести проявляются при высоких температурах, и структуры, сформировавшиеся за счет диффузии, развиты в эклогитах [Mauler et al., 2001; Ross et al., 1996], в милонитовых гнейсах [Garlick, Gromet, 2004]. Широкому развитию таких первично диффузионных структур в породах метаморфических областей препятствуют процессы рекристаллизации, изменяющие строение породы на ретроградной стадии метаморфизма (см. разд. 4.4).

Проявление сверхпластичности отражает смену механизма деформации при структурной перестройке породы, а именно – существенное уменьшение размеров слагающих породу зерен.

4.4. Рекристаллизация

4.4.1. Уменьшение площади границ зерен

При деформации кристаллических агрегатов уменьшение общей внутренней свободной энергии приводит к уменьшению *поверхностной энергии зерен* при сокращении их площади. Процесс сокращения границ зерен называется *рекристаллизацией*.

Геометрическая особенность возникновения границ зерен с углами, близкими 120°, в отсутствие внешнего поля напряжений (или, что более правильно, в условиях

Свободная энергия на границах зерен. Границы зерен представляют собой узкие зоны шириной в несколько атомов, в пределах которых кристаллическая структура резко искажена по сравнению с внутренними частями зерен.

Наличие энергии на границах зерен качественно можно проиллюстрировать при помощи классических шаростержневых моделей, традиционно использующихся на занятиях по кристаллографии. Каждый атом («шар») внутри кристалла связан с окружающими его соседними атомами химическими связями («стержнями»). При отсутствии дефектов кристаллической решетки для каждого из атомов задействованы все связи, и потенциальная энергия минимальна. На границе кристалла эти связи как бы «оборваны», не достроены последующими плоскостями кристаллической решетки, и, если использовать аналогию с шаростержневой моделью, представляют собой торчащую «арматуру» этих нереализованных связей, которыми и определяется более высокая потенциальная энергия атомов на границах зерен. Искажения кристаллической решетки в узких зонах на границе контактирующих зерен обусловлены перераспределением этих «оборванных» связей. В то же время, любая граница зерен представляет собой некоторую упорядоченную совокупность атомов, общую для смежных зерен, в которых некоторые позиции атомов на границе двух решеток совпадают [Вернон, 1980].

Если зерновая кристаллическая структура агрегата унаследована от субзерновой, сформировавшейся при фрагментации, то высокая энергия границ также может быть унаследованной (обусловленной высокой плотностью дислокаций на границах новообразованных зерен).

Таким образом, зерновой агрегат всегда обладает некоторой свободной энергией, обусловленной существованием границ зерен (помимо внутренней энергии, см. разд. 4.1.2) и «стремится» к уменьшению числа атомов, находящихся в неустойчивых положениях и обладающих высокой потенциальной энергией. Эта тенденция обычно реализуется за счет уменьшения общей площади границ зерен.

изотропного давления) отражает тенденцию заполнения пространства зернами с наименьшей площадью поверхности и формирования агрегатов с межгранными поверхностями, обладающими одинаковой свободной энергией [Harker, Parker, 1945] (рис. 4.15, 4.16). Пример простого эксперимента приводит Р. Вернон [Вернон, 1980], предлагая понаблюдать, например, за пивной пеной в горлышке бутылки, после того как из нее выпито пиво – пузырьки пены («зерна») формируют «гранобластовый» агрегат с образованием точек тройного сочленения, углы между «гранями» в которых стремятся к 120° (см. рис. 4.15). В этой качественной аналоговой модели роль свободной энергии зерен выполняет сила поверхностного натяжения.

Поверхностная свободная энергия границ зерен зависит также от взаимной ориентировки границы и кристаллической решетки. У слабоанизотропных минералов (кварц, полевые шпаты, кальцит при высоких степенях метаморфизма) кристаллы в мономинеральных агрегатах при рекристаллизации с уменьшением общей площади границ зерен приобретают полигональную форму, с некоторыми отклонениями межгранных углов от 120° и локальными искривлениями границ. Наблюдается тенденция разрастания больших многогранных кристаллов, мелкие зерна, наоборот, уменьшаются в размерах (можно легко математически показать, что чем крупнее зерно (кристаллы) в агрегате и чем больше в них граней, тем меньше площадь поверхности зерен и следовательно – поверхностная энергия).

У мономинеральных агрегатов анизотропных минералов при рекристаллизации преимущественное развитие получают межгранные поверхности, параллельные

Рис. 4.15. Гранобластовая структура, характеризующаяся границами зерен с углами, близкими 120° – результат заполнения пространства зернами с наименьшей площадью поверхности и формирования агрегатов с межгранными поверхностями, обладающими одинаковой свободной энергией.

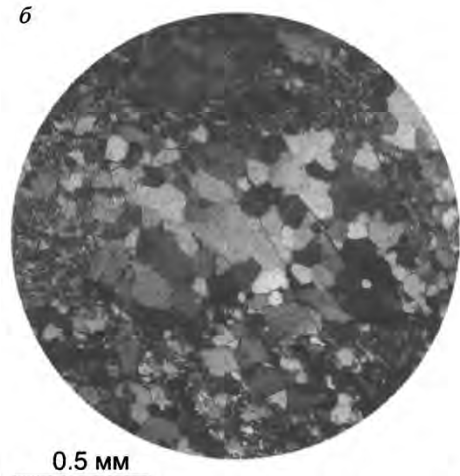
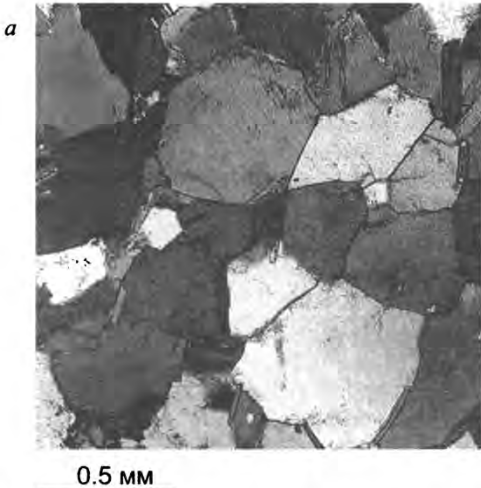
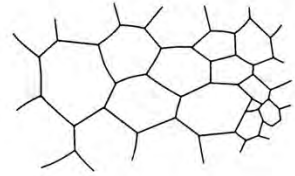


Рис. 4.16. Гранобластовые «мостовые» структуры, возникшие при рекристаллизации кварца: *a* – биотитовые гнейсы, Северо-Карельская зона (фото В. Травина); *б* – милонитизированные граниты, Келянская зона, Северное Забайкалье. Микрофотографии шлифов, +.

плоскостям специфических кристаллографических форм с простыми индексами, тогда как остальные грани плавно искривлены или имеют неправильную форму. При рекристаллизации пироксенов и амфиболов преимущественное развитие получают грани, параллельные плоскостям (110). Слюды сильно анизотропны и обнаруживают строгую зависимость между поверхностной энергией и ориентировкой граней (здесь доминируют плоскости (001)).

Углы между зернами в полиминеральных агрегатах варьируют в зависимости от сочетаний фаз [Вернон, 1980; Passchier, Trouw, 1996] (рис. 4.17). Если энергия границы зерен B/B будет больше, чем энергия границы зерен минералов A/B , то двугранный угол θ кристалла A будет меньше 120° . Поскольку от величины двугранного угла зависит площадь границы зерен, то тенденция к уменьшению общей свободной энергии границ трех зерен на рис. 4.17 будет реализована уменьшением границы B/B . Эту тенденцию можно пояснить на примере простого механического опыта (рис. 4.18), в котором одна из трех пружин будет более упругой. Показано [Vernon, 1968], что обычно (но не всегда) угол θ меньше 120° , т.е. границы зерен одной фазы (B/B) обладают большей энергией, чем границы между разными фазами.

Рекристаллизация путем сокращения площади поверхности зерен может осуществляться как в процессе деформации, так и после, при снятии нагрузки. Уменьшение площади поверхности происходит сначала за счет сглаживания неровностей границ зерен, а затем – предпочтительного разрастания одних зерен за счет других.

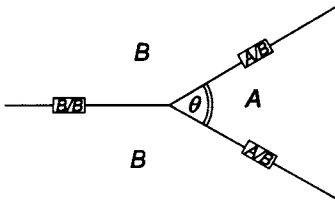


Рис. 4.17. В зависимости от энергии границ угол между границами будет варьировать. Если энергия границы B/B больше, чем энергия границ A/B , то тенденция к сокращению границы B/B приведет к уменьшению угла θ ($\theta < 120^\circ$, как показано на рисунке). В противном случае сокращаться будут границы A/B , и угол θ будет больше 120° .

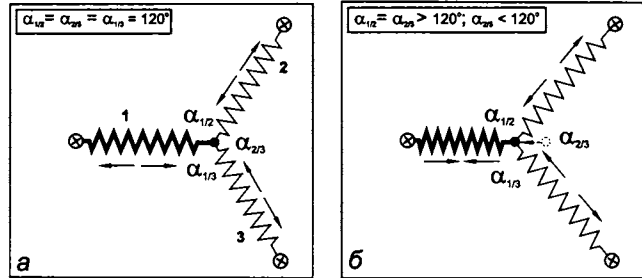


Рис. 4.18. Простейший опыт, поясняющий соотношение энергии границ и межграннчных углов. Три пружины растянуты и удерживаются в центральной точке, так что углы $\alpha_{1/2} = \alpha_{1/3} = \alpha_{2/3} = 120^\circ$ (а). Пружина 1 обладает большим модулем Юнга, и при отпуске пружин она сжимается, тогда как пружины 2 и 3 еще более растягиваются (б). Угол $\alpha_{2/3}$ становится меньше 120° . Потенциальная энергия пружин («границ») приведена к минимуму – пружина («граница») 1 сократилась, 2 и 3 растянулись («сразрослись»).

Типы границ. Границы разделяют области с разными физико-химическими свойствами. В кристаллических породах выделяют *фазовые границы* (к ним относят границы двух зерен различного состава или границу зерна с газово-жидкой фазой) и границы между зернами одного состава. Среди последних различают межзерновые большеугловые и внутриззерновые границы [Lloyd et al., 1997].

Межзерновые большеугловые границы, или собственно границы зерен разделяют области с одинаковым составом и кристаллической структурой, но с различной кристаллографической ориентировкой. Такие границы представляют собой двумерный дефект решетки. Межзерновые границы возникают в результате образования породы или в процессе последующей деформации.

Внутриззерновая граница разделяет области зерна одного состава и кристаллической структуры, но характеризующиеся слегка различными свойствами. Различают несколько типов таких границ. *Малоугловые границы*, или границы субзерен разделяют области, в которых разориентировка обычно меньше чем $5-15^\circ$ в зависимости от материала и типа связей. *Двойниковая граница* разделяет области, имеющие специфические кристаллографические соотношения друг с другом, при деформации обычно выражающиеся зеркальным отображением кристалла по разные стороны от границы. *Граница субзерен типа деформационной полоски* – достаточно широкий, но резкий переход между областями со слегка различной кристаллографической ориентировкой, проявляющийся за счет скопления дислокаций в определенных зонах. Частным случаем таких структур являются деформационные ламели – уплощенные субзерна шириной около 0.01 мм. Помимо собственно дислокационных дефектов в таких границах могут наблюдаться многие другие дефектные субструктуры (двойники, стекла, газовожидкие включения [Drgu, 1993]). *Границы кинкбандов* резкие и характеризуются значительной кристаллографической разориентировкой.

Кристаллографические границы отличаются по степени связности, которая зависит от пропорции общих плоскостей и узлов решетки двух смежных кристаллических областей, которые, в свою очередь, зависят от их относительной разориентировки, ориентировки границы, различных соотношений симметрии и кристаллохимии. Выделяют следующие типы границ: связные, или когерентные границы (например двойниковые, в которых граничные атомы принадлежат обеим решеткам), полусвязные (семикогерентные) и несвязные (некогерентные). К полусвязным границам относятся границы субзерен, в граничной области которых часть атомов принадлежат кристаллическим решеткам как одной, так и другой части зерна. Примером некогерентных границ являются зерновые границы. При возрастании коге-

рентности граничная энергия уменьшается, и граница становится более стабильной.

Количественное описание когерентности границ реализовано в теории совмещения узлов решетки [Brandon, 1966 и др.]. Степень совмещения, или объемное соотношение элементарных ячеек (также известное как индекс двойникования, или повторяемость совмещения узлов решетки, S) обратно пропорционально количеству узлов решетки, которые находятся в совмещении. Например, при $S = 1$ наблюдается отличное совмещение (на границе все атомы являются общими), при $S = 2$ только половина узлов решетки находится в совмещении и т.д. [Lloyd et al., 1997] (рис. 4.19).

В последние годы изучение типов границ и разориентировки зерен в горных породах наряду с определением преимущественных ориентировок минералов находит применение при идентификации деформационных механизмов (см. разд. 4.10).

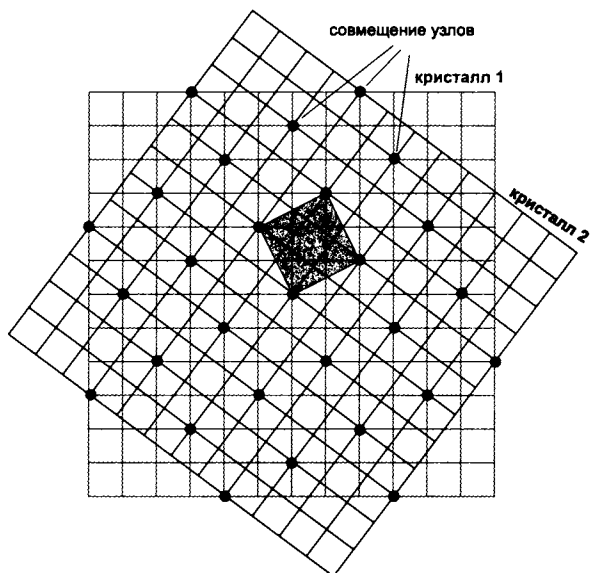


Рис. 4.19. Неполное совмещение узлов решеток кристаллов на скрученной границе. Только часть узлов находится в совмещении, поэтому говорят о полусвязной границе. Можно определить степень совмещения S для данной границы (условно, в этом двумерном случае): $S = 5$, так как только пятая часть атомов решеток являются общими для кристаллов 1 и 2.

4.4.2. Миграция границ зерен

Процессы *миграции границ зерен* происходят на контактах зерен, в различной степени деформированных и следовательно различающихся плотностью дислокаций. Атомы в зерне с большей плотностью дислокаций могут перемещаться, заполняя вакансии в кристалле с низкой плотностью дислокаций. В свою очередь, это приводит к росту менее деформированного зерна и локальному перемещению границы в сторону более деформированного (рис. 4.20). Общая внутренняя энергия кристаллов или их агрегата при этом снижается.

Реже наблюдается образование небольших свободных от дислокаций кристаллозародышей внутри сильно деформированного зерна и их разрастание внутри более деформированного кристалла-«хозяина». Этот процесс называется *нуклеацией* (рис. 4.21). Процессы миграции границ зерен ведут к перестройке кристаллической структуры и изменению конфигурации границ в кристаллическом агрегате, при которых «старые» зерна с большим количеством дислокаций замещаются новыми – необластами. Нуклеация доминирует при низких температурах и высоких напряжениях, миграция границ зерен проявляется при более высоких температурах.

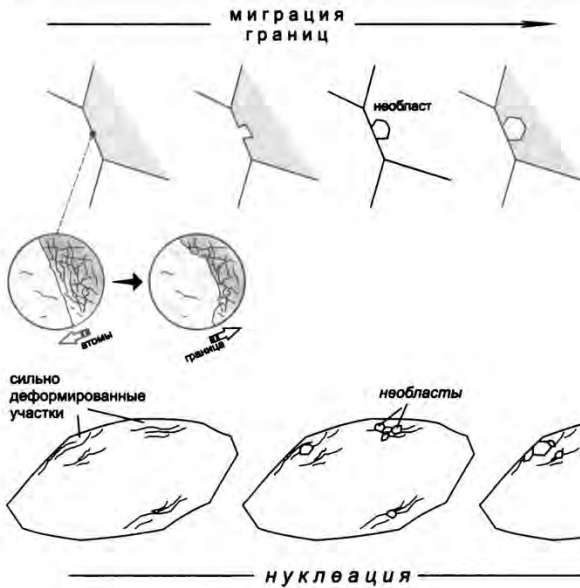


Рис. 4.20. Рекристаллизация механизмом миграции границ зерен – атомы в кристалле с большей плотностью дислокаций (справа) перемещаются в зерно с меньшей плотностью дислокаций, заполняя вакансии. Происходит рост *необласта*, при котором уменьшается количество дислокационных дефектов, следовательно, снижается общая внутренняя энергия.

Рис. 4.21. Нуклеация – образование и разрастание свободных от дефектов кристаллов (*необластов*) в сильно деформированных, насыщенных дислокациями участках кристалла. См. также рис. 4.23, в.

4.4.3. Вращение субзерен

После обособления субзерен при фрагментации (см. разд. 4.1.2, рис. 4.7), сопровождающегося формированием малоугловых границ, процесс постепенного возрастания количества дислокаций на границе субзерен приводит к повороту одной части кристалла относительно другой, и субграница превращается в границу новообразованного зерна (при повороте более чем на 10°). Таким образом, новое зерно формируется в процессе переориентировки субзерен или их вращения (увеличения угла между кристаллическими решетками субзерен). Такой механизм деформации, приводящий к формированию новых зерен, называется рекристаллизацией с *вращением субзерен* (рис. 4.22).

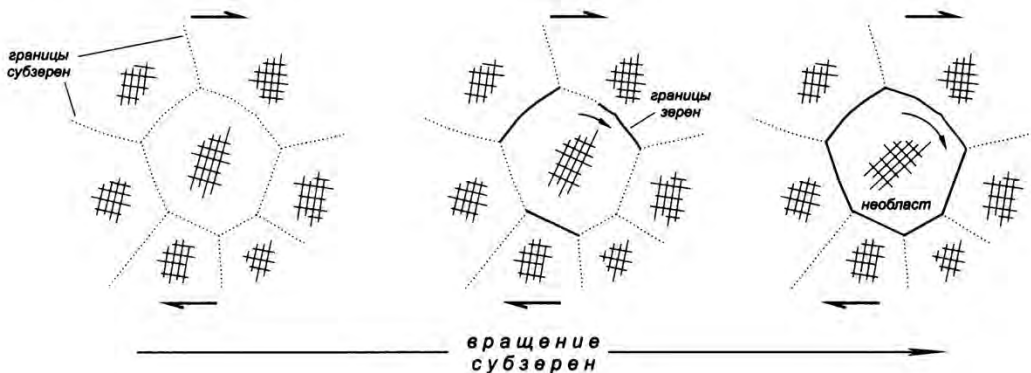


Рис. 4.22. Рекристаллизация с вращением субзерен: при повороте субзерна с увеличением угла между кристаллическими решетками субзерновая граница переходит в зерновую и формируется *необласт*.

4.4.4. Статическая и динамическая рекристаллизация

Выделяют два типа рекристаллизационных процессов: динамические (или синтетектонические) и статические (или посттектонические) [Николя, 1992]. *Синтетектоническая (динамическая) рекристаллизация* протекает за счет энергии деформации при активном нагружении пород и осуществляется двумя главными механизмами – миграцией границ зерен и вращением субзерен (см. разд. 4.4.2 и 4.4.3). *Посттектоническая (статическая) рекристаллизация* обусловлена внутренней или поверхностной энергией зерен в горных породах, накопление которой происходит при нагружении и деформации породы, а окончательное оформление структуры породы завершается позднее.

При описании структуры пород, сформировавшихся в процессе *динамической рекристаллизации*, различают частично и полностью рекристаллизованные породы [Passchier, Trouw, 1996]. Для частично рекристаллизованных пород характерно бимодальное распределение размеров зерен: между зернами большего размера с волнистым погасанием развит агрегат более мелких зерен и субзерен (порфирокластовые структуры, рис. 4.23). Мелкие зерна образуются в результате фрагментации субзерен и дальнейшего обособления новообразованных зерен под действием процессов динамической рекристаллизации.

Полностью рекристаллизованные породы трудно отличить от нерекристаллизованных пород с равномернозернистой структурой. Отличия, которые свидетельствуют о динами-

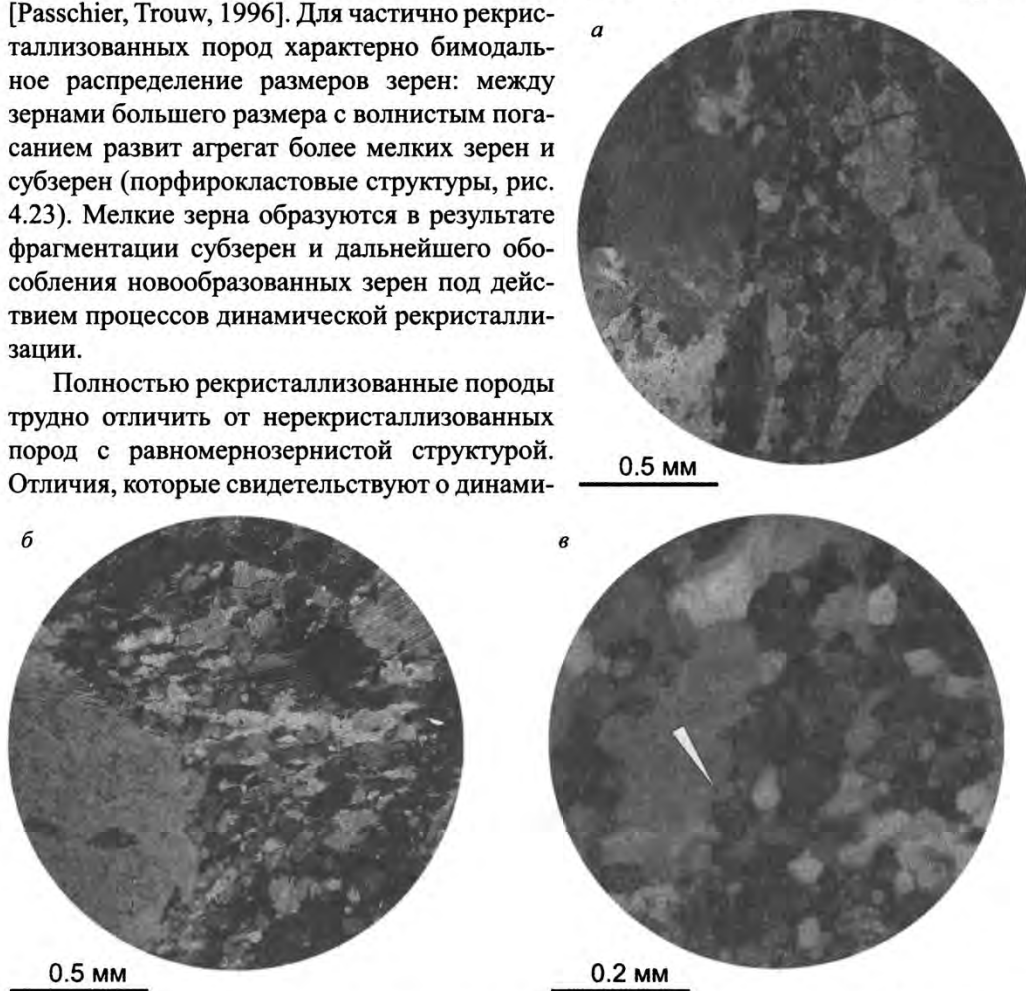


Рис. 4.23. Бимодальное распределение размеров зерен частично рекристаллизованных пород. Фрагментация и рекристаллизация на границе крупных зерен (порфирокластов) кварца (*а*), плагиоклаза (*б*). Нуклеация и прорастание необласта (указан стрелкой) на границе кварцевого зерна (*в*). Катаклазированные гранитоиды, Келянская зона, Северное Забайкалье. Микрофотографии шлифов, +.

ческой рекристаллизации, проявляются в виде следов внутризерновых деформаций, в преобладающей ориентировке кристаллических решеток зерен, выраженной в шлифах погасанием, и относительно выдержанным размером зерен.

При рекристаллизации механизмом миграции границ зерен структурным выражением являются очень неровные границы. Процессы вращения субзерен реализуются главным образом в постепенных переходах между агрегатами субзерен и новообразованных зерен, которые имеют сопоставимые размеры и характеризуются большеугловыми границами. При этом границы субзерен могут постепенно переходить в границы между новообразованными зернами.

Основной механизм *статической рекристаллизации* – разрастание зерен, сопровождающееся уменьшением площади их границ (см. рис. 4.16). Хотя эти процессы могут протекать в ходе деформации, их эффект более очевиден и становится доминирующим после деформации, особенно при высоких температурах. При этом уменьшение внутренней энергии за счет процессов статической рекристаллизации намного меньше, чем при миграции границ или вращении субзерен.

После завершения деформации горная порода не достигает минимума свободной энергии, значительное количество которой «сохраняется» в виде скоплений дислокаций в кристаллах, на неровных границах зерен, градиентов концентраций вакансий и интерстициальных атомов и др. Пониженные температуры в отсутствие флюида определяют сохранность деформационных структур внутризернового и зернового уровней. При поддержании достаточно высоких температур и значительном количестве флюида в системе продолжают процессы статической рекристаллизации и возврата, до тех пор пока не будет достигнут минимум внутренней энергии; при этом нестабильные минералы замещаются стабильными, уменьшается плотность дислокаций, формируются границы субзерен, границы зерен сглаживаются, происходит разрастание зерен.

Процессы статической рекристаллизации сильно зависят от температуры, повышение которой сообщает системе необходимую энергию для рекристаллизации, обеспечивая достаточную «подвижность» дислокаций. В металлургии известно явление *отжига* [Николя, 1992; Passchier, Trouw, 1996], когда рекристаллизация вызывается пассивным нагреванием ранее деформированного металла, при котором деформированные кристаллы теряют внутренние дефекты и формируют новую зерновую структуру. Такая *отжиговая рекристаллизация* может протекать в экзоконтактных зонах посткинematических интрузий.

Признаками посттектонической рекристаллизации являются: наличие зерновых структур с прямыми или слабоискривленными границами зерен, отсутствие субзерен и волнистого погасания в породах, для которых по другим признакам предполагаются значительные деформации (зоны пластичных разломов, фрагменты складчатой структуры). Иногда более определенные выводы о посттектонической рекристаллизации позволяют сделать реликты более ранних деформационных внутризерновых структур.

Субзерновые границы в деформированных кристаллах являются новообразованными неоднородностями. Представляя собой наиболее деформированные участки зерен, субзерновые границы выступают в роли деформационных концентраторов. Основные процессы при рекристаллизации направлены на «уничтожение» этих неоднородностей

с общим уменьшением внутренней энергии. Таким образом, при рекристаллизации происходит структурная перестройка с образованием суперпозиционного структурно-парагенеза: рекристаллизационные структуры накладываются на субзерновые.

4.5. Плавление при деформации

В деформированных метаморфических породах установить свидетельства плавления достаточно трудно. Предполагается, что индикаторами частичного плавления являются участки заостренной формы и предполагаемые расплавные резервуары с неровными, угловатыми очертаниями, которые возникли в результате роста в них кристаллов [Sawyer, 2001]. Кроме того, наличие округлых или корродированных зерен, окруженных предполагаемыми расплавными пленками вдоль зерновых границ, также позволяет судить о развитии процессов плавления при деформации.

Одним из наиболее характерных высокотемпературных процессов является диффузионная ползучесть. Показано, что скорость диффузионной ползучести увеличивается с увеличением температуры и (или) увеличением растворимости минеральных компонентов в межзерновой флюидной составляющей, водной или расплавной. Для многих силикатных минералов (в частности, кварца и полевых шпатов) силикатные расплавы являются более эффективным растворителем, чем водный флюид. Данные экспериментальных исследований показывают, что наличие межзернового расплава значительно увеличивает скорость диффузионной ползучести и межзернового скольжения. Например, для оливиновых агрегатов установлено, что скорость ползучести возрастает на порядок при наличии 7 % расплавной фазы [Hirth, Kohlstedt, 1995]. Экспериментальные данные по деформации мелкозернистого лабрадорита свидетельствуют, что прочность образцов, содержащих силикатный расплав в количестве 0.1–3 %, в 5–10 раз меньше, чем у образцов с остаточными стеклами в участках тройных сочленений зерен, а скорость граничной диффузии значительно возрастает при наличии расплавных пленок [Dimanov et al., 2000].

Таким образом, важнейшим следствием частичного плавления при деформации можно считать значительное увеличение скорости диффузионных процессов и, следовательно, скорости деформации. Увеличение температуры вызывается как внешними факторами (общим возрастанием геотермического градиента), так и возникает в результате деформации. Предполагают, что при высоких скоростях нагружения диффузионные процессы не могут релаксировать приложенные напряжения, и избыточная энергия в системе приводит к увеличению температуры. Появление в системе расплава резко увеличивает скорость диффузии, облегчает межзерновое проскальзывание, выступая в роли механизма разупрочнения. Один из примеров, иллюстрирующих возможность протекания таких процессов в милонитовых и ультрамилонитовых гнейсах, приведен в [Garlick, Gromet, 2004].

Подобные процессы, проявленные более локально, фиксируются в псевдотахлитах – тектонитах, слагающих относительно узкие (первые десятки сантиметров, редко до нескольких метров) зоны в метаморфических породах [Метаморфизм и тектоника, 2001] (см. разд. 5.7.5). Предполагается, что стекловатые породы, сложенные тонкими зернами и фрагментами милонитов, формируются в результате очень быстрых разрыв-

Эффект Ребиндера. Горные породы как поликристаллические тела обладают свободной поверхностной энергией границ зерен. Снижение свободной поверхностной энергии может происходить не только за счет уменьшения площади границ зерен при перекристаллизации (см. разд. 4.4.1), но и при проникновении между зернами тончайших пленок поверхностно-активных жидкостей. Эффект Ребиндера [Ребиндер, 1979; Сальников, Траскин, 1987] заключается в облегчении деформации и разрушения твердых тел вследствие понижения свободной поверхностной энергии. Сама среда активно участвует в снижении своей прочности, «втягивая» между кристаллами поверхностно-активное вещество. Процесс чувствителен к очень малым количествам активного вещества, протекает быстро и зависит от напряженного состояния среды. Важным условием яркого проявления эффекта Ребиндера является правильный подбор пары среда–жидкость (устанавливаются в экспериментах в основном эмпирически), но в общем случае расплав вещества и эвтектика компонентов среды выступают в качестве хорошего поверхностно-активного вещества. Важным условием является также воздействие на среду механических напряжений, при изменении которых процесс может быть обратимым (изменение механических свойств с увеличением прочности). Основными формами эффекта Ребиндера являются «охрупчивание», «пластифицирование» и «самопроизвольное диспергирование» твердых тел. Расплавы и растворы изменяют механические свойства горных пород, приводя в ряде случаев к снижению прочности в несколько раз, образованию трещин при сравнительно небольших напряжениях и т.д. [Лукьянов, 2002].

ных деформаций в кристаллических породах. Матрикс псевдотахилитов представлен силикатным стеклом с микролитами и следами вторичной раскристаллизации, зерна несут следы коррозии. Образование разрывов при быстрых деформациях, сопровождающихся выделением тепла за счет трения, приводит к плавлению. В этом случае плавление выступает как деформационный механизм, облегчающий трение.

Образование псевдотахилитов обычно рассматривают как самоограничивающийся процесс. Действительно, расчетные модели показывают, что плавление за счет трения осуществимо при быстрых (сейсмических) скоростях деформации – но даже тонкие пленки расплава вдоль плоскости разлома или трещины и вызванное ими снижение сил трения должны были бы существенным образом «гасить» дальнейшее плавление. В то же время, количество расплавленного вещества в псевдотахилитах во многих случаях явно превышает теоретически рассчитанное [Bjornerud, Magloughlin, 2004]. Наиболее очевидным процессом, усиливающим плавление при быстрых сейсмических смещениях, является локальная декомпрессия в областях неровностей или ступенек на поверхностях разрывов, которые выступают как участки разгрузки, отводящие расплав от участков плавления (аналогичным образом неровности трещины создают чередование участков сжатия и растяжения, в которых формируются стилолиты и волокнистые жилы). Импульсная (пульсирующая) разгрузка играет важную роль в динамике образования псевдотахилитов. Во-первых, при наличии существенного градиента флюидного давления быстрая миграция расплава в области с пониженным напряжением восстанавливает трение на поверхности разрыва и провоцирует дальнейшее плавление. Во-вторых, на больших глубинах такая резкая разгрузка может приводить к декомпрессионному плавлению непосредственно в областях снижения давления.

Переход от диффузионной ползучести и межзернового проскальзывания к плавлению при «быстрых» деформациях является частным примером динамически обусловленной структурной перестройки. В свою очередь, частичное плавление приводит к резкому увеличению скорости диффузии и повышению релаксационной эффектив-

ности этого процесса. Сочетание структур диффузионной ползучести, межзерново-го проскальзывания и плавления является примером суперпозиционного парагенеза уровня зерен и агрегатов зерен.

4.6. Растворение под давлением

Процесс *растворения под давлением* обусловлен разной растворимостью минералов в поровом флюиде в зависимости от величины действующего напряжения (рис. 4.24) и изучен с применением экспериментальных, микроскопических, электронно-микроскопических и геохимических методов исследований [Талицкий, Галкин, 1988; Теркот, Шуберт, 1985; Beach, King, 1978; Voeg, 1977]. Действие процесса растворения под давлением обусловлено наличием в породах неоднородностей строения, что вызывает неоднородность распределения напряжений: появление перегруженных и недогруженных участков пород (или зон *компрессии* и *декомпрессии*). В породах с зерновой структурой зоны компрессии возникают на контактах зерен, ориентированных нормально к оси максимального сжатия (см. рис. 4.24). Зоны декомпрессии (растяжения) образуются на контактах зерен, ориентированных субпараллельно оси сжатия. Участками растяжения в породе являются также трещины, имеющие подобную ориентировку.

Показано, что растворимость минералов в водном флюиде выше там, где кристаллическая решетка минералов испытывает более высокие напряжения сжатия [Кнipe,

Компрессионная ползучесть. Деформация механизмом растворения под давлением называется компрессионной ползучестью. Существует три основных модели компрессионной ползучести (рис. 4.25, 4.26): модель тонких пленок [Rutter, 1976], модель островов и каналов [Spiers, Schutjens, 1990] и модель микротрещиноватости [Gratz, 1991].

Модель тонких пленок говорит о том, что контакты зерен полностью обволакиваются очень тонкими (менее 2 нанометров) флюидными пленками, которые могут передавать приложенные напряжения. Флюид в этих пленках растворяет вещество и переносит в свободное поровое пространство. В экспериментах при низких напряжениях наблюдались флюидные пленки, но, как оказалось, они «отжимаются» из границ зерен в интервале давлений 0.1–20 МПа. Тем не менее, для большинства горных пород отсутствие границ со свободным интeрстициальным флюидом является скорее теоретическим допущением [Jessel, Bons, 2002].

Модель островов и каналов предполагает существование межзерновых контактов (островов) и заполненных флюидом полостей (каналов). Данная модель представляет собой устойчивую структуру контактов зерен, которые передают напряжения, и расположенных между этими нагруженными контактами флюидных резервуаров. На участках контактов кристаллов («на островах») протекает пластическая деформация, растворение же вещества осуществляется в свободных от давления резервуарах. При частичном растворении участков контактов или при их деформации возникают новые точки взаимодействия. Регулярная миграция островов и каналов в процессе деформации приводит к тому, что флюид получает доступ ко всей поверхности зерна с течением времени.

Модель микротрещиноватости предполагает образование тонкой трещиноватости, пересекающей контакты зерен, с последующим расширением трещин за счет растворения с формированием статичных «каналов». Проникновение флюида по каналам приводит к формированию на контакте зерен флюидной пленки, граничная диффузия в которой и определяет в дальнейшем скорость переноса материала во флюиде. При этом разрастание таких микротрещин увеличивает площадь границ, а следовательно – и скорость граничной диффузии.

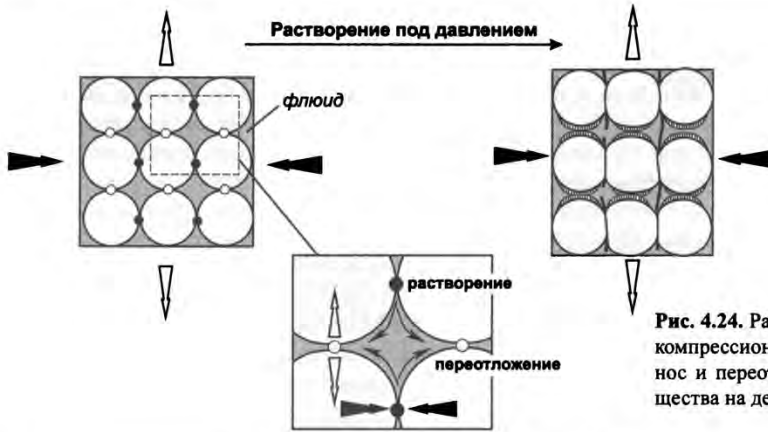


Рис. 4.24. Растворение под давлением на компрессионных контактах зерен, перенос и перестолжение растворенного вещества на декомпрессионных границах.

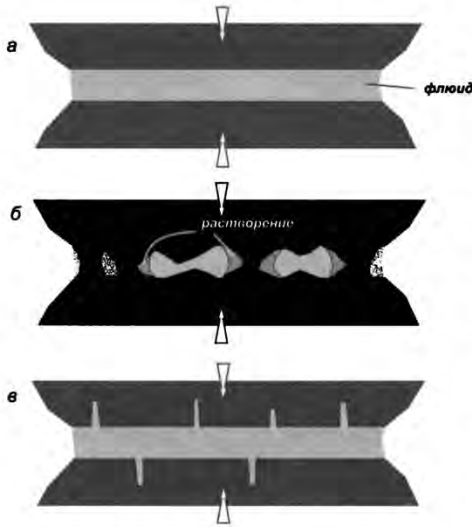


Рис. 4.25. Модели компрессионной ползучести: тонких пленок (а), островов и каналов (б), микротрещиноватости (в). В первой и третьей модели перенос вещества определяется граничной диффузией, и тонкая пленка флюида на контакте зерен активно участвует в передаче приложенных напряжений. Отличие модели микротрещиноватости состоит в том, что здесь на начальном этапе зерна разбиваются микротрещинами, коррозия которых флюидом приводит к их расширению – следовательно, увеличивается площадь границ и, таким образом, ускоряется граничная диффузия. В модели островов и каналов флюидные резервуары свободны от давления, а напряжения передают участки контактов зерен. Здесь же, на контактах, протекает растворение вещества (б). При растворении передающих напряжение контактов выступы и неровности формируют новые контакты. Прямое расчетное применение таких моделей ограничивается сложностью учета множества неоднородностей: различных ориентировок границ, наличия нарушений и неровностей у контактирующих зерен, характеристики флюида – его состава и наличия различных примесей (см. также рис. 4.26).

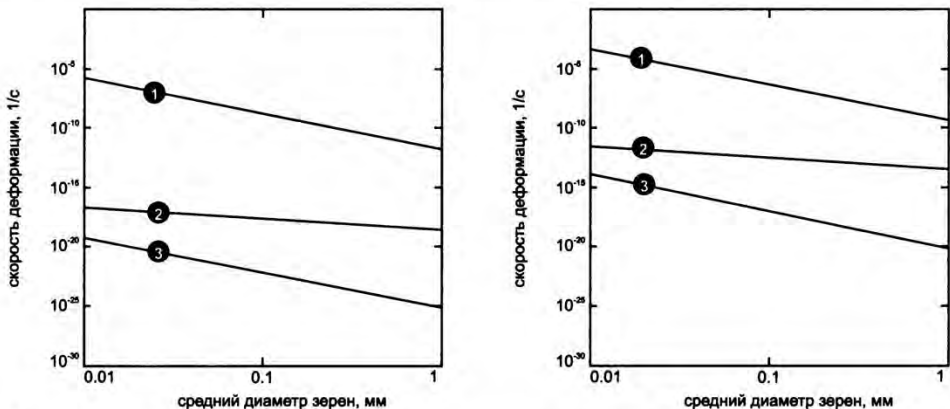


Рис. 4.26. Скорость деформации при дифференциальном напряжении 10–100 МПа, рассчитанная для кварцевых агрегатов для моделей островов и каналов (1), тонких пленок (2) и микротрещиноватости (3). Слева – T = 200 °C, P = 100 МПа, справа – T = 400 °C, P = 200 МПа. По [Farver, Yund, 2000] с изменениями.

1989]. В зонах компрессии при стрессовых нагрузках пород в низко- и среднетемпературных условиях происходит селективное растворение наиболее легкорастворимых компонентов пород. Одновременно осуществляется перенос и переотложение растворенного вещества в зоны декомпрессии, где приоткрываются поры, формируются пустоты, трещины и т.п. (см. рис. 4.24).

Наиболее легкорастворимыми компонентами являются кварц, карбонатные минералы, хлорит, хуже растворяются плагиоклазы и эпидот. В зависимости от геохимической обстановки при деформации пород переотложенные минералы могут отличаться по составу от растворенного в зонах компрессии вещества.

Процесс растворения под давлением – переотложения вещества, является ведущим механизмом деформации пород при диагенезе и низких ступенях метаморфизма и приводит к формированию *межзернового кливажа* и *кливажа плейчатости, стилолитов, бород нарастания* и *минеральных жил* (подробнее см. разд. 5.1.2, 5.1.3, 5.2–5.5). Эти процессы очень характерны для обломочных пород с резко неоднородным строением на зерновом уровне, при этом растворению подвергается как вещество зерен, так и цемент пород. Структуры растворения под давлением широко распространены также в карбонатных породах, реже в вулканитах.

Открытость или закрытость системы при деформации приводит к различным объемным эффектам, определяющимся привнесом или выносом вещества флюидом. Такой пример приведен в [Canole et al., 1997], где оценки изменения объема проводились на основе определения количества кальцита во флишевых отложениях в висячем и лежащем крыле сброса. Было показано, что в висячем крыле произошло уменьшение объема при растворении и выносе кальцита, в самой зоне разлома – увеличение объема за счет отложения кальцита, а в лежащем крыле сброса объем остался неизменным.

Процесс растворения под давлением обусловлен наличием точечных концентраторов сжатия на контактах обломков и объемных концентраторов растяжения в их тенях давления – ассоциация структур сжатия и растяжения на контактах зерен является компенсационным деформационно-химическим структурным парагенезом [Гончаров и др., 1995]. При этом более детальное рассмотрение процессов, протекающих на нагруженных контактах зерен (см. рис. 4.25), свидетельствует о подобных компенсационных эффектах непосредственно на этих компрессионных границах.

Процессы растворения под давлением могут инициировать изменение минерального состава породы только за счет локального перераспределения вещества. Так, вынос кремнезема из контактовых частей кварцевых порфирокластов в слюдистых кварцитах приводит к уменьшению общего количества SiO_2 с 83 до 49–58 % на расстоянии нескольких миллиметров от порфирокласта. Это приводит к образованию глиноземистого минерала ставролита, обычно на контактах включений и матрикса. Таким образом, рост ставролита обусловлен в данном случае перераспределением кремнезема и относительным увеличением количества глинозема в отдельных участках породы [Selverstone, Nyatt, 2003]. При метаморфизме процессы растворения под давлением приводят к растворению минеральных зерен, контакты которых ориентированы ортогонально сжатию, и переотложению растворенного вещества в тенях давления зерен [Imon et al., 2004].

На скорость растворения под давлением влияет ориентировка кристаллической решетки отдельных зерен. Наблюдениями [Becker, 1995] и экспериментальными дан-

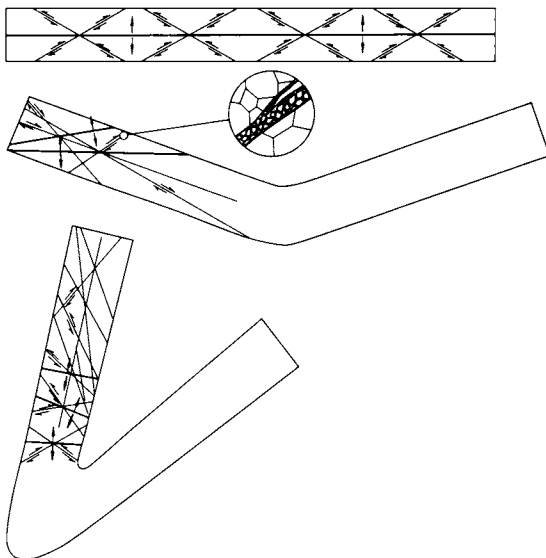
ными [Den Brok, 1996] показано, что кварцевые зерна с небольшим углом между c -осью и осью укорочения наименее подвержены растворению, а наиболее сильно растворяются зерна с 50-градусным различием ориентировок c -оси (см. разд. 4.10) и оси укорочения.

4.7. Катакластическое течение

Катакластическое течение представляет собой процесс разрушения породы (механического дробления, ее взламывания и скольжения отдельных фрагментов друг относительно друга), характерного для приразломных зон и приводящего к образованию брекчий, катаклизитов, глинок трения (*приразломных тектонитов*, см. разд. 5.7). Последние формируются при сильной дезинтеграции и истирании горных пород [Passchier, Trouw, 1996].

Наряду с процессами хрупкого разрушения горных пород (дробления) при катакластическом течении формируются структуры, обусловленные действием других механизмов деформации. Внутри- и межзерновые структуры (волнистое погасание, двойникование, швы растворения и т.д.), наблюдающиеся как в матриксе, так и во включениях тектонитов, возникают на стадиях, предшествующих хрупкому разрушению.

При складкообразовании формирование зон катакластического течения может выступать в качестве одного из факторов, формирующих микроблоковую (или собственно блоковую) структуру, после которого перемещение и проскальзывание блоков друг относительно друга приводят к непрерывной однородной деформации на макроуровне. Это один из примеров хрупко-пластических деформаций, когда многочисленные разрывные деформации микроуровня являются причиной непрерывной деформации макроуровня [Ismat, Mitra, 2001] (рис. 4.27). Процессы формирования складчатых структур при перемещении друг относительно друга небольших блоков (фрагментов)



пород можно называть также *кусовой деформацией* [Белоусов, 1986].

При наличии в породе свободного флюида заполнение им трещин приводит к образованию брекчий, обломки которых сцементированы кварцевым, кварц-карбонатным, карбонатным цементом. Высокое флюидное давление способствует процессам катакластического течения, ослабляя трение на контактах фрагментов разрушающих-

Рис. 4.27. Реконструкция формирования складки. Итоговая блоковая структура сформирована многочисленными трещинами растяжения и скола. Трещины скола представляют собой узкие зоны катакластического течения. По [Ismat, Mitra, 2001] с упрощениями.

ся горных пород. С ростом давления увеличивается трение на границах разрывов, затрудняется раскрытие трещин растяжения, и катакластическое течение уступает место другим деформационным механизмам в зонах пластичных разломов [Labaume et al., 2001]. В меньшей степени этот процесс зависит от температуры. В общем случае катакластическое течение относится к деформационным механизмам, протекающим в породах при низких РТ-условиях зеленосланцевой фации и относительно высоких скоростях нагружения.

Кроме зон разрывных нарушений процессы катакластического течения характерны для высокопористых обломочных пород, которые находятся в условиях надгидростатических поровых давлений (например в аккреционных призмах) [Renner, Rummel, 1996]. Так, развитие деформаций в высокопористых песчаниках обуславливает сложное строение зон катакластического течения, которые образуют комплексные деформационные полосы и швы грануляции длиной от нескольких сантиметров до нескольких километров, вдоль которых отмечаются смещения от первых миллиметров до метров и десятков метров. Пространственная сложность таких разрывных структур определяется переходом от хрупкого разрушения к катакластическому течению [Antonellini et al., 1994 и др.].

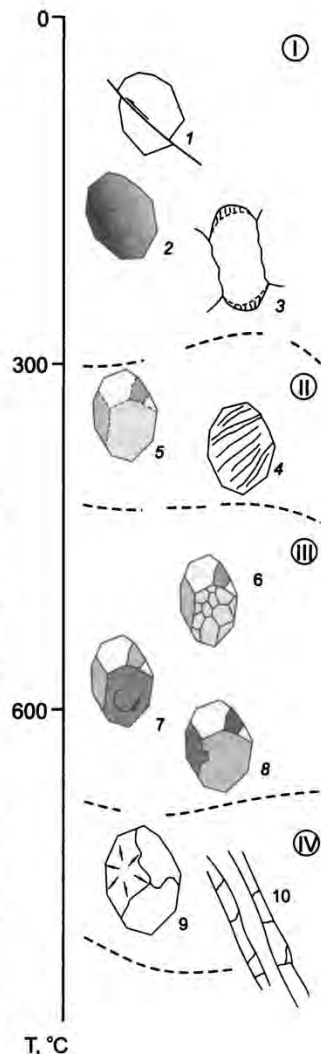
Структуры катакластического течения выступают как члены межуровневого структурного парагенеза, которые подчинены структурам уровня слоев и блоков, а основные релаксационные процессы обусловлены деформациями зернового уровня зон катаклаза. При «шевелении» блоков по таким катакластическим швам в целом сохраняется сплошность пород на макроуровне.

4.8. Краткая характеристика механизмов деформации породообразующих минералов

Каждый минерал в зависимости от состава и особенностей строения кристаллической решетки обладает собственным набором деформационных механизмов, которые могут иметь структурное выражение. Большинство из этих структур можно диагностировать при наблюдении под обычным поляризационным микроскопом, для некоторых требуются более точные методы электронной микроскопии. Определяющими параметрами для каждого минерала являются температура, давление, скорость деформации, величина дифференциального стресса, состав и количество флюида. Кроме того, имеют значение также размеры зерен и соотношение минеральных фаз. Соответствие структур, наблюдаемых в горных породах и минералах, механизмам деформации определено при сопоставлении экспериментальных данных и наблюдений.

Кварц – один из наиболее распространенных породообразующих минералов. Он формирует широкий спектр структур, которые могут быть зафиксированы при микроскопических исследованиях (рис. 4.28) [Вернон, 1980; Галкин, 1992; Добржинская, 1989; Николая, 1992; Hobbs, 1985; Passchier, Trouw, 1996 и др.]. В условиях низкой степени метаморфизма (Т до 300 °С) для кварца наиболее характерны структуры хрупкого разрушения (дробления) зерен, а также структуры растворения под давлением (см. рис. 4.28). Хрупкое разрушение (катаклаз) проявляется при высоких скоростях

Рис. 4.28. Основные механизмы деформации и структуры кварца [Вернон, 1980; Hobbs, 1985; Passchier, Trouw, 1996 и др.]. Механизмы деформации: I – хрупкое разрушение зерен, растворение под давлением, дислокационное скольжение; II – дислокационное скольжение и возврат; III – дислокационная ползучесть, рекристаллизация (вращение субзерен, миграция границ зерен); IV – быстрая рекристаллизация и возврат. Структуры: 1 – механическое дробление зерен (катаклаза); 2 – разориентировки кристаллической решетки (диагностируется по волнистому погасанию); 3 – растворения под давлением – переотложения (коррозионные швы, кливаж, бороды нарастания, минеральные жилы); 4, 5 – фрагментации с образованием деформационных полосок-ламель (4) и субзерен (5); 6 – интенсивной фрагментации с формированием новых зерен; 7 – вращения субзерен; 8 – нуклеации; 9 – разрастания зерен при рекристаллизации с формированием зерен с неровными очертаниями; 10 – ленточного кварца (риббонит).



деформации, а также при относительно малом количестве флюида (например, в кристаллических магматических и метаморфических породах).

При наличии флюида и низкой скорости деформации в низкотемпературных условиях одним из ведущих деформационных механизмов является растворение под давлением (см. рис. 4.28). В зависимости от строения горной породы структуры растворения под давлением могут иметь различное выражение. Для обломочных пород типичен межзерновой кливаж, в кварцитах и кремнистых породах широко развиты стилолиты (см. разд. 5.1.2, 5.2). Одной из структур растворения под давлением в обломочных породах с плотной упаковкой зерен являются коррозионные границы на контактах зерен [Япаскурт, 1995]. Наряду со структурами растворения обычно развиты структуры переотложения (как теневые зоны самих минеральных зерен, так и бороды нарастания жестких включений и минеральные жилы). Растворение под давлением для кварца отмечается в широком интервале температур, до 500–600 °С, однако ведущую роль этот механизм занимает в температурном диапазоне 200–300 °С.

В низкотемпературных условиях при относительно высоких скоростях деформации развивается дислокационное скольжение, выраженное «волнистым» погасанием зерен. Такое погасание при наблюдении в поляризованном свете отражает разориентировку кристаллической решетки в разных частях зерна. Дислокационное скольжение и ползучесть в кварце выступает как ведущий деформационный механизм при температурах 300–400 °С, выражаясь массовым развитием субзерен и образованием ламелей (см. рис. 4.28).

По экспериментальным данным, рекристаллизация при деформации монокристалла кварца не происходит без структурно связанной в кристаллической решетке гидроксильной группы (ОН) или свободной молекулярной воды [Вернон, 1980; Hobbs,

1968]. Процесс каталитического действия воды при рекристаллизации называется гидролитическим разупрочнением [Добржинская, 1989] и объясняется облегчением дислокационного скольжения при наличии достаточно мобильных гидроксильных групп, «доставляющих» дефекты кристаллической решетки при деформации.

При более высоких температурах широко развиты процессы дислокационной ползучести и рекристаллизации (см. рис. 4.28). Возврат, уравнивающий дислокационное скольжение, проявляется развитием фрагментации зерен, в целом зерна приобретают уплощенную форму, с перемещением фрагментов зерен в тыльные части кристаллов. Наряду с фрагментацией при повышенных температурах широко развит процесс рекристаллизации, протекающий за счет миграции границ зерен и вращения субзерен. При увеличении температуры доминирующее значение приобретает механизм миграции границ зерен. По экспериментальным данным, 600 °С является той примерной границей, на которой снижается плотность дислокаций и происходит их упорядочение, т.е. наступает состояние дислокационной ползучести (примерного равновесия процессов дислокационного скольжения и возврата) [Вернон, 1980]. По экспериментальным данным, полученным при деформации кремней [Green et al., 1970] и кварцитов [Tullis et al., 1973], рекристаллизация при скорости деформации 10^{-7} с^{-1} и 10^{-5} с^{-1} начинается при температурах около 600 и 800 °С, соответственно.

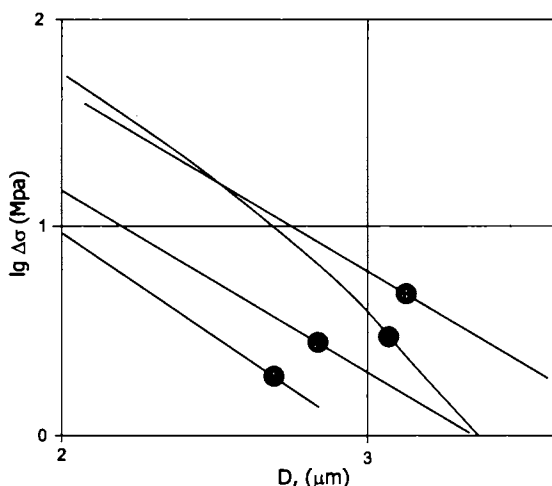
При температурах свыше 800 °С происходит быстрая рекристаллизация и возврат [Вернон, 1980] (см. рис. 4.28). Структурным выражением высокотемпературных рекристаллизационных процессов является развитие «амебовидных» зерен с неровными очертаниями – результат быстрого разрастания, а также *ленточного*, или *лентовидного*, кварца – структуры, типоморфной для высокотемпературных милонитов. Такие «ленты» являются результатом совместного действия процессов метаморфической дифференциации и деформационных процессов при уплощении и раздавливании порфиорокластов, фрагментации по краям и перемещении субзерен в тыльные части порфиорокластов. Статическая высокотемпературная рекристаллизация приводит к разрастанию более крупных кристаллов.

Так же как и для кварца, для *кальцита* [Passchier, Trouw, 1996; Burkhard, 1993; De Bresser, Spiers, 1993; Schmid et al., 1987] растворение под давлением является доминирующим механизмом деформации и приводит к образованию стилолитов (см. разд. 5.2). При низких РТ-условиях очень характерно двойникование, особенности которого используются для определения температуры, а также ориентировки и величины действовавших при деформации напряжений [Rowe, Rutter, 1990]. Дислокационное скольжение, выраженное волнистым погасанием и фрагментацией зерен, характерно для деформаций кальцита в условиях низких и средних ступеней метаморфизма. Условия деформации могут быть восстановлены с помощью определения задействованных систем скольжения, которые диагностируются с применением специальных методик. Например, статистическое изучение ориентировок плоскостей двойникования кальцита часто используется при структурном анализе для восстановления ориентировки палеонапряжений [Craddock et al., 2000].

В *доломите*, в отличие от кальцита, двойники образуются только при повышенных, не ниже 300 °С, температурах [Passchier, Trouw, 1996]. Для карбонатных пород это свойство используют как температурный индикатор деформации. Более деталь-

ные исследования показали, что особенности деформационного двойникования в кальците можно рассматривать в качестве своеобразного палеотермометра деформации [Ferrill et al., 2004]: ширина и морфология двойников коррелируют с температурой деформации. «Тонкие» двойники (которые выглядят под оптическим микроскопом при увеличении в 200–320 раз как тонкие черные линии, параллельные плоскостям двойникования) доминируют при температурах ниже 170 °С. «Толстые» двойники (микроскопически различимые полосы кристаллов-двойников, ограниченные черными линиями) образуются преимущественно при температурах выше 200 °С. Выше 250 °С динамическая рекристаллизация является для кальцита доминирующим деформационным механизмом. Параметр плотности двойников имеет обратную корреляцию с температурой, и графики плотности двойников и их ширины могут быть использованы для оценки температуры деформации пород.

Экспериментальные данные показывают, что при деформации мраморов в сдвиговой обстановке (скорость деформации $6 \cdot 10^{-5}$ – $3 \cdot 10^{-3}$ с⁻¹, давление 300 МПа и температура 500–727 °С) во всех опытах доминировала деформация механизмом дислокационной ползучести, даже при очень высоких значениях деформации сдвига. После пика напряжений рекристаллизация за счет вращения субзерен вызывала разупрочнение при уменьшении размера зерен



Палеопьезометры. Существующие модели палеопьезометров базируются главным образом на определении плотности дислокаций [Kohlstedt, Weathers, 1980], размеров субзерен и динамически рекристаллизованных зерен [Пуарье, 1988 и др.] или вызванных скольжением деформационных ламелей [Ave Lallemand, Carter, 1971]. На практике наиболее широко используются палеопьезометры, основанные на определении размера рекристаллизованных зерен.

Экспериментально определенные эмпирические соотношения между размером зерен и величиной стресса следующие:

$$\Delta\sigma = A \cdot D^n,$$

где $\Delta\sigma$ – напряжение пластического течения (МПа), D – диаметр зерен в микронах, A и n – эмпирически определенные константы материала. Это простое уравнение широко используется при изучении деформированных пород (рис. 4.29). Конечно, такой палеопьезометр применим только к динамически рекристаллизованным мономинеральным агрегатам.

и изменении преимущественной кристаллографической ориентировки [Barnhoorn et al., 2004].

Деформационные механизмы **полевых шпатов** сильно зависят от РТ-условий метаморфизма. Один из наиболее последова-

Рис. 4.29. Диаграмма соотношения напряжений σ и размера зерен D при пластической деформации (палеопьезометры для мраморов ([Ulrich et al., 2002] с упрощениями): 1, 2 – динамически рекристаллизованных за счет вращения субзерен (1 – [Schmid et al., 1980], 2 – [Rutter, 1995]); 3, 4 – механизмом миграции границ зерен [Rutter, 1995].

тельных исследователей механизмов деформации полевых шпатов, Я. Туллис [Tullis, 1983; Tullis, Yund, 1991; Tullis et al., 2000 и др.], обобщил основные закономерности поведения полевых шпатов и кварц-полевошпатовых агрегатов в разных условиях [Tullis et al., 2000]. Экспериментальные данные показывают, что полевые шпаты при низких температурах деформируются механизмом катакластического течения за счет дробления на зерновом и агрегатном уровне. В отличие от кварцитов, в полевошпатовых агрегатах катакластическое течение развито более широко, поскольку минералы этой группы обладают двумя системами спайности. При высоких РТ-условиях большую роль играют дислокационные механизмы и рекристаллизация. Отмечается, что пластические деформации полевых шпатов в относительно низкотемпературных условиях почти всегда осложняются изменениями химического состава.

Деформация полевошпатовых агрегатов. По экспериментальным данным [Tullis et al., 2000], при деформации тонко- и мелкокристаллических (0,2 мм) полевошпатовых агрегатов хрупкое разрушение с образованием разрыва достигается при 15-процентной деформации укорочения ($T = 20\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 800\text{ МПа}$) при относительно высокой скорости деформации 10^{-5} с^{-1} . При увеличении температуры до $200\text{ }^{\circ}\text{C}$ при 35-процентной деформации в том же образце возникают широкие зоны микротрещиноватости по обе стороны от главного разрыва. При увеличении температуры до $300\text{ }^{\circ}\text{C}$ макроскопически пластично деформирующаяся горная порода на микроуровне претерпевает интенсивные хрупкие деформации с образованием микротрещин и дроблением многочисленных зерен по плоскостям спайности – при полном отсутствии дислокационного скольжения и даже двойникования.

При $T = 900\text{--}1100\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 1200\text{ МПа}$ и тех же скоростях деформации, при 52-процентной деформации основным механизмом релаксации напряжений выступает миграция границ зерен. Зерна испытывают относительно небольшую и чрезвычайно неоднородную деформацию – с пятнами волнистого погасания, грубыми полосками деформации начальной степени фрагментации и даже, в ряде случаев, микротрещинами, которые вместе с первоначальными границами зерен образуют зоны чрезвычайно тонких (0,001 мм) рекристаллизованных зерен вдоль них. Деформация концентрируется именно в таких зонах рекристаллизованных зерен – они выступают как зоны разупрочнения (зерна свободны от внутренней деформации) по сравнению с более крупными кристаллами основной массы породы, испытавшими деформационное упрочнение. В целом, при деформации в таких условиях за стадией упрочнения (накопления дислокаций в кристаллах) следует стадия разупрочнения, при котором напряжения эффективно релаксируются в зонах рекристаллизации. Подобные зоны могут выступать как предшественники структур пластичных разрывов.

Наиболее интересным оказался эксперимент, в котором первоначально деформированный механизм катакластического течения образец ($T = 300\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 400\text{ МПа}$, скорость деформации 10^{-4} с^{-1}) подвергали вторичным деформациям при высоких температурах и более низкой скорости деформации ($T = 900\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 1200\text{ МПа}$, скорость 10^{-4} с^{-1}). При 30-процентной деформации укорочения структурообразование почти целиком локализуется в тонкокристаллических зонах дробления предшествующих микроразрывов, которые быстро испытывают полную динамическую рекристаллизацию механизмом миграции границ зерен. Эти границы являются более ослабленными (как более тонкокристаллические) по отношению к грубокристаллическим агрегатам по обе стороны от разрывов.

При прогрессирующем характере деформации (в экспериментах при 70-процентной деформации укорочения) наблюдается последовательное уменьшение размеров зерен при миграции границ без формирования каких-либо внутризерновых структур. Реликтовые порфиры-класты полевых шпатов «плавают» в таком тонком матрице рекристаллизованных зерен. В механическом смысле, полевошпатовые агрегаты, деформированные в таком режиме, испытывают монотонное деформационное разупрочнение вплоть до полной рекристаллизации.

В горных породах дислокационная ползучесть в полевых шпатах обычно наблюдается при температуре около 500 °С, ниже которой деформация осуществляется преимущественно дроблением. Конечно, такое примитивное деление температурных механизмов сильно осложняется вариациями внешних условий и составом пород. Неравновесность состава может приводить к рекристаллизации при гораздо более низких температурах. В этом случае рекристаллизация синдеформационная, но она не вызвана энергией самой деформации, а определяется химическими превращениями. Для определения деформационной природы рекристаллизации можно сравнить химический состав рекристаллизованных зерен и порфиорокластов; их идентичность указывает на деформационную природу рекристаллизации. Динамическая рекристаллизация в низко- и среднетемпературных условиях без изменения минерального состава полевых шпатов в природе очень редка.

Итак, в низкотемпературных условиях доминирует дробление с подчиненным значением дислокационных механизмов (выраженных косым, часто «пятнистым» волнистым погасанием, фрагментацией, см. рис. 4.23, б) и двойникования (см. рис. 4.9, а). Значение дислокационных механизмов возрастает с увеличением температуры, нередко наблюдаются кинкбанды (см. рис. 4.10, б).

В температурном диапазоне 400–500 °С происходит смена дислокационного скольжения и рекристаллизационных процессов механизмами нуклеации и миграции границ зерен. При более высоких скоростях деформации нередко кинкбанды, образование которых является альтернативой разрывообразованию и хрупкому дроблению зерен в более высокотемпературных условиях (т.е. кинкбанды являются индикатором «быстрых» деформаций).

При высоких температурах (около 900 °С) и умеренных деформациях характерно формирование двойников, структур волнистого погасания зерен и порфиорокластов, окруженных рекристаллизованными зернами. Кроме того, характерны структуры вращения субзерен с формированием «зональных» агрегатов в центральной части и окаймляющей ее мантией новообразованных необластов. При пониженных (700 °С) температурах доминирующим механизмом является рекристаллизация вращением субзерен с формированием порфиорокластовых структур.

Слюды, дислокационное скольжение в которых может осуществляться только в базальной плоскости, деформируются с образованием структур фрагментации (индикатором которого является волнистое погасание), кинкбанд и микроскладок, а также за счет дробления и (реже) растворения под давлением.

Оливин, обладающий несколькими системами скольжения, является благоприятным объектом для изучения зависимости активности систем скольжения от внешних условий деформации. Это свойство используется как деформационный индикатор для мантийных пород. Микроскопические признаки структур дислокационного скольжения (волнистое погасание, фрагментация и др.) могут быть сходными в разных условиях, но в зависимости от температуры дислокационное скольжение в оливине осуществляется по нескольким различным системам [Николя, 1992; Добржинецкая, 1989]. Подобные зависимости установлены также для пироксенов и, в меньшей степени, для амфиболов [Passchier, Trouw, 1996; Родыгин, 1996]. Показано, что размеры необластов оливина, возникающих при рекристаллизации, определяются плотностью дислока-

ций, которая, в свою очередь, зависит от величины напряжений [Пуарье, 1988; Никола, 1992]. На этом основано использование оливина в качестве палеопiezометра (минерала-индикатора, структурные характеристики которого (в данном случае размер зерен) отражают зависимость от величины напряжений, см. выше для кальцита).

В ряду мантийных минералов (оливин–пироксены–гранат) оливин является наиболее часто встречающейся и наименее «прочной» фазой, которая, вероятно, контролирует процессы пластической деформации верхней мантии. Это неоднократно проверялось и в экспериментальных исследованиях, и при изучении структур «естественно» деформированных мантийных перидотитов.

Экспериментально установлено, что скорость деформации при дислокационной ползучести в перидотитах не «чувствительна» к размеру зерен (рис. 4.30). В то же время, при дислокационной ползучести возникают ярко выраженные преимущественные кристаллографическая и морфологическая ориентировки зерен, характерные для мантийных тектонитов [Ross et al., 1996].

Диффузионная ползучесть более «чувствительна» к размеру зерен, и становится более эффективным механизмом деформации для мелкозернистых перидотитов. При диффузионной ползучести зерна не обладают ясно выраженной преимущественной кристаллографической ориентировкой (см. рис. 4.30, 3).

Одним из примеров структурной перестройки и перехода от дислокационной ползучести к диффузионной являются данные, приведенные в работе [Ross et al., 1996]. Микроструктурное изучение мантийных перидотитов из ксенолитов кайнозойских ба-

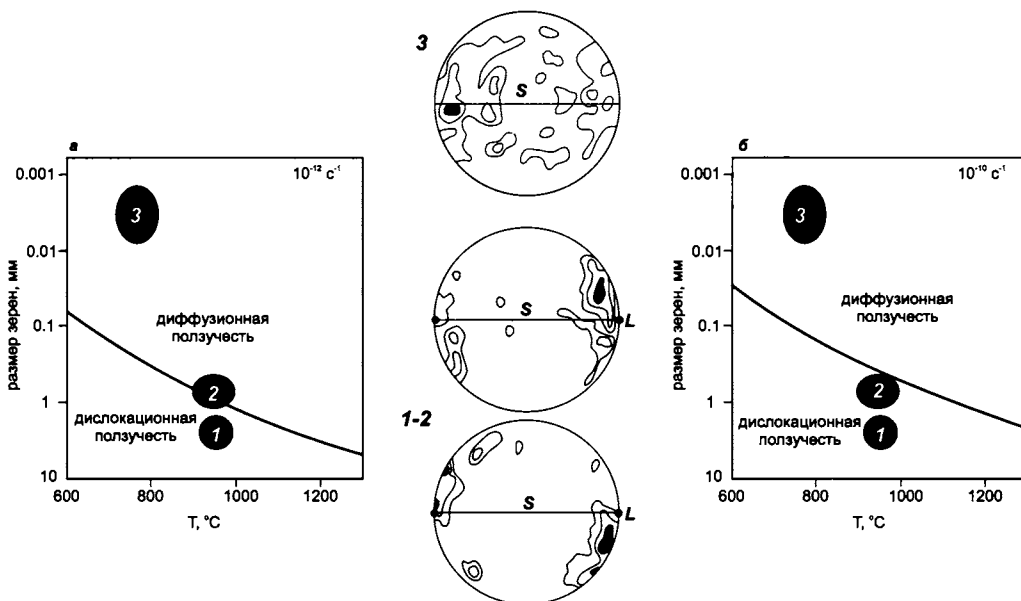


Рис. 4.30. Деформационная диаграмма зависимости размера зерен от температуры, построенная для «влажного» дунита при постоянном всестороннем давлении 1 ГПа и скоростях деформации 10^{-12} (а) и 10^{-10} (б) c^{-1} . Показаны области развития механизмов дислокационной и диффузионной ползучести. На сферических диаграммах отображены ориентировки плоскости [100], показывающие более упорядоченное распределение кристаллографических ориентировок в породах фаций 1 и 2, деформировавшихся за счет дислокационной ползучести. По [Ross et al., 1996] с упрощениями. 1, 2 – грубозернистая фация; 3 – тонкозернистая фация.

зальтов показало, что породы могут быть разделены на две группы, «грубозернистые» и «тонкозернистые». Первая группа (фации 1 и 2 на рис. 4.30) на деформационной диаграмме попадают в поле механизма дислокационной ползучести, не чувствительного к размеру зерен, дополняемого линейной текстурой и четко выраженным закономерным распределением ориентировок кристаллографических элементов. «Тонкозернистые» породы (фация 3) характеризуются плохо выраженной кристаллографической ориентировкой и отсутствием ярко выраженных макроскопических текстур и попадают в поле механизма диффузионной ползучести, чувствительного к размеру зерен.

Отсутствие преимущественной кристаллографической ориентировки (т.е. ее случайность, см. разд. 4.10) обычно рассматривается как результат динамической рекристаллизации, которая протекает вслед за доминирующей диффузионной ползучестью по границам зерен. Для плагиоклазов подобный пример приведен в [Lapworth et al., 2002].

Для **пироксенов**, по экспериментальным данным, при низких температурах (<500 °C) и высоких скоростях деформации характерно деформационное двойникование и дислокационное скольжение по (100). При высоких (>500 °C) температурах проявлено скольжение по нескольким системам [Ingrin et al., 1992 и др.]. Показано, что двойникование в жадеите по (100) [001] может использоваться в качестве палеопьезометра в тектонических обстановках высоких давлений [Orzol et al., 2003]. Как и пироксены, **амфиболы** при низких температурах и (или) высоких скоростях деформации деформируются двойникованием, характерно также образование кинкбандов; при высоких температурах активны различные системы скольжения.

Изучение структур внутризернового уровня и уровня зерен – агрегатов зерен в горных породах позволяет выделить конкретные суперпозиционные структурные парагенезы и (в случае изменения РТ-условий) прогрессивные и регрессивные их ряды.

4.9. Диаграммы деформационных механизмов. Деформация поликристаллических агрегатов

Итак, в зависимости от конкретных условий (температуры и давления, скорости деформации и величины действующих дифференциальных напряжений) каждый из минералов может деформироваться различными механизмами. Диаграммы, иллюстрирующие зависимость механизмов деформации от действующих условий, называются *деформационными диаграммами* (картами). Они первоначально были предложены к использованию в материаловедении для прочностных характеристик металлов. При обобщении экспериментальных данных такие диаграммы были построены для некоторых породообразующих минералов (кварца, кальцита, оливина, рис. 4.31).

При построении диаграмм учитываются главные факторы деформации – напряжение, скорость деформации, температура и всестороннее (литостатическое) давление. Деформационные карты обычно составляются по двум параметрам (на рис. 4.31 это дифференциальное напряжение и температура) с нанесением на них полей действия разных механизмов. В виде линий отображается величина скорости деформации.

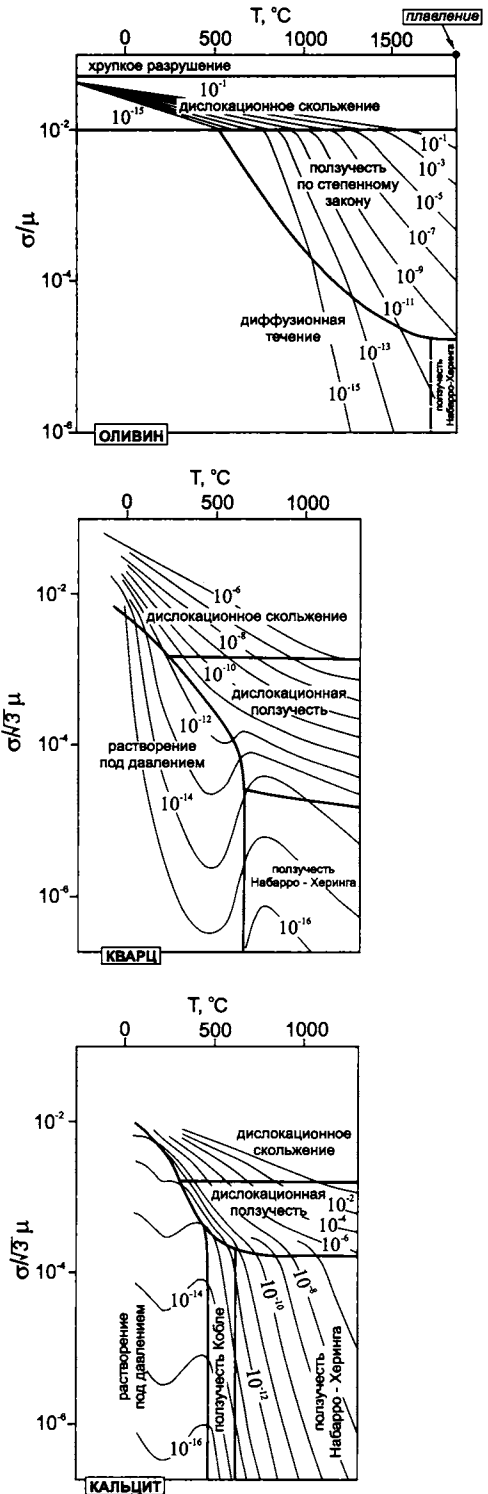
Анализ деформационных диаграмм позволяет понять зависимости деформационных механизмов от основных параметров. Так, например, для кварца быстрые дефор-

Рис. 4.31. Диаграммы (карты) деформационных механизмов для оливина, кварца и кальцита. Линии на диаграммах 10^n обозначают скорость деформации [Файф и др., 1981; Никола, 1992].

мации (быстрее чем 10^{-11} с^{-1}) находятся за пределами поля механизмов растворения под давлением, и основными механизмами деформации являются дислокационное скольжение и ползучесть. Видно, что растворение под давлением не выходит за пределы 500 °С, и с ростом действующих напряжений (верхний левый угол диаграммы) поле резко сужается, уступая место дислокационному скольжению, а при очень высоких напряжениях – разрушению (на диаграмме в [Файф и др., 1981] поле разрушения не показано).

Понятно, что деформации горных пород очень многофакторны, и на механизмы деформаций может влиять множество других причин (размер зерен, их морфология, состав флюида, полиминеральный состав горных пород), поэтому карты механизмов не должны восприниматься слишком буквально, как инструмент для определения параметров деформации – они лишь отражают общие тенденции областей действия разных механизмов. Построение диаграмм для агрегатов с разным размером зерен позволяет понять влияние этого параметра [Goodman et al., 1981; Passchier, Trouw, 1996] (см. частную диаграмму для оливина на рис. 4.30, где показана линия, разделяющая области деформации механизмами дислокационной и диффузионной ползучести в зависимости от разных скоростей деформации и размера зерен).

Примером такого качественного подхода к использованию деформационных диаграмм является *метод стресс-фаций* [Галкин, 1992], в котором деформационные структуры кварца сопоставлены с механиз-



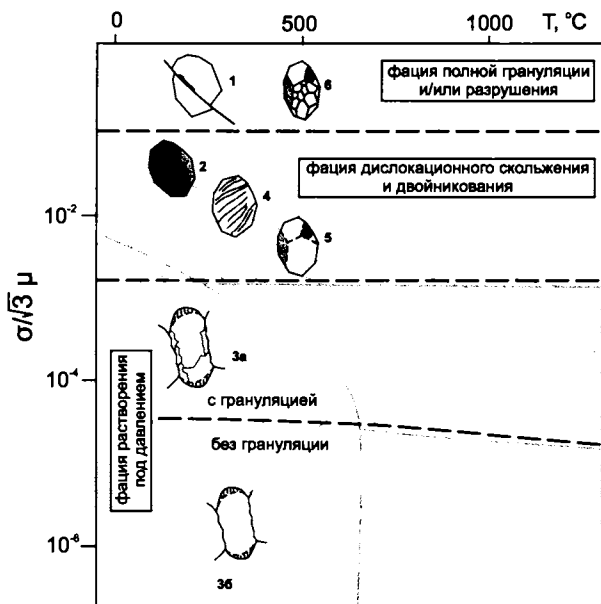


Рис. 4.32. Диаграмма стресс-фаший для кварца, на которой основные деформационные структуры соотнесены с определенным уровнем дифференциальных напряжений [Галкин, 1992].

мами деформации (рис. 4.32). Температура деформации в методе стресс-фаший оценивается по минеральным парагенезисам, а внутризерновые структуры используются для определения относительной величины стресса. Практическое применение метода изложено в работе [Гаврилов и др., 1999].

Большинство горных пород состоит из нескольких минералов, различающихся механизмами деформации в конкретных условиях. Разное деформацион-

ное поведение зерен в поликристаллическом агрегате (горной породе) обусловлено их составом, кристаллографической ориентировкой, морфологией зерен (кристаллов), окружающими зернами, деформационной историей, размером зерен, ориентировкой границ. Изучение влияния этих факторов является предметом специальных исследований.

Установление одновременности формирования этих структур (в общем случае одновременность образования не очевидна, и структуры разных минералов могут отражать разные стадии процесса) дает возможность определить особенности деформационного «поведения» минералов в зависимости от количественного соотношения фаз и их взаимоотношений (т.е. структурно-текстурных признаков породы).

Практически структурное изучение любой горной породы сводится к определению механизмов деформации отдельных минералов и их соотношения друг с другом. Изучение кварц-полевошпатовых пород [Tullis et al., 1990, 2000] показало, что при низких температурах и высоких скоростях деформации кварц и полевые шпаты деформируются механизмом катакластического течения, при этом полевые шпаты обладают меньшей прочностью из-за наличия спайности. Хрупкие катакластические деформации характерны для полевых шпатов даже при увеличении температуры до 500 °C (иногда, в зависимости от скорости деформации, и до более высоких температур), тогда как кварц интенсивно пластически деформируется в этих условиях путем дислокационно-скольжения с фрагментацией и образованием ламелей. В таких обстановках кварц выступает как менее прочный минерал и «облекает» более прочные полевошпатовые зерна и агрегаты. При дальнейшем увеличении температуры свойства кварца и полевых шпатов «выравниваются», и они совместно пластично деформируются механизмом рекристаллизации с формированием полосчатости (рис. 4.33).

В качестве независимого репера для оценки деформационных свойств кварца и полевого шпата в работе [Masuda et al., 1995] использован пьедмонтит, призматичес-

кие зерна которого содержатся как в кварцевом матриксе, так и в альбитовых порфирокластах. Сходство микробудинажа этого минерала как в матриксе, так и в порфирокластах позволило сделать предположение о близкой скорости деформации этих минералов в изученной породе.

В отличие от пород гранитного состава, где полевой шпат выступает как более прочный по отношению к кварцу (и слюдам), в габброидах полевые шпаты уступают по прочности пироксену. По экспериментальным данным [Tullis et al., 2000], при деформации диабаз (50-процентное укорочение, $T = 1000\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 1200\text{ МПа}$, скорость деформации 10^{-6} с^{-1}) пироксен ведет себя как более прочная фаза и сохраняется относительно недеформированным, образуя «очковые» текстуры, тогда как зерна плагиоклаза испытывают интенсивные пластические и хрупкие деформации, в том числе дробление.

Определение соответствия механизмов внутризерновых деформаций конкретным термодинамическим условиям и уровню дифференциальных напряжений является очень трудоемкой задачей, решаемой различными методами [Казаков, 1987; Добржинская, 1989; Пуарье, 1988; Родыгин, 1996]. Например, размеры необластов оливина, возникающих при рекристаллизации, определяются плотностью дислокаций, которая, в свою очередь, зависит от величины напряжений [Пуарье, 1988; Никола, 1992] – на этом основано использование оливина в качестве палеопьезометра. Параметры двойникования кальцита и доломита также можно привлечь в качестве характеристики величины действовавших напряжений [Rowe, Rutter, 1990]. Целый ряд методов определения направлений действовавших напряжений основан на мик-

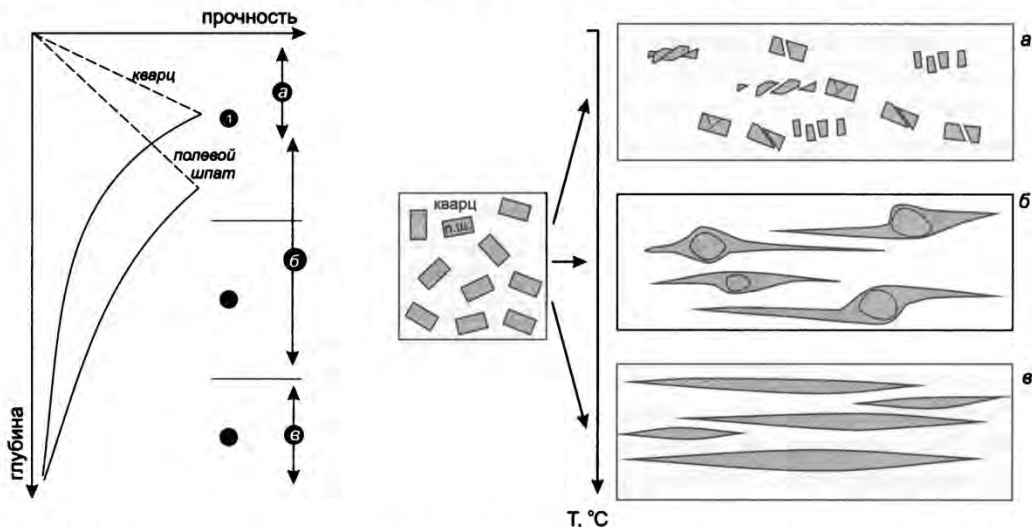


Рис. 4.33. Изменения деформационного поведения полевошпат-кварцевых агрегатов с глубиной. Слева на диаграмме «глубина–прочность» прерывистой и сплошной линиями показаны, соответственно, хрупкие и пластичные условия деформации кварца и полевого шпата. По [Passchier, Trouw, 1996] с изменениями. 1–3 – фации метаморфизма: зеленосланцевая (1), амфиболитовая (2), гранулитовая (3). В верхней части зеленосланцевой фации (а) и кварц, и полевой шпат (п.ш.) испытывают хрупкие деформации, но полевой шпат в этих условиях менее прочен. В нижней части зеленосланцевой и в амфиболитовой фациях (б) кварц деформируется механизмом дислокационной ползучести; полевой шпат в этих условиях выступает как более прочный минерал, формируя порфирокластовые структуры. При высоких PT -условиях гранулитовой фации (в) и кварц, и полевой шпат деформируются механизмом дислокационной ползучести и имеют близкую прочность.

роструктурном анализе кристаллографических ориентировок различных минералов в тектонитах [Родыгин, 1996; Казаков, 1987].

4.10. Преимущественная кристаллографическая ориентировка минералов

Преимущественная кристаллографическая ориентировка минералов в горных породах возникает в результате деформации за счет внутризерновых (дислокационного скольжения, двойникования, образования кинкбандов, фрагментации) и межзерновых (например межзернового проскальзывания) процессов. Это отчетливо заметно для зерен минералов, которые обладают резкой анизотропией (слюды, амфиболы). Гораздо менее очевидно наличие какой-либо ориентировки в агрегатах с субизометричными зернами (например в кварцитах или дунитах). В этом случае для изучения ориентировки кристаллографических осей привлекают специальные методики (например, измерение ориентировок оптических осей с помощью федоровского столика или сканирующего электронного микроскопа). Выяснение характера преимущественной кристаллографической ориентировки основано на множестве измерений кристаллографических осей. После вынесения замеров на сферическую диаграмму может быть установлено наличие статистической преимущественной ориентировки и ее характер, а также сделано предположение о динамических обстановках ее формирования.

Преимущественная кристаллографическая ориентировка является своеобразным выражением парагенеза структур уровня агрегатов зерен. Основные данные об ориентировке кристаллических решеток минералов при деформации были получены в результате экспериментов. Эти данные используются при интерпретации наблюдаемых ориентировок в деформированных горных породах.

В зависимости от динамических обстановок нагружения преимущественная ориентировка решеток отражается на стереографических диаграммах в виде разного структурного рисунка (рис. 4.34). Так, для кварца в низко- и среднетемпературных условиях более обычны пояса малого круга, но при плоской деформации они соединяются в центре диаграммы, образуя крестообразные пояса. При несоосной деформации рисунок ориентировок осей на диаграммах будет иным (рис. 4.35). Анализ структурных рисунков на диаграммах позволяет сделать качественный вывод об обстановках деформации и использовать их при кинематической интерпретации (см. рис. 4.35, рис. 4.36). Так, например, дислокационная ползучесть выражается развитием интенсивной преимущественной ориентировки (см. диаграммы 1 и 2 на рис. 4.30). Напротив, при деформации механизмом межзернового проскальзывания итоговая ориентировка близка к случайной или очень слабо выражена. Таким образом, в ряде случаев характер кристаллографических ориентировок может являться одним из критериев, позволяющих судить о механизмах деформации (см. рис. 4.30) [Azuma, 1994; Fliervoet et al., 1999; Mauler et al., 2001; Ross et al., 1996 и др.].

Одним из подходов к изучению кристаллографических ориентировок зерен является определение степени их разориентировки. Соотношения между двумя соседними зернами или субзернами можно описать с использованием понятия *разориентировки*

Рис. 4.34. Диаграммы преимущественной ориентировки *c*- и *a*-осей кварца при прогрессирующей соосной деформации. Ориентация осей деформации (*X*, *Y* и *Z*) дана на врезке (*X* – удлинение, *Z* – укорочение). Линия на диаграммах показывает ориентировку сланцеватости, точка – линейности [Lister, Hobbs, 1980].

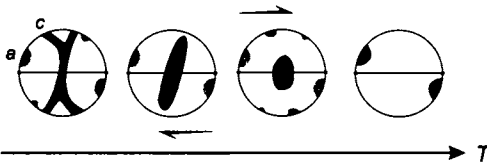
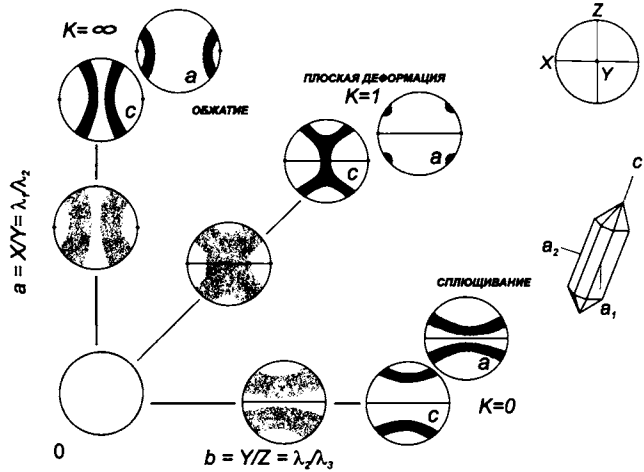


Рис. 4.35. Типы рисунков ориентировок *c*- и *a*-осей кварца на сферических диаграммах, показывающие изменение упорядоченности пространственных ориентировок при увеличении температуры (*T*) деформации. По [Passchier, Trouw, 1996] с изменениями.

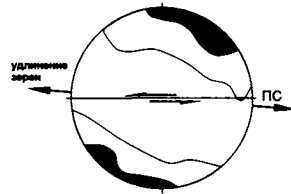


Рис. 4.36. Ориентировки *c*-осей (0006) кальцита в мylonитах Гельветской надвиговой зоны (из работы [Herwegh, Kunze, 2002], с упрощениями). ПС – плоскость сдвига, направление показано стрелками.

Преимущественная ориентировка кристаллов льда в ледниках. В ледниках ориентировка и степень упорядоченности *c*-осей кристаллов льда зависит от режима деформации [Azuma, 1994]. В целом верхняя часть ледниковой пластины испытывает чистый сдвиг в результате вертикального сжатия и продольного растяжения. Если участок находится в обстановках параллельного или дивергентного течения (в верхней части ледника), лед испытывает одноосное сжатие и *c*-оси поворачиваются с образованием широкого максимума вокруг вертикальной оси (рис. 4.37). Этот максимум становится более контрастным с увеличением глубины и накоплением деформации.

В условиях конвергентного режима течения (в нижней части ледника) доминирующим становится одноосное растяжение и ориентировка пояса *c*-осей на сферической диаграмме ортогональна направлению течения. Базальная часть ледника и участки, близкие к краю ледника, характеризуются контрастным одиночным максимумом *c*-осей за счет обстановки простого сдвига.

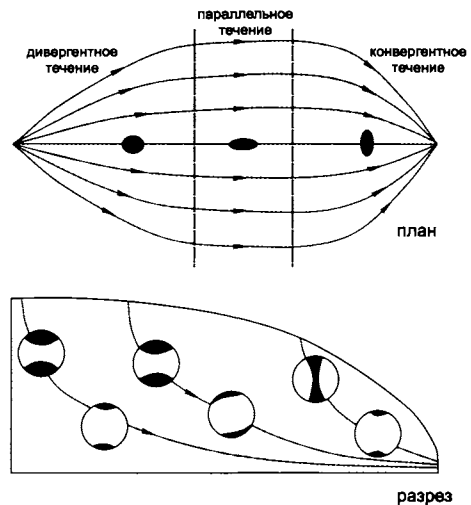


Рис. 4.37. Ориентировки *c*-оси кристаллов льда в зависимости от положения в теле ледника и режимов течения льда (по [Azuma, 1994] из работы [Wilson, Marto, 2000], с изменениями). Линии течения показаны стрелками.

кристаллических решеток. Разориентировка двух зерен описывается пространственным положением оси вращения и углом вращения вокруг этой оси, необходимым для совмещения ориентировок решеток [Randle, Ralph, 1986]. Параметры осей вращения могут рассчитываться в координатах как кристалла, так и образца.

Данные анализа кристаллографической разориентировки зерен могут быть представлены в виде комбинации сферических диаграмм ориентировки кристаллографических осей и плоскостей скольжения, диаграмм ориентировок осей вращения (рис. 4.38) и гистограмм (рис. 4.39). При построении гистограмм углов разориентировки можно установить наличие и относительное количество малоугловых ($<10^\circ$) и большеугловых ($>10^\circ$) границ. Так, для оливинитов отсутствие малоугловых границ обнаруживается у образцов, деформированных механизмом дислокационной ползучести с рекристаллизацией, а при диффузионной ползучести преимущественная кристаллографическая ориентировка и распределение углов разориентировки зерен слабо выражены и часто случайны [Fliervoet et al., 1999] (см. рис. 4.38).

Расширенный вариант методики изучения разориентировки зерен предложен в работе [Wheeler et al., 2003] (рис. 4.40). В экспериментах по деформации кварцитов для относительно небольших фрагментов образцов (0.1×0.15 мм) были определены типы границ и измерена ориентировка всех (!) зерен и доменов. Для корректного сопоставления данных был привлечен параметр, характеризующий длину границ, разделяющих зерна с определенной величиной угла разориентировки. При этом использовалась не собственно длина границ определенного типа, а отношение длины к площади изученного фрагмента зернистого агрегата (т.е. плотность, $1/\text{мм}$). Сравнивались более слабо деформированный и частично рекристаллизованный (см. рис. 4.40,

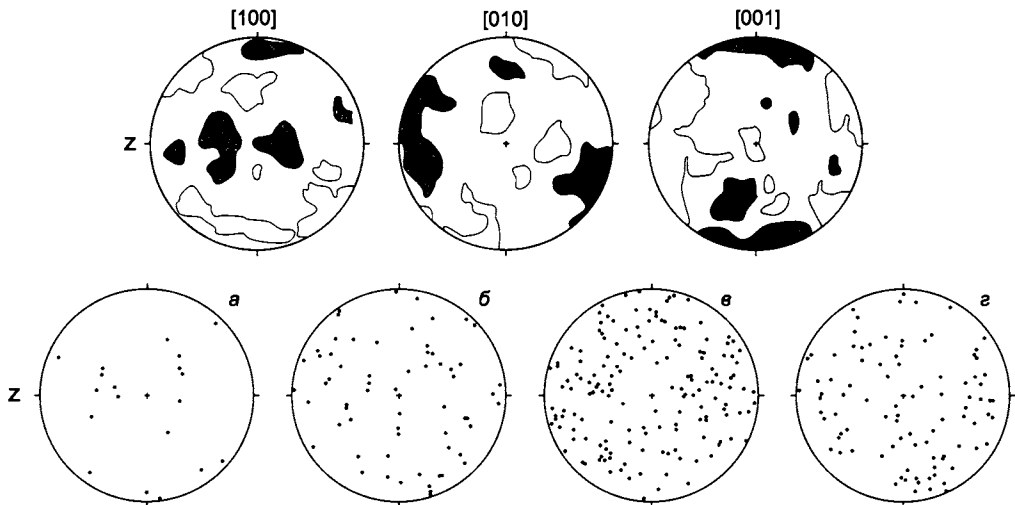


Рис. 4.38. Диаграммы распределения полюсов плоскостей скольжения ([100], [010], [001]) оливина (вверху), полученные по экспериментальным данным. Внизу показаны диаграммы распределения осей вращения (осей разориентировки) для образца перидотита, экспериментально деформированного механизмом диффузионной ползучести, углы разориентировки: *а* – $0-10^\circ$, *б* – $10-60^\circ$, *в* – $60-90^\circ$, *г* – $90-117^\circ$. Ориентировки осей в проекции на нижнюю полусферу, *Z* – ось укорочения. Оси разориентировки, как и полюсы плоскостей скольжения, при диффузионной ползучести не обнаруживают какого-либо явного упорядоченного распределения [Fliervoet et al., 1999].

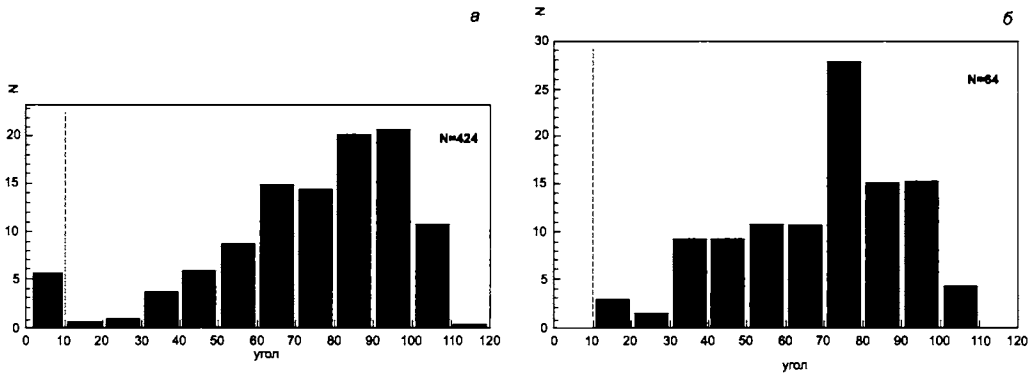


Рис. 4.39. Распределение углов разориентировки между соседними зернами оливина в агрегатах при деформации механизмами диффузионной ползучести (а) и дислокационной ползучести с динамической рекристаллизацией (б) [Fliervoet et al., 1999]. При дислокационной ползучести (б) характерно отсутствие малоугловых границ и наличие статистического максимума (70–80°). Для механизма диффузионной ползучести распределение углов разориентировки более хаотично.

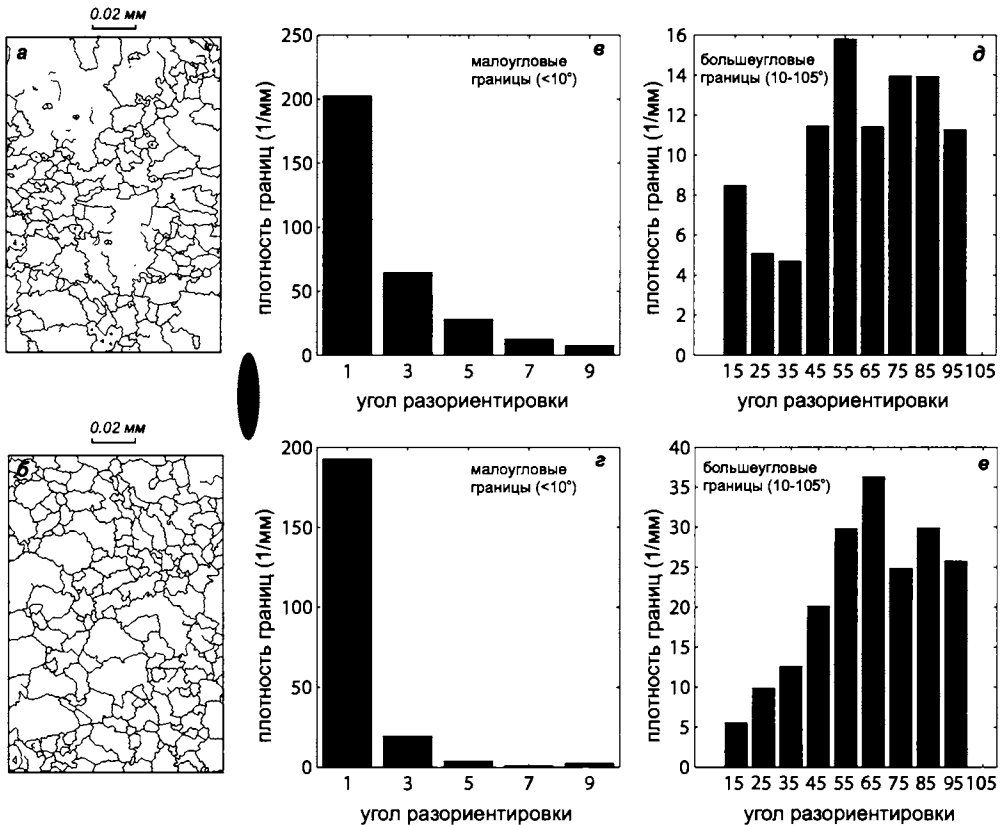


Рис. 4.40. Разориентировка и плотность границ в экспериментально деформированных кварцитах (по [Wheeler et al., 2003], с упрощениями): а, б – границы с углом $> 2^\circ$ в разных фрагментах образца; в–е – гистограммы разориентировок малоугловых ($< 10^\circ$, в, г) и большеугловых ($> 10^\circ$, д, е) границ.

а) и сильно деформированный, испытавший полную рекристаллизацию (см. рис. 4.40, б) фрагмент образца.

Было установлено, что плотность большеугловых ($>10^\circ$) границ в сильно деформированном образце в 2 раза больше, что отражает большую степень рекристаллизации. Для малоугловых границ ($0-10^\circ$) в обоих случаях обнаруживается уменьшение плотности границ (т.е. уменьшение количества зерен с таким типом границ) при увеличении разориентировки. В области углов $8-10^\circ$ для сильно рекристаллизованных кварцитов обнаруживается явный дефицит границ, что можно объяснить «поглощением» малоугловых границ большеугловыми – наблюдается своеобразный качественный переход (см. рис. 4.40, з). Таким образом, было показано, что плотность границ с заданными углами разориентировки можно использовать как одну из численных морфологических характеристик породы, отражающую степень вращения субзерен и степень рекристаллизации и определяющую параметры структурной перестройки при переходе от дислокационной к диффузионной ползучести [Wheeler et al., 2003].

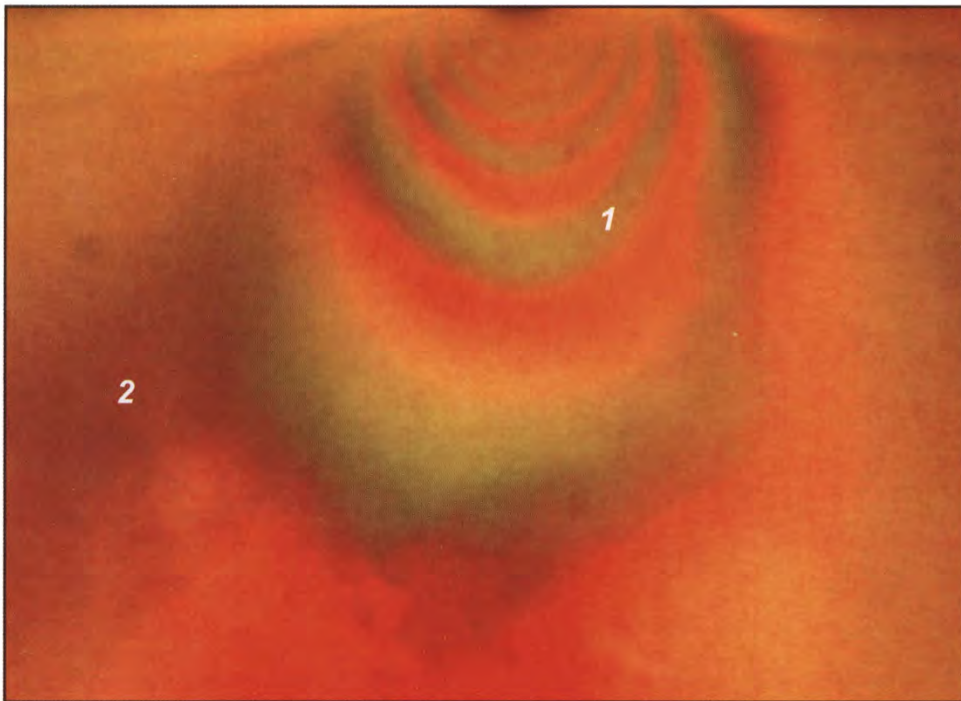
* * *

Основными механизмами пластической деформации минералов в горных породах являются дислокационное скольжение, двойникование, образование кинкбандов, механическое дробление и катакластическое течение, диффузия, рекристаллизация, растворение под давлением. Важную роль в процессах деформации может играть также частичное плавление.

Рассмотренные механизмы деформации обладают собственными релаксационными возможностями, определяющими их эффективность при различных РТ-условиях и режимах нагружения. Часть этих механизмов имеют явное структурное выражение в горных породах, которое может быть установлено непосредственными наблюдениями, роль других (например, рекристаллизации, диффузии, частичного плавления) восстанавливается только по косвенным признакам и требует привлечения специальных методов изучения.

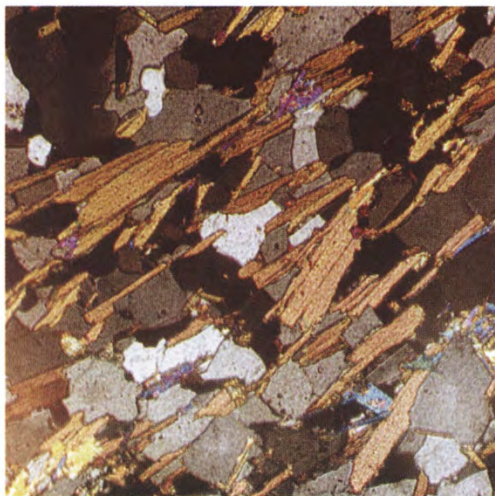
Структуры, формирующиеся в горных породах за счет действия рассмотренных механизмов, принадлежат внутризерновому уровню структурной организации и уровню зерен – агрегатов зерен. При изучении соотношения этих структур устанавливают кинематические, динамические характеристики деформационных процессов, определяют структурные перестройки с выделением суперпозиционных структурных парагенезов.

В полиминеральных породах внутризерновые структуры пластической деформации каждого из минералов и структурные парагенезы внутризернового, зернового и агрегатного уровня образуют своеобразный уникальный деформационный «портрет» горной породы – основу для любых дальнейших структурно-геологических построений и реконструкций.



Фиг. 2.1. Концентрические изохромы (1) с различными интерференционными окрасками и зона затемнения – изоклина (2), в которых плоскость поляризации совпадает с направлением одного из главных напряжений. Модель из желатина.

a



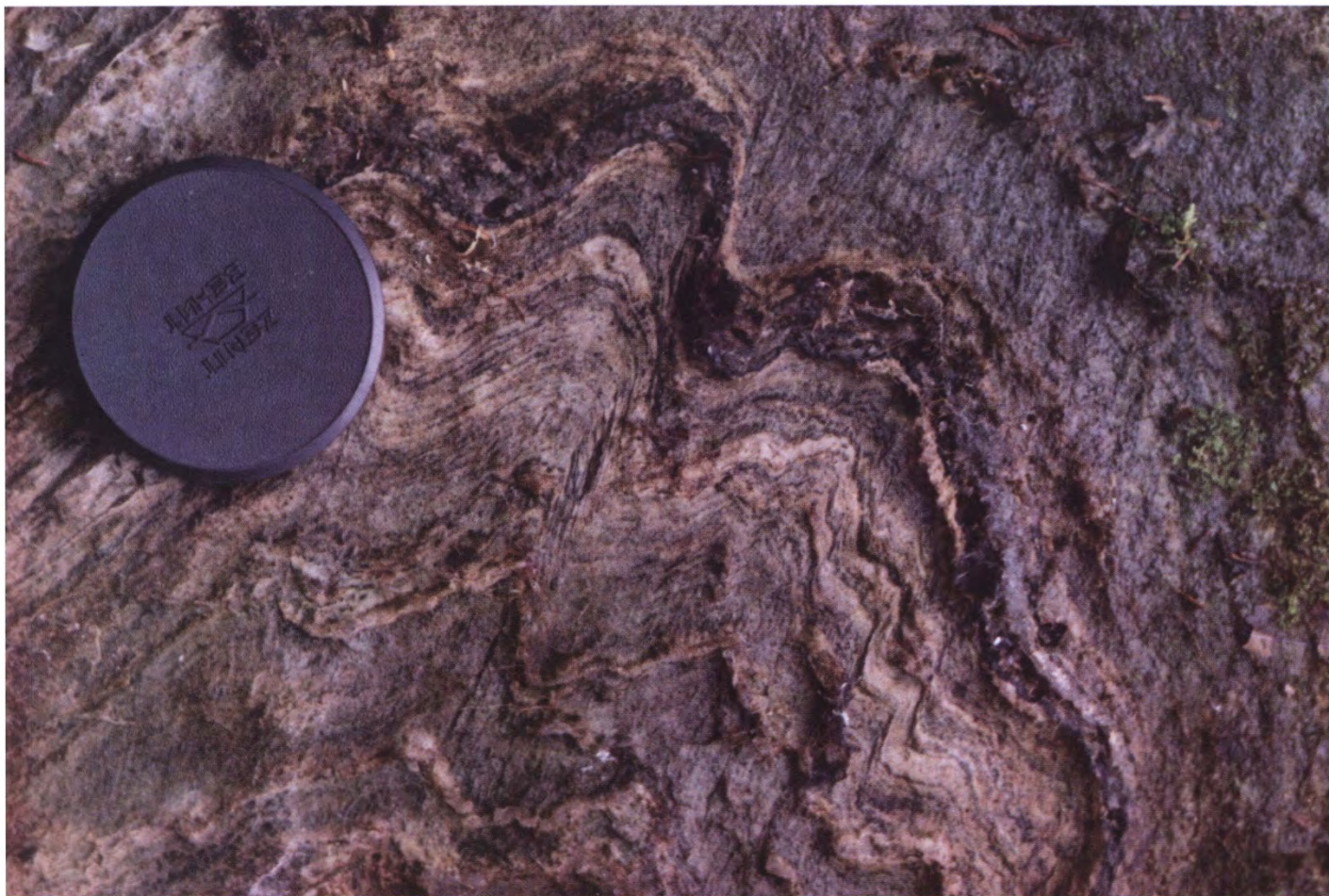
б



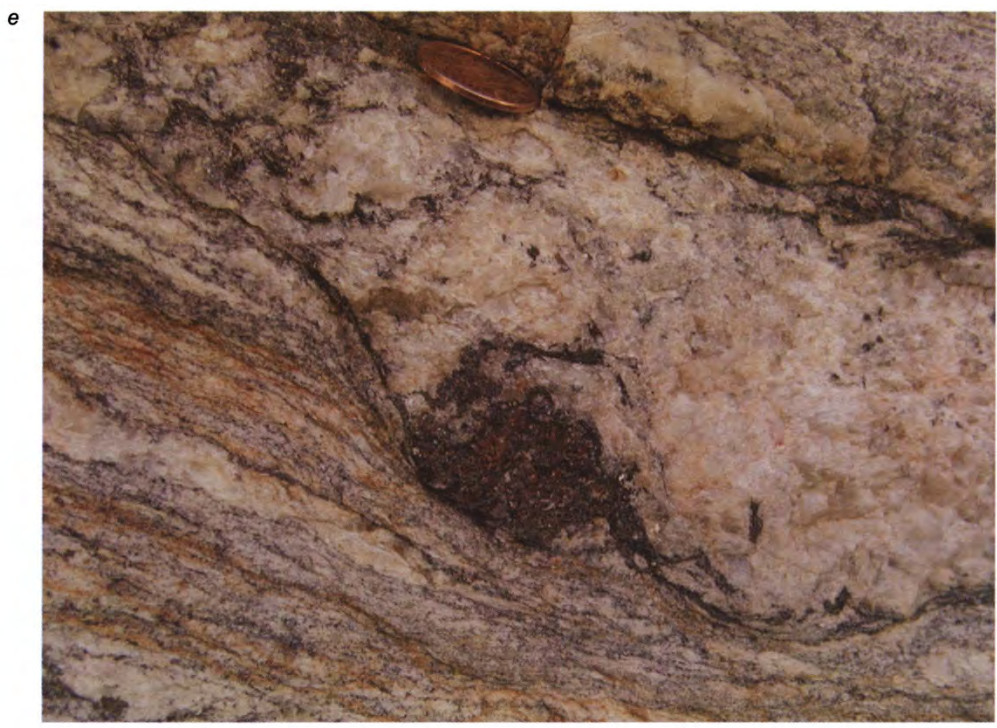
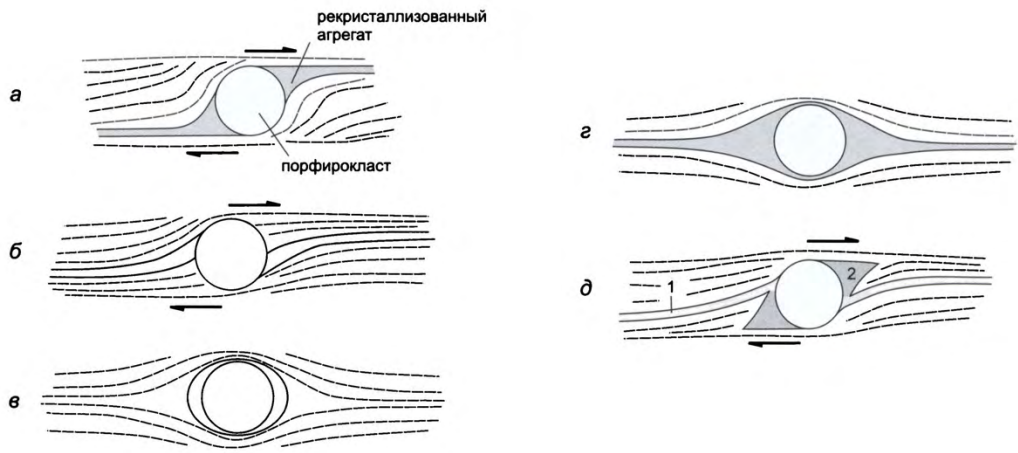
Фиг. 5.1. Сланцеватость, образованная планпараллельным расположением кристаллов биотита (*a*) и доломита (*б*). Слева – гнейсы беломорского комплекса (фото В. Травина), справа – карбонатный сланец, Келяно-Иракиндинская зона, Северное Забайкалье. Микрофотографии шлифов, +.



Фиг. 5.2. Кливаж, параллельный осевой плоскости в ядре антиклинальной складки, сложенной рифейскими алевролитами мухтунной свиты, Уakitская зона, Северное Забайкалье.

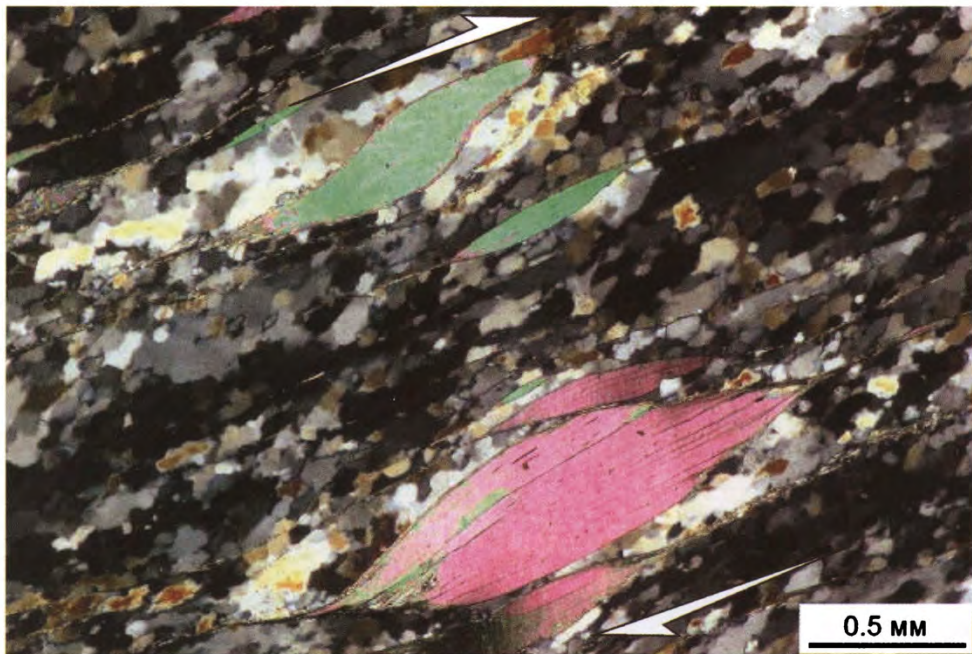


Фиг. 5.3. Макрокливаж плойчатости в позднеархейских кристаллических сланцах, Лехтинская зона, Северная Карелия.

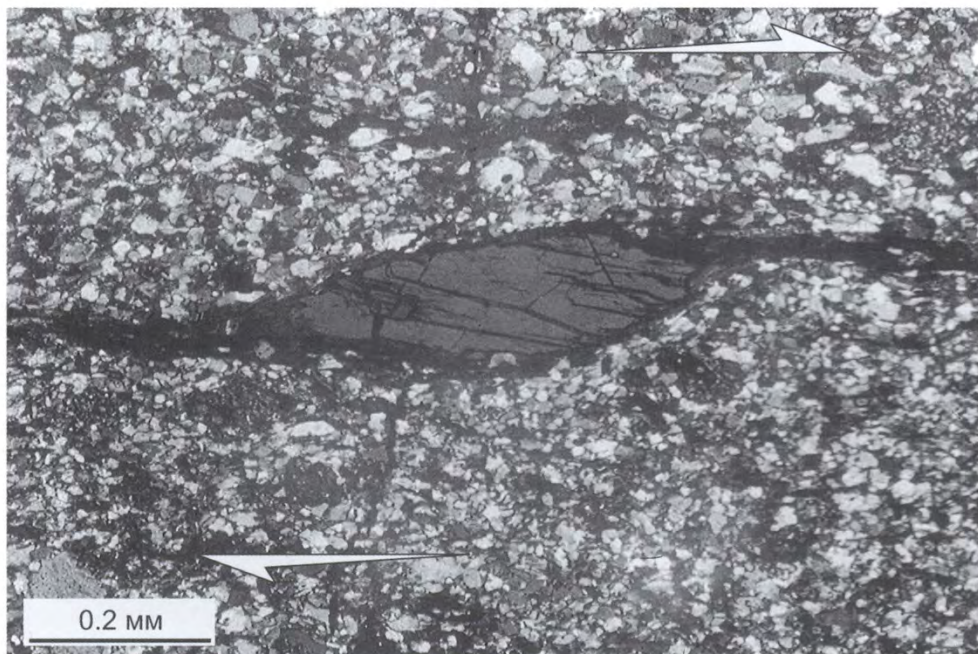


Фиг. 5.4. Различные типы порфирокластических систем: *а* – σ ; *б* – δ ; *в* – Θ ; *г* – φ ; *д* – комплексный (комбинация δ -типа первой (1) и σ -типа второй (2) генераций), [Passchier, Trouw, 1996; Родыгин, 2001] с изменениями. На *е* – δ -порфирокласт граната в ортогнейсах метаморфического ядра Каньона Монарха (Калифорния, США), фото С. Каткова.

a

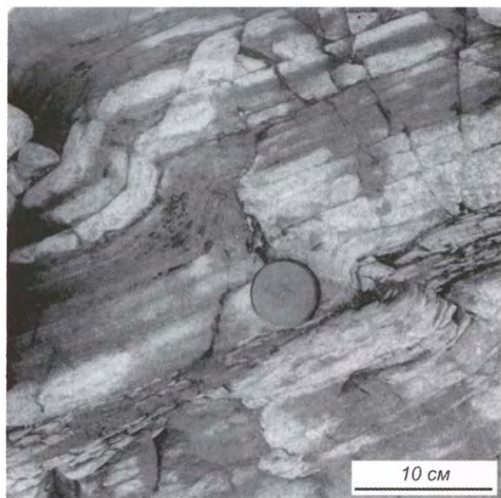


b

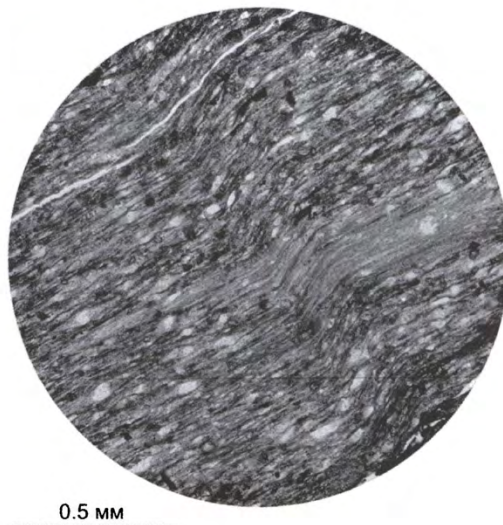


Фиг. 5.5. Минеральные пакеты в милонитах: *a* – слюдяной пакет (*mica fish*) в милонитах метаморфического ядра Каньона Монарха (Калифорния, США, фото С. Каткова); *b* – пироксеновый минеральный пакет в милонитах (фото из коллекции Т.М. Гептнер). Микрофотографии шлифов, +.

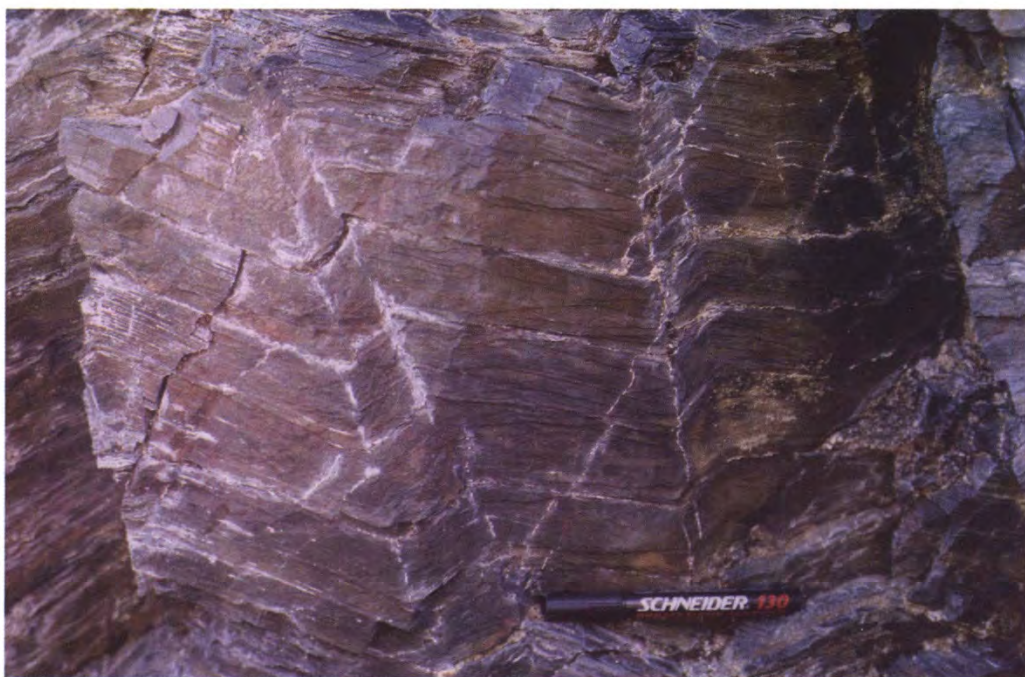
a



б



в



Фиг. 6.1. Кинкбанд, развитый по слоистости в метапелитах парамской толщи верхнего рифея(?), Келянская зона, Северное Забайкалье (*a*). Кинкбанд, развитый по тонкому проникающему кливажу в алевролитах тулуинской толщи верхнего рифея, Келянская зона, Северное Забайкалье, микрофотография шлифа (*б*). Кинкбанды в верхнетриасовых алевролитах Западной Чукотки (*в*, фото С. Каткова).

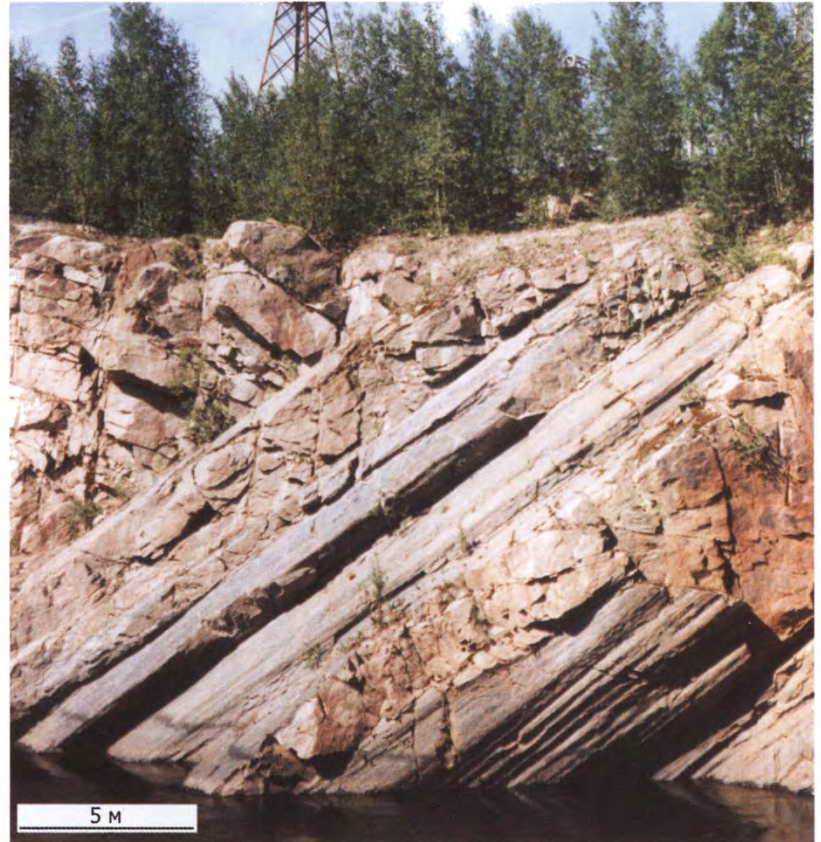


Фиг. 6.2. Кинкбанд в мегакристалле флогопита, расколотом по плоскостям спайности (в натуральную величину).

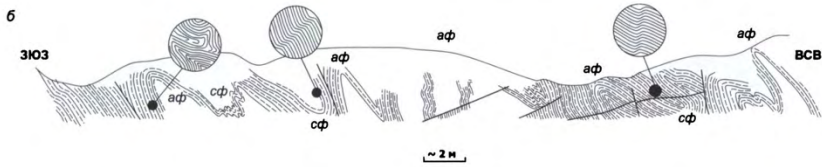
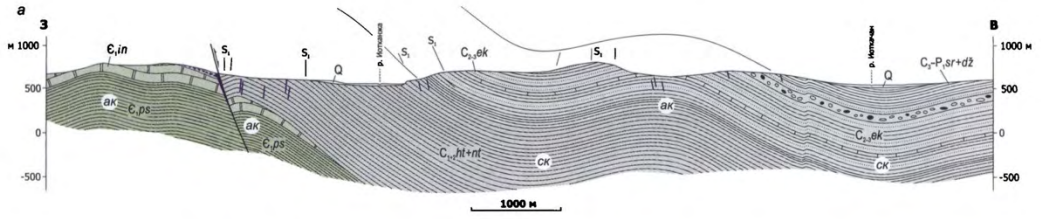


Фиг. 6.3. Будинированная дайка амфиболитов в гнейсах, Беломорье (фото В. Травина).

6



Фиг. 6.4. Округлые и заостренные складки (англ. *cusped – lobate folds*) на контакте амфиболитов и гнейсов (а), Беломорье (фото В. Травина). Складчатые муллионы в гранито-гнейсах (б), Северная Карелия (фото А. Красильникова).



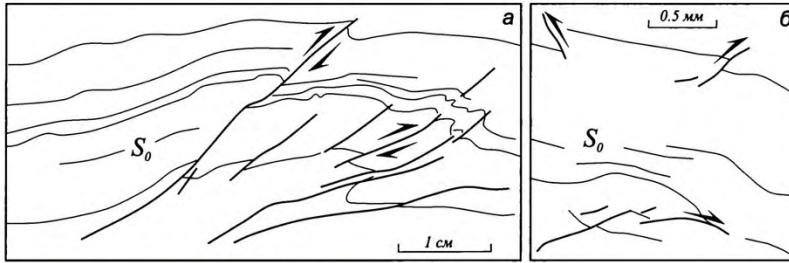
б



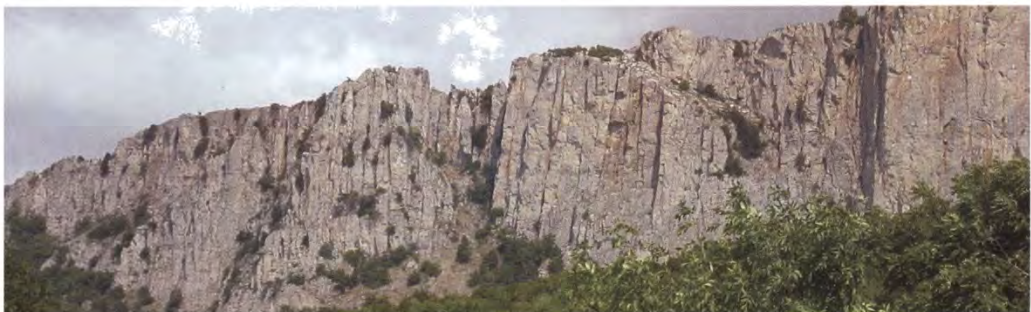
Фиг. 7.1. Антиклинали (ак) и синклинали (ск), фрагмент геологического разреза через южное замыкание Южно-Верхоянского синклиория (а). Мелкие антиформы (аф) и синформы (сф) в зоне разлома, зарисовка обнажения, Колчимское поднятие, Западный склон Урала (б). Синформы (сф) и антиформы (аф) в гнейсах Беломорья (в), фото В. Травина.



Фиг. 7.2. Опрокинутые антиклинальная и синклиальная складки в известняках, Чилийские Анды.



Фиг. 7.3. Микронадвиги (а) и микровзбросы (б), образовавшиеся при продольном укорочении слоев (карбонатные алевролиты мухтунной толщи, Уакитская зона, Северное Забайкалье, рисунки по микрофотографиям). Внутриформационный надвиговый дуплекс (в) в пачке переслаивания черных битуминозных известняков и алевролитов (Уакитская зона, Северное Забайкалье). Субвертикальный дуплекс в верхнетриасовых алевролитах Западной Чукотки (z, фото С. Каткова).



Фиг. 8.1. Субвертикальные трещины отдельности в верхнеюрских известняках Ай-Петринской яйлы, Горный Крым.

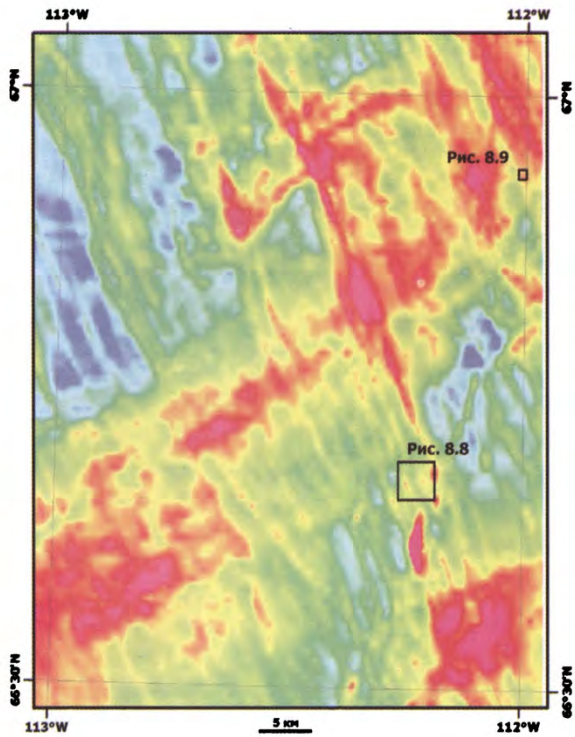
а



б

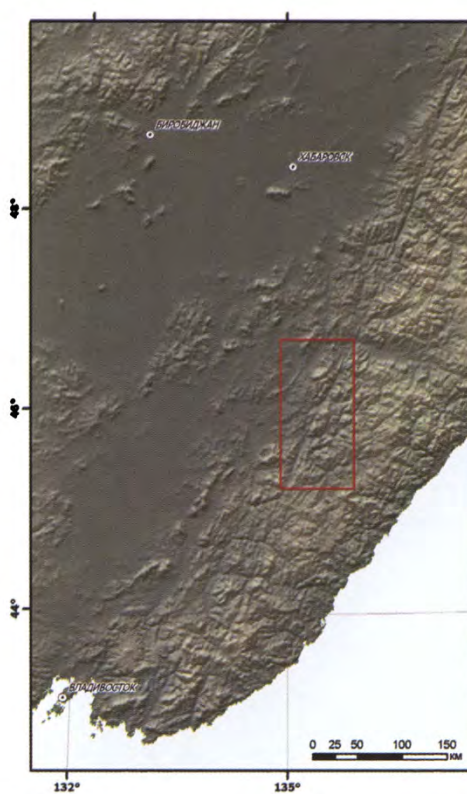


Фиг. 8.2. Столбчатая отдельность в базальтах, образованная шестигранными призмами, формируется за счет уменьшения объема при остывании лавового потока и «стягивающих» напряжений в породном массиве (а). Шестигранная форма столбов является идеальной, но наиболее часто встречаются пяти- и четырехгранные столбы. На б – столбчатая отдельность в покровах среднеюрских базальтов, Карадаг, юго-восточный Крым (фото А.С. Красильникова).

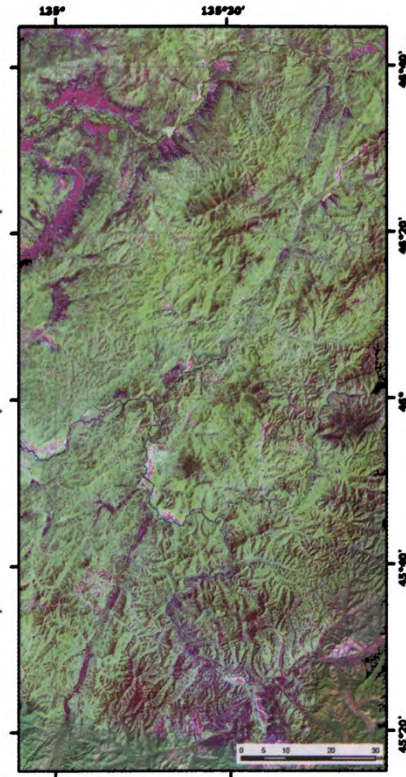


Фиг. 8.3. Карта магнитного поля одного из районов западной части кратона Слэйв, Северо-Западные Территории, Канада: линейные положительные аномалии северо-северо-западного простирания трансируют дайки Мак-Кензи (1.27 млрд лет). Аэромагнитная съемка м-ба 1:200 000, показано положение детальных врезок (рис. 8.8, 8.9).

a



б



Фиг. 8.4. Центрально-Сихотэ-Алинский левый сдвиг на цифровой модели рельефа (*a*) и увеличенный сегмент этого разлома на космическом снимке Landsat (*б*).



Фиг. 8.5. Штриховка скольжения и сколовые ступеньки на поверхности сколовой трещины в меловых алевролитах, зона Кулишовского разлома, Приморье.

а



б



Фиг. 8.6. Система рифтовых разломов: рифт Грегори, Восточно-Африканская рифтовая система, на космоснимке Landsat TM (а) и интерпретационной схеме (б). Сбросы вдоль восточной границы рифта сегментированы и слегка смещены друг относительно друга, отмечается высокая плотность субмеридиональных внутририфтовых разломов. Такой структурный рисунок сбросов является характерным для собственно рифтовых структур, без существенной сдвиговой составляющей раскрытия, в обстановке растяжения (в данном случае субширотного) [McClay et al., 2002].



5. ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ ГОРНЫХ ПОРОД

Для решения важной проблемы показательный и типичный участок размером в монету может представлять больший интерес, чем карта целого района...

Э. Клоос, 1958 г.

В предыдущей главе были рассмотрены основные механизмы деформации горных пород. Взаимодействие внутризерновых (дислокационное скольжение, двойникование, образование кинкбандов, диффузия) и межзерновых (диффузия по границам зерен, межзерновое проскальзывание, растворение под давлением, рекристаллизация) механизмов деформации создает новый облик породы. В зависимости от условий деформации и длительности процессов эти изменения могут быть почти не заметны или преобразовывать породу до неузнаваемости. В массиве горных пород можно попытаться проследить закономерности этих изменений, изучая взаимопереходы в различной степени деформированных пород, определить ведущие механизмы деформации, их последовательность.

Облик породы определяется ее структурой, текстурой и минеральным составом слагающих ее зерен или кристаллов. Понятие «структура» охватывает особенности строения горной породы, которые обусловлены размерами, формой и взаимными отношениями минералов и (реже) аморфных веществ (например вулканических стекол). *Структура* определяется степенью кристалличности, абсолютной и относительной величиной зерен минералов, их формой (кристаллографическим обликом, степенью идиоморфности и др.). *Текстура* – это общие особенности строения минеральных агрегатов, обусловленные пространственным расположением их составных частей. Иными словами, текстура – это способ заполнения в пространстве, который может быть однородным и неупорядоченным, или наоборот, резко неоднородным – с закономерной ориентировкой минералов или чередованием участков разного состава. Иногда, при разном масштабе рассмотрения, структурные и текстурные признаки меняются местами, и тогда прибегают к обобщающему термину «сложение породы» [Петрография, 1976].

В современной англоязычной литературе применительно к горным породам употребляются термины структура (structure), текстура (texture) и строение, или сложение (fabric) породы [Вернон, 1980; Passchier, Trouw, 1996; Vernon, 2004]. Так, англ. *rock structure* – это ясно выраженная геометрически особенность строения породы, при проникающем развитии называемая элементом строения, а англ. *rock texture* – синоним микростроения, или микроструктуры в большинстве англоязычных геологических работ. Строение, или сложение породы (англ. *rock fabric*) – полная пространственная морфологическая система слагающих горную породу элементов, характеризующаяся проникающим и повторяющимся развитием их по всему объему. К элементам строения относятся сланцеватость, линейность, преимущественная кристаллографическая ориентировка, размер и/или форма зерен.

Структуры и текстуры горных пород.

«Структура – строение горной породы, в широком смысле слова – совокупность ее признаков, определяемых морфологическими особенностями отдельных составных частей и их пространственными взаимоотношениями. В более тесном значении этот термин обнимает признаки, обусловленные степенью кристалличности, размерами и формой кристаллов, способом сочетания их между собою и со стеклом и т.п. особенностями, определяемыми часто лишь под микроскопом, и потому означает собственно микроструктуру. Внешний структурный облик и такие внешние признаки, как отдельность, слоистость, сланцеватость, пористость, отделяют от структуры в узком смысле и называют текстурой. Такое понимание терминов структуры и текстуры принято у немецких петрографов; англичане употребляют эти термины в диаметрально противоположном смысле, т.е. структура немцев – текстура англичан. Русские петрографы примыкают либо к той, либо к другой терминологии» (Ф.Ю. Левинсон-Лессинг. *Петрографический словарь, 1937*).

С точки зрения структурной геологии, последнее понимание более емко и конкретно, так как при микротектонических исследованиях приходится оперировать двумя категориями термина «структура»: например, структура породы и (деформационные) структуры в породе или слагающих ее минеральных зернах. Неполная терминологическая тождественность предполагает введение или определение терминов. Под *элементарной деформационной структурой (элементом строения)* нужно понимать любое новообразование, или изменение существующих элементов, обусловленное деформацией. При регулярном или проникающем развитии элементарных структур, распространенных по всему объему породы, можно говорить о *деформационной структуре породы*, и если элементарные структуры закономерно распределены в пространстве (ориентировка, чередование), то следует говорить о *деформационной текстуре породы*. Такое понимание близко традиционному рос-

сийскому употреблению терминов, и вместе с тем, с точки зрения деформационного (микротектонического) подхода, в значительной степени соответствует англоязычной терминологии. В то же время, приведенные определения не противоречат главному морфологическому принципу определения и классификации структур и текстур.

В данной главе рассматриваются главным образом структуры и текстуры, видимые под микроскопом, хотя это разделение несколько условно, и многие из них наблюдаются в широком диапазоне масштабов и диагностируются также в образцах или обнажениях.

5.1. Плоскостные текстуры

Плоскостные текстуры характеризуются проникающим развитием в породе элементов строения, имеющих закономерную планпараллельную ориентировку. В зависимости от типа плоскостных текстур основными элементами строения являются слоистые силикаты или другие уплощенные минералы, кливажные зоны и микролитоны, минеральные жилы и (редко) стилолиты.

5.1.1. Сланцеватость

Термин «*сланцеватость*» используется для определения плоскостных текстур горных пород, образованных планпараллельным расположением пластинчатых или

листоватых минералов (фиг. 5.1, а, вклейка; наряду со слоистыми силикатами это могут быть и другие минералы – например кальцит – фиг. 5.1, б, вклейка). Основными, или базовыми, элементами текстуры являются уплощенные минеральные зерна. Таким образом, сланцеватость – это морфологический термин, обозначающий микротекстуру и имеющий однозначное общепринятое толкование [Талицкий, Галкин, 1988].

Сланцеватость – одна из наиболее часто встречающихся текстур метаморфических горных пород. В осадочных породах, испытавших сильные диагенетические преобразования (алевролиты, филлиты), очень часто отмечается тонкая *микросланцеватость* – текстура, возникающая за счет перекристаллизации слюд при уплотнении породы. Чаще всего послойная микросланцеватость является дотектонической текстурой (т.е. не связанной с региональными тектоническими деформациями) и возникает в обстановке субвертикального сжатия под действием нагрузки вышележащих толщ.

Образование сланцеватости происходит под действием следующих возможных механизмов: пассивного механического вращения уплощенных и удлиненных зерен, дислокационных, диффузионных и рекристаллизационных процессов, миметического или ориентированного роста новых минеральных зерен в поле дифференциальных напряжений.

Пассивное механическое вращение происходит в породах, которые содержат в себе уплощенные минералы. Например, в гранитах деформация зерен полевых шпатов и кварца при медленном нагружении за счет действия дислокационных или диффузионных процессов приводит к изменению морфологии зерен (уплощенности), развитию порфирокластовых структур. На фоне этих процессов слюды испытывают механическое вращение. Частным случаем такого процесса можно считать образование сланцеватости за счет формирования уплощенной морфологии минеральных зерен – кварца, полевых шпатов, карбонатов – при медленных пластических деформациях за счет дислокационного скольжения или диффузии, которые приводят к переориентировке кристаллических решеток минералов, изменению формы зерен, в ряде случаев – к вращению при межзерновом проскальзывании.

Рекристаллизационные процессы (особенно при рекристаллизации за счет вращения субзерен) также могут приводить к формированию ориентированного расположения зерен. Частным случаем является рекристаллизация при образовании кливажа [Талицкий, 1992]. Растворение под давлением контактирующих зерен приводит к увеличению площадей контактов между зернами (см. разд. 5.1.2), и, следовательно, снижению скорости растворения. При увеличении температуры в процессе деформации начинается перекристаллизация таких «напряженных» зерен с образованием новых, ориентированных ортогонально по отношению к оси максимального сжатия и наследующих плоскости кливажа.

Миметический рост уплощенных минералов происходит после формирования сланцеватой текстуры, при замещении более ранних неустойчивых минералов с наследованием их формы, иногда по прослоям, геохимически обогащенным необходимыми для роста новых минералов компонентами.

Рост новых минералов при направленном давлении с образованием кристаллизационной сланцеватости происходит при практически полной перекристаллизации

породы. Деформация сопровождается усилением степени метаморфизма и образованием новых минеральных парагенезисов, устойчивых в данных термодинамических условиях. Кристаллизация новых минералов происходит в соответствии с «*принципом Рикке*», который определяет рост минералов в направлении, ортогональном оси максимального сжатия.

Проникающий (пронизывающий) характер сланцеватости в сочетании с послойной ориентировкой – отличительная особенность большинства метаморфических комплексов. Наряду с другими структурами (складки, будинаж, структуры сплющивания и др.) сланцеватость образует устойчивую ассоциацию структур, которая может быть определена как парагенезис послойного течения метаморфических пород [Миллер, 1997].

Секущее положение сланцеватости и слоистости на крыльях и в замках складок наблюдается реже. С учетом широкого развития в метаморфических комплексах изоклинальных складок при петротектоническом анализе важно установить соотношения деформационной сланцеватости с первичной слоистостью (полосчатостью) в замках складок. При секущих соотношениях сланцеватость может иметь рекристаллизационную (см. выше) природу, образуясь одновременно со складками, или развиваться по более ранним кливажным поверхностям при последующем метаморфизме.

5.1.2. Кливаж обломочных пород

Поликомпонентное строение обломочных пород (различный состав как обломков, так и цемента), широкие вариации структурно-текстурных особенностей (гранулометрического состава, степени окатанности обломков, количественного соотношения цемента и обломков, типа цемента и др.) позволяют рассматривать любую обломочную горную породу как сложную систему, деформация которой определяется взаимодействием ряда факторов. Так, для слагающих горную породу минералов действие разных механизмов деформации зависит от внешних параметров, в том числе от величины и скорости нагружения. Петроструктурные исследования показывают, что, за редким исключением, одной из главных текстур деформированных обломочных горных пород (исключая грубообломочные) является межзерновой кливаж [Талицкий, Галкин, 1988] в сочетании с минеральными жилами и симметрично расположенными в тенях давления обломочных зерен так называемыми «бородами нарастания», сложенными тонковолокнистыми минеральными новообразованиями (см. разд. 5.5) [Гончаров и др., 1995]. Эта особенность определяется взаимодействием двух главных факторов – двухкомпонентным строением литифицированных обломочных горных пород, состоящих из более крупных частиц (обломков), которые погружены в цемент (матрикс), и наличием свободного порового флюида.

Межзерновой кливаж – плоскостная микротекстура, выраженная плоскопараллельным расположением в породе уплотненных агрегатов, состоящих из глинистых, слюдистых, рудных минералов и органического вещества [Талицкий, Галкин, 1988]. Наличие кливажа обуславливает способность породы расщепляться на тонкие пластинки. Его макроскопическим выражением является трещиноватость на крыльях складок, секущая слоистость. Термин «кливаж» является морфологическим и отражает особенности строения горной породы на микроуровне. Основными (базовыми) элементами, опреде-

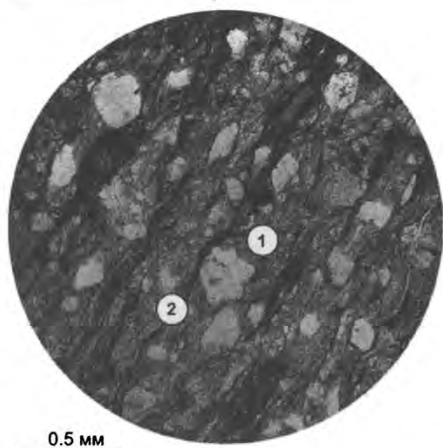
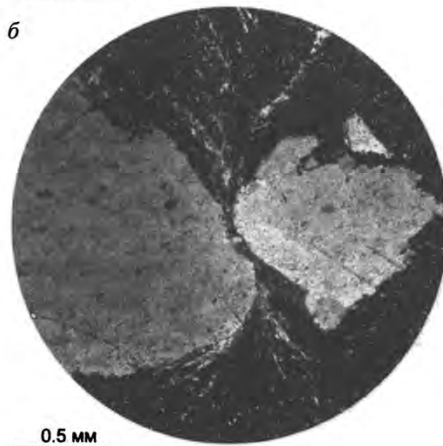
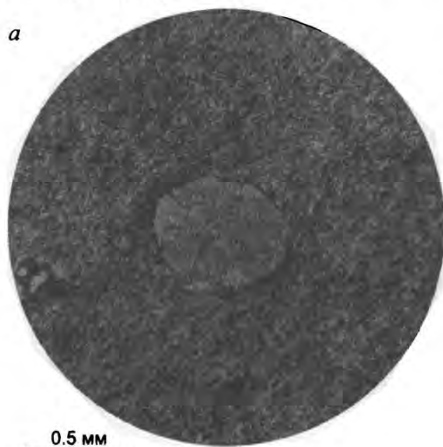


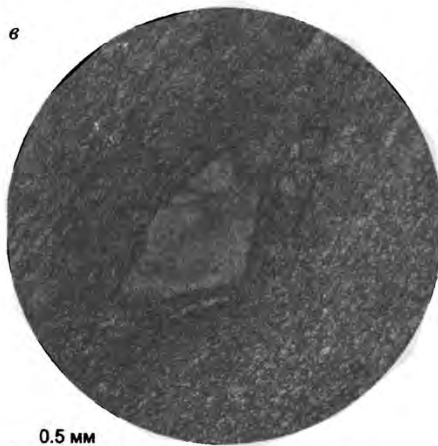
Рис. 5.1. Межзерновой кливаж и его основные элементы строения: 1 – микролитон, 2 – кливажная зона. Тулуинская толща, Северное Забайкалье. Микрофотография шлифа без анализатора (здесь и далее, если не указан +).



ляющими строение кливажированных пород, являются линзы-микролитоны, разделенные нитевидными кливажными зонами (рис. 5.1). Толщина микролитонов соизмерима с размером обломочных зерен, мощность кливажных зон варьирует в пределах от 0.01 до 0.1 мм.

При сжатии на контактах зерен, нормальных к оси сжатия, возникают участки повышенного давления, на субпараллельных – пониженного [Талицкий, 1989а; Талицкий, Галкин, 1988] (см. рис. 4.24, рис. 5.2). Участки повышенных давлений выступают в качестве концентраторов напряжений, на которых (в низко- и среднетемпературных условиях при наличии в породе флюида) происходит селективное растворение наиболее легко растворимых компонентов пород (как самих обломочных зерен, так и цемента). Растворенное вещество мигрирует в зоны декомпрессии, где приоткрываются поры, формируются пустоты, трещины и т.п. В

Рис. 5.2. Действие концентраторов зернового типа: а – начальные стадии формирования кливажных зон на контактах крупного включения в кварц-полевошпат-серицит-биотитовых сланцах парамской толщи, Северное Забайкалье; б – формирование пучков кливажа в матрице на контакте порфировых вкрапленников в метариолитах, Северное Забайкалье (+); в – сутурные кливажные зоны на контакте крупного рекристаллизованного зерна в карбонатных милонитах по породам юктоконской свиты кембрия, Северное Забайкалье. Микрофотографии шлифов.

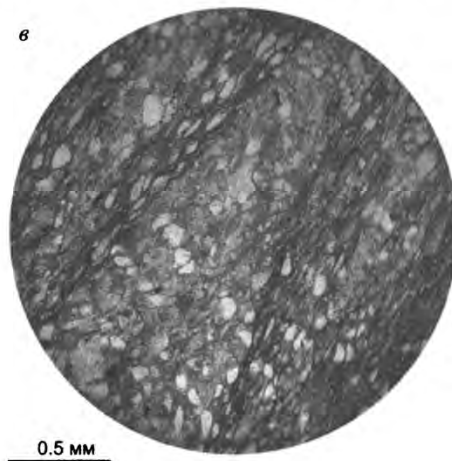
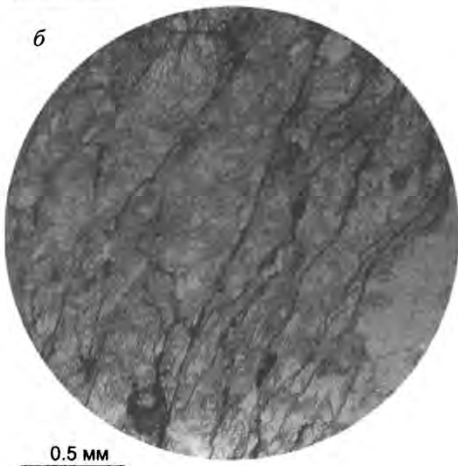
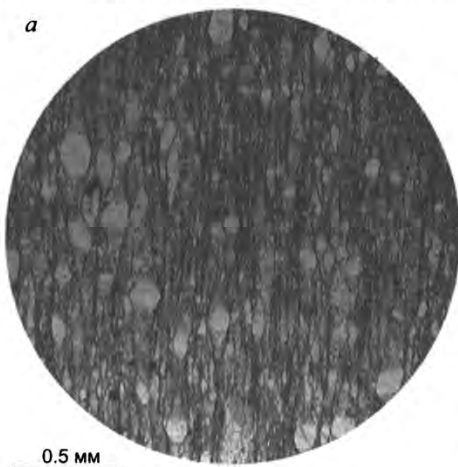


результате действия такого механизма – растворения под давлением (см. разд. 4.6) – происходит вынос растворимых компонентов пород, зоны сжатия обогащаются нерастворимыми компонентами, образуют плоскостные кливажные зоны, рассекающие всю породу на линзы или пластинки (микролитоны), толщина которых обычно соизмерима с размерами зерен или обломков пород (см. рис. 5.1). Таким образом, образование межзернового кливажа обусловлено породно-флюидным взаимодействием в неоднородном поле напряжений.

Межзерновой кливаж – типоморфная деформационная текстура обломочных горных пород, возникающая в низко- и среднетемпературных условиях (при T до 300–350 °С). При более высоких температурах деформация протекает с существенным изменением как структуры, так и минерального состава горных пород под действием метаморфических реакций. Напротив, в низких температурных условиях реализуются хрупкие деформации за счет возникновения сколовых трещин и разрывов.

Наряду с кливажем плойчатости (см. разд. 5.1.3) и сланцеватостью межзерновой кливаж рассматривается как один из главных морфологических типов плоскостных деформационных микротекстур. Дальнейшая классификация строится по морфологии кливажных зон или степени их «совершенства» (от *стилолитоподобных*, *зубчатых* (пилообразных), к *грубоволнистым* и *планарным* [Atlas..., 1980]), по рисунку кливажных поверхностей (*сопряженный*, *ромбовидный*, *ветвящийся*, *извилистый*, *планпараллельный* [Atlas..., 1980], рис. 5.3, 5.4).

Морфология зон растворения и их рисунок зависят от состава и типа первичной структуры породы (соотношения обломочной части и цемента, состава обломков, их сортированности по размеру) и длительности нагружения. В хорошо сортированных песчаниках и в алевrolитах зоны растворения, локализу-



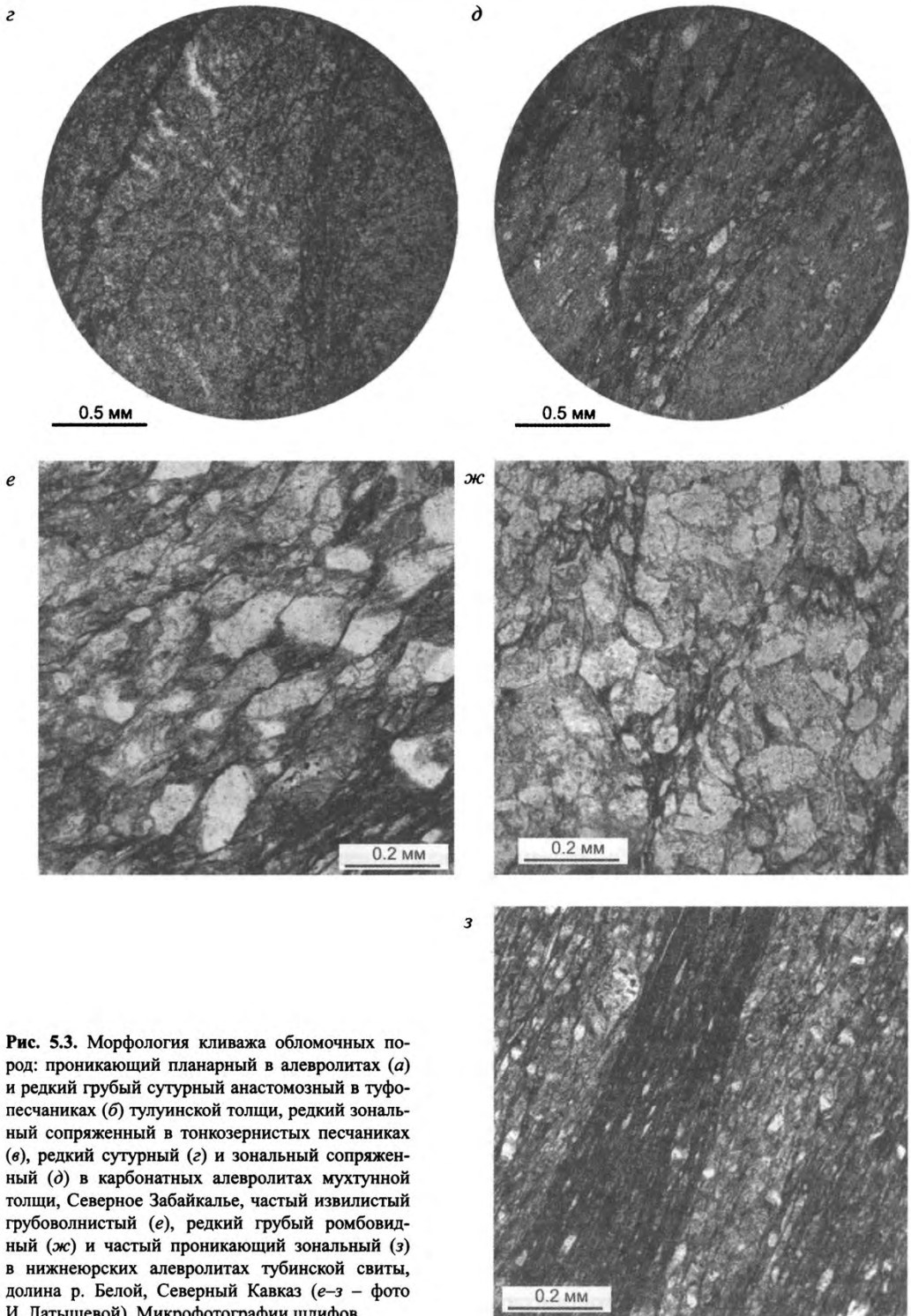


Рис. 5.3. Морфология кливажа обломочных пород: проникающий планарный в алевролитах (а) и редкий грубый сутурный анастомозный в туфопесчаниках (б) тулуинской толщи, редкий зональный сопряженный в тонкозернистых песчаниках (в), редкий сутурный (г) и зональный сопряженный (д) в карбонатных алевролитах мухтунной толщи, Северное Забайкалье, частый извилистый грубоволнистый (е), редкий грубый ромбовидный (ж) и частый проникающий зональный (з) в нижнеюрских алевролитах тубинской свиты, долина р. Белой, Северный Кавказ (е-з – фото И. Латышевой). Микрофотографии шлифов.

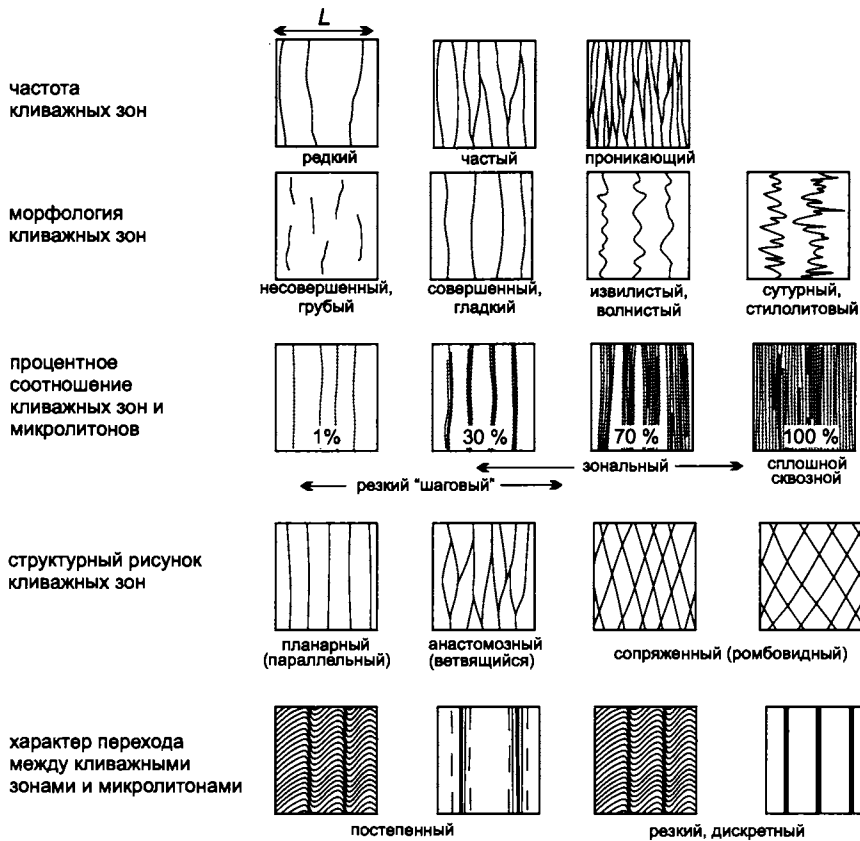
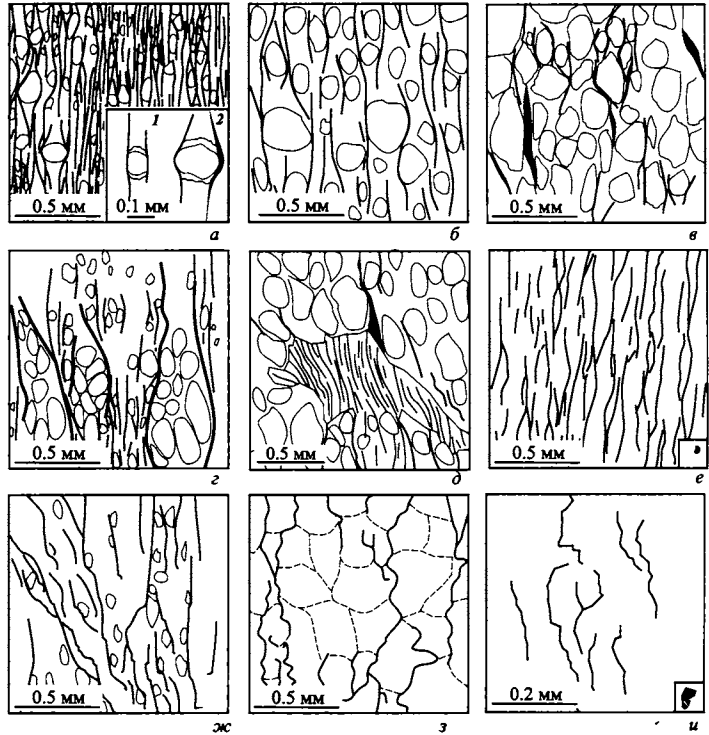


Рис. 5.4. Классификация кливажных текстур по морфологическим признакам. По [Atlas..., 1980, Passchier, Trouw, 1996] с изменениями.

ьясь на концентраторах напряжений каждого зерна, образуют проникающую текстуру (рис. 5.5, а, б). При этом формирование кливажа может протекать за счет растворения как обломочных зерен, так и цемента (1 и 2 на врезке, см. рис. 5.5, а). Кливажные зоны в таких породах соответствуют грубоволнистому и планарному морфологическим типам, эволюционируя к последнему при увеличении деформации, при этом частота кливажных зон напрямую зависит от размера обломков (см. рис. 5.5, а). В полимиктовых породах, сложенных лито- и кристаллокластами, избирательное растворение в областях концентраторов напряжений, определяющееся различным минеральным составом зерен, может приводить к образованию более редких регулярных кливажных зон, возникающих за счет растворения зерен определенного минерального состава, а также цемента между нерастворимыми обломками.

Проникающий межзерновой кливаж в обломочных породах возникает при 20–30-процентной деформации укорочения [Гаврилов и др., 1999]: «зародыши» кливажных зон, сформировавшись на большеугловых по отношению к ориентировке сжатия границах зерен, сливаются друг с другом на поздних стадиях процесса и образуют протяженные планарные зоны. Вместе с тем, можно наблюдать извилистые и ветвящиеся кливажные зоны, возникающие за счет сконцентрированного избирательного растворения вещества

Рис. 5.5. Морфологические типы кливажа в различных по составу породах (рисунки по микрофотографиям): *а*, *б* – проникающий слабоветвистый межзерновой кливаж (*а* – в мелкозернистом алевролитом аркозовом песчанике, на врезке – растворение кварцевого зерна (1) и цемента (2) с переотложением растворенного вещества в тенях давления; *б* – в мелкозернистом кварцевом песчанике); *в–з* – кливаж агрегатного типа: *в* – грубый в полимиктовом мелкозернистом песчанике; *г* – грубый ветвящийся в полимиктовом песчанике; *д* – грубый извилистый в песчанике, проникающий планарный в алевролитовой линзе; *е* – проникающий извилистый в алевролите, на врезке показан средний размер единичного обломка; *ж* – грубый ромбовидный в песчаном известняке, *з* – пилообразный стилолитоподобный в кристаллокластическом туфе; *и* – стилолитовые швы в тоннокристаллическом углеродистом известняке, на врезке показаны средние размеры кристаллов.



(рис. 5.5, *г–з*); такие локальные или регулярные зоны на микроуровне (в масштабе шлифа) нередко формируют проникающую текстуру на макроуровне (в масштабе образца).

Морфологически такие текстуры можно охарактеризовать как ветвящийся (см. рис. 5.5, *г*), грубый (см. рис. 5.5, *д*), извилистый (см. рис. 5.5, *е*), грубый ромбовидный (см. рис. 5.5, *ж*), пилообразный стилолитоподобный (см. рис. 5.5, *з*) кливаж. В отличие от проникающего межзернового кливажа, образование которого протекает в результате суммарного действия равномерно распределенных в породе концентраторов напряжений, при образовании такого «несовершенного» кливажа происходит избирательное действие лишь некоторых зерновых концентраторов, при котором осуществляется быстрый рост зон растворения по простиранию, их слияние, и, начиная с некоторой стадии, растворение протекает на границах новообразованных микроблоков-макролитонов (зерновых агрегатов, см. рис. 5.5, *г–з*). Подобные текстуры можно называть *кливажем агрегатного типа* [Жирмасов, 2002].

Морфологическим отличием кливажа агрегатного типа от кливажных швов и «пучков» является его регулярное или проникающее распространение в породе, тогда как швы могут быть охарактеризованы как зоны сгущения кливажа, возникающие на концентраторах напряжений других структурных уровней (например, уровня слоев при формировании муллион-структур, см. разд. 6.3). Формирование кливажа агрегатного типа, как и стилолитов, может быть обусловлено более ранними плоскостными (в том числе трещинными) неоднородностями, контролирующими флюидную

миграцию; в данном случае релаксация напряжений будет определяться действием концентраторов агрегатов зерен, слагающих стенки трещины. Более общие причины формирования таких текстур – состав и строение обломочных пород: кливаж агрегатного типа формируется в породах с плохой сортировкой обломков за счет различной скорости формирования кливажа на концентраторах зерен различного размера (см. рис. 5.5, *з, д, ж*), в породах полимиктового состава (рис. 5.5, *в*), где ведущим фактором

Кливаж агрегатного типа. В качестве одной из причин формирования зон сконцентрированного растворения можно рассматривать активную миграцию флюида [Галкин, 1993]. Не в меньшей степени данные процессы определяются первоначальной структурой пород. В разномерных породах часто можно наблюдать проникающий кливаж в сложенных алевролитами фрагментах породы, тогда как обломочные зерна псаммитовой размерности не обнаруживают следов растворения (или последние развиты фрагментарно).

При деформации слоистых толщ в мелкообломочных породах межзерновой кливаж лучше выражен и формируется быстрее за счет того, что при компрессионной ползучести скорость деформации связана обратной степенной зависимостью с размером площадки, на которой происходит растворение под давлением [Гаврилов и др., 1999; Талицкий, 1989а; Теркот, Шуберт, 1985]. Этот фактор характеризует не только деформацию крупных объемов слоистых пород, но и существенно влияет на развитие структур растворения уже на уровне агрегатов зерен (см. рис. 5.5, *з, д*).

Очевидно, что при деформации разномерных пород более «жестким» (медленнее деформирующимся) структурным каркасом будут выступать крупнозернистые участки, тогда как в мелкозернистых участках кливаж развивается быстрее: в итоге компактные зерновые агрегаты псаммитов могут образовать обособления, и в качестве концентраторов напряжений будут выступать не отдельные зерна, а их агрегаты. В результате могут формироваться микролитоны, сложенные псаммитами на фоне тонко кливажированного алевритового матрикса (см. рис. 5.5, *з*), морфологически сходные с кливажными микромуллионами (см. разд. 6.3). Можно наблюдать и обратные соотношения: частый планарный кливаж в линзах алевритов на фоне редких отдельных кливажных зон в общей псаммитовой массе породы (см. рис. 5.5, *д*), возникающий при «схлопывании» менее прочных (т.е. потенциально быстрее деформирующихся) алевритовых линз.

В алевролитах и алевропелитах с большой долей глинистой составляющей могут возникать хорошо морфологически оформленные планарные проникающие кливажные зоны, но при этом их частота не связана напрямую с размерами обломочных зерен (см. рис. 5.5, *е*; обломочное зерно показано на врезке в правом нижнем углу рисунка), как в случае, показанном на рис. 5.5 *а, б*. Очевидно, что и в этом случае процессы растворения под давлением протекают избирательно, на уровне взаимодействия агрегатов зерен.

Неоднородности строения (рудные включения, микроорганика, додеформационные жилы) нередко инициируют формирование зон растворения, дальнейшее развитие и морфологическое оформление которых протекает при взаимодействии агрегатов зерен (см. рис. 5.5, *ж*). Отсутствие ярко выраженных концентраторов приводит к возникновению коррозионных швов (например, в кварцитах на контактах зерен); при дальнейшей структурной эволюции в таких плотно упакованных обломочных породах формируются стилолитоподобные зоны растворения (см. рис. 5.5, *з*).

Несмотря на разную морфологическую выраженность, описанные выше текстуры (см. рис. 5.5, *з–э*) формируются под действием процессов растворения под давлением в породах, первоначальная структура и (или) состав которых определяют протекание деформационных процессов на концентраторах напряжений уровня агрегатов зерен, а не на относительно равномерно распределенных по всему объему зерновых концентраторах. Мощность кливажных микролитонов в таких породах обычно намного превышает размеры зерен.

является разная скорость растворимости обломков различного состава и цемента во флюиде. Быстрый переход на уровень агрегатов зерен при формировании зон растворения обеспечивается при плотной упаковке лито- или кристаллокластов (см. рис. 5.5, з), а также в алевролитах и алевропелитах (см. рис. 5.5, е). Помимо состава и структуры большое значение имеет скорость нагружения.

Таким образом, структурным результатом действия механизма растворения под давлением при деформации обломочных горных пород (псаммитов и алевритов) является формирование кливажа. *Кливаж обломочных пород* можно разделить по морфологии на межзерновой кливаж и кливаж агрегатного типа (агрегатный). *Межзерновой кливаж* является деформационной микротекстурой, образованной линзовидными микролитонами, мощность которых соизмерима с обломками (зернами) породы, которые разделены нитевидными кливажными зонами, сложенными нерастворимым веществом. Образование межзернового кливажа происходит под действием однородно распределенных в породе и одновременно действующих концентраторов напряжений зернового типа. *Кливаж агрегатного типа* представляет собой микротекстуру, которая образована регулярными или проникающими кливажными зонами, разделяющими сложенные агрегатами зерен микролитоны. Такая деформационная микротекстура формируется за счет сконцентрированного в отдельных зонах растворения, морфология, положение и густота которых определяются составом и особенностями строения породы.

Образование межзернового кливажа ортогонально оси сжатия (см. рис. 4.24) определяет возможности использования этой плоскостной текстуры в качестве кинематического и динамического индикатора. Ось укорочения эллипсоида конечных деформаций в общем случае также ориентирована ортогонально кливажным зонам (см. разд. 5.9). Понятно, что в процессе деформации возникают частные несоответствия между ориентировками динамических осей, восстанавливаемых по структурам разных уровней: впоследствии кливажированный объем породы может испытывать вращение, а микролитоны – сдвигаться по кливажным поверхностям относительно друг друга (см. разд. 7.4.3.2).

Кливаж обломочных пород (так же как *кливаж плейчатости* и *кливажные швы*, см. ниже) является типоморфной структурой складчатых толщ. Особенности вещественного состава и характера слоистости в породах в сочетании с внешними условиями деформации влияют на структурообразование в слоистых средах: кливаж нередко веерообразно разворачивается, «преломляясь» на границах слоев с различными свойствами (прежде всего, с разным гранулометрическим составом), или занимает параллельное осевой поверхности положение – *кливаж осевой плоскости* (фиг. 5.2, вклейка, а также разд. 7.4.3).

В складчатых терригенных толщах наиболее характерно секущее положение кливажа по отношению к слоистости, которое наблюдается как в обнажениях (см. фиг. 5.2, вклейка), так и под микроскопом (рис. 5.6). В филлитах и глинистых сланцах по частым плоскостям напластования и кливажа формируется так называемая *карандашная отдельность* (рис. 5.7).

Параллельный слоистости кливаж может формироваться на стадии диагенетического уплотнения осадка [Япаскурт, 1995]. При диагенетическом уплотнении зоны кливажа могут одновременно являться проводниками сконцентрированного флюидопереноса [Галкин, 1993] при горизонтальном направлении просачивания. Субпос-

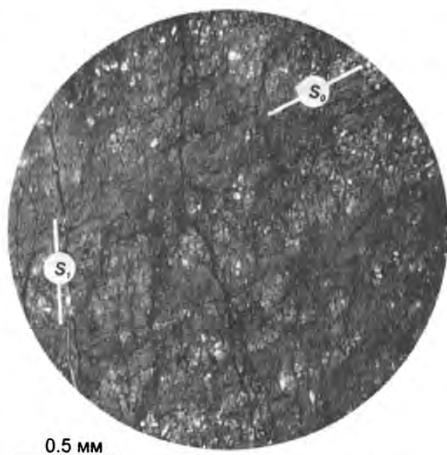


Рис. 5.6. Секущее положение кливажа (S_1) и слоистости (S_0) в алевропелитах тулуинской толщи, Северное Забайкалье. Микрофотографии шлифов.

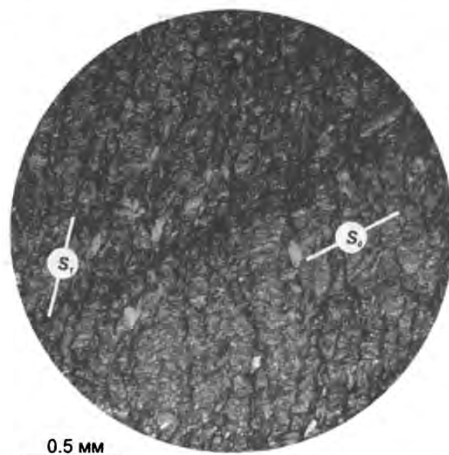


Рис. 5.7. Карандашная отдельность в меловых алевролитах, Центральный Сихотэ-Алинь, Приморье.



лойный кливаж может формироваться и на крыльях складок на поздней стадии складкообразования (общего сплющивания, см. разд. 7.4.3.3).

Часто локально развитые кливажные текстуры и кливажные швы отмечаются вблизи разрывов. Формируясь в локальном поле напряжений приразломных зон, текстуры имеют ориентировку, зависящую от кинематики перемещения блоков по разрыву.

Особенности механизма формирования кливажных текстур в последние годы детально изучены методами геохимии [Holcombe, 1980; Davidson et al., 1998], аналогового и численного моделирования [Методы моделирования..., 1988; Fueten et al., 2002; Renard et al., 1997].

Обозначения структур и текстур. Для обозначения структурных элементов традиционно используют символы: для плоскостных текстур букву S (от англ. *schistosity* – сланцеватость), для линейных – L (от англ. *lineation*), складок – F (от англ. *fold*), трещин – J (от англ. *joint*), минеральных жил – V (от англ. *vein*). Время образования обозначают, используя индексы: так, текстура S_2 моложе S_1 . Слоистость традиционно обозначают S_0 . Как правило, одинаковые индексы распространяются на все структурные элементы, сформировавшиеся в течение некоторого деформационного этапа. Например, при деформации этапа D_1 образование складок F_1 сопровождалось формированием кливажа S_1 и линейности пересечения $L_1 = S_0 / S_1$. Для выделения различных генераций текстур можно также использовать префиксы: например, L_1' и L_1'' для обозначения линейности пересечения и агрегатной линейности, или S_1^1 и S_1^2 для обозначения двух систем сланцеватости, сформировавшихся на разных стадиях одного деформационного этапа.

Деформационные события, приведшие к формированию кливажа, могут быть датированы [Rice, Frank, 2003] – в том случае, если эти процессы сопровождаются образованием глинистых минералов в кливажных зонах (например, при рекристаллизации или мимектическом росте).

5.1.3. Кливаж плейчатости

Кливаж плейчатости (англ. *crenulation cleavage*) – плоскостная микротекстура, выраженная плоскопараллельным расположением в породе зон, сформированных крыльями микроскладок, в которые смята ранняя плоскостная микротекстура, или смыкающимися крыльями микрофлексур [Талицкий, Галкин, 1988; Талицкий, 1983; Atlas..., 1980]. Базовыми элементами кливажа плейчатости являются микролитоны, разделенные кливажными зонами (рис. 5.8). При морфологическом описании кливажа плейчатости наиболее важной характеристикой является граница между кливажной зоной и микролитоном, которая может быть резкой (дискретный кливаж плейчатости, рис. 5.9, а) или постепенной (рис. 5.9, б) [Atlas..., 1980]. Кливаж плейчатости, как и межзерновой кливаж, является структурой растворения под давлением, но образуется при изгибной деформации более ранней текстуры. В качестве ранних плоскостных текстур, по которым развивается кливаж

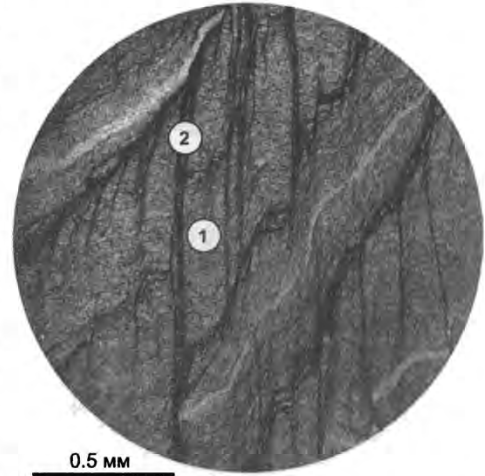


Рис. 5.8. Кливаж плейчатости, развитый по микросланцеватости, и его основные элементы (1 – микролитон, 2 – кливажная зона). Алевропелиты сырыхской свиты, Уакитская зона, Северное Забайкалье. Микрофотография шлифа.

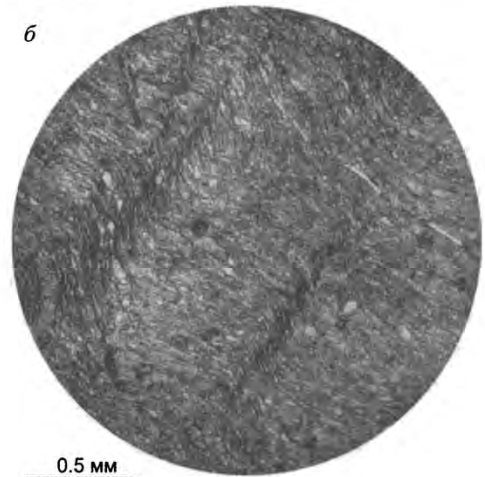
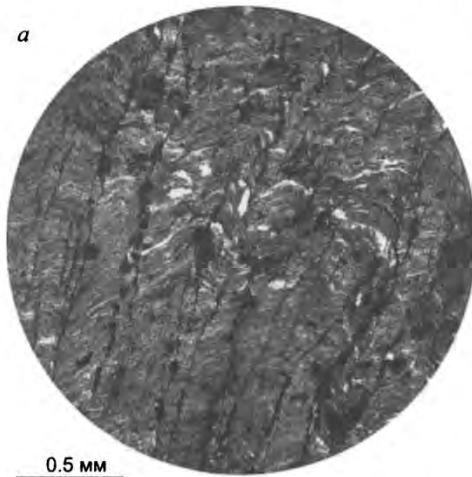


Рис. 5.9. Резкий (а) и постепенный (б) переход от микролитона к кливажной зоне в алевропелитах и алевролитах (соответственно) тулуинской толщи рифея, Келянская зона, Северное Забайкалье. Микрофотографии шлифов.

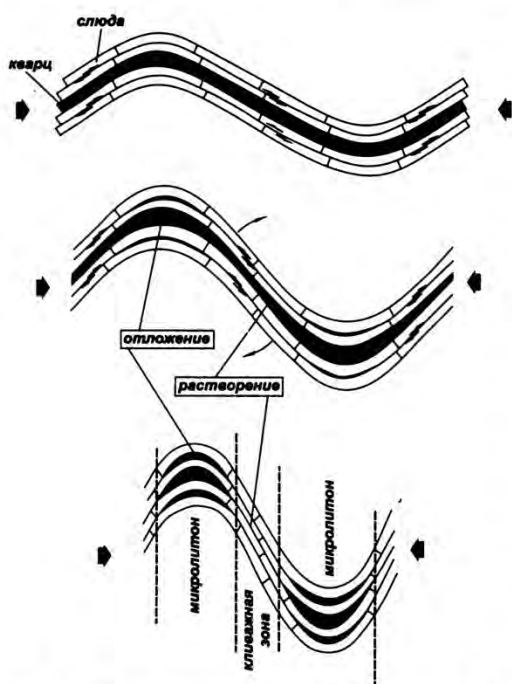


Рис. 5.10. Принципиальная схема формирования кливажа плейчатости [Талицкий, 1983].

плойчатости, могут выступать межзерновой кливаж, сланцеватость, микросланцеватость, жильная полосчатость, тонкая слоистость.

Процессы растворения протекают на крыльях складок и во флексурных изгибах, где напряжения превышают средние по породе, т.е. в участках концентраторов. Растворенный материал переносится в замки микроскладок (рис. 5.10) [Талицкий, 1983; Gray, 1979]. Зональный (по [Gray, 1977]) кливаж характеризуется различной степенью изменения ориентировки слюдястых минералов при неполном или полном выносе кварца и обычно наблюдается в породах со сланцеватостью (рис. 5.11). Зоны растворения дискретного кливажа имеют сквозной характер с полным выносом растворимых элементов из кливажных зон (см. рис. 5.9, а), и более характерны для пород с микросланцеватостью и ранним межзерновым кливажем. Развиваясь

по непроникающим волнистым кливажным зонам в песчаниках, кливаж плейчатости обычно представлен отдельными непротяженными зонами (рис. 5.12).

Макроскопически кливаж плейчатости выражен как тонкая гофрировка на поверхностях сланцеватости и формирует ясно выраженную линейность (см. разд. 5.8), нередко образуются текстуры, которые могут быть типизированы как макрокливаж плейчатости (фиг. 5.3, вклейка).

Кливаж плейчатости, как и межзерновой кливаж, формируется ортогонально ориентировке оси сжатия. Развитый по ранним плоскостным текстурам, проникающий и регулярно развитый в пределах крупных тектонических структур кливаж плейчатости фиксирует деформационные события более поздних этапов. Закономерная ориентировка кливажа может быть установлена статистически, а направление сжимающих палеонапряжений может быть восстановлено ортогонально плоскостям кливажных зон.

Гораздо чаще кливаж плейчатости отмечается в зонах пластичных разрывов, в замках складок шарнирного изгиба (см. разд. 7.4.3.2), в зонах флексур. Локальное развитие этой текстуры отмечается повсеместно, где вовлекаются в деформацию более ранние проникающие плоскостные текстуры. В целом, кливаж плейчатости в любых тонкорасслоенных объемах горных пород является индикатором наложенных деформаций, позволяя восстанавливать кинематические типы разрывов, этапность и стадийность структурообразования. Можно утверждать, что образование достаточно тонкой проникающей текстуры при деформации стимулирует формирование кливажа плейчатости за счет локальных структурных перестроек.

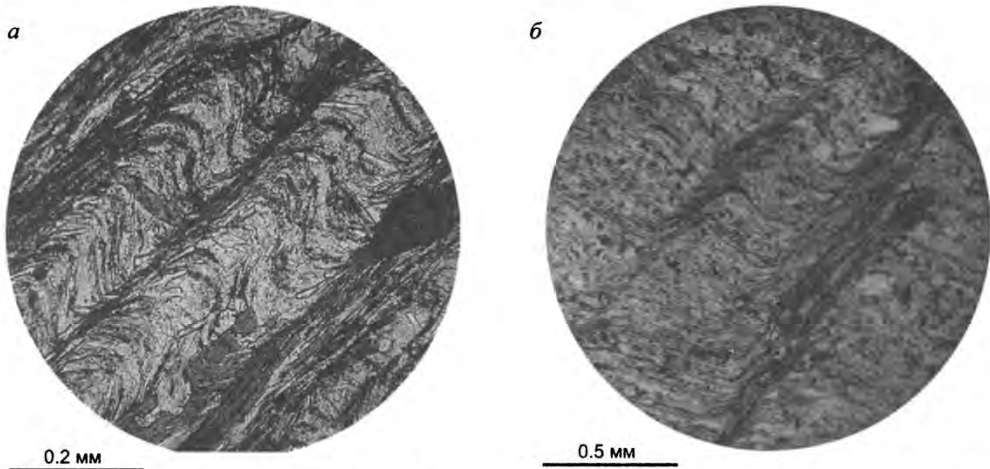


Рис. 5.11. Зональный кливаж с полностью (а) и частично (б) вынесенным из кливажных зон кварц-полевошпатовым материалом, соответственно, в биотитовых сланцах шихтинской свиты (Срединный хребет, Камчатка) и хлорит-серицитовых сланцах горбылокской свиты (Уакитская зона, Северное Забайкалье). Микрофотографии шлифов.

Для кливажа плейчатости, как и для кливажа обломочных пород, характерно изменение химического состава кливажных зон по отношению к микролитонам. В кливажированных метапелитах вынос кварца и относительное обогащение кливажных зон слюдами приводит к увеличению в них содержания Ti, Al, Fe, Mn, Mg, K, P и уменьшению – Si, Ca, Na (рис. 5.13) [Starkey, 2002]. В рассмотренном на рис. 5.13 случае химический состав микролитонов близок составу некливажированных пород, что означает отсутствие приноса в микролитоны растворенного вещества из кливажных зон.

5.2. Стиллиты

Стиллиты – сильно извилистые, часто зазубренные зоны растворения, выполненные глинисто-углистым, реже рудным веществом (рис. 5.14). Стиллиты, как и кливаж обломочных пород, возникают ортогонально оси сжатия. Равномерное рассеянное распределение напряжений, определяемое равномернозернистой (часто – тонкозернистой, микритовой) структурой карбонатных или кремнистых пород с плотной упаковкой зерен, приводит к формированию мощных протяженных зон растворения – стиллитов, положение которых часто определяется ранними структурными неоднородностями, вдоль которых протекает сконцентрированное растворение

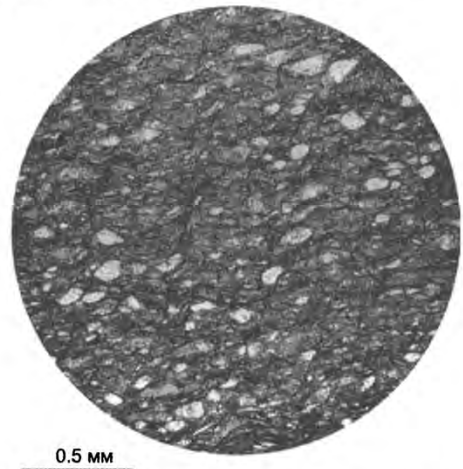


Рис. 5.12. Непротяженные зоны кливажа плейчатости, развитые по межзерновому кливажу в верхнерифейских тонкозернистых песчаниках тулуинской толщи, Келянская зона, Северное Забайкалье. Микрофотография шлифа.

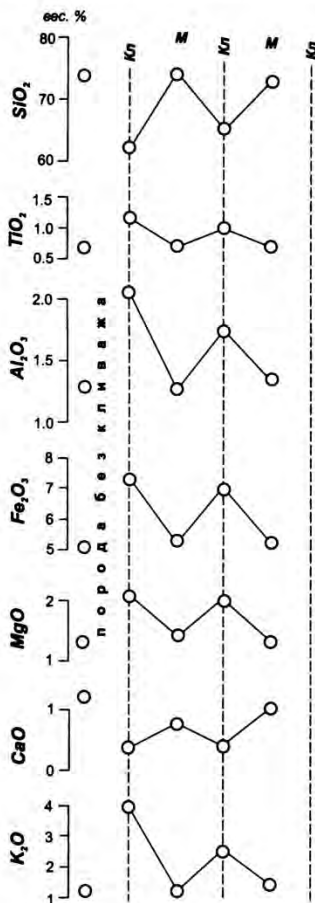


Рис. 5.13. Вариации содержаний главных породообразующих оксидов в недеформированной породе (слева), в микрокливажах (*М*) и кливажных зонах (*Кл*). Отсутствие изменений химического состава микроклитонов по сравнению с некливажированной породой предполагает отсутствие привноса вещества – следовательно, растворенное в кливажных зонах вещество выносилось флюидом, не поступая в микроклитоны, и деформация протекала с общим уменьшением объема. По [Starkey, 2002] с упрощениями.

карбонатного или кремнистого вещества. Классическим примером являются стилолитовые швы вдоль межслоевых поверхностей, возникающие при диагенетическом уплотнении карбонатных толщ (рис. 5.15). Нередко стилолиты образуются в кремнистых породах и кварцитах.

При тектонических деформациях в качестве неоднородностей, на которых начинается формирование стилолитов, обычно выступают более ранние трещины отдельности соответствующей ориентировки, минеральные жилы, включения. На зрелой стадии развития стилолитовые швы в карбонатных породах (часто в сильно глинистых или углеродистых доломитах и известняках) могут формировать проникающую текстуру, развиваясь как зоны растворения, заключенные между доменами-микроклитонами, сложенными агрегатами зерен. В этом наблюдается морфологическое и генетическое сходство стилолитов с кливажем агрегатного типа. Как и при образовании кливажа агрегатного типа, растворение имеет рассеянный характер только на начальных стадиях, быстро переходя к концентрации в отдельных немногочисленных зонах.

По морфологии выделяют волнообразные, зубчатые, ступенчатые, фестончатые, неправильные, асимметричные ступенчатые, односторонние сдвиговые стилолиты (рис. 5.16) [McClay, 1989]. Последние возникают при сдвиге по искривленной поверхности трещины в сочетании с образованием волокнистых агрегатов карбонатных минералов (англ. *slickolites*) и используются как кинематический индикатор для определения направления смещения по трещинам.

Общая «пилообразная» форма стилолитовых швов растворения, вероятно, определяется резко неоднородным распределением напряжений в породах с плотной кристаллической структурой на границах зерен (рис.

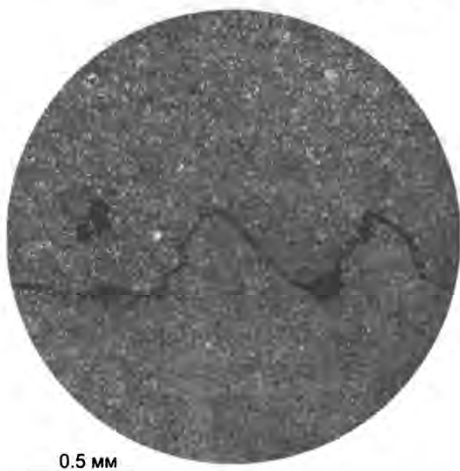


Рис. 5.14. Стилолит в кембрийских доломитах юктоконской свиты, Уакитская зона, Северное Забайкалье. Микрофотография шлифа.

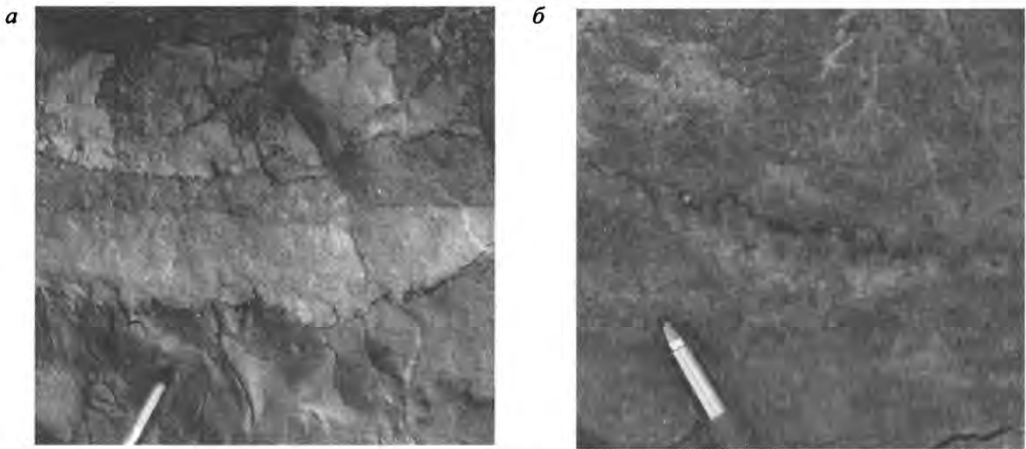


Рис. 5.15. Стилолиты диагенетического уплотнения в кембрийских доломитах юктоконской свиты, Уакитская зона, Северное Забайкалье (а) и в вендских окварцованных доломитах юдомской свиты, Юдомо-Майский прогиб, месторождение Тас-Юрях (б).

5.17). Образование стилолитов, по-видимому, начинается с зарождения в породе «теневых» зон растворения (см. рис. 5.17, б) с повышенным содержанием нерастворимого вещества, дальнейшее развитие которых протекает с концентрацией процессов растворения на небольших участках-площадках, которые, сливаясь друг с другом, образуют характерную для стилолитов «зазубренную» форму. Вероятно, отдельные рассеянные в породе непротяженные зоны растворения, кулисообразные и эшелонированные, могут соединяться сколовыми трещинками за счет разной скорости растворения.

Зависимость морфологии стилолитов от особенностей строения деформируемых карбонатных пород не совсем ясна. Показано, что в более глинистых карбонатных породах формируются более сглаженные стилолиты [Vargrett, 1964]. Изучение трехмерной геометрии этих структур показывает латеральную изменчивость морфологии стилолитов, которая изменяется от вытянутой гребневидной вблизи пересекающих стилолиты кальцитовых жил к изометричной конусообразной на некотором удалении от них [Smith, 2000]. Длина волны (расстояние от гребня до гребня) стилолитов меняется в широких пределах, и в грубозернистых породах может быть даже меньше, чем размер слагающих породу зерен. Как и многие другие масш-

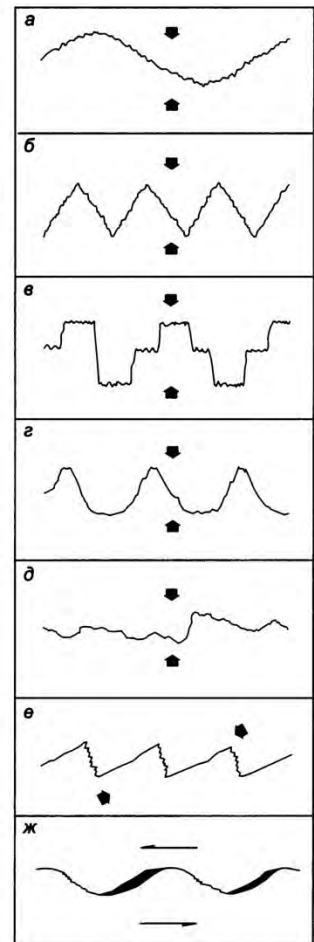


Рис. 5.16. Морфологические типы стилолитов: волнообразные (а), зубчатые (б), ступенчатые (в), фестончатые (г), неправильные (д), асимметричные ступенчатые (е), односторонние сдвиговые (ж) [McClay, 1989]. Стрелками показаны ориентировки сжатия и сдвига.

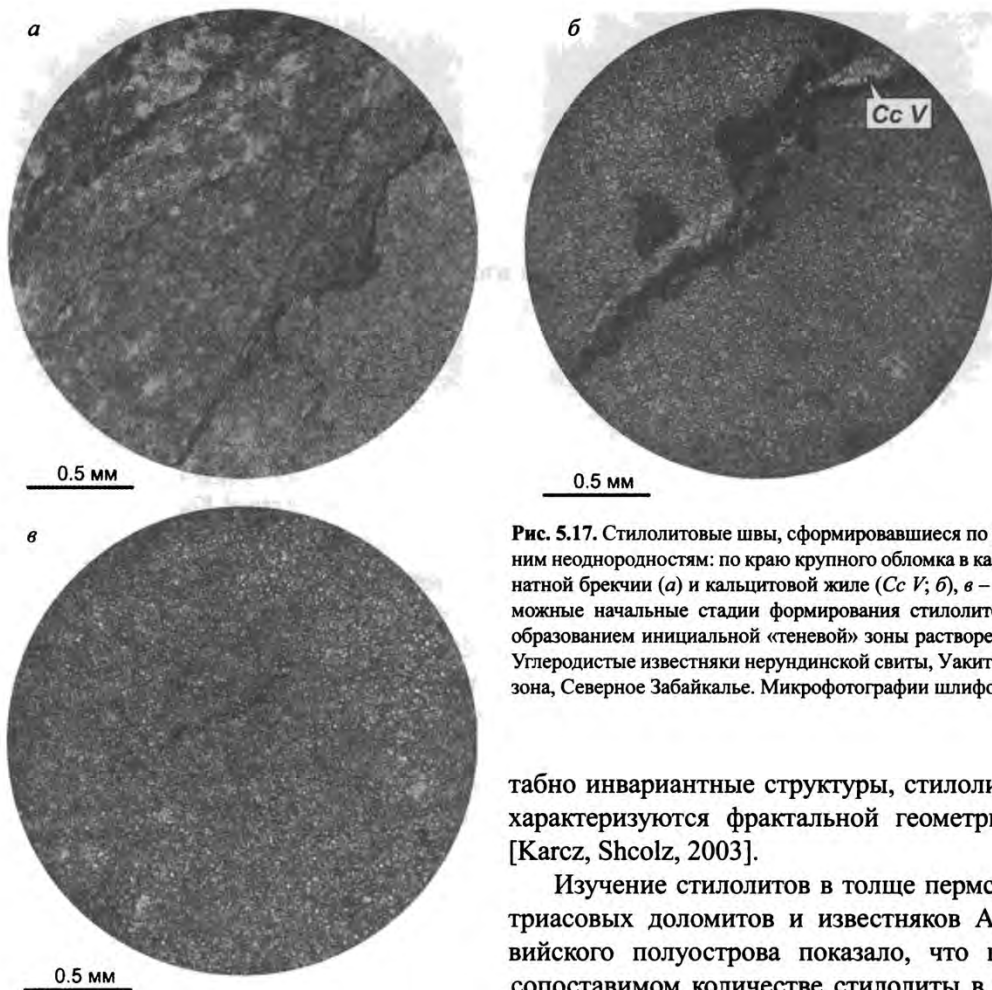


Рис. 5.17. Стилолитовые швы, сформировавшиеся по ранним неоднородностям: по краю крупного обломка в карбонатной брекчии (а) и кальцитовой жиле (Сс V; б), в – возможные начальные стадии формирования стилолитов с образованием инициальной «теневого» зоны растворения. Углеродистые известняки нерундинской свиты, Уакитская зона, Северное Забайкалье. Микрофотографии шлифов.

табно инвариантные структуры, стилолиты характеризуются фрактальной геометрией [Karcz, Shcolz, 2003].

Изучение стилолитов в толще пермско-триасовых доломитов и известняков Аравийского полуострова показало, что при сопоставимом количестве стилолиты в известняках отличаются большей (примерно в

2 раза) высотой гребней и мощностью зон с нерастворимым остатком, чем стилолиты в доломитах [Peacock, Azzam, 2006]. При равном количестве нерастворимого вещества внутри швов это может определяться более высокой скоростью или более длительным временем формирования стилолитов в известняках по сравнению с доломитами.

Исследование минералогического состава структур растворения в известняках показало, что железо в стилолитах находится в окисленной или восстановленной формах [Evans, Elmor, 2006]. Постоянно присутствуют хлорит, иллит, рутил, кальцит, кварц; железосодержащие минералы в различных ассоциациях представлены пиритом, частично окисленным пиритом, магнетитом или гетитом. Тип минеральных ассоциаций стилолитов определяется, прежде всего, окислительно-восстановительными условиями в течение диагенеза и деформации, которые, в свою очередь, в микромасштабе контролируются локальными вариациями химизма флюида и наличием или отсутствием в нем углеводородов и органических кислот, а также привнесом извне флюида. Широкие вариации минерального состава стилолитов показывают, что они

являются своего рода «химическими фабриками», где в процессе растворения горных пород происходят разнообразные химические реакции. В частности, формирование аутигенного (т.е. образованного на месте) магнетита в стилолитах может иметь важное применение для палеомагнитных исследований.

Детальные геохимические наблюдения с помощью микрозонда свидетельствуют об обеднении Са и ^{18}O и обогащении К, Al, Si, Ti, Fe, Na, Mg и P стилолитовых швов в карбонатных породах по сравнению с межшовными фрагментами и недеформированными породами [Davidson et al., 1998]. Предполагается, что повышенные концентрации К, Al, Si и Ti возникают при локальных метасоматических процессах, приводящих к новообразованию в швах иллита, каолинита, анатаза и кварца.

Интересно, что в экспериментах микростилолиты на контактах кварцевых зерен формируются всего за несколько недель в присутствии водного кремнистого раствора при температуре 350 °С и дифференциальном давлении 50 МПа [Gratier et al., 2005].

Важная роль стилолитов состоит в том, что они являются динамическими индикаторами, указывая на ориентировку оси палеосжатия. Даже в горизонтально залегающих платформенных карбонатных отложениях могут формироваться субвертикальные стилолиты, отражая обстановки сжатия в сопряженных складчатых поясах [Railsback, Andrews, 1995].

5.3. Кливажные швы

Зоны растворения под давлением могут распределяться в породе равномерно (межзерновой кливаж и кливаж плейчатости) и неравномерно (стилолиты, грубый агрегатный кливаж). Наиболее ярким примером неравномерного распределения зон растворения является чередование участков со слабо развитой текстурой и зон сконцентрированного растворения, описываемых обычно как зоны сгущения кливажных поверхностей или дизъюнктивы сжатия [Галкин, 1988; Лебедева, 1976]. Переменяемость зон сгущения кливажных поверхностей, где отмечается большая концентрация слюдистых, глинистых, рудных минералов и органического детрита и почти отсутствуют кварц и кальцит, создает грубую планпараллельную текстуру [Галкин, 1988]. Такие зоны имеют мощность до первых миллиметров и могут быть названы «макрокливажными» зонами, или *кливажными швами* (рис. 5.18).

Образование кливажных швов часто определяется концентраторами напряжений уровня слоев: обычно они располагаются на крыльях складок (микроскладок) и флексур, нередко в сочетании с муллион-структурами (см. разд. 6.3).

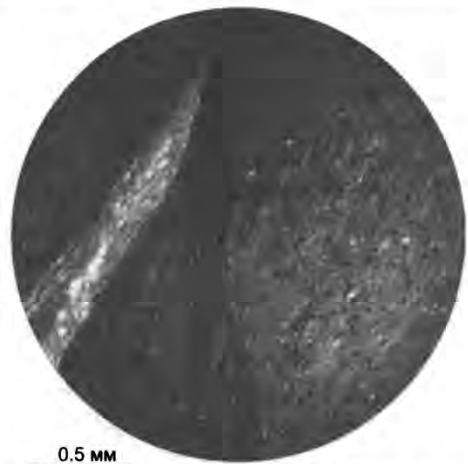


Рис. 5.18. Кливажные швы в рифейских известково-известковых алевролитах мухунной свиты, Уакитская зона, Северное Забайкалье. Микрофотография шлифа.

5.4. Минеральные жилы

Минеральные жилы – заполненные минеральным веществом трещины в горных породах. Минеральные жилы отличаются разнообразием морфологии, могут быть выполнены различными минералами и образуются в широком диапазоне РТ-условий в земной коре. В общем случае принято выделять *жилы выполнения*, формирующиеся при кристаллизации приносимого флюидом вещества в открывающихся трещинах, и *жилы замещения*, которые образуются вследствие метасоматического замещения горных пород минеральным веществом вдоль трещин, в которых циркулировали минерализованные растворы. Минеральные жилы сопровождают многие рудные месторождения, участвуя в процессах рудоотложения. В рудной геологии тонкие жилы называют прожилками, а термин «жилы» употребляется только для структур значительной (несколько см и более) мощности. В структурном анализе к минеральным жилам обычно относят жилы выполнения любой мощности.

Морфологические особенности минеральных жил детально описаны в [Bons, 2000; Ramsay, Huber, 1983]. По внешней морфологии выделяют плоскостные (рис. 5.19, а) и неплоскостные минеральные жилы (рис. 5.19, б); разноориентированные жилы формируют *штокверки* и *микроштокверки* (рис. 5.19, в). Плоскостные жилы разделяют на планпараллельные (см. рис. 5.19, а) или изогнутые (рис. 5.20), и, в зависимости от выдержанности по простиранию, сквозные (см. рис. 5.19, а) или несквозные (рис. 5.21).

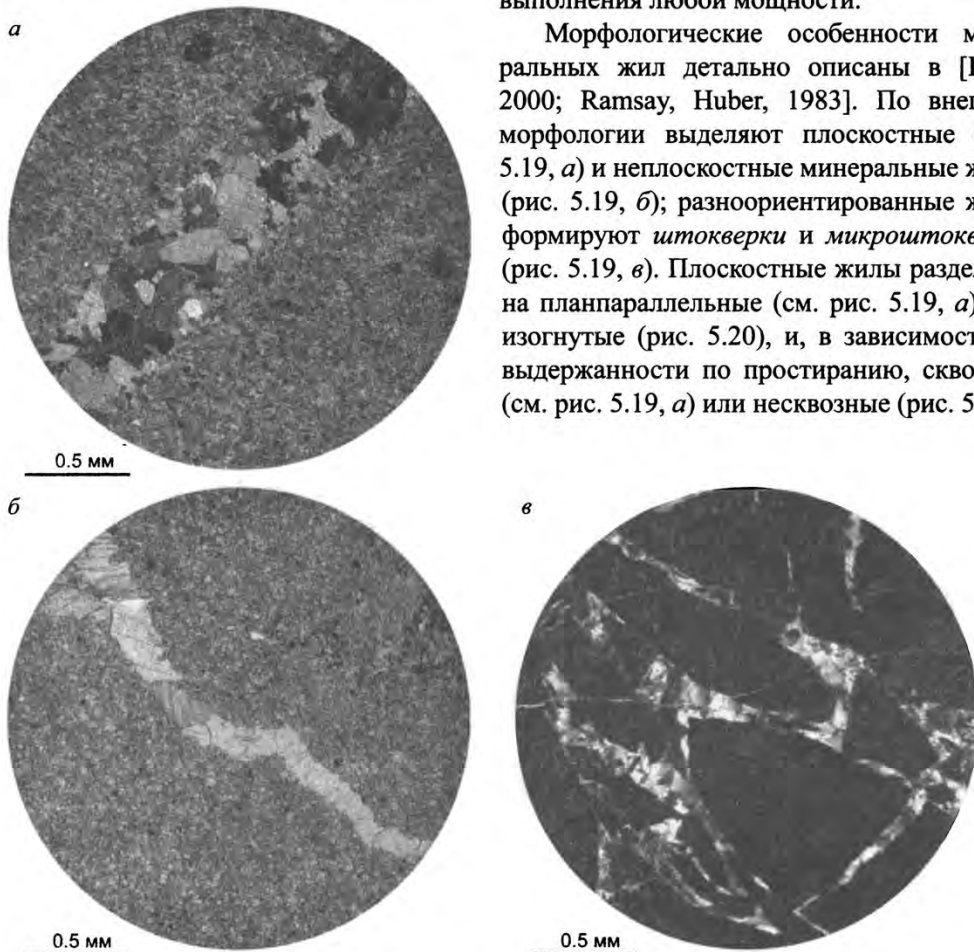


Рис. 5.19. Плоскостная планпараллельная (а) и неплоскостная (б) карбонатные жилы в кембрийских доломитах, Северное Забайкалье, в – диагенетический карбонатный микроштокверк внутри сидеритовой конкреции (фото И. Латышевой). Микрофотографии шлифов, +.

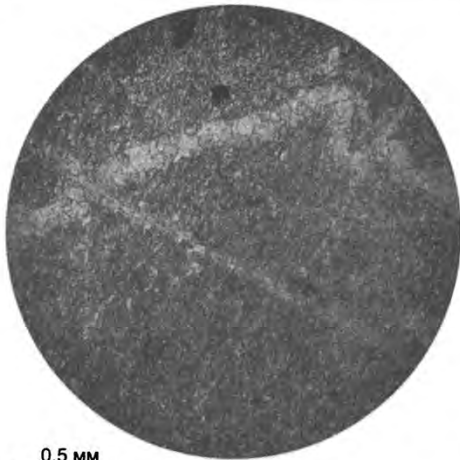


Рис. 5.20. Изогнутая (складчатая) карбонатная жила, пересекаемая более поздними планарными жилами. Кембрийские доломиты юктоконской свиты, Уакитская зона, Северное Забайкалье. Микрофотография шлифа.

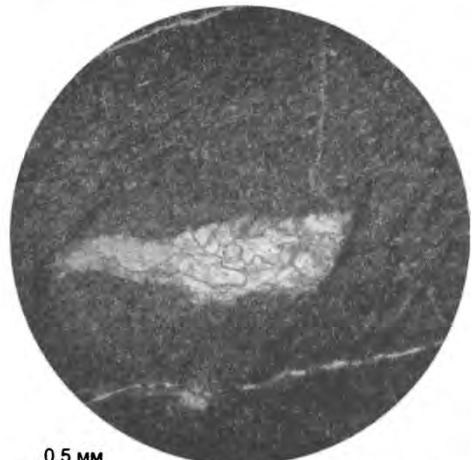


Рис. 5.21. Не выдержанная по простиранию (не сквозная, «срезанная» кливажными зонами) кальцитовая жила в рифейских карбонатных алевропелитах мухтунной свиты, Уакитская зона, Северное Забайкалье. Микрофотография шлифа.

Жилы могут иметь выдержанную или невыдержанную мощность, которая изменяется закономерно и незаконмерно (как правило, уменьшаясь к окончаниям у планпараллельных жил). По морфологии выполняющих жилы зерен различают волокнистые (с изогнутыми или прямыми волокнами, рис. 5.22 *а* и *б*, соответственно) и неволокнистые жилы (см. рис. 5.19–5.21). Жилы могут иметь центральный *сутурный шов*, представленный мелкими обломками вмещающей породы (рис. 5, 23, *а*), иногда этих швов несколько, если раскрытие и выполнение жилы происходило стадийно (рис. 5.23, *б*).

По выдержанности внутренней структуры и состава выделяют зональные жилы, с зональностью вкрест простирания (см. рис. 5.23, *б*; рис. 5.24, *а*) или по латерали (рис.

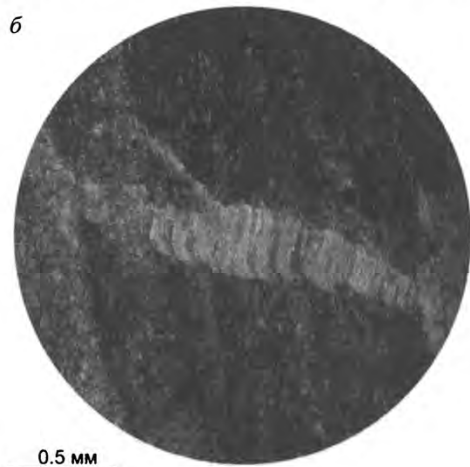
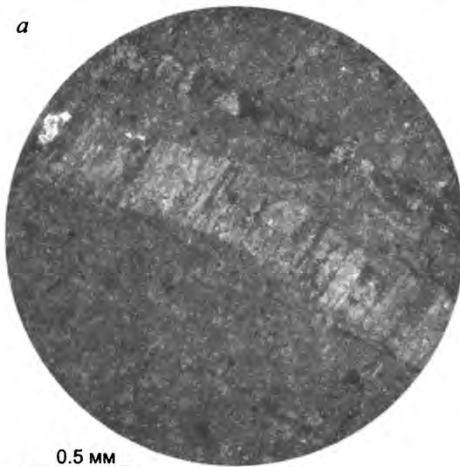


Рис. 5.22. Волокнистые кальцитовые жилы с прямыми (*а*) и изогнутыми (*б*) волокнами в кембрийских карбонатных породах Северного Забайкалья. Микрофотографии шлифов.

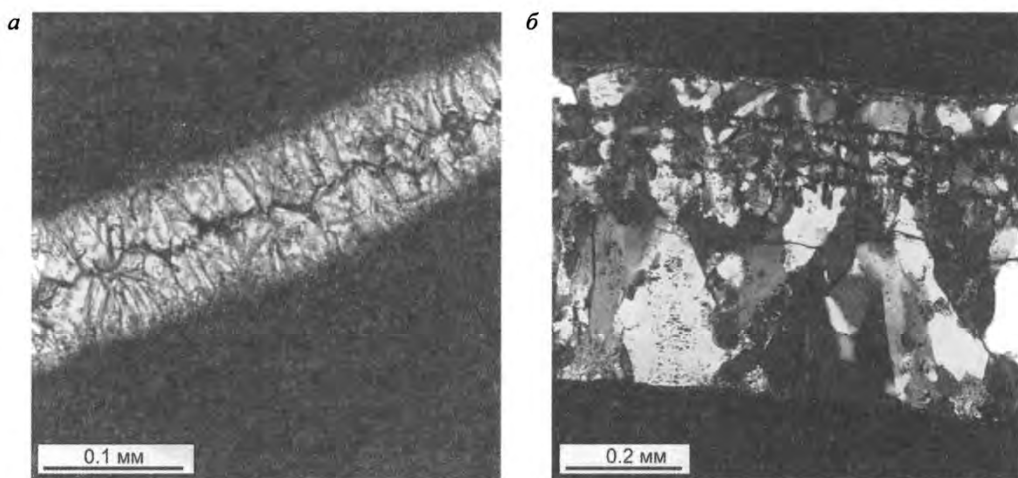


Рис. 5.23. Кальцитовая жила с центральным сутурным швом (*а*) и зональная с несколькими сутурными швами (в верхней части жилы) кварцевая жила (*б*) в сидеритовых конкрециях в юрских терригенных породах Северного Кавказа (фото И. Латышевой). Микрофотографии шлифов, справа +.

5.24, *б*). По степени кристаллографических связей минералов стенок жил и внутренне-го выполнения различают жилы с кристаллографическим единством с минеральными зернами стенок или без него. По минеральному составу выделяются мономинеральные (см. рис. 5.19–5.22) или полиминеральные (с закономерным или незаконмерным изменением состава) жилы (см. рис. 5.24; рис. 5.25).

Плоскостные минеральные жилы являются структурами растяжения и указывают на деформацию удлинения под большими углами к жиле (этот вывод не следует распространять на жилы замещения, образовавшиеся при метасоматозе и процессах метаморфической дифференциации). Наиболее однозначно ориентировка удлинения

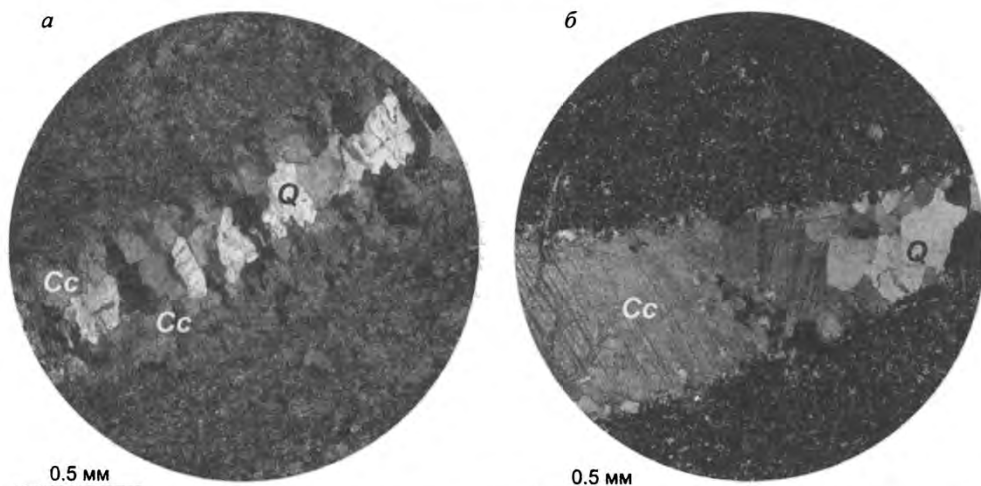


Рис. 5.24. Зональные кварц-кальцитовые жилы с изменением состава вкрест простирания (*а*) и по латерали (*б*) в кембрийских доломитах и рифейских метаэффузивах, соответственно. Келянская зона, Северное Забайкалье. Микрофотографии шлифов, +.

Рис. 5.25. Зональная кварцево-рудная жила в рифейских алевролитах тулуинской толщи, Келянская зона, Северное Забайкалье. Микрофотография шлифа.

фиксируется в случае волокнистых жил (см. рис. 5.22). В случае, если жила выполнена неволокнистым материалом или волокнистые кристаллы претерпели рекристаллизацию, ориентировка раскрытия может быть оценена по более ранним структурам, пересеченным минеральной жилой (рис. 5.26). При смене минерального состава и изгибе волокон часто удается проследить эволюцию деформационного процесса (соответственно, смену состава флюида или изменение ориентировки оси растяжения). Используя минеральные жилы, можно оценить величину деформации удлинения в локальном микрообъеме породы (см. разд. 5.9).

Жилы ромбовидной или четковидной формы образуются в сколовых трещинах, в которых волокна ориентированы под очень острыми углами к стенкам (рис. 5.27; см. рис. 5.16, ж). Микроскопически (нередко

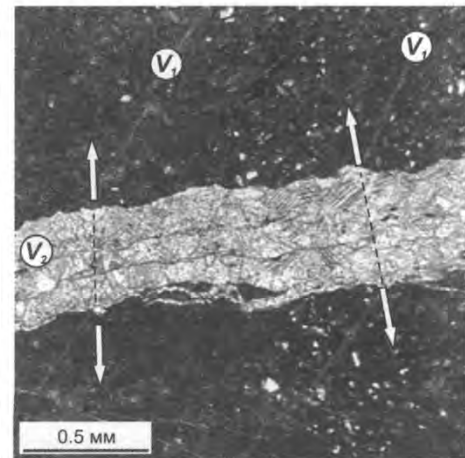
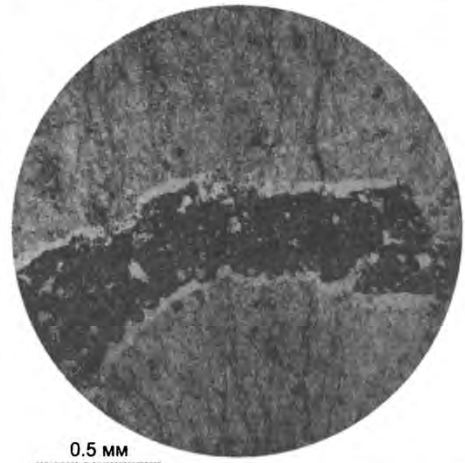


Рис. 5.26. Ориентировка раскрытия (показана стрелками) зональной неволокнистой кальцитовой жилы (V_2), устанавливаемая по смещению ранних (V_1) жил (фото И. Латышевой). Микрофотография шлифа.

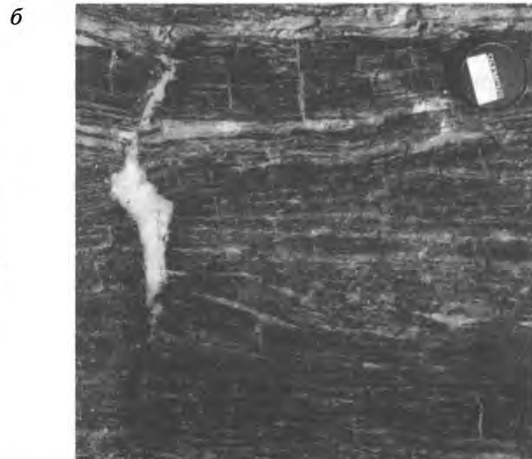
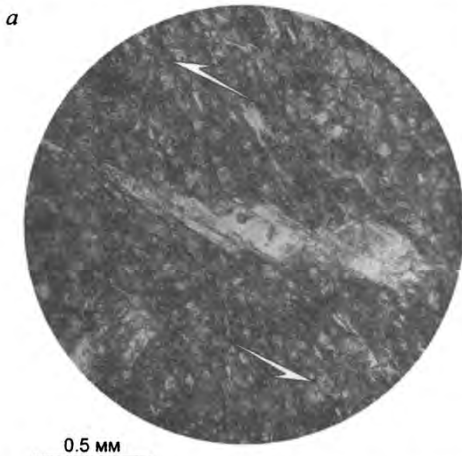


Рис. 5.27. Ромбовидные сколовые жилы: *а* – кварц-хлоритовая в рифейских туфоалевролитах тулуинской толщи, Келянская зона, Северное Забайкалье (микрофотография шлифа); *б* – кварцевая в архейских амфиболитах Северной Карелии (фото А.С. Красильникова).

макроскопически) такие жилы представлены волокнами нарастания на ступеньках сколовых трещин – зеркал скольжения, и по ориентировке волокон можно определить кинематику перемещения по сколу.

В эволюции жил выделяют стадию зарождения и стадию роста. При своем формировании жилы нередко наследуют ранние структурные и текстурные неоднородности (например, трещины, кливаж или стилолиты), ориентированные под острым углом к ориентировке сжатия. В общем случае зарождение жил в породах с изотропной структурой можно объяснить с использованием модели Гриффитса, согласно которой при образовании трещин используются микронеоднородности, рост которых осуществляется за счет действия концентраторов напряжений у их окончаний, где напряжения превышают средние напряжения в породе в сотни и тысячи раз (рис. 5.28) [Файф и др., 1981]. Описаны структуры пластического «предразрушения», локализованные в пределах узкой зоны, которые, вероятно, предшествуют образованию жил в породах. В дальнейшем в этих зонах формируются отдельные микротрещины отрыва, растущие по механизму Гриффитса и соединяющиеся в единую трещину отрыва.

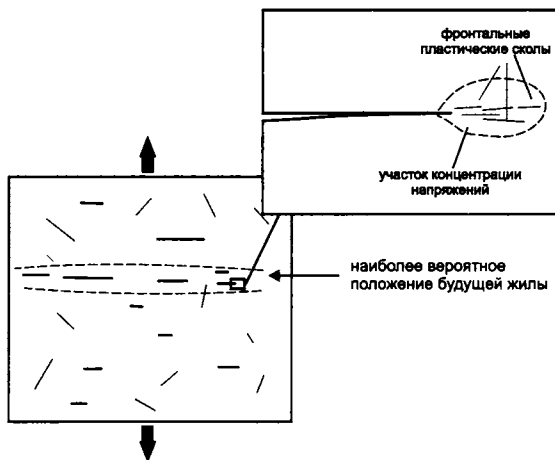


Рис. 5.28. Образование трещин отрыва происходит при разрастании микротрещин, ориентированных ортогонально растяжению (утолщенные линии). У окончаний каждой такой микронеоднородности концентрируются напряжения, за счет которых происходит прорастание трещин (на врезке). Микронеоднородности прочей ориентировки находятся в стабильном состоянии. На определенном этапе, на участке сближенного расположения растущих микротрещин происходит формирование отрыва (показан пунктиром). Дальнейшая стадия роста сопровождается раскрытием трещины, а также ее латеральным прорастанием.

Стадия роста жилы тесным образом связана с двумя процессами: переносом растворенного вещества во флюиде и его отложением в растущей жиле при перенасыщении раствора.

Перенос растворенного вещества во флюиде осуществляется за счет диффузии в растворе, течения флюида и гидроразрыва [Vons, 2000, 2001]. Диффузия может происходить даже в полностью неподвижном растворе, когда направление потока растворенного вещества определяется градиентом химического потенциала. Диффузия – очень важный геологический механизм переноса вещества в процессе растворения под давлением (компрессионной ползучести) и при метаморфических реакциях, но она может обеспечить только локальный перенос.

При течении происходит совместный перенос флюида и растворенного в нем вещества. Водный флюид, обладая по сравнению с горными породами очень низкой вязкостью, может относительно легко и быстро перемещаться на большие (до нескольких километров) расстояния в массиве горных пород. Движение флюида осуществляется через трещинные каналы или пористые среды, а также за счет гидроразрыва.

В трещинных каналах флюид перемещается по градиенту гидростатического напора в области с пониженными значениями гидростатического давления. Перемещение осуществляется через тонкие микроскопические трещинки или поры (просачивание). При просачивании флюид находится в постоянном тесном контакте со всем объемом горной породы и может вступать с ней в активное взаимодействие (метасоматоз), образуя жилы замещения. При локализованном или сконцентрированном потоке в трещинах отрыва флюид контактирует только со стенками трещин, не затрагивая основной части породного объема.

При гидроразрыве прорастание трещины и движение флюида происходит одновременно (рис. 5.29). Скорость потока в случае гидроразрыва очень высока (порядка нескольких метров в секунду), но движение неустойчиво: короткие всплески подвижности чередуются с долгими периодами стагнации, или оно сменяется другими типами течения.

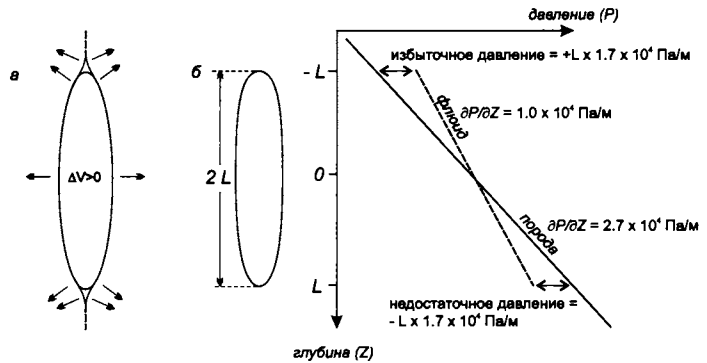


Рис. 5.29. Принцип гидравлического разрыва: а – избыточное давление вызвано увеличением объема флюидной фазы (например при дегидратации пород); б – избыточное давление вызвано столбом флюида. Давление в вертикальной, заполненной флюидом трещине отображено на диаграмме давление – глубина. Разность плотностей между флюидом (около 1000 кг/м³) и породой (около 2700 кг/м³) вызывает избыточные давления флюида в верхней части трещины, и недостаток – в нижней. Разница пропорциональна длине трещины 2L. По [Bons, 2000] с изменениями.

Гидроразрыв. Если давление флюида в непроницаемых породах превысит их прочность, то породы разрушаются – происходит гидроразрыв. Обычно это возникает, когда область с избыточным флюидным давлением окружена непроницаемыми породами или перекрыта ими. Причиной гидроразрыва может выступать увеличение объема флюидного резервуара, например при реакциях дегидратации (см. рис. 4.32, а), или разность гравитационных сил, действующих в кровле и в основании флюидного столба (см. рис. 4.32, б). Фактически гидроразрыв можно рассматривать как инъекцию жидкости под давлением, превышающим сопротивление (прочность) пород.

Высокое, близкое к литостатическому, флюидное (гидростатическое) давление может формироваться только в режиме низкой проницаемости, которая препятствует быстрой разгрузке флюида [Sibson et al., 1975]. Таким образом, флюидные давления, близкие к литостатическим, могут существовать только на глубоких горизонтах земной коры. Сверхвысокое флюидное давление может формировать высокую проницаемость при гидроразрывном трещинообразовании в процессе деформации. При движении флюида по новообразованным каналам-трещинам происходит снижение флюидных давлений до гидростатического уровня. «Схлопывание» и заполнение трещинных полостей жильным материалом снижает проницаемость и со временем флюидное давление снова возрастает до сверхвысоких значений.

Такое циклическое поведение возрастающего флюидного давления до внезапного разрывообразования, следующее за ним в итоге освобождение флюида и снижение флюидного давления известно как эффект «тектонического нагнетания» [Файф и др. 1981; Sibson et al., 1975]. Этот механизм обычно используется для объяснения образования жильных зон, в том числе для золото-кварцевых мезотермальных золоторудных месторождений [Bons, 2000, 2001].

Гидроразрыв является механизмом очень быстрого перемещения флюида на большие расстояния при минимальном взаимодействии с породными массивами, через которые идет флюидопоток.

Изменение температуры и давления являются главными причинами, вызывающими отложение в жилах вещества. Кроме того, кристаллизация минералов в трещинных полостях может быть вызвана химическим взаимодействием с вмещающими породами и смешением флюидных растворов разного состава в трещинных полостях.

Механизм отложения растворенного вещества в жилах был предложен Дж. Рэмзи [Ramsay, 1980] и быстро стал общепринятым для объяснения формирования волокнистых жил. Сущность механизма запечатывания трещин состоит в циклическом характере формирования трещины, которая многократно приоткрывается, заполняясь кристаллизующимся из раствора веществом. Такие циклы открытия–запечатывания повторяются сотни раз с незначительным увеличением мощности в каждом цикле и хорошо объясняют существование множества параллельных стенкам сутурных швов, состоящих из мелких обломков породы, которые весьма обычны для жил (рис. 5.30).

Морфология и ориентировка вытянутых или волокнистых кристаллов свидетельствует о траектории раскрытия трещины (рис. 5.31). Траектория раскрытия – это во-

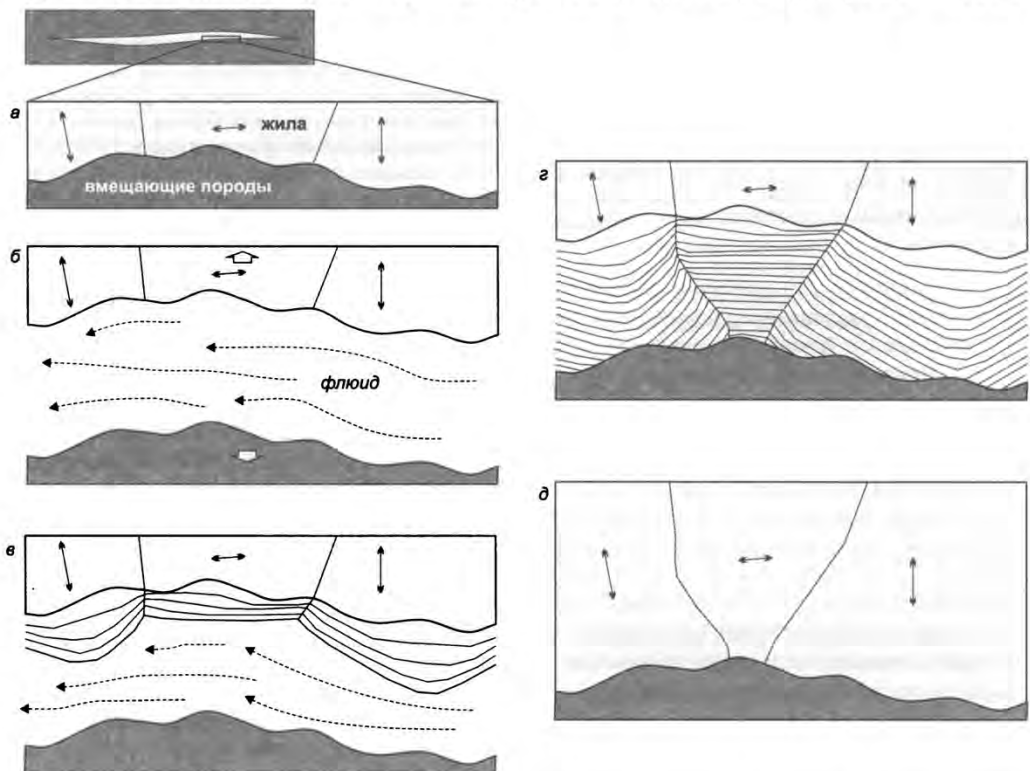


Рис. 5.30. Один из циклов раскрытия–запечатывания жилы: а – начало цикла; б – образование трещины отрыва, раскрытие; в – зарастание трещины; г – запечатывание, д – начало нового цикла. Стрелками показаны ориентировки с-осей призматического кристалла условного минерала. Разрастание кристаллов быстро изменяет поверхность роста, которая первоначально контролируется морфологией стенки трещины, на поздних стадиях – силой роста граней (см. в, г). По [Bons, 2001] с упрощениями и изменениями.

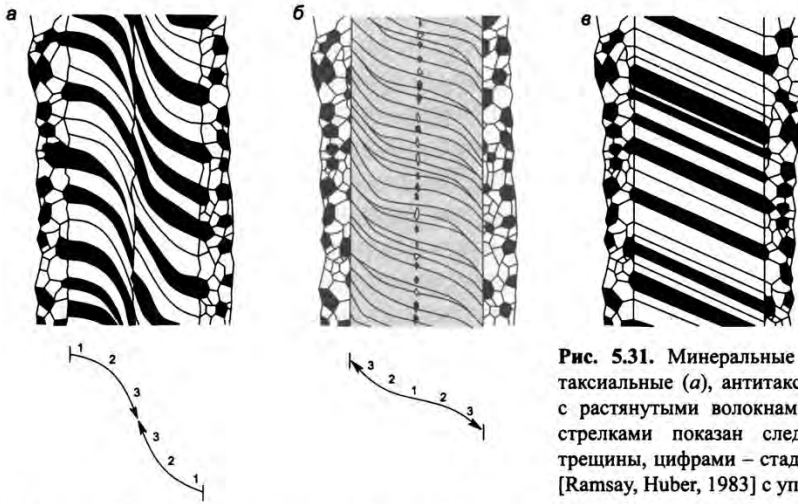


Рис. 5.31. Минеральные жилы: синтаксиальные (а), антитаксиальные (б), с растянутыми волокнами (в). Внизу стрелками показан след раскрытия трещины, цифрами – стадии роста. По [Ramsay, Huber, 1983] с упрощениями.

ображаемый путь движения частиц на противоположных стенках трещины, которые первоначально, до раскрытия, находились рядом, в непосредственной близости. Удлиненные и особенно волокнистые кристаллы часто изгибаются и наследуют траектории раскрытия жил (если только кристаллы не испытали изгиб при более поздних деформациях). Установлено также, что при раскрытии неровной трещины кристаллы в начальные моменты растут ортогонально стенкам – вне зависимости от направления раскрытия [Urai et al., 1991].

Наиболее ярким структурным выражением стадии роста являются волокнистые жилы. Как правило, волокнистые жилы сложены кварцем, кальцитом, хлоритом, полевым шпатом, эпидотом, реже другими минералами. В зависимости от направления роста выделяют синтаксиальные (центростремительные, т.е. от стенок) и антитаксиальные (центробежные, т.е. от сутурного шва к стенкам) типы минеральных жил [Ramsay, Huber, 1983] (см. рис. 5.31). Можно выделять также тип жил с растянутыми кристаллами, образующимися за счет непрерывного «подрастания» кристаллов между стенками отрыва в процессе раскрытия трещины – выполняющие жилу волокна будут иметь кристаллографическое единство с обеими стенками трещин (см. рис. 5.31, рис. 5.32). Волокнистые жилы под воздействием высоких температур или поздних деформационных событий могут испытать рекристаллизацию, «теряя» первоначальную внутреннюю структуру.

Отложение минерального вещества в трещинах может протекать в закрытой и открытой системе [Bons, 2000]. В закрытой системе флюид – общий для трещины и стенок;

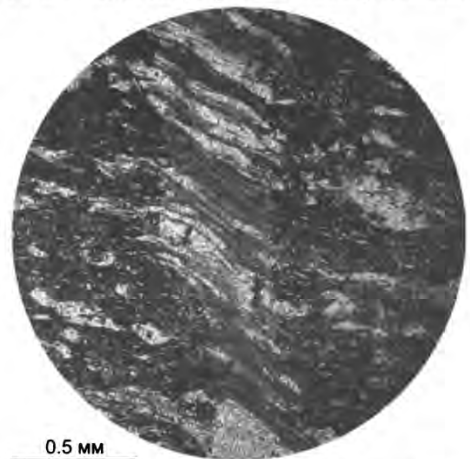


Рис. 5.32. Кварц-хлоритовая жила с растянутыми волокнами в кварц-полевошпат-хлоритовом сланце рифейской келянской толщи, Келянская зона, Северное Забайкалье. Микрофотография шлифа.

отложение происходит при появлении открытой полости. Например, в случае с перенасыщенным флюидом отложению препятствует низкая пористость вмещающих пород [Putnis et al., 1995], и поровый флюид остается перенасыщенным до тех пор, пока раскрывающаяся трещина не обеспечит достаточного места для отложения. Кроме того, различие условий в трещине и породах стенок (например флюидного давления) вызывает различие химизма флюида. Так, растворимость кремнезема зависит от давления, и, следовательно, при равной концентрации кремнезема флюид недонасыщен при высоких флюидных давлениях в породах стенок и перенасыщен при более низких давлениях в трещине, где и происходит отложение.

В открытой системе флюид поступает по трещине извне, и его химический состав сильно отличается от порового в стенках трещины. Отложение жильных минералов в трещине происходит при перенасыщении раствора за счет изменения температуры, давления или химизма привнесенного флюида при его смешивании с поровым. Таким образом, жилы действуют как высокоэффективные каналы сконцентрированного флюидопотока, обеспечивая значительный по дальности перенос [Галкин, 1993; Bons, 2000].

Рост минералов в трещинном растворе происходит даже при очень небольшом (порядка нескольких микрон) свободном пространстве, до тех пор пока кристаллы не наткнутся на другую стенку трещины (см. рис. 5.30). Согласно данным экспериментов [Hilgers, Urai, 2002], скорость роста кристаллов закономерно изменяется вдоль трещины, и быстрее растут кристаллы, расположенные ближе к источнику поступления флюида (по мере кристаллизации концентрация в растворе снижается, и при движении вдоль трещины флюид становится все менее насыщенным – скорость кристаллизации падает). Кроме того, отмечается резкое падение скорости роста при соприкосновении встречных кристаллов и запечатывании трещины: за счет снижения свободного трещинного пространства происходит переход от свободного роста к стесненному.

Морфология растущих кристаллов определяется кристаллизационной силой минералов разного состава и, кроме того, зависит от кристаллографической ориентировки. В результате внутренняя структура жилы определяется несколькими факторами [Urai et al., 1991]: морфологией поверхности трещины (сглаженная, зазубренная), составом зерен слагающих стенку минералов, шириной раскрытия трещины и габитусом и кристаллографической ориентировкой кристаллов слагающих жилу минералов [Urai et al., 1991; Nollet et al., 2005]. При действии механизма запечатывания обычно формируются удлинённые и волокнистые кристаллы.

Большинство морфологических признаков отражает определенные особенности формирования жил. Наиболее яркими из них являются состав и форма слагающих жилы кристаллов. Минеральный состав жил определяется составом флюида, а закономерное изменение состава свидетельствует об изменении флюидного режима. Наиболее показательны в этом отношении полиминеральные зональные жилы (см. рис. 5.24, а, 5.25). Изучение большого статистически значимого материала позволяет обнаружить определенные закономерности таких изменений. Латеральная изменчивость состава (см. рис. 5.24, б) указывает на возможное изменение флюидного режима при прорастании жил. Полиминеральные незональные жилы свидетельствуют о составе флюида, из которого возможна кристаллизация сразу нескольких (как правило, двух) минеральных фаз.

Волокнистый и удлиненный облик кристаллов свидетельствует о медленном раскрытии жил. Идиоморфно-зернистые агрегаты, очевидно, формируются в обстановке быстрого открытия и свободного роста кристаллов [Lee, Wiltschko, 2000].

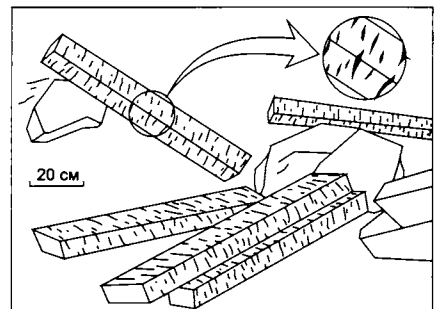
Не менее важной характеристикой является морфология жил. Выдержанность жил по простиранию указывает на устойчивость динамических обстановок, в которых происходил процесс латерального прорастания. В сочетании с «чужеродным» составом жильных минералов это может являться признаком возможного гидроразрывного происхождения жил и привноса вещества в открытой системе. Неправильные, угловатые жилы наблюдаются реже (см. рис. 5.19, б), формируясь скорее по более ранним разноориентированным трещинным неоднородностям в обстановке одноактного раскрытия. Пересечения жильных систем разной ориентировки свидетельствуют о смене динамических условий во времени.

Жилы являются масштабно инвариантными структурами, с вариациями мощностей от нескольких десятков микрон до первых метров и десятков метров. Отношение мощности жилы к ее длине, как правило, соответствуют 1:10 и обычно меньше. Существует общая тенденция увеличения протяженности жил с увеличением мощности, в некоторых случаях нарушаемая локальными факторами или особенностями формирования. Так, в «переполненных» кальцитовыми жилами карбонатных песчаниках было зафиксировано соотношение мощности и протяженности 1:3–1:4 (рис. 5.33). Формирование таких структур, вероятно, связано с обстановкой одноосного удлинения с блокирующим действием швов растворения (см. рис. 5.21), формирующих грубую отдельность: жилы имеют как острые, так и тупые окончания, ориентировка грубых волокон в жилах соответствует удлинению брусовидной отдельности.

Жильные зоны и поля состоят из систем пространственно сближенных жил. Многочисленные пересекающиеся жилы формируют штокверковые тела с упорядоченным или неупорядоченным характером жильных систем. Наиболее важными элементами с кинематической точки зрения являются системы *кулисных*, или *эшелонированных жил* (рис. 5.34), возникающих в зонах хрупко-пластических сколов (рис. 5.35, 5.36). В эшелонированных системах жилы нередко испытывают изгиб, приобретая сигмоидальную форму.

Существует две основные модели, объясняющие формирование кулисных систем сигмоидальных жил. Согласно первой (см. рис. 5.34, I), в зоне хрупко-пластического скола происходит одновременное разрастание трещин и их раскрытие [Durney, Ramsay, 1973]. В этой модели жилы как относительно более компетентные (более вязкие) объекты приобретают сигмоидальный изгиб за счет разной величины вращения,

Рис. 5.33. Короткие переутолщенные кальцитовые жилы в карбонатных песчаниках гольцовой свиты (Уакитская зона, Северное Забайкалье); рисунок по фотографии. На субвертикальную брусовидную отдельность сечением до 20 см в поперечнике и длиной «брусьев» до 1 м, наложены ортогональные жилы с соотношением мощности и протяженности 1:3–1:4. Жилы наблюдаются как внутри «брусьев», так и на поверхности отдельности (см. врезку). Брусья ромбовидные, отдельность предположительно сформирована по грубому агрегатному кливажу.



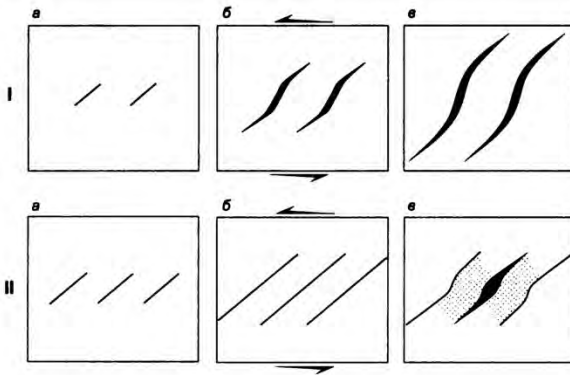


Рис. 5.34. Кинематические модели формирования кулисных сигмоидальных жил [Smith, 1999]. В модели «вращения жил» (I), после формирования сколов (а), происходит их разрастание под тем же углом к напряженной скальванию; центральные сегменты жил испытывают вращение в зоне сдвига (б, в). В модели «вращения перемычек» (II) сколы (а) прорастают до значительного латерального перекрытия (б). Межжилльные перемычки (показаны точечным крапом) изгибаются, формируя сигмоидальные жилы. Направление сдвига показано стрелками.

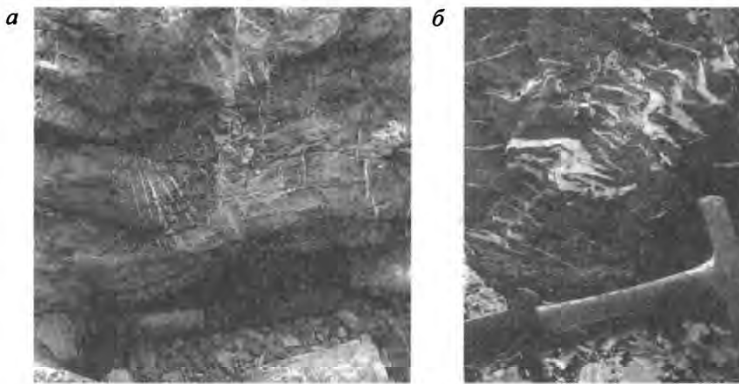


Рис. 5.35. Кулисная система кальцитовых жил в кембрийских доломитах, рассеченная наследующим их сколом (а), Келянская зона, Северное Забайкалье. Кулисные сигмоидальные кварцевые жилы в позднерифейских песчаниках маямканской свиты (б), Юдомо-Майский прогиб.

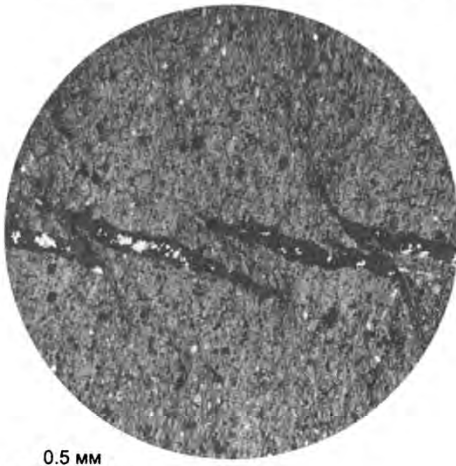


Рис. 5.36. Кулисная система кварцево-рудных жил в кливажированном алевролите, верхнерифейская тулуинская толща, Келянская зона, Северное Забайкалье. В участках перекрытия жил кливажные зоны преломляются и формируют пучки за счет действия концентраторов напряжений на окончаниях жил при их прорастании. Микрофотография шлифа.

меняющейся от центральной части жилы к окончаниям (т.е. при формировании жилы в сдвиговой зоне происходит ее вращение, тогда как прорастание на окончаниях осуществляется под тем же углом к сдвиговой зоне). Согласно второй модели [Nicholson, Eijofor, 1987], открытие жил происходит после формирования сколовых трещин за счет изгиба межжилльных породных перемычек (см. рис. 5.34, II). В отличие от первой модели здесь жилы выступают как относительно некомпетентные объекты, и их сигмоидальная форма приобретает за счет искривления разделяющих жилы перемычек. Конкретный кинематический механизм может быть выяснен при изучении морфологических особенностей жил и перемычек [Smith, 1996], а также при наблюдении над жилами разных стадий морфологического оформления. Важно, что в обоих случаях наблюдается своеобразный

вариант локальной структурной перестройки: формирование вновь образованной расслоенности приводит к изменению внутренней структуры зоны хрупко-пластичного скола и изгибным деформациям жил или межжилных перемычек.

Кулисные жилы часто формируют сопряженные системы. Обычно такие структуры интерпретируются как структуры сопряженных хрупко-пластичных сколов, в которых трещины отрыва ориентированы субпараллельно биссектрисе острого угла между сколами (рис. 5.37). Одновременное формирование системы сопряженных сколов и трещин отрыва предполагает общность динамических обстановок – ось растяжения ориентирована ортогонально трещинам отрыва, ось сжатия – вдоль них, в биссекторной плоскости острого угла между сопряженными кулисными жилными системами (см. рис. 5.37). Показано [Smith, 1996], что системы с параллельными биссекторной плоскости жилами являются лишь частным случаем единого морфологического ряда сопряженных систем жил (см. рис. 5.37; рис. 5.38). Формирование расходящихся и сходящихся жилных систем (см. рис. 5.37) является следствием особенностей морфологии сопряженных хрупко-пластичных сколов и механических процессов, протекающих при их формировании. Угол между сопряженными сколами определяется составом породы, а ориентировка жил в них – динамическими и кинематическими условиями формирования жил. Морфология сопряженных кулисных систем должна учитываться при определении динамических условий – в общем случае ось растяжения может оказаться не ортогональной отдельным жилам (рис. 5.39). В механическом смысле образование сопряженных систем кулисообразных жил означает структурную перестройку: разделенные кулисными системами сегменты пород

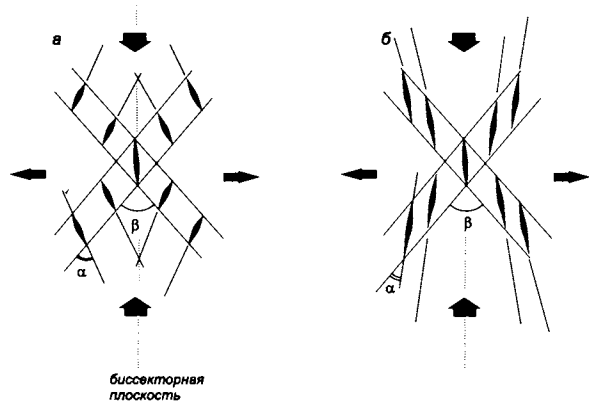


Рис. 5.37. Сопряженные системы сходящихся (а) и расходящихся (б) жил. Продолжения жил в таких системах «сходятся» (а) или «расходятся» (б) с биссекторной плоскостью в углу β . Угол между ориентировкой жилы и ориентировкой системы жил (а) больше или меньше, чем половина угла между системами ($\beta / 2$). По [Smith, 1996] с изменениями и дополнениями.

системы сопряженных сколов и трещин отрыва предполагает общность динамических обстановок – ось растяжения ориентирована ортогонально трещинам отрыва, ось сжатия – вдоль них, в биссекторной плоскости острого угла между сопряженными кулисными жилными системами (см. рис. 5.37). Показано [Smith, 1996], что системы с параллельными биссекторной плоскости жилами являются лишь частным случаем единого морфологического ряда сопряженных систем жил (см. рис. 5.37; рис. 5.38). Формирование расходящихся и сходящихся жилных систем (см. рис. 5.37) является следствием особенностей морфологии сопряженных хрупко-пластичных сколов и механических процессов, протекающих при их формировании. Угол между сопряженными сколами определяется составом породы, а ориентировка жил в них – динамическими и кинематическими условиями формирования жил. Морфология сопряженных кулисных систем должна учитываться при определении динамических условий – в общем случае ось растяжения может оказаться не ортогональной отдельным жилам (рис. 5.39). В механическом смысле образование сопряженных систем кулисообразных жил означает структурную перестройку: разделенные кулисными системами сегменты пород

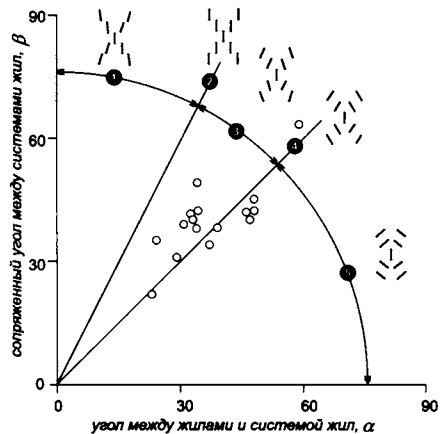
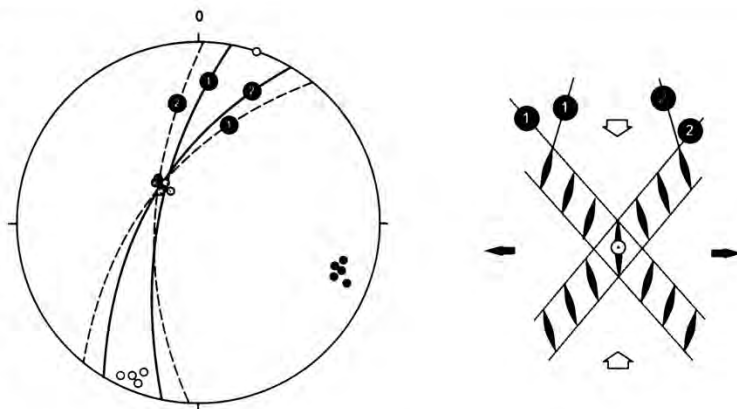


Рис. 5.38. Диаграмма, на которой отображены точки жилных систем в координатах сопряженного угла между системами жил (β) и углом между ориентировкой системы и отдельной жилы (α), [Smith, 1996] с упрощениями: 1 – дивергентные, $\alpha < \beta/2$; 2 – параллельные, $\alpha = \beta/2$; 3 – слабо конвергентные, $\beta > \alpha > \beta/2$; 4 – пересекающиеся параллельные $\alpha = \beta$; 5 – сильно конвергентные, $\alpha > \beta$. Группа точек – данные наблюдений [Smith, 1996], в которых преобладают конвергентные системы, тогда как «классические» параллельные не зафиксированы.

Рис. 5.39. Определение динамических ориентировок по геометрическим параметрам сопряженных конвергентных жильных систем с использованием сферической диаграммы (в проекции на нижнюю полусферу). На рисунке и на диаграмме цифрами 1 и 2 показаны жильные правосторонние и левосторонние системы, соответственно; 1' и 2' – жилы в этих системах. Положение частных и статистического максимумов осей растяжения (черные стрелки) на сферической диаграмме соответствует биссектрисе тупого угла между плоскостями систем и жил (черные точки). Положение оси сжатия (белые стрелки) определяется как биссектриса острого угла (белые точки). Промежуточная ось соответствует линии пересечения плоскостей жильных систем и жил. По [Srivastava, 2000] с изменениями и дополнениями.



выступают в качестве блоков, на границах которых выполняется основная релаксационная работа.

В сколовых системах помимо *ромбовидных жил* (см. рис. 5.27), принято выделять так называемые *оперяющие жилы*, которые либо являются фрагментами кулисных жил, разобращенных разрывом (см. рис. 5.35), либо выступают как составные элементы трещинных систем в зонах динамического влияния хрупких разрывов. Окончания сколовых трещин могут иметь характерный для сдвиговых разрывов ветвящийся структурный рисунок (виргационный, или структуры конского хвоста), отражая обстановку локального растяжения у окончания сколовой трещины (рис. 5.40).

Особым морфологическим типом жил, иногда наблюдающимся в шлифах и гораздо чаще имеющим макроскопические размеры, являются *седловидные (замковые) жилы* (рис. 5.41, см. разд. 7.4.3.1, 7.4.3.3), возникающие в замковых частях складок межслоевого проскальзывания при заполнении приоткрывающихся полостей, либо в замках складок шарнирного изгиба при образовании трещин отрыва.

При наложенных деформациях жилы могут сминаться в складки, при высоком контрасте вязкостей – птигматитовые (см. разд. 7.4.1; рис. 5.42), также нередко можно наблюдать «срезание» жил кливажными швами (рис. 5.43). Величина смещения минеральной жилы вдоль кливажной зоны (шва, см. рис. 5.43, а) обычно превышает мощность минеральной жилы в несколько раз, редко больше. «Сдвиг» обусловлен не смещением жилы по микро-

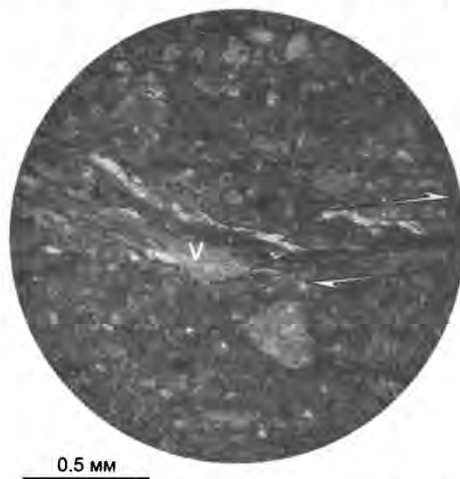


Рис. 5.40. Ветвящийся рисунок кварц-хлоритовой жилы (V) у окончания сколовой трещины. Ориентировка сдвига показана стрелками. Микрофотография шлифа.

разрыву, а формируется в результате ее растворения в кливажном шве (см. рис. 5.43, б). При деформации минеральной жилы, так же как при образовании кливажа пльчатости, в зоне флексуобразного изгиба концентрируются напряжения, и за счет растворения формируется кливажный шов. Часто в шлифах наблюдаются последовательные стадии процесса. По таким структурам можно оценить величину деформации сокращения (см. разд. 5.9).

Изучение жил выполнения показывает, что для многих типов пород открывающиеся полости выступают естественной ловушкой для минерального вещества, которое испытывает растворение под давлением в компрессионных зонах. В кливажированных породах повсеместно встречаются минеральные жилы, волокна в которых ориентированы вдоль кливажных зон, а сами жилы, как правило, ортогональны кливажу. Такую ассоциацию структур (кливаж или стилолиты+минеральные жилы) было предложено называть *деформационно-химическим структурным парагенезом* [Гончаров и др., 1995] (см., например, рис. 5.25, 5.43). Наряду с минеральными жилами, при наличии в породе относительно «жестких» включений в состав деформационно-химических структурных парагенезов включаются также породы нарастания (см. разд. 5.5).

Теоретически можно рассмотреть несколько вариантов формирования таких парагенезов кливаж–жилы: жилы формируются до кливажных зон, одновременно с ними и после них. В породах с плотной зерновой структурой (первый вариант), где релаксационные возможности зерновых концентраторов невелики, открывающиеся жилы, создавая разницу давлений и миграцию флюида

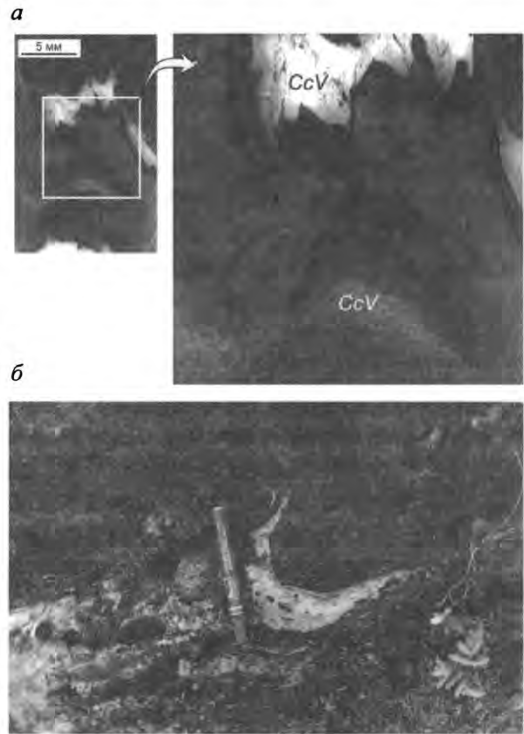
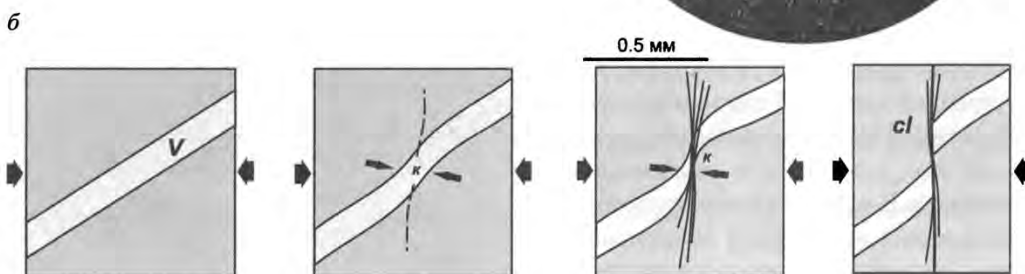


Рис. 5.41. Седловидная кальцитовая жила (CcV) в замке складки в углеродистых алевропелитах рифейской мухтунной толщи (а), Уakitская зона, Северное Забайкалье (микрофотография шлифа). Кварцевая жила в замке складки в гранатовых амфиболитах (б), Северная Карелия.



Рис. 5.42. Смятая в складки субпослойная жильная полоччатость в кембрийских мраморизованных углеродистых доломитах юктоконской свиты, Уakitская зона, Северное Забайкалье.

Рис. 5.43. Структуры срезания жил («ложный» сдвиг). Кварц-хлоритовая жила (*a*) в рифейских алевролитах тулуинской толщи, Келянская зона, Северное Забайкалье. Микрофотография шлифа. На (*б*) показана принципиальная схема формирования «сдвига» за счет растворения в кливажном шве при деформации жилы. При деформации жилы в участке флексурного перегиба возникает концентратор напряжений, формируется кливажный шов, в котором происходит растворение (*V* – жила, *cl* – кливажный шов, *κ* – концентратор напряжений; на микрофотографии *Q* – кварц, *Chl* – хлорит).



из порового пространства, косвенно способствуют растворению под давлением за счет флюидопотока. В этом случае реализацией структур растворения под давлением является агрегатный кливаж или кливажные швы. При одновременном образовании кливажа и жил (второй вариант) можно считать, что эти структуры формируют сбалансированную компенсационную систему растворения–переотложения (компенсационный структурный парагенез). Объем растворенного в кливажных зонах вещества соответствует объему переотложенных в жилах минералов. Третий вариант предполагает образование проникающего межзернового кливажа или кливажа плойчатости вплоть до формирования зрелой проникающей кливажной текстуры. Упрочнение породы вследствие развития кливажа на более поздних стадиях деформации приводит к раскрытию жил, в том числе механизмом гидроразрыва. Во всех рассмотренных случаях, несмотря на возможные различные временные соотношения кливажа и жил, эти структуры формируют парагенезы. Временные соотношения могут быть оценены по соотношению жил с межзерновым кливажем, химическому и вещественному составу кливажных зон и жил, суммарному положительному или отрицательному объемным эффектам в породе.

5.5. Структуры тыльных частей минеральных зерен и включений

Структуры тыльных частей минеральных зерен и включений образуются в результате резко неоднородного распределения напряжений вокруг относительно жестких по отношению к вмещающему матриксу включений.

В тенях давления жестких объектов (например кристаллов пирита) в трещинках отрыва происходит рост кристаллических агрегатов на границе матрикса и включения в направлении мгновенной оси растяжения. Такие новообразованные кристаллические агрегаты известны как тени деформации (каймы деформации, деформационные дворики), бороды нарастания [Koehn et al., 2003; Ramsay, Huber, 1983] (рис. 5.44).

Бороды нарастания – симметричные минеральные новообразования на противоположных сторонах жестких включений [Галкин, 1988; Passchier, Throw, 1996; Ramsay, Huber, 1983]. Минеральные новообразования представлены главным образом кварцем, кальцитом, хлоритом, плагиоклазом. В качестве жестких включений выступают зерна рудных минералов (прежде всего пирит), органические включения (онколиты или криноидеи в микритовом карбонатном матриксе) и др. В зависимости от строения можно выделять бороды нарастания с волокнистой или неволоконистой формой кристаллов новообразованных минералов, моно- или полиминеральные, с геометрическим соответствием формы бород нарастания и включения или без соответствия, прямые или изогнутые (для волокнистых бород нарастания – с прямыми или изогнутыми волокнами).

Характерной особенностью бород нарастания является их волокнистое строение, возникающее за счет медленной кристаллизации минералов из относительно холодных растворов (рис. 5.45). При повышении РТ-условий бороды нарастания испытывают синтетектонический отжиг (рекристаллизацию). В целом кристаллизация минеральных новообразований при повышенных РТ-условиях более неупорядочена, и бороды нарастания заполняются неволоконистыми кристаллическими агрегатами.

Внешняя морфология бород нарастания часто определяется формой жесткого включения (рис. 5.46, 5.47). Если длина бород нарастания превышает длину области тени давления, а выполняющий бороды кристаллический материал оказывается менее прочным, чем матрикс, бороды нарастания испытывают деформацию, обретая заостренную к окончаниям форму (см. рис. 5.44, а). Рост волокнистых агрегатов в бородах нараста-

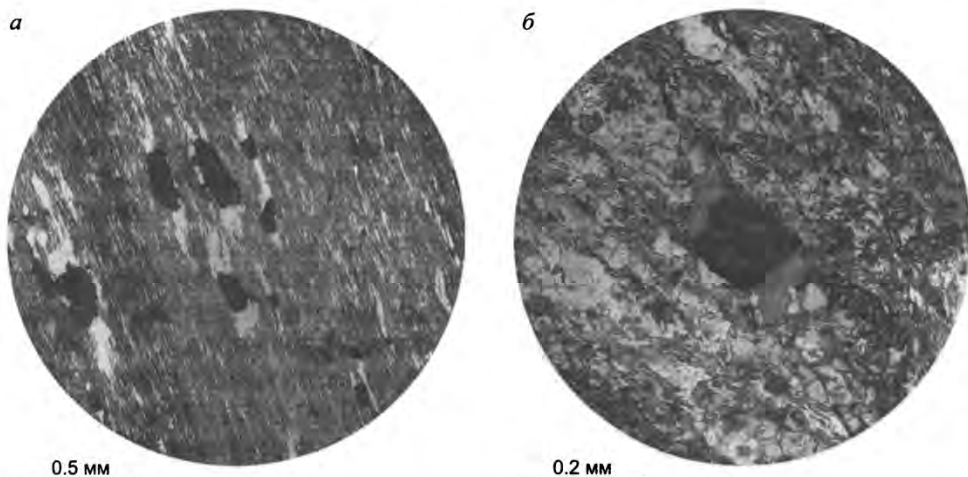


Рис. 5.44. Кварцевые бороды нарастания в тенях давления пиритовых зерен в рифейских филлитовых сланцах парамской толщи (а) и хлоритовые бороды нарастания вокруг пиритового зерна в рифейских метавулканитах келянской толщи (б), Келянская зона, Северное Забайкалье. Микрофотографии шлифов.

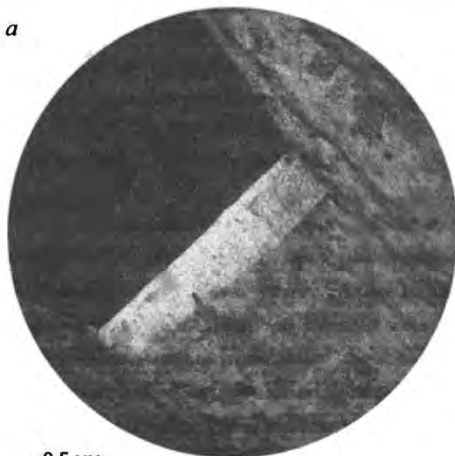
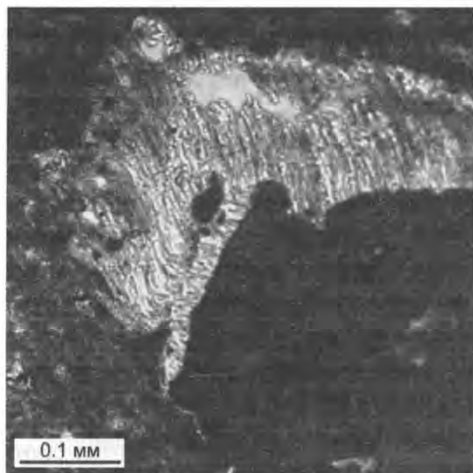


Рис. 5.45. Кварцевая «волоконистая» борода нарастания в тени давления пиритового включения в нижнеюрских аргиллитах Северного Кавказа (фото И. Латышевой). Микрофотография шлифа.

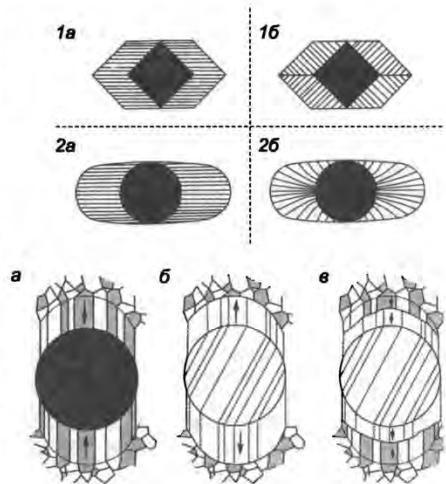
ния контролируется границами зерен (рост волокон происходит ортогонально границе отрыва) либо направлением раскрытия. На рис. 5.47 приведены примеры различных вариантов роста волокон при формировании бород нарастания в тенях давления сферического и кубического зерен.

По составу и кристаллографическим связям волокнистых кристаллов с включениями или матриком породы выделяют несколько типов бород нарастания [Ramsay, Huber, 1983] (рис. 5.48). В бородах нарастания «пиритового» типа (см. рис. 5.48, а) волокна кристаллографически едины с зернами стенок матрикса и растут от кристаллов, имеющих химическое сродство с составом волокон. Для «криноидного» типа (см. рис. 5.48, б) характерно соответствие минерального состава волокон бород нарастания и включения – кристаллизация начинается на зернах включения. Иногда волокна имеют состав и кристаллографическое сродство как с включением, так и с матриксом (промежуточный, или составной тип, см. рис. 5.48, в). Можно выделять также независимый тип бород нарастания [Галкин, 1988], когда борода нарастания выполнены привнесенным минеральным веществом, не имеющим связи с составом ни матрикса, ни включения.

В случае, когда удастся проследить направление роста волокон, различают, как и

Рис. 5.46. Образование кварцевых бород нарастания, форма которых определяется морфологией включений: а – «угловатая» в тени давления пиритового зерна в рифейских алевролитах сырыхской свиты, Уакитская зона, Северное Забикалье, б – «округлая» в тенях давления изометричного включения в нижнеюрских аргиллитах Северного Кавказа (фото И. Латышевой). Микрофотографии шлифов.

Рис. 5.47. Бороды нарастания, рост волокон в которых контролируется раскрытием (а) и ориентировкой границы (б). При контроле раскрытием можно предполагать более высокую скорость раскрытия (и, следовательно, деформации). Показаны примеры для кубического (1) и сферического (2) включений. По [Passchier, Throw, 1996] с упрощениями.



для минеральных жил, синтаксиальные (центростремительный рост, от матрикса к включению) и антитаксиальные (центробежный рост, от включения к матриксу) бороды нарастания. При несоосной прогрессивной деформации в обстановке простого сдвига бороды нарастания различных типов «закручиваются» в разные стороны (рис. 5.49), и это обстоятельство нужно учитывать при кинематическом анализе.

Образование бород нарастания происходит при отрыве матрикса от жесткого включения по его границам, ориентированным ортогонально растягивающим напряжениям; ориентировка роста волокон соответствует направлению раскрытия. Большинство морфологических признаков бород нарастания имеет генетический смысл: полиминеральный состав отражает смену геохимической обстановки флюида, изгиб волокон определяется вращением зерна и (или) данного микрообъема в процессе деформации, геометрическое соответствие и несоответствие морфологии бороды нарастания и включения может быть вызвано процессами растворения или деформации. Неволокнистое строение может свидетельствовать о высокотемпературном отжиге, приведшем к рекристаллизации, при более позднем локальном или региональном прогреве породы.

Рис. 5.48. Бороды нарастания пиритового (а), криноидного (б) и составного (в) типов. Стрелками показано направление роста волокон. По [Ramsay, Huber, 1983] с упрощениями.

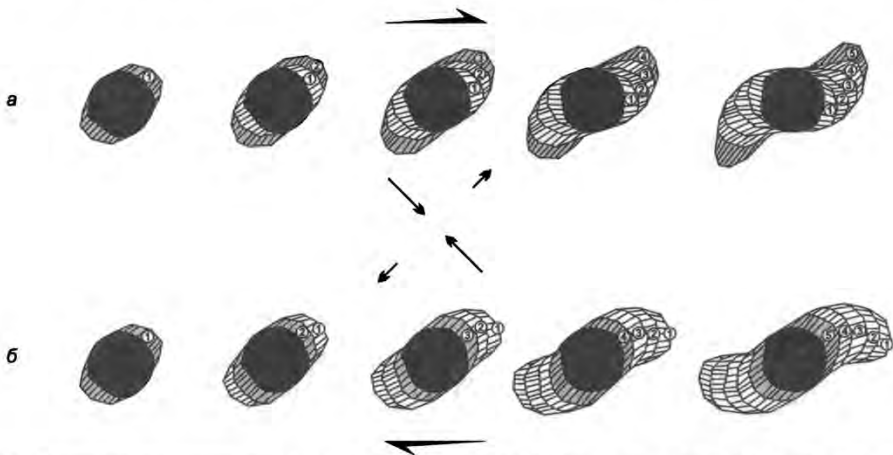


Рис. 5.49. Различное направление «закручивания» синтаксиальных (а) и антитаксиальных (б) бород нарастания в обстановке правостороннего сдвига. Цифрами показаны стадии роста волокон. Растущие на разных стадиях волокна, показанные серым цветом, ориентированы по направлению растяжения. Синтаксиальные и антитаксиальные бороды приобретают различное искривление (Z- и S-образную морфологию) в одинаковой кинематической обстановке.

Трехмерная морфология бород нарастания указывает на динамическую обстановку нагружения (рис. 5.50). Изучение бород нарастания дает возможность оценить величину деформации удлинения (достигающую 200–300 % и более) [Галкин, 1988; Ramsay, Huber, 1983; Tan et al., 1995], которая может превышать среднюю по породе в несколько раз.

Различные объемные эффекты при деформации могут быть оценены при сопоставлении бород нарастания и кливажа в деформационно-химических структурных парагенезах. В случае, если процессы растворения–переотложения протекают без изменения объема (существенного выноса вещества из системы), в тенях давления включений наблюдается переотложение минерального вещества, растворенного в локальном, окружающем жесткое зерно микрообъеме, с формированием бород нарастания (рис. 5.51, а). В отличие от бород нарастания, *тени деформации* (или структуры теней давления) – расположенные симметрично на противоположных сторонах зерен и включений участки недеформированного матрикса (цемента) с сохранившейся первичной структурой [Галкин, 1988]. Тени деформации образуются в тыльных частях включений или зерен в обломочных породах при образовании межзернового кливажа (рис. 5.51, б; см. рис. 5.2, а, в). Если деформация протекает с образованием бород нарастания в отсутствие структур растворения под давлением, предполагается увеличение объема при деформации (рис. 5.51, в).

Генетически образование структур теней давления определяется действием концентраторов зернового уровня в системе матрикс–включение, а структурообразующим результатом является недеформированная структура цемента (матрикса). Таким образом, тень деформации – это структурно реализованная тень давления. Фактически

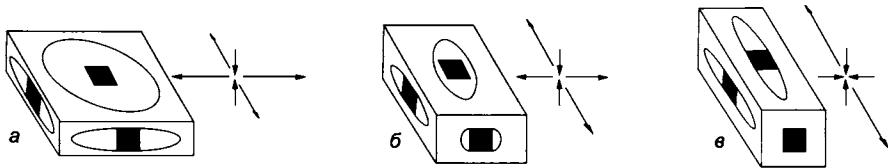


Рис. 5.50. Трехмерная морфология бород нарастания в зависимости от типа деформации: а – одноосное сплющивание, б – плоская деформация, в – одноосное обжатие (вытягивание). По [Николя, 1992] с изменениями и дополнениями.

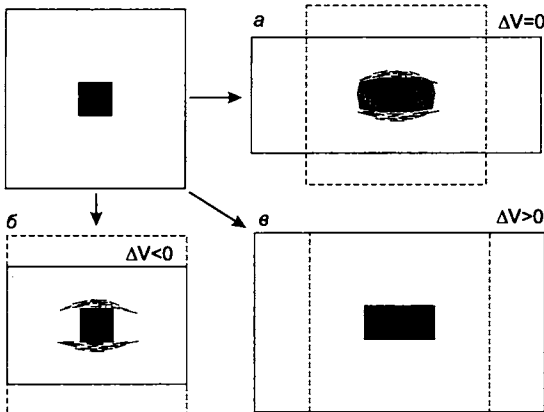


Рис. 5.51. Различные структуры теней деформации в зависимости от типа деформации и объемных эффектов: а – плоская деформация (без изменения объема), деформированные бороды нарастания и кливажные зоны; б – одноосное сжатие (уменьшение объема), кливажные зоны без бород нарастания с образованием теней деформации в тыльных частях зерен; в – одноосное растяжение (увеличение объема), бороды нарастания, кливажные зоны отсутствуют. Бороды нарастания формируются в тенях давления, у контактов, ориентированных по нормали к растяжению; кливажные зоны – вдоль контактов, ортогональных сжатию. По [Passchier, Trouw, 1996] с изменениями.

ки каждый микролитон в кливажированных обломочных породах можно рассматривать как испытавшее растворение обломочное зерно (включение) с тенями деформации или (реже) бородами нарастания. Трехмерная морфология теней деформации (кливажных микролитонов) позволяет оценить тип напряженного состояния [Галкин, 1988] (подобно тому, как это показано для бород нарастания на рис. 5.50), а внутренняя структура теней деформации дает нам представление о строении недеформированной породы, позволяя оценивать величину деформации сокращения при образовании кливажа методом концентраций (см. разд. 5.9).

Кроме бород нарастания и теней деформации в тыльных частях минеральных зерен отмечаются гранулированные агрегаты порфирокластических систем – морфологически сходные с бородами нарастания структуры, представленные минеральными скоплениями на противоположных сторонах минеральных зерен (см. разд. 5.7.3). В отличие от бород нарастания, являющихся структурами роста при постепенном заполнении минеральным веществом приоткрывающейся полости, эти структуры образуются при грануляции, дроблении крупных минеральных зерен и перемещении обломков в тыльные части зерен (см. разд. 5.7.4).

5.6. Порфиробласты

Порфиробластами называются крупные единичные кристаллы, сформировавшиеся за счет роста в более тонкозернистом матриксе (рис. 5.52, 5.53). По характеру структур включений матрикса в порфиробласте можно сделать очень важные выводы о временных соотношениях структурообразования и метаморфизма, а наличие химической зональности позволяет оценить эволюцию P-T-условий метаморфизма в процессе роста порфиробластов (рис. 5.54). Порфиробласты высокоглиноземистых минералов (граната, биотита, хлоритоида, ставролита, кианита, андалузита) характерны

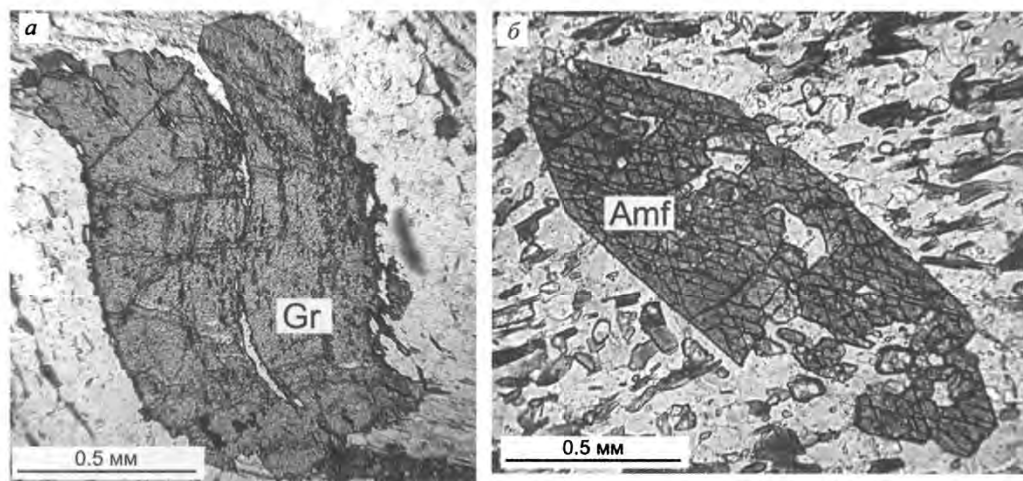


Рис. 5.52. Синкинематический порфиробласт граната (Gr) с S-образно изогнутыми включениями матрикса в метапелитах камчатской серии (а) и порфиробласт амфибола (Amf) с ситовидным (пойкилобластовым) строением в метабазитах андриановской свиты (б), Срединный хребет, Камчатка. Микрофотографии шлифов.



Рис. 5.53. Додеформационный (?) зональный кристалл граната (Gr) в метапелитах камчатской серии, Срединный хребет, Камчатка. Микрофотография шлифа.

для метапелитов зеленосланцевой–амфиболитовой фаций (см. рис. 5.52, а; 5.53). В метабазах обычно наблюдаются гранатовые, плагиоклазовые, эпидотовые и роговообманковые порфиробласты (см. рис. 5.52, б).

Порфиробласты возникают из мелких, рассеянных в массе породы зародышевых кристаллов. Очень высокая поверхностная энергия таких зародышевых кристаллов является причиной метастабильного состояния процессов кристаллизации на стадии зарождения и на ранней стадии роста порфиробластов. С одной стороны, очень высокая поверхностная энергия препятствует формированию кристаллов-зародышей, но, с другой стороны, это же обстоятельство приводит к тому, что разрастание порфиробластов в уже сформировавшихся центрах кристаллизации

более энергетически выгодно, чем формирование новых кристаллов-зародышей. Полагают, что формирование порфиробластов одной генерации происходит почти одновременно, а их размер и распределение в породе определяются количеством зародышевых

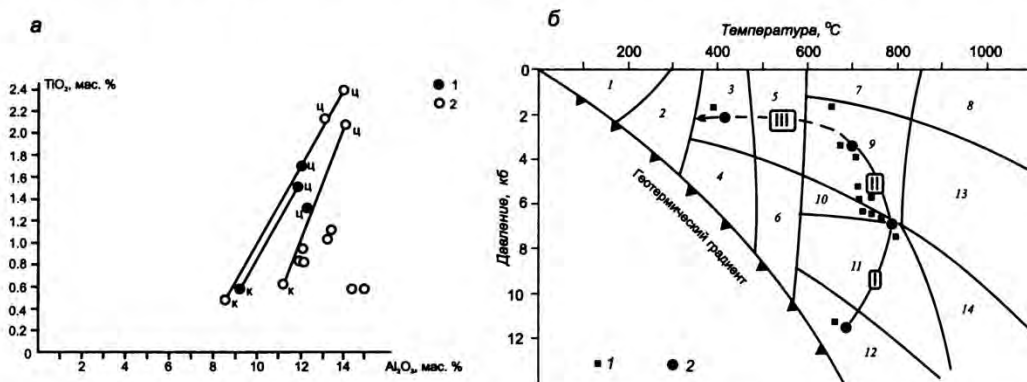


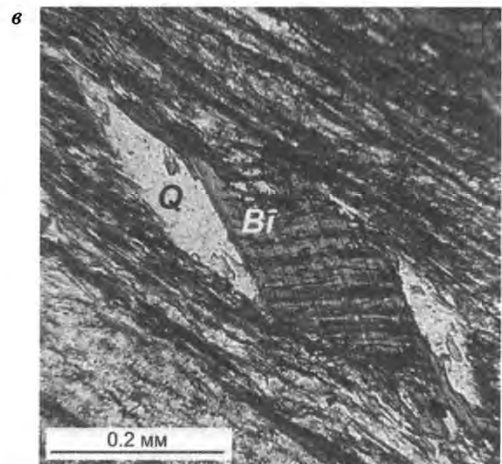
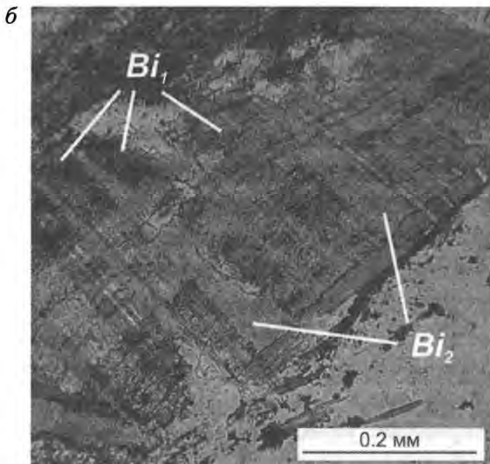
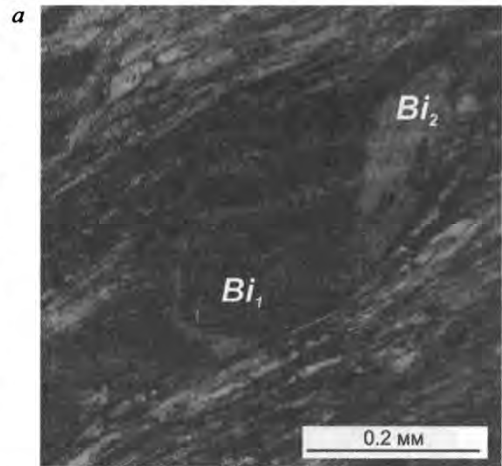
Рис. 5.54. Пример вариации составов амфиболов (а) метаморфических пород Северо-Муйской (1) и Южно-Муйской (2) глыб, Северное Забайкалье (к – край зерна, ц – центр зерна) и восстановленная по метаморфическим парагенезисам эволюция P-T-условий метаморфизма Муйской глыбы (б) [Божко и др., 1999б]. I, II, III – этапы метаморфической эволюции. Первый участок кривой (I) характеризует резкое снижение давления от 11 до 7 кбар при небольшом изменении температуры, что, вероятно, связано с быстрым подъемом и эрозией. Второй участок (II) отражает медленное падение давления и температуры и фиксирует замедление темпа подъема и эрозии в результате изменения геодинамического режима. Третий отрезок кривой (III) соответствует почти изобарическому режиму остывания при отсутствии подъема и эрозии. Фации метабазов [Петрография, 1986]: 1 – метаморфизованных порфиритов, 2 – кальцит-хлоритовых и пренит-пумпеллиновых сланцев; 3 – зеленых эпидот-актинолит-хлоритовых сланцев; 4 – зеленых и голубых альмандиновых и спессартиновых сланцев; 5 – эпидотовых амфиболитов; 6 – гранат-эпидотовых амфиболитов; 7, 8 – роговиков (7 – роговообманковых, 8 – пироксен-плагиоклазовых, ларнитовых и спурритовых); 9 – амфиболитов; 10 – гранатовых амфиболитов; 11 – гранат-клинопироксеновых амфиболитов; 12 – эклогитов; 13 – двупироксен-плагиоклазовых сланцев; 14 – гранат-двупироксен-плагиоклазовых сланцев.

центров кристаллизации. При переходе к стадии роста формирование новых центров кристаллизации подавляется интенсивным разрастанием порфиробластов. Поэтому часто порфиробласты в породах имеют приблизительно одинаковые размеры. Формирование центров кристаллизации с переходом от метастабильного состояния к стадии роста, вероятно, определяется структурными неоднородностями – интенсивно деформированными зернами, микротрещинами [Yardley, 1989]. Если это так, то порфиробластез как часть процесса метаморфического преобразования породы инициируется структурными неоднородностями.

Собственно рост порфиробластов осуществляется за счет «расталкивания» [Harker, 1939] или реакционного замещения [Passchier, Trouw, 1996 и др.] матрикса. На более поздних стадиях может происходить направленный рост порфиробластов в тенях давления [Lister et al., 1986; Barker, 2002] (рис. 5.55). Активное «расталкивание» матрикса за счет так называемой кристаллизационной силы наблюдается относительно редко, и химическое диффузионное замещение матрикса рассматривается как один из основных механизмов роста порфиробластов. Порфиробластез сопровождается реакциями дегидратации (например при разложении хлорита), катионного (например Fe-Mg) или ионного обмена. Механизм химического замещения наиболее подробно изучен для гранатовых, ставролитовых и андалузитовых порфиробластов.

Рост порфиробластов, контролируемая объемной диффузией или диффузией по

Рис. 5.55. Рост порфиробластов биотита в тенях давления (а, б): более поздняя генерация (Bi_2), растущая в тенях давления, свободна от включений. В низких РТ-условиях в тенях давления порфиробластов могут формироваться бороды нарастания (в). Bi – биотит, Q – кварц. Метапелиты камчатской серии, Срединный хребет, Камчатка. Микрофотографии шлифов.



Центры кристаллизации. Стабильная фаза (или фазы) образуется при возникновении центров кристаллизации, объединяющих несколько сотен атомов. Возникновение некоторого объема новой фазы требует уменьшения свободной энергии системы (ΔG), но образование новых межзерновых поверхностей увеличивает ее, что определяется выражением:

$$G_{\text{реакции}} = -\Delta G_{\text{объемн.}} + \Delta G_{\text{м/з поверхн.}} = -4/3\pi r^3 \Delta G_v + 4\pi r^2 \gamma$$

где γ – свободная энергия межзерновых поверхностей, r – радиус новообразования. Так как размер центров кристаллизации мал, то и отношение поверхность ($4\pi r^2$)/объем ($4/3\pi r^3$) будет высоким. Поэтому главную роль на начальных стадиях кристаллизации играет свободная энергия межзерновых поверхностей γ . При достижении некоторого критического радиуса ($r_{\text{кр}}$) в энергетическом балансе будет доминировать уже объем новой фазы. Зародыши зерен с $r < r_{\text{кр}}$ стремятся раствориться, центры кристаллизации $r > r_{\text{кр}}$ имеют тенденцию к разрастанию, у критических сростков $r = r_{\text{кр}}$. Преобразование зародыша в устойчивый центр кристаллизации требует преодоления энергетического барьера, приращения энергии $\Delta G_{\text{кр}}$. Скорость образования новых центров кристаллизации возрастает с увеличением скорости диффузии, а скорость реакций с увеличением объема возрастает при упругих деформациях, которые «решают» проблему пространства для образования новых фаз [Вернон, 1980].

границам зерен во флюиде, осуществляется за счет транспорта необходимых для роста химических элементов к поверхности порфиробласта. Помимо зерен неправильной формы (ксенобластов) растущие порфиробласты могут быть представлены кристаллами правильной огранки – идиобластами, при этом среди идиобластов отсутствуют кристаллы, богатые гранями. Поверхность их образована наипростейшими часто встречающимися формами, типично отсутствие двойников. Соседние с растущим зерном минералы, химически пассивные и не участвующие в химических реакциях или участвующие частично (например графит), могут удаляться растворением или диффузией.

Факт наличия или отсутствия пойкилитовых включений в порфиробластах обычно связывается с соотношениями скоростей роста кристалла и растворения включений. Количество включений в порфиробласте зависит от соотношения скоростей его роста и диффузии материала включений сквозь

тело порфиробласта и его границ [Вернон, 1980]. В некоторых случаях, особенно при высоких РТ-условиях, скорость диффузии настолько высока, что происходит полное удаление и реакционных продуктов, и не участвующих в реакциях минералов, так что растут совершенно чистые, свободные от включений порфиробласты (рис. 5.56). Однако в большинстве случаев, особенно при низких и умеренных условиях метаморфизма, минералы, не участвующие в реакции, и реакционные продукты остаются «законсервированными» в порфиробласте в качестве включений. При этом порфиробласты приобретают ситовидное или пойкилобластовое строение (см. рис. 5.52, 5.53). Если в породе, в которой растут порфиробласты, существо-

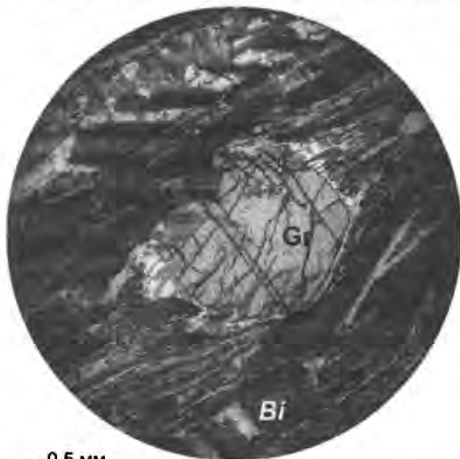


Рис. 5.56. Свободный от включений порфиробласт граната и насыщенный включениями порфиробласт биотита в метapelитах камчатской серии, Срединный хребет, Камчатка (Gr – гранат, Bi – биотит). Микрофотография шлифа.

вала какая-либо текстура (сланцеватость, полосчатость, плейчатость), то элементы текстуры, сохраняясь в порфириобласте, образуют определенную внутреннюю структуру порфириобласта за счет закономерного внутреннего рисунка включений (см. рис. 5.52; 5.55, в).

Включения обычно представлены непрозрачными минералами (графит, рудные минералы), а также кварцем, цирконом, монацитом и др. Слюды более редки, но могут присутствовать в некоторых глиноземистых порфириобластах в качестве остатка не прореагировавшей фазы. Считается, что обилие включений в глиноземистых порфириобластах определяется ограниченной подвижностью Al-иона в условиях низких и средних РТ-условий [Passchier, Trouw, 1996]: глиноземистые порфириобласты растут в участках породы, обогащенных алюминием (например в более слюдястых прослоях), при затрудненном замещении низкоглиноземистых минералов, которые «консервируются» в порфириобласте в виде включений.

Рост минеральных фаз в тенях давления порфириобластов в приоткрывающихся трещинах осуществляется на более поздних стадиях [Lister et al., 1986, Barker, 2002] (см. рис. 5.55; рис. 5.57). Как правило, при выполнении теней давления той же минеральной фазой, что и порфириобласт, в них отсутствуют включения. Нередко такие тени давления выполняются другими минералами. Минеральный состав выполнения теней давления порфириобластов, скорее всего, зависит от особенностей метаморфических процессов, а приоткрывающиеся в тенях давления трещины могут существенно влиять на проницаемость матрикса и параметры флюидных потоков.

Соотношения между структурой включений внутри порфириобласта и текстурой (сланцеватостью) матрикса являются хорошими кинематическими индикаторами, которые широко используются при реконструкции деформационно-метаморфической эволюции [Aerden, 2004; Chan, Crespi, 1999 и др.]. Рост порфириобластов по отношению к структурообразующим событиям может быть до-, син- и последеформационным [Петрография, 1986; Zwart, 1962]. Для неоднородно деформированных пород можно выделять также междеформационный (интердеформационный) рост, проте-

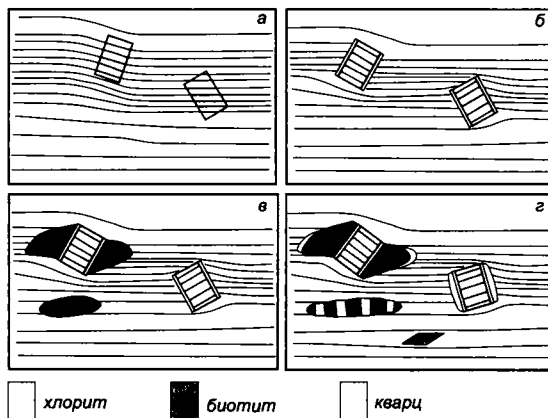


Рис. 5.57. Последовательность деформационных событий при дроблении и обрастании порфириобластов: *а* – рост хлоритовых порфириобластов, обычно близортогонально плоскостной текстуре, с замещением матрикса и сохранением многочисленных включений углеродистого вещества; *б* – отрыв порфириобласта от матрикса, образование трещины в тени давления и выполнение ее новой генерацией свободного от включений хлорита; *в* – формирование порфириобластов биотита, как обособленных, так и в тенях давления хлоритовых порфириобластов; *г* – сдвиг вдоль текстуры приводит к отрыву хлоритовых порфириобластов и биотитовых «окончаний» с формированием клиновидных трещин, заполняющихся свободными от включений биотитом ± хлоритом ± кварцем. Кварцевые борозды нарастания формируются в тенях давления хлоритовых

и хлорит-биотитовых порфириобластов, трещины между сегментированными и растянутыми порфириобластами биотита выполняются новообразованным кварц-биотитовым агрегатом [Barker, 2002]. См. также рис. 5.55.

кающий в интервале между двумя деформационными событиями [Passchier, Trouw, 1996] (рис. 5.58).

Додеформационные порфиробласты описываются достаточно редко и, вероятно, не совсем обычны для метаморфических пород. При отсутствии текстуры в матриксе включения в них ориентированы случайным образом (см. рис. 5.53). Структура окружающего порфиробласт матрикса определяется последующими деформационными событиями, на протяжении которых порфиробласт выступает как жесткое включение (см. рис. 5.58, а).

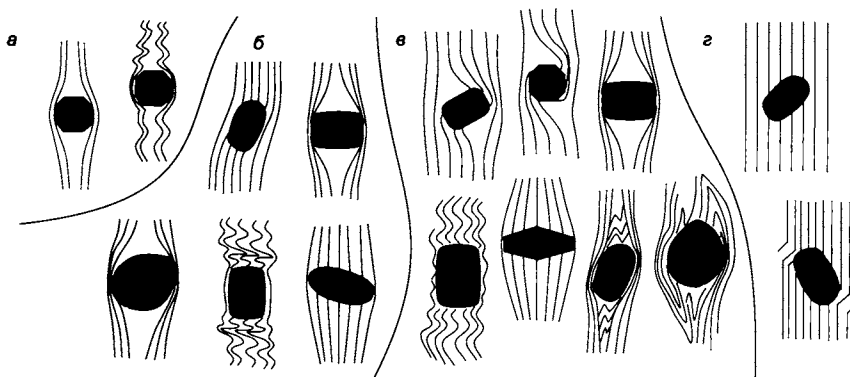


Рис. 5.58. Структура включений додеформационных (а), междеформационных (б), синдеформационных (в) и постдеформационных (г) порфиробластов. По [Passchier, Trouw, 1996] с упрощениями.

Одним из примеров додеформационных (или формирующихся на самых ранних стадиях деформации) порфиробластов являются *хлорит-мусковитовые пакеты* (порфиробласты) [Талицкий, Галкин, 1986; Галкин, 1988; Borgadaile, 1980; Gardner, 1980] – микроскопические пакеты чередования агрегатов светлой слюды (мусковита) и хлорита (рис. 5.59). Возможная модель образования хлорит-мусковитовых порфиробластов приведена в [Талицкий, Галкин, 1986]. Упорядоченная текстура, представленная субпараллельным расположением слюдистых агрегатов, формируется в результате гравитационного уплотнения глинистых толщ. Рост порфиробластов осуществляется в спокойной тектонической обстановке при раскристаллизации глинистого вещества в процессе катагенеза. В дальнейшем, при образовании в породе межзернового кливажа, порфиробласты вытягиваются параллельно кливажу. Реликтовая текстура внутри хлорит-мусковитовых порфиробластов часто остается параллельной слоистости и свидетельствует об отсутствии значительного механического вращения порфиробластов в процессе образования кливажа (рис. 5.60).

Таким образом, хлорит-мусковитовые порфиробласты можно рассматривать как один из структурных результатов катагенетического уплотнения пород. Наличие их в обогащенных слюдистым веществом породах в сочетании с послышной микросланцеватостью свидетельствуют об их дотектонической природе. В некоторых случаях хлорит-мусковитовые порфиробласты используют в качестве деформационных маркеров (см. раздел 5.9), измеряя величину сокращения слюдистых пакетов, возникающего за счет их механического излома при образовании кинкбандов, растворения хлоритового вещества и подворота мусковитовых пластинок.

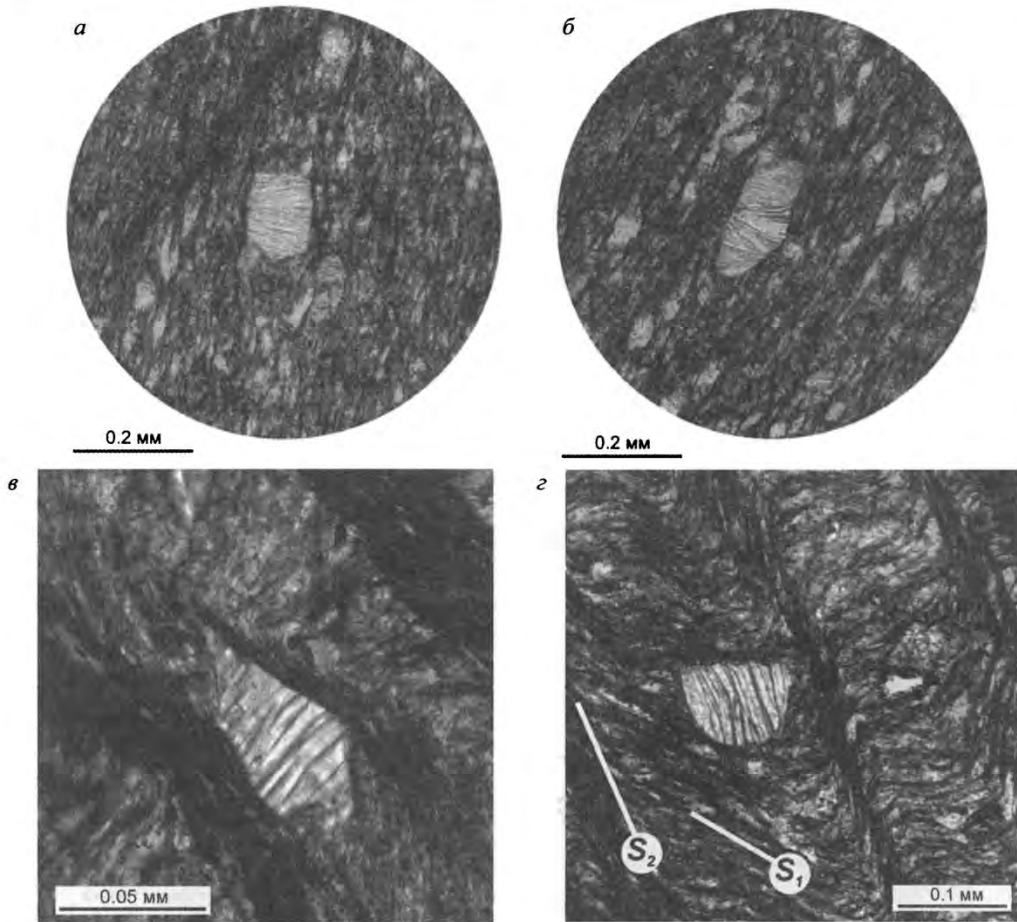


Рис. 5.59. Хлорит-мусковитовые порфиробласты в алевролитах мухтунной толщи (а, б) Уакитской зоны Северного Забайкалья и в верхнетриасовых алевролитах Западной Чукотки (в, з). Микрофотографии шлифов (в, з – фото С. Каткова). На фото з на ранний межзерновой кливаж S_1 наложен кливаж плейчатости S_2 , ориентировка хлорит-мусковитовых пакетов маркирует слоистость.

Синдеформационные порфиробласты, растущие в течение одной деформационной стадии, наиболее часто встречаются в метаморфических породах. Вероятно, это связано с каталитическим действием деформации на минералообразование и скорость диффузии. В результате формируется широкий спектр различных по морфологии порфиробластов, основными факторами роста которых являются конечная величина деформации, соотношение скорости роста и скорости деформации. Включения в синдеформационных порфиробластах обычно изогнуты (*гелицитовая структура*), что может свидетельствовать о сопоставимых скоростях роста и деформации, формируются структуры «снежного кома» [Николя, 1992; Петрография, 1986; Aerden, 2004; Chan, Crespi, 1999; Passchier, Trouw, 1996] (см. рис. 5.52, а; 5.58, в; рис. 5.61).

Закрученные гелицитовые структуры включений в порфиробластах позволяют определить направление вращения в процессе роста и, следовательно, сделать вывод о кинематике синметаморфических деформаций. При определении направления вра-

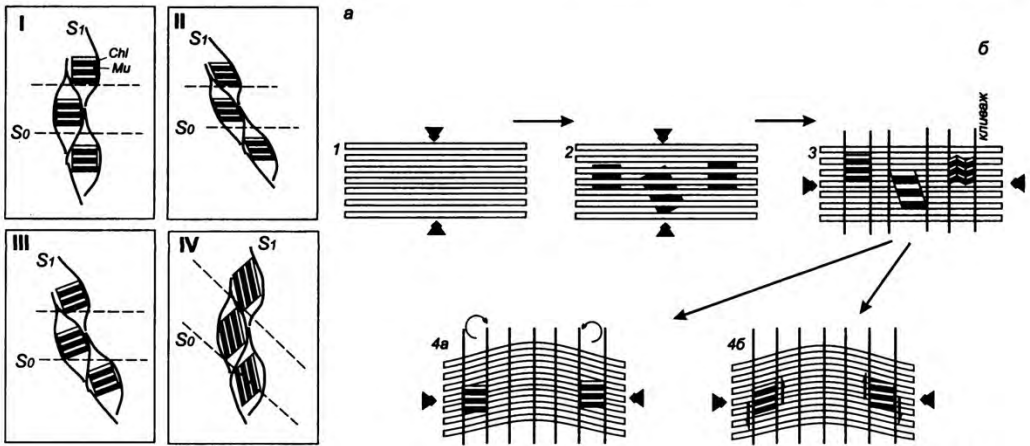


Рис. 5.60. Различные варианты взаимоотношений (I-IV) хлорит-мусковитовых порфиробластов (*Chl* – хлорит, *Mu* – мусковит) со слоистостью (S_0) и межзерновым кливажем (S_1); а) и модель их формирования (б): 1 – формирование субслоистой микросланцеватости при раскристаллизации глинистого вещества в процессе уплотнения осадка; 2 – рост хлоритовых порфиробластов, захватывающих чешуйки слюды (мусковита); 3 – начальное доскладчатое формирование кливажа (типы соотношений I и II); 4а – вращение порфиробластов на крыльях складок без признаков внутренней деформации (тип III); 4б – раздавливание порфиробластов в кливажных зонах с признаками сдвиговой деформации при смещении микролитонтов (тип IV) [Галкин, 1988].

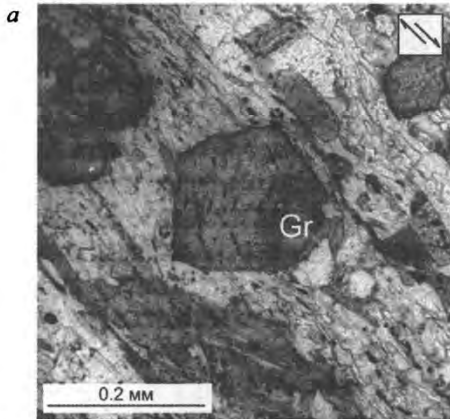
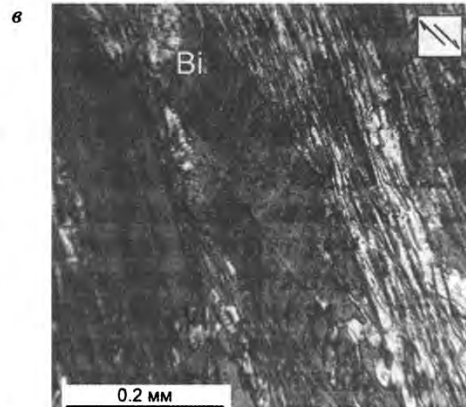
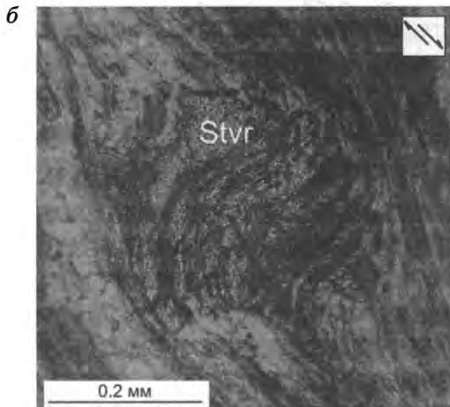
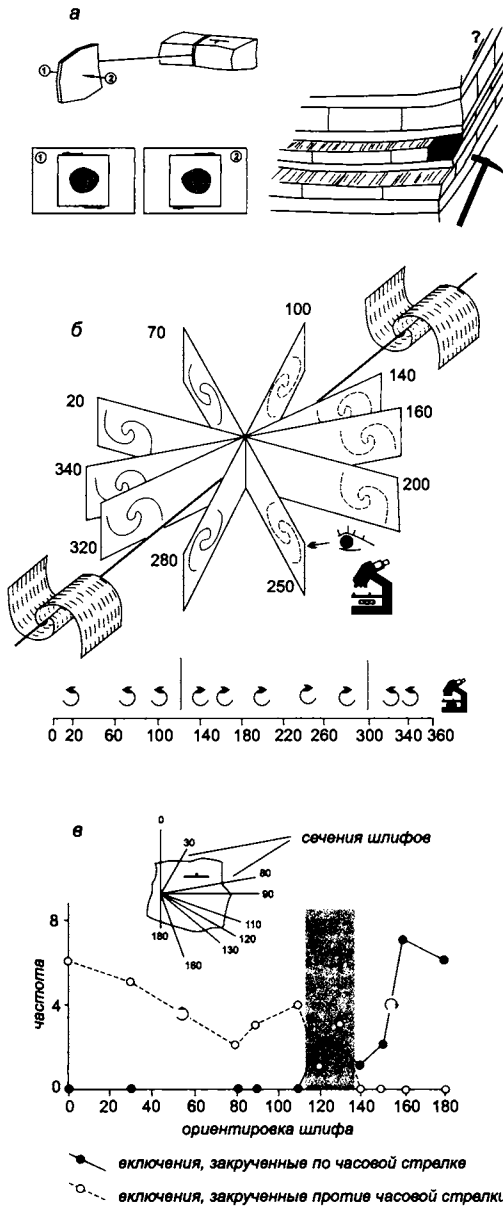


Рис. 5.61. Гелицитовые структуры включений в гранатовом (а), ставролитовом (б) и биотитовом (в) порфиробластах в метапелитах камчатской серии, Срединный хребет, Камчатка (см. также рис. 5.52, а). Микрофотографии шлифов. *Stvr* – ставролит, *Bi* – биотит, *Gr* – гранат.





щения и положения оси используют статистические методы (рис. 5.62) [Stallard et al., 2003]. Сложность использования синдеформационных вращающихся порфириобластов в качестве кинематических индикаторов заключается в том, что, оценивая направление вращения в плоском сечении шлифа, не всегда можно точно определить положение оси вращения. В частности, для этого используются трехмерные реконструкции включений, созданные методами рентгеномографии. Более простым методом является изготовление серии шлифов под разными углами (несколько сечений через интервалы 10–20°) [Hayward, 1990]. Фиксируя направление вращения порфириобластов и их количество в каждом сечении, можно найти положение оси вращения, при этом в близких к параллельным оси вращения сечениях будут отмечаться рисунки включений противоположного знака.

Статистически показано, что положение оси вращения в пределах одного образца может изменяться от порфириобласта к порфириобласту в широких пределах, варьируя в том числе от центральной части к краям. Это, возможно, связано с неоднородностью деформации или с изменением кинематических

Рис. 5.62. При определении кинематического типа по структурам включений в порфириобластах важна пространственная ориентировка сечения шлифа (а). Так, в шлифах 1 и 2 будут наблюдаться структуры «закручивания» по и против часовой стрелки, свидетельствующие о сбросовой и взбросовой кинематических характеристиках роста порфириобластов.

в шлифах, пересекающих порфириобласт под разным углом (б), наблюдаются различные рисунки структур включений (по [Bell et al., 1998] из работы [Stallard et al., 2003], с изменениями). Если смотреть в микроскоп на шлифы в направлении, показанном на рисунке, то в шлифах структуры включений будут «закручены» против часовой стрелки для сечений 20°, 60°, 100°, 340°, 360°, и по часовой – для сечений от 140° до 260° (см. нижнюю шкалу). Таким образом, определение направления вращения порфириобласта в одном сечении не определяет положения оси этого вращения. Определение оси вращения можно провести статистически, по серии шлифов, с построением диаграммы частоты встречаемости «закрученных» по и против часовой стрелки гелицитовых структур (в) в сечениях под разным углом [Stallard et al., 2003]. Тот интервал сечений, в котором будут встречаться «закрученные» в противоположных направлениях порфириобласты, и определяет положение оси вращения.

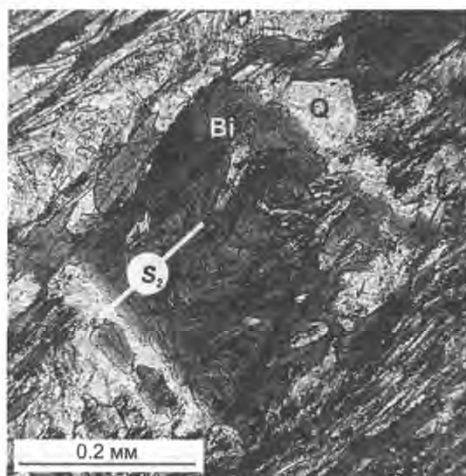


Рис. 5.63. Наложенный на кливаж плейчатости (S_2) постдеформационный биотитовый порфиробласт (Bi) с кварцевыми бородами нарастания (Q), метapelиты камчатской серии, Срединный хребет, Камчатка. Микрофотография шлифа. Наличие кварцевых бород нарастания фактически свидетельствует о междуформационной природе порфиробласта, который, в свою очередь, является постдеформационным по отношению к кливажу плейчатости S_2 .

5.58, б и в). В общем случае можно считать, что формирование междуформационных порфиробластов происходит с наложением на ранее сформированную планарную деформационную текстуру, отражающуюся в виде включений. Рисунок включений в междуформационных порфиробластах также в общем случае будет планарным в отличие от изогнутого в синдеформационных. При этом наблюдается конвергенция признаков некоторых синдеформационных и междуформационных порфиробластов.

Таким образом, порфиробласты и деформационные текстуры матрикса (прежде всего сланцеватость) формируют деформационно-метаморфические структурные парагенезы с различными временными соотношениями.

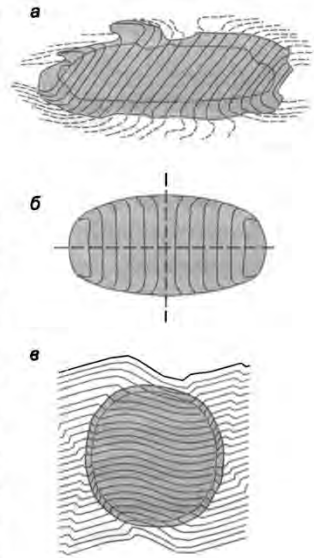
Структуры «многоножек» (англ. *millipede structures*) [Beaumont-Smith, 2003; Passchier, Trouw, 1996; Bell, Bruce, 2007] относятся к разряду син- и междуформационных порфиробластов, вокруг которых внешняя сланцеватость «отклоняется» в противоположных направлениях от более жесткого порфиробласта (рис. 5.64). Структуры многоножек [Bell, Rubenach, 1980] характеризуются сложным внутренним рисунком включений. Прямые в ядре порфиробласта, полосы включений постепенно изгибаются по направлению к краям с изменением знака изгиба от квадранта к квадранту. Результирующий рисунок имеет две плоскости симметрии, которые пересекаются в центре порфиробласта (см. рис. 5.64, б). Как правило, внутренняя сланцеватость, маркируемая включениями, ориентирована по отношению к внешней сланцеватости под прямым или тупым углом.

условий в процессе деформации. Разброс значений составляет до 60° [Stallard et al., 2003], что позволяет считать такой метод определения оси вращения полуколичественным.

Постдеформационные порфиробласты хорошо диагностируются за счет отсутствия преломления сланцеватости на границах порфиробластов, теней давления, косоуго погасания (или других признаков внутризерновых деформаций) (см. рис. 5.58, г; рис. 5.63). В реальности, однако, формирование многих так называемых постдеформационных порфиробластов отвечает поздним стадиям деформационных этапов, и нередко уже на постметаморфическом этапе такие порфиробласты могут участвовать в деформациях при более низких P - T -условиях с формированием структур растворения под давлением.

Различие между син- и *междуформационными (интердеформационными) порфиробластами* не всегда очевидно (см. рис.

Рис. 5.64. Зарисовка микроструктуры многоножки (а) и идеализированная структура многоножки с двумя плоскостями симметрии (б). На (в) показана морфологически сходная структура, но сформировавшаяся многоэтапно за счет обрастания (внешняя кайма) сопряженных кинкбандов. По [Beaumont-Smith, 2003] с упрощениями.



Происхождение таких структур дискуссионно. Проблема состоит в отсутствии сохранившихся промежуточных стадий развития таких структур и, следовательно, в невозможности восстановить их эволюцию на конкретных примерах. Предполагается, что «многоножки» являются результатом объемной неоднородной деформации укорочения вдоль сланцеватости для порфиробластовых структур в процессе или после деформационного события [Bell, Bruce, 2007]. При отсутствии сходящихся двух встречных изгибов сланцеватости внутри порфиробласта можно предположить интердеформационное развитие многоножки. Морфологически сходные структуры иногда возникают при формировании сопряженных кинкбандов и микроплойчатости вокруг порфиробласта и последующего обрастания изогнутой сланцеватости новообразованной минеральной каймой [Beaumont-Smith, 2003] (см. рис. 5.64, в).

Сложность интерпретации таких структур при восстановлении деформационных событий ограничивает их использование при кинематическом анализе. Эти структуры можно применять как простые деформационные маркеры для количественного определения деформации укорочения. Метод основан на простейших измерениях расстояний между полосками включений в порфиробластах и в соответствующих им внешних прослоях матрикса [Johnson, Williams, 1998] (рис. 5.65).

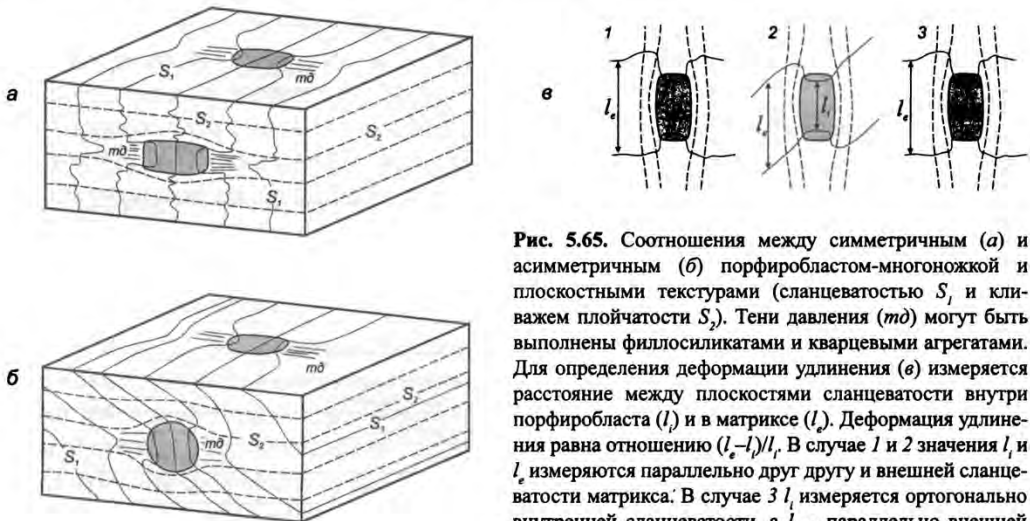


Рис. 5.65. Соотношения между симметричным (а) и асимметричным (б) порфиробластом-многоножкой и плоскостными текстурами (сланцеватостью S_1 и кливажем S_2). Тени давления (md) могут быть выполнены филлосиликатами и кварцевыми агрегатами. Для определения деформации удлинения (в) измеряется расстояние между плоскостями сланцеватости внутри порфиробласта (l) и в матриксе (l_e). Деформация удлинения равна отношению $(l_e - l)/l$. В случае 1 и 2 значения l и l_e измеряются параллельно друг другу и внешней сланцеватости матрикса. В случае 3 l измеряется ортогонально внутренней сланцеватости, а l_e – параллельно внешней сланцеватости, [Johnson, Williams, 1998] с изменениями.

5.7. Тектониты

Целый класс горных пород, преобразование структур и текстур которых происходит в зонах тектонических нарушений, объединяются под общим названием *тектониты*. Формирование тектонитов происходит в механической обстановке простого сдвига, которая локализована в достаточно узкой зоне между тектоническими блоками или пластинами.

В зависимости от РТ-условий в таких зонах образуется широкий спектр тектонитов (рис. 5.66). Механически возможно образование приразломных пород с нарушением связности (образование тектонических брекчий и глинок трения), без нарушения связности с квазихрупким разрушением (образование катаклазитов за счет механического дробления породы и (или) слагающих ее зерен) и путем пластичного разрушения за счет рекристаллизации (милониты). Процентное соотношение раздробленных зерен матрикса и реликтовых порфиорокластов позволяет провести более подробную классификацию [Sibson, 1977; White et al., 1980; Higgins, 1971] (табл. 5.1).

Рис. 5.66. Обобщенная схема идеализированного глубинного разлома, на которой показано распределение различных типов тектонитов [Николя, 1992].

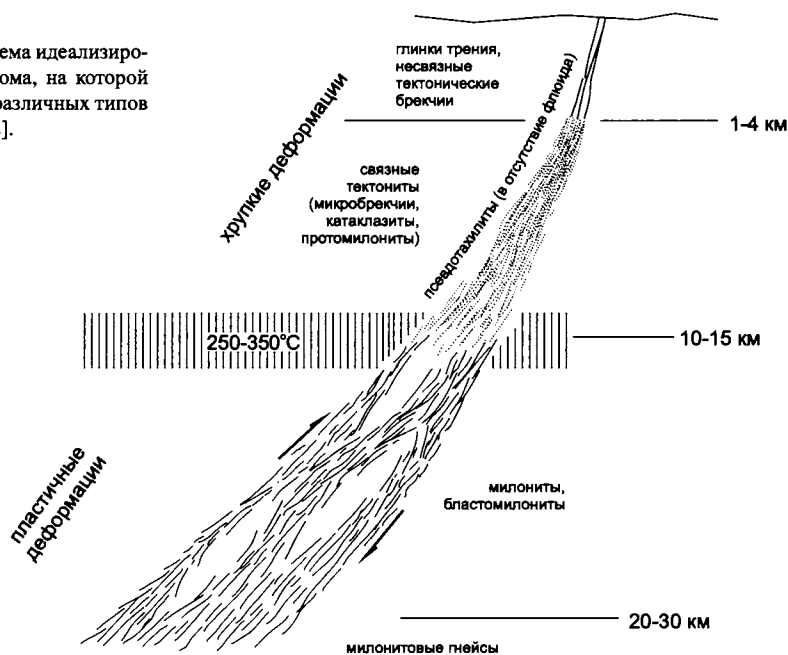


Таблица 5.1. Классификация приразрывных тектонитов [Sibson, 1977]

Несвязные	Связность		Матрикс*, %
	Связные		
брекчий, глинки трения	Нерасланцованные	Расланцованные	10–50
	блестокатаклазит	протомилонит	
	катаклазит	милонит	50–90
	ультракатаклазит	ультрамилонит	> 90

* по грациям процентного соотношения матрикса классификации разных авторов несколько отличаются

5.7.1. Брекчии и глинки трения

При низких РТ-условиях в процессе перемещения по разломам формируются несвязные породы, степень измельчения материала в которых зависит от интенсивности движений по разлому, характера исходных пород и всестороннего давления. *Разломные брекчии*, по [Sibson, 1977], характеризуются содержанием обломков, превосходящих средний размер обломков матрикса, более 30%. *Глинки трения* состоят обычно из окатанных или угловатых зерен первичной породы, погруженных в матрикс из тонкоизмельченных частиц глинистой размерности. Трение в плоскости разлома сильно зависит от минерального состава глинок: оно либо способствует дальнейшему катаклазу, либо (в случае филлосиликатных глинок) облегчает скольжение в плоскости разлома. Эксперименты на кварцевых образцах показывают, что при увеличении амплитуды смещения по разлому и уровня всестороннего давления формируются более тонкозернистые глинки трения [Энгельдер, 1990].

Какириты – рыхлые (несвязные) сильно катаклазированные породы, в которых обломки материнской породы не испытали смещения: беспорядочные трещины создают хаотическую беспорядочную внутреннюю структуру. Как правило, между какиритами, располагающимися на большем удалении от разлома, и тектоническими брекчиями и глинками трения существуют переходные разности пород.

5.7.2. Катаклазиты

Катаклазиты – группа пород, сформировавшихся в результате деформации с дроблением и вращением минеральных зерен или агрегатов без изменения химического состава, рекристаллизации и неоминерализации [Родыгин, 2001]. Текстуры несвязных катакластических пород обусловлены свойствами материнской породы, за счет которой они сформировались, а также условиями деформации. Главным действующим фактором при образовании катаклазитов является хрупкое, механическое разрушение агрегатов и минеральных зерен без существенных признаков действия механизмов внутрикристаллической пластической деформации, рекристаллизационных процессов и растворения под давлением. Катаклазитам не свойственны плоскостные текстуры (см. табл. 5.1).

Связные катаклазиты являются индикатором более глубинных условий, но с доминантой хрупкой деформации. Литификация (цементация) связующей тонкозернистой массы катаклазитов происходит в результате повышенного всестороннего давления при участии флюидов.

5.7.3. Милониты

Милониты определяются как интенсивно деформированные расланцованные породы, структурно-текстурные признаки которых отражают локальный пластичный сдвиг [Международный тектонический..., 1991]. Это прежде всего описательный термин, и такое определение, данное на морфологических признаках, было принято Пенроузской конференцией в 1982 г. [Tullis et al., 1982]. Милониты слагают относительно узкие зоны локализованных деформаций и характеризуются меньшими по отношению к вмещающим породам размерами слагающих их зерен.

Милониты. «...Наиболее интенсивный механический метаморфизм происходит вдоль плоскостей основных дислокаций (надвигов), где породы, прилежащие к этим плоскостям, раздроблены, расташены и внедрены в тонкорасслоенный сланец (*милонит*, греч. *милон* – мельница), сложенный раздробленными фрагментами первоначальных кристаллов породы... Милонит можно определить как микроскопическую брекчию давления с текстурой течения, образовавшуюся вдоль надвиговых плоскостей, по которым два соприкасающихся комплекса пород перемещались как твердые массы» (Ч. Лэпуорт, 1885).

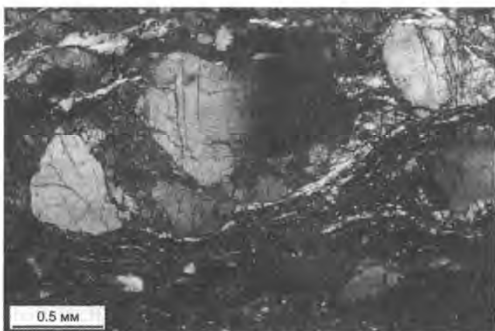
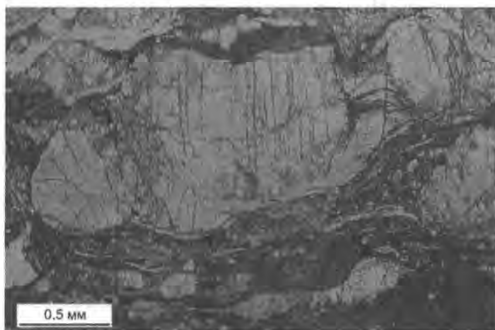


Рис. 5.67. Протомилониты. Микрофотографии шлифа (внизу +), фото из коллекции Т.М. Гептнер.

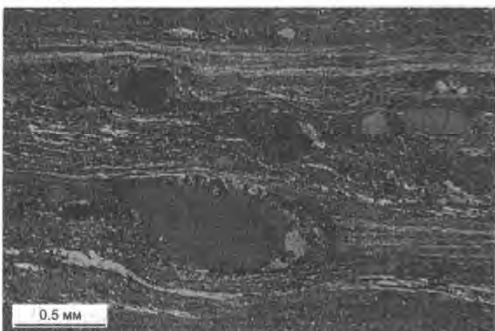


Рис. 5.68. Милонит. Микрофотография шлифа (+), фото из коллекции Т.М. Гептнер.

Протомилонитом называется незначительно перекристаллизованная милолитовая порода, содержащая более 50 % *порфирокластов* (реликтовых зерен материнской породы) [Higgins, 1971] (см. рис. 4.16, б, 4.23, а, б; рис. 5.67). Большая часть порфирокластов в протомилоните различима макроскопически. К милонитам относятся породы, содержащие 10–50 % порфирокластов (рис. 5.68), *ультрамилониты* содержат менее 10 % порфирокластов и не несут признаков существенной перекристаллизации. *Филлонитами* называются обогащенные слюдами или хлоритами милониты. Существенно перекристаллизованные милониты, содержащие более 30 % порфирокластов, называют *милолитовыми гнейсами* [Higgins, 1971].

Милониты образуют класс пород, отнесение к которому определяется их происхождением и конкретными структурно-текстурными характеристиками. Наряду с тонкозернистыми структурами милониты обладают проникающими регулярными сланцеватостью и агрегатной линейностью. Обычно милониты содержат порфирокласты – остатки более крупных «прочных» минеральных зерен, конформно облекающихся тонким матриксом, нередко сланцеватым. В милонитах могут фиксироваться две (иногда три) плоскостные текстуры (см. разд. 5.7.4.2). Линейность образуется при милонитизации полиминеральных пород и обычно отсутствует в тонкозернистых мономинеральных породах. Линейность различных видов (см.

разд. 5.8) является одной из основных составляющих строения зон милонитов. Как правило, она формируется вытянутыми в направлении сдвига шарнирами мелких складок (фрагментами колчановидных складок), шлейфами порфиорокластов, ориентировкой минеральных зерен, раздробленными и вытянутыми порфиробластами.

Прогрессирующая пластическая деформация в зоне сдвига формирует целый ряд типоморфных для милонитов деформационных структур и текстур, по которым может быть установлено направление перемещения в зоне разлома (см. разд. 5.7.4). В зависимости от типа строения тектонитов можно выделять *S*-, *L*-, *R*- и *SF*-тектониты [Метаморфизм и тектоника, 2001]. *S*- и *L*-тектониты характеризуются текстурами, сформированными преимущественно плоскостными и линейными элементами, соответственно. Наиболее часто встречаются тектониты *SL*-типа, сочетающие в своем строении обе составляющие. В *R*-тектонитах (от англ. *rotation*) наряду с линейными элементами отчетливо проявлены структуры вращения. Для *SF*-тектонитов (от англ. *fracture*) характерно широкое развитие хрупких разрывов.

В генетическом смысле образование катаклизитов и милонитов определяется разными типами деформации: преимущественно хрупкой в случае катаклизитов при уменьшении размера зерен за счет дробления, с последующим их вращением (доминирующим механизмом является микротрещиноватость), и пластической в случае милонитов, при которой уменьшение размеров зерен происходит за счет динамической рекристаллизации, основными механизмами которой являются миграция по границам зерен и вращение субзерен.

Милонитизация пород происходит под действием динамической рекристаллизации, когда ведущим деформационным механизмом являются внутризерновые процессы: минеральные зерна испытывают нуклеацию, разбиваясь на субзерна, которые могут испытывать в дальнейшем вращение, проскальзывая друг относительно друга. Процессам милонитизации в относительно низкотемпературных условиях подвергаются породы с плотными зерновыми структурами гранитного ряда в зонах «вязких» разрывов, где можно последовательно проследить степень милонитизации пород от начальной стадии процесса (возникновения сильного волнистого погасания кварца и грануляции краевых частей отдельных зерен) к более развитым (нуклеация кварца, возникновение полос излома в плагиоклазах и их дробление) и завершающим (полная перекристаллизация породы с возникновением более мелкозернистой структуры и иногда линзовидной текстуры) стадиям процесса. В более высокотемпературных условиях милонитизация может сопровождаться синтетектонической рекристаллизацией с образованием сланцеватости.

Милонитизация определяется главным образом деформационно-метаморфическими процессами, которые влияют на типы механизмов деформации, приводя в ряде случаев к новообразованию минералов. Основными причинами общего разупрочнения милонитов являются уменьшение размеров зерен породы вследствие диффузионной ползучести и межзернового проскальзывания, миграция границ зерен, «уничтожающая» прочные, переполненные дислокациями зерна, рост новых менее прочных минералов (например замещение полевых шпатов кварц-слюдистыми агрегатами). Разупрочнению способствует развитие преимущественной кристаллографической ориентировки, облегчающее дислокационное скольжение, а также «гидролитичес-

кое» разупрочнение при диффузии воды в кристаллическую решетку, облегчающее диффузионное скольжение [Родыгин, 2001; Passchier, Throuw, 1996]. Очевидно, что сюда можно добавить эффект Ребиндера как результат породно-флюидного взаимодействия (см. разд. 4.5, 4.6), а измельчение зерен матрикса при рекристаллизации приводит к увеличению роли межзернового проскальзывания и в итоге – к сверхпластичности. Совокупность структур внутризернового уровня и уровня зерен и агрегатов зерен в милонитах можно выделять как единый *деформационно-метаморфический структурный парагенез зон пластичных сдвигов*.

Обычно процессы локализованных деформаций в разломных зонах рассматриваются в аспекте различных РТ-условий, изменяющихся с глубиной. Как правило, смена хрупких деформаций (катаклиз и брекчирование пород) пластическими (образование милонитов) происходит на глубине 10–15 км при температуре около 250–350 °С (см. рис. 5.66). Тектониты, попадая в различные термодинамические условия в результате перемещения по разлому, могут наследовать некоторые реликтовые структуры и текстуры пород, с помощью которых устанавливается смена условий деформации и, следовательно, направленность тектонической эволюции [Метаморфизм и тектоника, 2001].

Эволюция милонитов находится в прямой зависимости от минерального состава породы и ее первичной структуры. Так, в расслоенных ультрамилонитах в полиминеральных разностях деформация может осуществляться механизмом межзернового проскальзывания, а в кварцевых мономинеральных прослоях – механизмом дислокационной ползучести [Fliervort et al., 1997].

Милонитизация габброидов в высокотемпературных условиях протекает за счет синкинематической рекристаллизации пироксена, амфибола и плагиоклаза с уменьшением размера зерен до 20–70 мкм [Kruse, Stunitz, 1999]. В полиминеральных прослоях распределение фаз плагиоклаза и роговой обманки, форма зерен и более низкая плотность дислокаций свидетельствуют о действии механизмов межзернового проскальзывания, тогда как в мономинеральных прослоях доминируют рекристаллизационные процессы. Мономинеральные слои-агрегаты образуются за счет динамической рекристаллизации зерен плагиоклаза, амфибола и пироксена, от раздробленных порфирокластов которых вытягиваются длинные шлейфы. Полиминеральные тонкокристаллические полевошпат-амфиболовые и полевошпат-пироксеновые агрегаты образуются благодаря химической неравновесности при нуклеации амфиболовых и клинопироксеновых порфирокластов. Результатом рекристаллизации является полочатая текстура, выраженная чередованием мономинеральных (роговообманковых, пироксеновых и плагиоклазовых) и полиминеральных слоев.

Милонитизация в карбонатах в условиях зеленосланцевой фации проявляется целым рядом деформационных структур и текстур [Busch, van Der Pluijm, 1995]. В протомилонитах фиксируются двойникование и структуры миграции границ зерен. Порфирокластические разности милонитов характеризуются хорошо выраженной преимущественной кристаллографической ориентировкой и микроструктурами, свидетельствующими о действии механизмов дислокационной ползучести и рекристаллизации при вращении зерен. Полная динамическая рекристаллизация приводит к формированию пород с равномернозернистой тонкокристаллической структурой с хаотичной кристаллографической ориентировкой зерен. Ультрамилониты имеют од-

нородную текстуру с тонкими, удлинёнными зёрнами, окружёнными рассеянной вторичной фазой новообразованного кальцита.

Флюид при милонитизации нередко выступает как агент переноса вещества при деформации. В милонитизированных амфиболитах зафиксировано переотложение более кислых, бедных анортитовой составляющей плагиоклазов в тенях давления порфирокластов, что может свидетельствовать о существенной роли процессов растворения под давлением при милонитизации [Imon et al., 2002]. В карбонатных милонитах методом катодоллюминесценции и при изучении изотопного состава кислорода фиксируется рост новообразованного кальцита, вероятно, за счёт привноса вещества и активной роли флюида в процессах межзёрнового проскальзывания [Busch, van Der Pluijm, 1995]. Более общая роль флюида при милонитизации состоит в облегчении процессов межзёрнового проскальзывания.

Реакционная пластичность. Зоны милонитизации полиминеральных пород могут испытывать действие механизма пластичности, вызванного и усиленного реакционным взаимодействием при метаморфических реакциях.

Прогрессивная милонитизация в перидотитах в высокотемпературных условиях [Newman et al., 1999] выражается увеличением объёмной доли ультратонкозернистого матрикса, деформация в котором осуществляется механизмом ползучести, чувствительной к размеру зёрен (см. пример в разд. 4.8), т.е. диффузионной ползучести. По мере увеличения доли матрикса дислокационная ползучесть в порфирокластах, выступая как ведущий механизм деформации на ранних стадиях, уступает место диффузионной ползучести – дислокации отсутствуют, наблюдается слабая кристаллографическая ориентировка при слабой вытянутости зёрен вдоль плоскостей расщепления.

В модели реакционной пластичности предполагается, что тонкозернистый матрикс милонитов может формироваться не только за счёт динамической рекристаллизации, но и за счёт нуклеации (зарождения) новых минеральных фаз на границах порфирокластов. Такая нуклеация нескольких минеральных фаз вдоль границы порфирокласта может объясняться непрерывными синтетектоническими реакционными процессами, связанными с фазовым переходом шпинель–плагиоклаз в лерцолитах. Новообразованный тонкозернистый матрикс сложен зёрнами тех же минеральных видов, но отличается составом. Таким образом, возникает разупрочнение пород, вызванное метаморфическими реакциями. Поскольку мантийные минералы являются твёрдыми растворами, то и реакционные взаимодействия являются непрерывными (мультивариантными), происходящими в достаточно широком диапазоне температур и давлений.

Важным аспектом химического взаимодействия при милонитизации, приводящим к изменению деформационных свойств пород, является метасоматоз. Показано, что разупрочнение кислых вулканитов при надвигообразовании может быть вызвано альбитизацией в результате натрового метасоматоза [Staal van et al., 2001]: вблизи пиковых РТ-условий метаморфизма (350 °С, 700 МПа), по данным микроструктурных наблюдений, альбит оказывается более пластичен, чем «хрупкий» калиевый полевой шпат. В результате метасоматическое замещение калиевого полевого шпата альбитом приводит к разупрочнению породы.

В зависимости от условий деформации перестройка внутренней структуры может оказать существенное влияние на общий сценарий процессов милонитизации. Так, при формировании надвига в микритовых карбонатах [Kennedy, Logan, 1997] зафиксировано, что основная масса матрикса милонитов представляет собой динамически

рекристаллизованный материал многочисленных кальцитовых жил в зоне надвига. Очевидно, что общая структурная эволюция зоны надвига включает раннюю стадию формирования насыщенной «жильной фазой» зоны, на которую впоследствии и была наложена милонитизация.

Тонкие примеси существенно влияют на процессы милонитизации даже в мономинеральных породах. При изучении карбонатных милонитов было установлено, что свободные от примеси керогенов «белые» карбонаты быстро деформируются за счет действия механизмов рекристаллизации, а в «серых» (с примесями) милонитах керогены оказывают тормозящее действие на скорость рекристаллизации, и основным релаксационным механизмом выступает внутризерновое двойникование [Herwegh, Kunze, 2002]. В результате «серые» милониты за счет двойникования приобретают псевдооблик более деформированных пород, чем «белые» милониты, характеризующиеся рекристаллизационной текстурой. Похожее действие оказывает примесь графита в кварцевых милонитах [Krabbendam et al., 2003]. Свободные от графитовой примеси милониты обнаруживают более грубозернистые структуры, деформируясь механизмами дислокационного скольжения, а при наличии графитовой примеси размерность зерен уменьшается на порядок, снижается упорядоченность кристаллографических ориентировок. Таким образом, в кварцитах рассеянный графит тормозит миграцию границ, стабилизируя тем самым размер зерен, и усиливает процессы межзернового скольжения.

В последние годы особенности образования и эволюции милонитов активно изучаются экспериментально с помощью аналогового моделирования [Bauer et al., 2000; Vos, Spiers, 2001; Handy, 1998 и др.].

5.7.4. Признаки направления смещения (сдвига) и кинематический анализ зон милонитов

С процессами милонитизации в пластичных сдвиговых зонах связаны структуры, кинематическая интерпретация которых позволяет установить направление смещения по зоне разлома (рис. 5.69). Некоторые из этих структур типичны для зон милонитов (см. рис. 5.69, б). Наиболее характерными структурами являются асимметричные складки, образованные по сланцеватости и полосчатости, футляровидные (колчановидные) складки, структуры вращения и дробления порфирокластов, изгибы сланцеватости, SC-текстуры, слюдяные пакеты, преимущественные ориентировки кристаллических решеток зерен матрикса [Николя, 1992; Родыгин, 1991, 2001; Passchier, Trouw, 1996]. Перечисленные структуры можно определять как кинематически значимые элементы единого деформационно-метаморфического парагенеза зон пластичных сдвигов. Прочие структуры – кинематические индикаторы, показанные на рис. 5.69, а, иногда встречаются в милонитах, отражая скорее более поздние низкотемпературные стадии эволюции разрывных зон. В числе таких структур – оперяющие сколовые трещины, структуры растворения под давлением и переотложения (кливаж плейчатости, структуры ступенек и окончаний сколовых трещин, асимметричные бороды нарастания, эшелонированные жилы), асимметричные будины, кинкбанды, порфиробласты. Использование этих структур как кинематических индикаторов рассмотрено в соответствующих разделах.

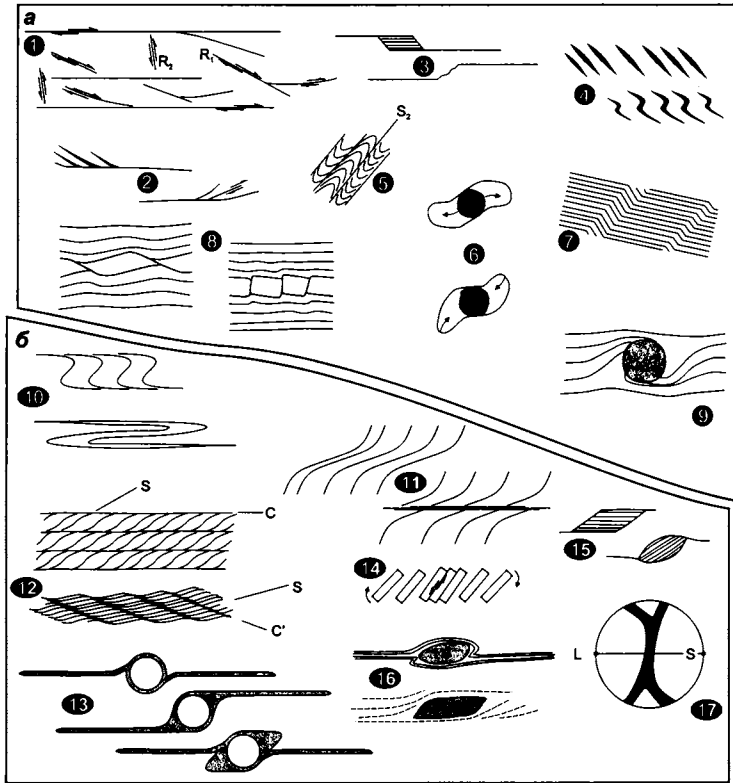


Рис. 5.69. Структуры и текстуры, формирующиеся в зонах хрупко-пластичных и пластичных сколов и указывающие на кинематику перемещения по разлому (в данном случае правый сдвиг). По [Николя, 1992; Родыгин, 1991, 2001; Passchier, Throw, 1996] с дополнениями. 1 – система хрупких сколов Риделя (R_1 и R_2); 2 – расщепляющиеся трещины на окончаниях сколовых трещин; 3 – компрессионные и декомпрессионные ступеньки на поверхностях сколов; 4 – эшелонированные кулисные системы трещин отрыва (минеральных жил); 5 – кливаж плейчатости; 6 – антиаксиальные и синтаксиальные борозды нарастания; 7 – кинкбанды; 8 – синтетические (слева) и анти-синтетические (справа) будины; 9 – порфиробласты с гелицитовыми структурами включений; 10 – асимметричные складки (складки волочения); 11 – изгибы сланцеватости; 12 – SC- (вверху) и SC'- (внизу) текстуры; 13 – порфи-рокласты; 14 – структуры дробления минеральных зерен и порфирокластов; 15 – слюдяные (минеральные) пакеты-линзы; 16 – складки облекания (вверху) и минеральные новообразования в теиях давления (внизу) в порфи-рокластических системах; 17 – преимущественная кристаллографическая ориентировка минералов. Типоморфные для милонитов структурно-текстурные кинематические индикаторы показаны на (б).

5.7.4.1. Футлярovidные складки

В милонитах нередко наблюдаются складки разного размера. Асимметрия этих складок, если они обладают однонаправленной вергентностью, может служить кинематическим индикатором, при этом ориентировка максимумов шарниров соответствует оси вращения, а вергентность складок указывает на направление перемещения (см. рис. 5.69, 10; о вергентности складок см. разд. 7.3). В то же время, нередко устанавливается значительный разброс ориентировок шарниров складок разной вергентности в плоскости сланцеватости. Это связано как с перемещениями разного кинематического знака по зоне милонитов, так и с развитием так называемых *футлярovidных* или *колчановидных* складок (англ. *sheath folds*, рис. 5.70).

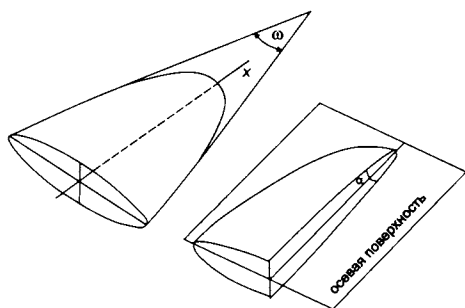


Рис. 5.70. Элементы строения футлярной (колчановидной) складки (X – ось, α – угол между крыльями складки, ω – шарнирный угол).

Крупные футлярные складки характерны для метаморфических комплексов многих регионов, где они восстанавливаются в результате детального картирования [Goscombe, 1991; Azcaraga et al., 2002] и фиксируют наложенные полифазные складчатые деформации (см. разд. 7.7). Мелкие

складки такого типа часто сопровождают зоны милонитов, формируясь при деформации изгиба оси складки [Bell, Hammond, 1984]. Нередко такие структурные формы выявляются при детальном изучении вергентности асимметричных складок и анализе распределения ориентировок структурных элементов на сферических диаграммах [Fowler, Kalioubi, 2002].

На рис. 5.70 показаны основные элементы футлярной складки: ось X , ориентированная по направлению тектонического транспорта, угол между крыльями складки α , шарнирный угол ω . Для футлярных складок характерен разворот ориентировок шарниров по дуге большого круга, соответствующей плоскости сместите-

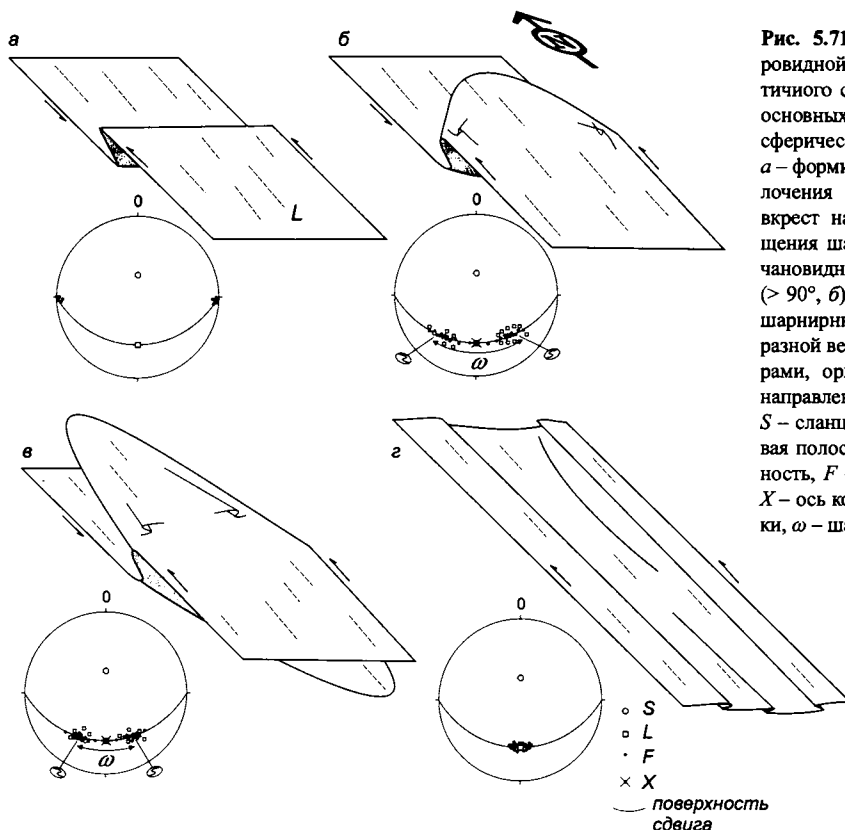


Рис. 5.71. Эволюция футлярной складки в зоне пластичного сдвига и отображение основных ее элементов на сферических диаграммах: а – формирование складки волочения с ориентированным вкост направлении перемещения шарниром; б, в – колчановидные складки с тупым ($> 90^\circ$, б) и острым ($< 90^\circ$, в) шарнирным углом; г – складки разной вергентности с шарнирами, ориентированными по направлению перемещения. S – сланцеватость (милонитовая полосчатость), L – линейность, F – шарниры складок, X – ось колчановидной складки, ω – шарнирный угол.

ля (сланцеватости, милонитовой полосчатости), для хорошо морфологически оформленных складок отмечается кластерное распределение шарниров. На рис. 5.71 на примере колчановидной складки, ось которой расположена в плоскости сместителя, показано, что при формировании футляровидных складок в зоне взброса на сферической диаграмме шарниры футляровидных складок формируют два максимума *S*- и *Z*-складок (см. рис. 5.71, б; см. разд. 7.1.6, 7.3). При дальнейшей деформации происходит уменьшение шарнирного угла и слияние максимумов на диаграмме (см. рис. 5.71, в); в итоге могут сформироваться складки с очень малыми шарнирными углами ω , так что даже в масштабе отдельного обнажения зафиксировать хорошо морфологически выраженные футляровидные складки не представляется возможным (см. рис. 5.71, з). Шарниры складок приобретают преимущественную ориентировку вдоль тектонического транспорта с четко выраженным на сферической диаграмме максимумом. Таким образом, складки разной вергентности, но единой ориентировки в милонитовых зонах указывают не на смену кинематического знака разрыва на разных деформационных этапах, а могут являться признаком развития в породах футляровидных складок. Статистический анализ ориентировок шарниров складок, проведенный в зоне милонитов, позволяет реконструировать направление смещения (см. рис. 5.71).

5.7.4.2. SC-текстуры

Милонитизация в сдвиговых зонах приводит к образованию еще одной типоморфной текстуры, или, точнее, сочетания двух пересекающихся под острым углом планарных текстур, нередко дающих исчерпывающую информацию о кинематике [Lister, Snoke, 1984; Simpson, 1986] (см. рис. 5.69, 12; рис. 5.72). Интенсивность развития этих плоскостных текстур может варьировать в широких пределах. Система *S* (от франц. *schistosite* – сланцеватость) соответствует сланцеватости, полосчатости – т.е. той плоскостной текстуре, которая возникает при милонитизации породы, текстура *C* (от франц. *cisaillement* – сдвиг, скол) представляет собой плоскости пластичных микросколов, секущих более раннюю сланцеватость.

При развитии зоны пластичных деформаций в обстановке простого сдвига напряжения локализируются в достаточно узкой зоне. Приложенные касательные напряжения могут быть разложены на составляющие сжатия и растяжения. На ранних стадиях развития зоны плоскостные текстуры формируются под углом к сдвиговой зоне, ортогонально действующим напряжениям сжатия (см. рис. 5.72, а). Морфологически такие текстуры могут быть представлены сланцеватостью, выраженной преимущественной ориентировкой удлинённых кристаллов, порфиорокlastов с шлейфами в тенях

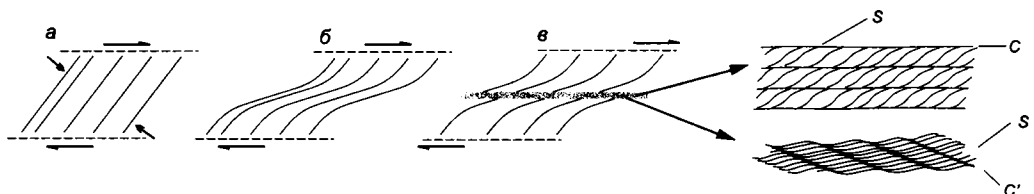


Рис. 5.72. Формирование *SC*- и *SC'*-текстур в зонах милонитов: а – образование сланцеватости в зоне пластичного сдвига; б – изгиб сланцеватости; в – локализация скола в узкой зоне с формированием *SC*- и *SC'*-текстур.

давления, слюдов, а механизмами образования являются процессы дислокационного скольжения, рекристаллизации, пассивного вращения более прочных (менее вязких) минеральных зерен, в меньшей степени – межзернового скольжения. Вследствие этого на начальных стадиях милонитизации в породах формируется косоориентированная по отношению к направлению сдвиговой зоны милонитовая планарность. Угол между этой плоскостной текстурой и сдвиговой зоной имеет тенденцию к уменьшению от краевых к внутренним частям зоны (см. рис. 5.72, б), главным образом за счет сдвигового вращения образующейся сланцеватости – формируются изгибы, которые непосредственно наблюдаются в локально развитых зонах пластичных сдвигов или фиксируются по смене ориентировки сланцеватости вкрест простирания в мощных зонах милонитов.

Система *C*, параллельная сдвиговой зоне, представлена системой пластичных микросколов, пересекающих сланцеватость (см. рис. 5.72, в), возникающих тогда, когда процесс деформации, сформировав раннюю планарность, перестает обеспечивать релаксацию напряжений, вследствие чего наступает упрочнение материала. Таким образом, формирование *SC*-текстур фиксирует собой переход деформации на новый структурный уровень (структурную перестройку). Для системы субпараллельных систем пластичных микросколов (*C*) традиционно используется термин «сдвиговые полосы» (англ. *shear band*) [Passchier, Throw, 1996], а из-за морфологического сходства сдвиговые полосы, пересекающие сланцеватость, были названы кливажем (англ. *shear band cleavage*) [White, 1979].

SC-текстуры формируются в слабо рассланцованных милонитах, на ранних стадиях деформации, при невысоких *PT*-условиях, часто в милонитизированных гранитоидах, в которых анастомозные плоскостные текстуры облекают порфиорокласты полевых шпатов (рис. 5.73).

Как отмечалось выше, *C*-зоны ориентированы вдоль основной зоны сдвига. Как разновидность этой текстуры можно выделять подтип, в котором ярко проявлены зоны сколов *C* в отсутствие ярко выраженной первичной милонитовой сланцеватости [Lister, Snoke, 1984]. Кроме того, предлагалось выделять особый тип *SC'*-текстур [White, 1979], в котором зоны микросколов (*C'*) ориентированы под острым (15–35°) углом к границам сдвиговой зоны (см. рис. 5.72). Такие текстуры развиваются в ин-

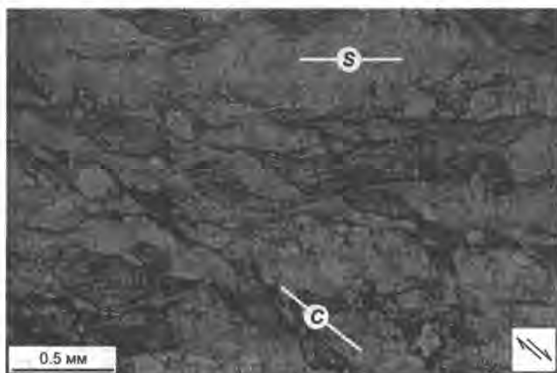


Рис. 5.73. *SC*-текстура в милоните. Микрофотография шлифа, фото из коллекции Т.М. Гептнер.

тенсивно рассланцованных слюдистых милонитах, нередко в филлонитах, проникая также в менее рассланцованные разности. Ранняя сланцеватость может быть смята в изоклиналильные складки, а минеральный состав свидетельствует о формировании *C'*-сколов на ретроградной стадии метаморфизма. Иногда отмечается вторая, ориентированная ортогонально к первой система микросколов. Ориентировка *C'*-системы по отношению к сдвиговой зоне

предполагает наиболее вероятный механизм ее формирования как системы пластичных сколов. Как отмечается в [Passchier, Throw, 1996], происхождение этой текстуры до конца не ясно. Явно заметно морфологическое сходство SC' -текстуры и кливажа плейчатости. Приводимые в [Passchier, Throw, 1996] черты отличия, основанные на морфологическом анализе этой текстуры, не убедительны, а кинематические и динамические условия формирования следуют из общего анализа строения зон милонитов. Не исключено, что SC' -текстуры во многих случаях могут являться частным морфологическим типом кливажа плейчатости, развивающегося в милонитах на ретроградной стадии метаморфизма на фоне снижения РТ-параметров. Такому предположению хорошо соответствует нередкое упоминание при описании этой текстуры изоклиналиных складок, на крыльях которых в слюдястых прослоях и может развиваться кливаж плейчатости под острым углом к сланцеватости.

Традиционно считается, что SC -текстуры наряду с порфирокластическими системами и другими типичными для милонитов структурно-кинематическими индикаторами формируются в милонитах при доминирующей роли пластической деформации и динамической рекристаллизации. Однако аналоговые эксперименты показывают, что SC -текстуры (или морфологически сходные текстуры) могут формироваться в области действия механизмов растворения под давлением и катакластического течения [Bos, Spiers, 2001].

5.7.4.3. Порфирокласты

Порфирокластами называются относительно более крупные минеральные зерна, погруженные в тонкокристаллический матрикс милонитов. Порфирокласты окружены удлинёнными шлейфами, сложенными рекристаллизованным материалом того же состава, что и порфирокласт, или с примесью вторичных новообразованных в тенях давления минералов. Шлейфы вокруг порфирокластов вытягиваются вдоль общей минеральной линейности, ориентированной по направлению сдвига в милонитах (см. рис. 5.69, 13; фиг. 5.4, вклейка, см. также рис. 4.23, б). По асимметрии закрученных шлейфов порфирокластов можно судить о кинематике перемещения.

Среди асимметричных порфирокластических систем выделяют σ - и δ -типы [Passchier, Trouw, 1996; Родыгин, 2001] (по сходству с очертаниями букв греческого алфавита, см. фиг. 5.4, вклейка). Порфирокласты σ -типа характеризуются

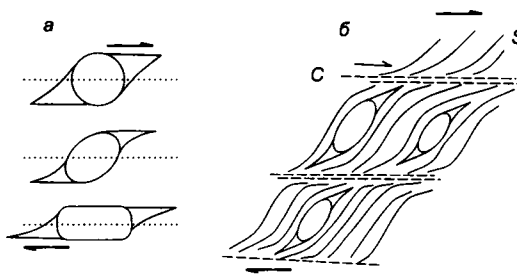


Рис. 5.74. Различная морфология порфирокластов σ -типа в зависимости от первоначальной формы кристаллов (а) и σ -тип порфирокластических систем в ассоциации с SC -текстурами (б). Срединная линия показана точками. По [Passchier, Simpson, 1986] из работы [Родыгин, 2001].

клинообразными окончаниями шлейфов и представлены как отдельными порфирокластами, расположенными относительно изолированно в гомогенном матриксе (σ_a -тип), так и в ассоциациях с SC -текстурами, в которых изгибы шлейфов порфирокластов подчинены системам скальвания (σ_b -тип, рис. 5.74). Порфирокласты δ -типа встречаются только в ультрамилонитах и милонитовых гнейсах, отличаясь бо-

лее протяженными тонкими шлейфами, нередко закрученными в процессе сдвиговой деформации (см. фиг. 5.4, б, е, вклейка; рис. 5.75).

Для не испытывавших «закручивание» шлейфов при определении кинематики перемещения можно руководствоваться общим правилом вытянутости шлейфов вдоль срединной линии, пересекающей центр порфинокласта (см. рис. 5.74, 5.75). Для σ_a -типа шлейфы порфинокластов как бы «сдуваются ветром», направление этого «ветра» будет соответствовать направлению сдвига. Для порфинокластов δ -типа шлейфы также «сдуваются ветром», но порфинокласт испытывает также дополнительное вращение (см. рис. 5.75). Принадлежность этих структур к единому морфологическому ряду и особенности кинематики легко понять, сравнивая эти типы порфинокластов на рис. 5.74 и 5.75. Кинематический анализ порфинокластических систем σ_b -типа должен проводиться совместно с SC-текстурой.

Кроме этих типов порфинокластов, выделяются также Θ - и φ -типы (см. фиг. 5.4, в и г, вклейка). Θ -тип отличается отсутствием шлейфов – фактически порфинокласт окружен оторочкой рекристаллизованного материала. Как правило, для определения кинематики перемещения такие порфинокластические системы не пригодны. Предполагается, что Θ -порфинокласты формируются главным образом за счет вращения, с рекристаллизацией краевых зон, а φ -тип – как результат очень больших деформаций, крайний член морфологического ряда σ_a -типа [Passchier, Trouw, 1996]. Порфинокласты φ -типа представляют собой сильно вытянутые вдоль срединной линии симметричные шлейфы, которые обычно рассматриваются как результат деформации в обстановке чистого сдвига, если нет других характерных сдвиговых структур и текстур милонитовых зон.

Комплексный тип порфинокластов характеризуется двумя системами шлейфов и также является хорошим кинематическим индикатором (см. фиг. 5.4, д, вклейка).

Поскольку образование порфинокластов является результатом динамической рекристаллизации, то формирование различных типов порфинокластов обусловлено (наряду с первичной морфологией, размером и ориентировкой зерен) соотношением скоростей рекристаллизационных процессов порфинокластов и деформационных механизмов в тонкозернистом матриксе (диффузионная ползучесть, межзерновое скольжение). Соотношение условий деформации и первичной структуры породы (а также изменение ее в процессе милонитизации) приводит к формированию различных морфологических типов порфинокластов. Экспериментально установлено, что σ -тип развивается при более высокой скорости динамической рекристаллизации порфинокласта по сравнению со скоростью деформации породы, тогда как порфинокласты δ -типа образуются при более низкой скорости рекристаллизации по сравнению со скоростью деформации матрикса.

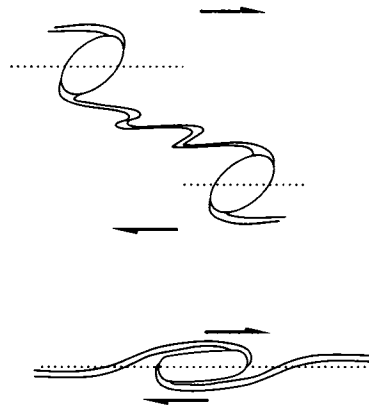


Рис. 5.75. Закручивание шлейфов порфинокластов δ -типа в процессе сдвиговой деформации. Срединная линия показана точками. По [Passchier, Simpson, 1986] из работы [Родыгин, 2001].

Помимо асимметрии шлейфов определение кинематики сдвиговой зоны может быть проведено с помощью анализа смещения фрагментов разбитых трещинами порфирокластов и порфиробластов (рис. 5.76, 5.77). Этот метод более общий и может с успехом применяться для кинематического анализа макроструктур (рис. 5.78). Смещение обломков, как следует из рис. 5.76, не всегда соответствует смещению вдоль сдвиговой зоны в целом и зависит от начального угла между плоскостью сдвига и

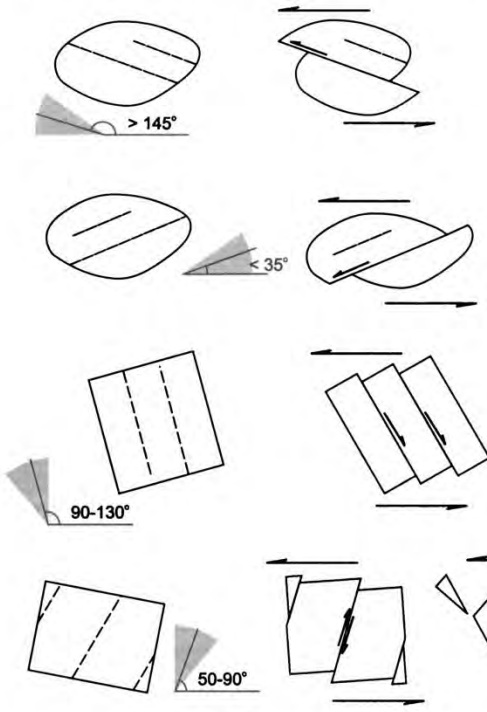


Рис. 5.76. Антитетические и синтетические микросмещения в порфирокластах при деформации левостороннего сдвига в зависимости от первоначальной ориентировки трещин в порфирокластах по отношению к плоскости сдвига. По [Simpson, 1986] из работы [Родыгин, 2001].

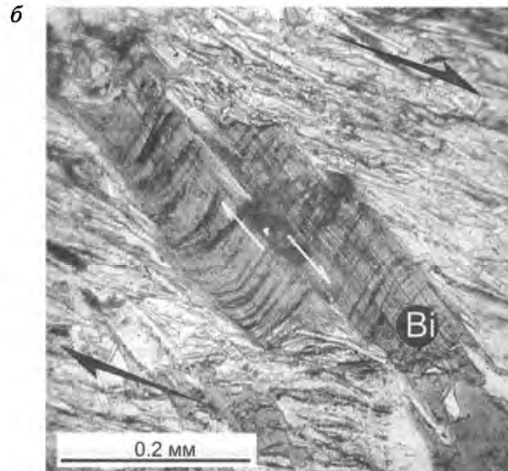
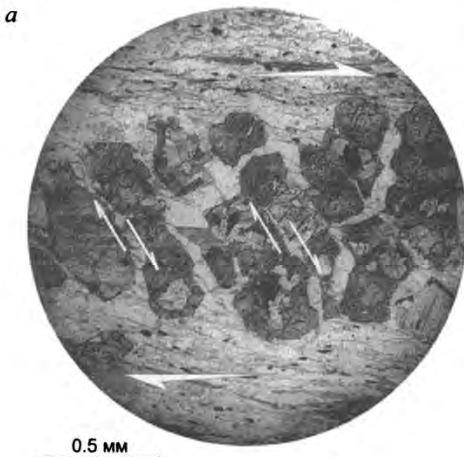


Рис. 5.77. Разбитые сколами порфиробласты граната (**а**) и биотита (**б**), направление сдвига указано стрелками. Металпелиты камчатской серии, Срединный хребет, Камчатка. Микрофотографии шлифов.

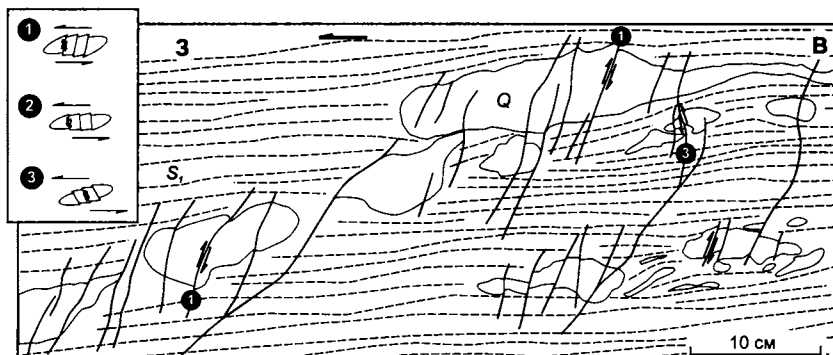


Рис. 5.78. Деформированные и разбитые сколовыми трещинами кварцевые гальки (Q) в мионитизированных метаконгломератах (S – мионитовая полосчатость). По сколовым трещинам определяется западное направление перемещения верхней (аллохтонной) пластины. На врезке поясняется процесс изменения ориентировки и кинематики сколов при приращении деформации – от антитетических сколов (1) к синтетическим (3). См. также рис. 5.76.

трещинами в порфирокластах [Simpson, 1986]. Использование этого кинематического признака, особенно для единичных порфирокластов, не всегда однозначно.

5.7.4.4. Слюдяные пакеты

Слюдяные, или минеральные пакеты (англ. *mica fish*, дословно «слюдяные рыбки») представляют собой ромбовидные вытянутые порфирокласты или единичные кристаллы (обычно – мусковита) в более тонкозернистом мионитовом матриксе [Passchier, Throuw, 1996; Grotenhuis et al., 2003] (фиг. 5.5, вклейка). Минеральные пакеты часто используются в качестве кинематических индикаторов сдвига в зонах локализованной пластической сдвиговой деформации. В мионитах зафиксированы пакеты, представленные биотитом, турмалином, калиевым полевым шпатом, гранатом, гиперстеном и кварцем, но наиболее часто встречаются мусковитовые пакеты. Эти структуры подразделяются на шесть морфологических групп, образование которых обусловлено различными деформационными механизмами, первоначальной морфологией и ориентировкой кристаллов. В общем случае образование слюдяных (минеральных) пакетов определяется внутрикристаллическими деформационными процессами в комбинации с вращением (рис. 5.79). Сопутствующее избирательное уменьшение размеров кристаллов происходит за счет рекристаллизации, катаклаза, растворения под давлением и диффузионных процессов.

Слюдяные пакеты могут возникать при микробудинаже крупных кристаллов. Все слюдяные пакеты или кристаллы имеют специфическую преимущественную ориентировку, выраженную в небольшом антитетическом угле поворота их длинной оси по отношению к сланцеватости или мионитовой полосчатости, и представляют собой особую группу структур с устойчивой ориентировкой.

В целом, типичная косая ориентировка слюдяных пакетов является главным образом результатом вращения первоначально уплощенных кристаллов слюды на ранних стадиях сдвиговой деформации, приводящего к их устойчивому положению в матриксе за счет образования микросдвиговых зон вокруг порфирокласта. Вращение сопровождается скольжением вдоль базальной плоскости, небольшими изгибами и склад-

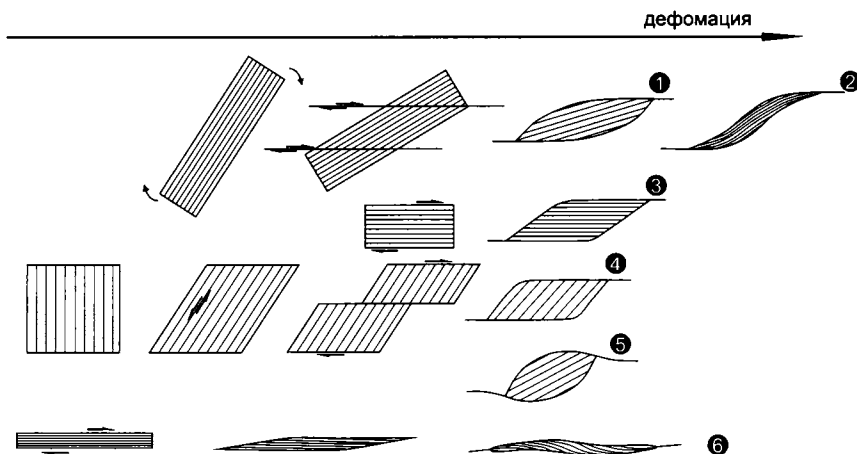


Рис. 5.79. Различные морфологические типы слюдяных пакетов и возможные кинематические модели их образования: 1 – линзообразные; 2 – линзообразные, изогнутые в направлении рассланцевания; 3, 4 – ромбовидные с плоскостью спайности, параллельной длинной (3) и короткой (4) сторонам пакета; 5 – субизометричные с изогнутыми окончаниями; 6 – сильно вытянутые «зеркальные» (противоположные кинематике сдвиговой зоны). По [Grotenhuis et al., 2003] с упрощениями. Наиболее распространены 1, 2 и 3 типы.

чатостью и «тектонической эрозией» вдоль краев за счет рекристаллизации, катаклаза и, возможно, растворения под давлением и диффузионных процессов. При этом каких-либо признаков роста зерен в процессе образования пакетов не отмечается.

5.7.4.5. Ориентировка кристаллографических осей минералов

При деформации в милонитовых зонах зерна минералов приобретают *преимущественную кристаллографическую ориентировку* (см. разд. 4.10). Удлиненные кристаллы (амфиболы, слюды) часто формируют кососекающую по отношению к главной плоскости рассланцевания текстуру. Это отклонение может быть очень небольшим и с трудом фиксируется при обычных методах измерения под микроскопом. Минералы с субизометричной морфологией кристаллов (кварц, кальцит, полевой шпат и оливин) в милонитах обычно обнаруживают моноклинную симметрию ориентировок кристаллографических осей с осью симметрии нормальной милонитовой линейности и параллельной главной милонитовой сланцеватости. На сферических диаграммах рисунок распределения кристаллографических осей (например для *c*- или *a*-осей кварца) может иметь внутреннюю моноклинную симметрию, определяемую видом рисунка, и внешнюю асимметрию по отношению к сланцеватости (см. рис. 4.35). Асимметрию ориентировок кристаллографических осей используют как кинематический индикатор (см. рис. 4.35, 4.36).

5.7.5. Псевдотахилиты

Псевдотахилиты – скрытокристаллические, стекловатые породы с зернами мельчайших размеров и полосами течения, включающими милонитизированные фрагменты (см. также разд. 4.5), представляют собой результат плавления кристаллических пород в зонах разломов [Метаморфизм и тектоника, 2001; Родыгин, 2001]. Название

пород возникло от внешнего сходства с тахилитами – вулканическими породами основного состава, и было предложено С. Шендом в 1916 г. для обозначения стекловатых пород, залегающих среди гранитов и гнейсов Южной Африки.

Как правило, псевдотихилиты образуются по кварцсодержащим породам (гранитам, гнейсам), реже по габброидам и амфиболитам, образуя жилы мощностью от долей миллиметров до 40–50 см. Жилы чаще всего конформны милонитовой полосчатости, но могут формировать сетчатые тела, ветвящиеся жилы, секущие милонитовую полосчатость и проникающие во вмещающие породы, иногда штокверки. Границы обычно резкие, четкие, без переходных к милонитам разностям пород; признаков термального воздействия на вмещающие породы обычно не наблюдается. Выделяют два типа псевдотихилитов – образованные при фрикционном плавлении и путем инъекции мельчайшего милонитизированного материала в трещины [Philpotts, 1964].

Микроскопически псевдотихилиты сложены темно-бурым до черного непрозрачным бесструктурным матриксом с многочисленными угловатыми обломками минералов вмещающих пород (полевого шпата, кварца, темноцветных минералов). Обломки иногда слабо ориентированы и подчеркивают структуру течения материала. Установлен ряд типов псевдотихилитов – от пород с истинно стекловатым матриксом до «криптокристаллических», в которых матрикс представлен субмикроскопическим обломочным материалом с небольшим количеством стекла. В стекловатом матриксе псевдотихилитов иногда содержатся газовые пузырьки, миндалины (выполнены кварцем, хлоритом, магнетитом), сферолиты, микролиты полевых шпатов и амфиболов, следы вторичной кристаллизации. Зерна кварца и полевых шпатов несут признаки коррозии и плавления [Родыгин, 2001; Maddock et al., 1987; Philpotts, 1964] – было сделано предположение, что степень сглаженности зерен в тектонитах можно использовать в качестве количественного индикатора для определения участия плавления при деформации [Lin, 1999].

Валовый химический состав псевдотихилитов близок составу вмещающих пород с некоторым уменьшением содержаний Si, Na и увеличением концентраций Mg, Ca, Fe. Изменение химического состава, скорее всего, связано с плавлением, прежде всего, кварц-полевошпатового материала, который выносился под большим давлением по мелким трещинкам, повышая основность оставшегося перетертого материала – милонитового матрикса [Метаморфизм и тектоника, 2001].

Плавление пород и образование псевдотихилитов вызвано прогревом до 1200–1450 °С за счет трения в зонах разломов на глубинах от 1.5 до 10 (40?) км, а также под воздействием подъема глубинных флюидов [Метаморфизм и тектоника, 2001]. Плавление при быстрых, почти мгновенных деформациях, вероятно, происходит тогда, когда скорость нагружения настолько велика, что ни один из механизмов пластической деформации не может выступать в качестве адекватного релаксационного механизма. Вместе с тем, приуроченность этих пород к зонам милонитов позволяет предполагать, что такая тесная ассоциация возникает как следствие своеобразного перелома в развитии пластичного разлома: зрелые зоны пластической деформации, сложенные ультрамилонитами, фактически обладают очень ограниченными возможностями противодействовать нагружению. Очевидно, что пластичность и даже сверхпластичность далеко не всегда являются эффективными релаксационными механизмами и сменяются плавлением.

5.8. Линейность

Под *линейностью* понимается упорядоченное параллельное положение элементов внутреннего строения горной породы, образований на ее поверхности, линий пересечения реальных и воображаемых плоскостей [Клоос, 1958; Cloos, 1946]. Можно говорить о первичной, сформировавшейся на стадии осадконакопления линейности, и вторичной, деформационной [Клоос, 1958]. Вслед за [Sander, 1930], типизация линейности проводилась по отношению ее ориентировки к складчатой структуре – *a*- и *b*-линейность (L_a и L_b), ориентированные, соответственно, вкрест или вдоль простирания складчатой структуры (см. разд. 7.4.4).

В настоящий момент общепринято представление о линейности как о проникающей текстуре породы [Hobbs et al., 1976; Ramsay, 1967 и др.]. Выделяют следующие основные типы линейности [Милеев, 1997; Никола, 1992; Hobbs et al., 1976; Passchier, Trouw, 1996; Ramsay, 1967 и др.]: минеральная и агрегатная линейность, линейность пloyчатости и линейность пересечения (рис. 5.80).

Минеральная линейность определяется преимущественной ориентировкой удлиненных кристаллов (силлиманит, турмалин, актинолит). В ряде случаев уплощенные кристаллы (слюды) также могут формировать линейность: в отличие от сланцеватости в таких породах слюды ориентируются не в одной плоскости, а с поворотом относительно некоторого направления. Породы, характеризующиеся линейной минеральной или агрегатной текстурой, относят к *L*- или *LS*-тектонитам в зависимости от наличия или отсутствия плоскостной текстуры и отношения осей деформированных объектов (агрегатов). Минеральная линейность может формироваться при синтетектонической кристаллизации магматических расплавов или за счет течения лав, содержащих порфиновые вкрапления и флюидные включения. В некоторых случаях формирование минеральной линейности определяется синтетектоническим порфиробластезом или переориентировкой линейных и уплощенных более прочных минералов в деформируемом матриксе.

В случае агрегатной линейности различают структуры, сформированные за счет действия деформационных процессов (порфирокластические системы, волокнистые

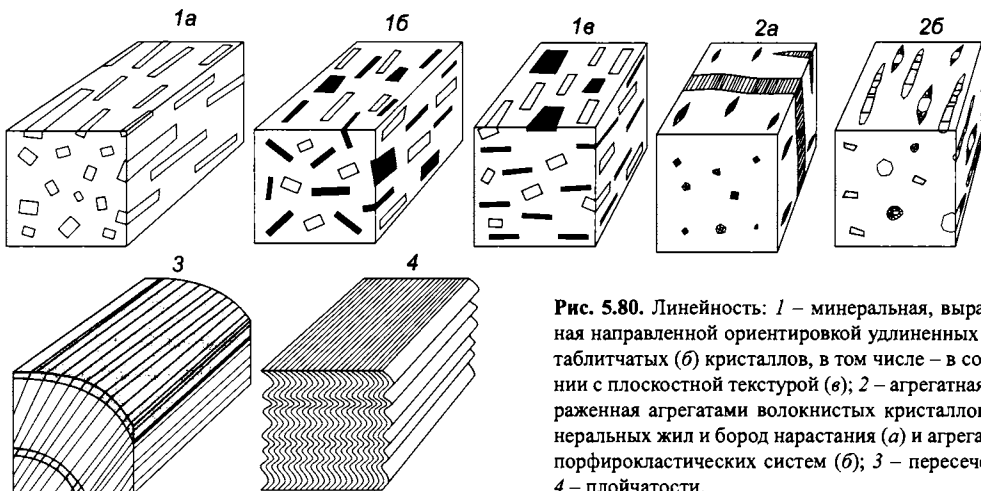


Рис. 5.80. Линейность: 1 – минеральная, выраженная направленной ориентировкой удлиненных (а) и таблитчатых (б) кристаллов, в том числе – в сочетании с плоскостной текстурой (в); 2 – агрегатная, выраженная агрегатами волокнистых кристаллов минеральных жил и бород нарастания (а) и агрегатами порфирокластических систем (б); 3 – пересечения; 4 – пloyчатости.

агрегаты в бородах нарастания и минеральных жилах, раздробленные и растянутые порфиروبласты, деформированные включения разного генезиса) и первичные (сидеритогенные, магматогенные) структуры. Фактически к структурам агрегатной линейности макроуровня также можно отнести муллионы, брусовидные структуры, в ряде случаев – будинаж (см. разд. 6.2, 6.3), однако их образование и строение определяется несколько иными механизмами, и рассматривать их как минеральный агрегат можно только в самом широком смысле (фактически они представляют собой линейно вытянутые отторженцы слоев).

Линейность растяжения определяется вытянутыми агрегатами изометричных, иногда слегка удлинённых зерен или вытянутыми деформированными единичными кристаллами (порфирокластами). Основываясь на морфологии структур, такую линейность правильно определять как агрегатную. Вытянутые в одном направлении объекты (ксенолиты магматических пород, гальки в конгломератах, палеонтологические остатки) рассматривают как *агрегатную линейность* макроуровня.

Формирование линейности за счет динамических рекристаллизационных процессов (миграции границ и вращения субзерен) с образованием порфирокластических систем при их дроблении во многом определяется первичной структурой породы и (или) ее составом [Piazolo, Passchier, 2002]. В мономинеральных тонкозернистых породах формирование линейности блокируется отсутствием ярко выраженных неоднородностей, и наоборот, грубозернистые полиминеральные породы с различными свойствами слагающих ее минералов являются идеальным материалом для формирования агрегатной линейности – происходит дифференцированное по времени избирательное дробление «менее прочных» зерен.

Линейность плейчатости формируется замками микроскладок или кинкбандов в плоскости сланцеватости или кливажа (см. рис. 5.80, 4). *Линейность пересечения* образована линиями пересечения двух плоскостных текстур (слоистости и кливажа, слоистости и сланцеватости). Образование линейности пересечения и плейчатости целиком определяется деформационными процессами – образованием кливажа (межзернового, плейчатости) или сланцеватости, иногда кинкбанд. Часто в кливажированных алевролитах и алевропелитах линейность пересечения макроскопически выражена структурой так называемого карандашного кливажа (карандашной отдельности) – отдельности в виде тонких вытянутых брусков породы, сформированной за счет трещиноватости, наследующей слоистость и кливажные поверхности (см. рис. 5.7). При сопоставимых частотах двух планарных текстур возникают вытянутые бруски с явной зависимостью между поперечным сечением и удлинением. Обычно соотношения между шириной и длиной колеблются от 1:10 до 1:20. Иногда подобная отдельность при грубом кливаже выражена очень крупными брусковидными обособлениями (см. рис. 5.33).

5.9. Некоторые методы определения величины деформации в горных породах

Стрейн-анализ – изучение структур и текстур пород, направленное на восстановление ориентировки осей эллипсоида и величины деформации [Николя, 1992; Ramsay,

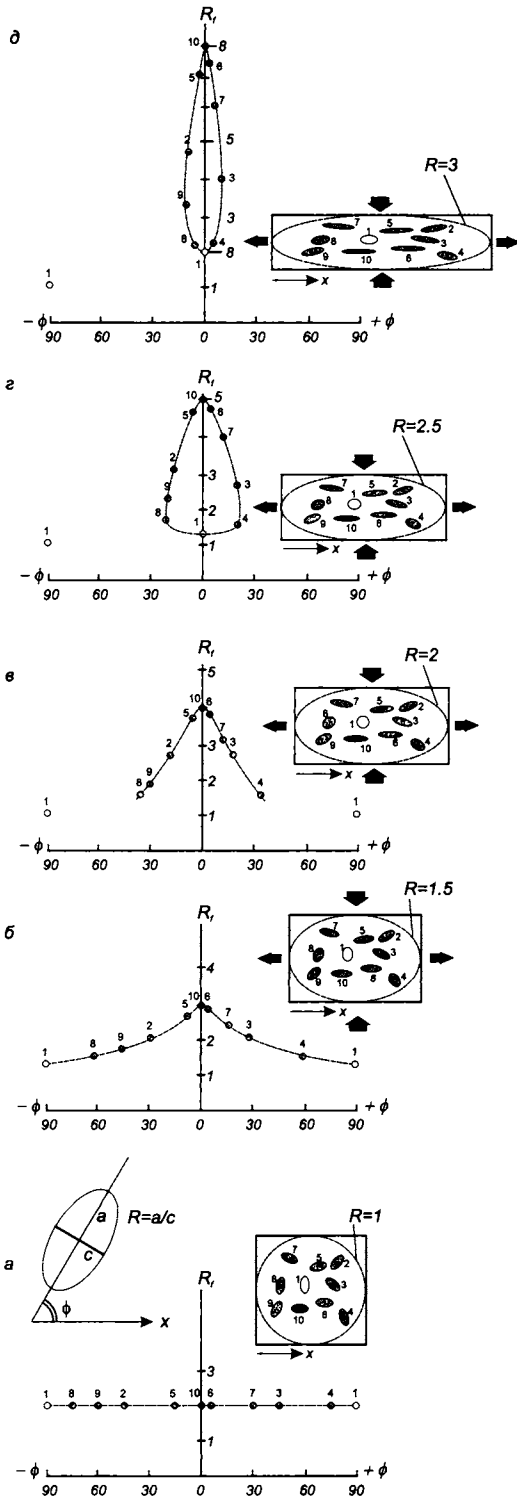
Huber, 1983]. Более широкое толкование стрейн-анализа [Лукьянов, 1991] включает рассмотрение взаимоотношений и эволюции деформаций и их количественную оценку. Ориентировка различных деформационных структур и текстур по отношению к динамическим осям и возможность восстановления по ним осей удлинения–укорочения рассматривались при описании конкретных структур и текстур. В данном разделе кратко описываются возможности количественного описания деформаций.

Эллипсоид деформации и эллипсоид напряжений не являются тождественными понятиями, и совпадение ориентировок их осей является скорее исключением, характеризующим однородную деформацию чистого сдвига. В большинстве случаев деформация носит неоднородный характер. Таким образом, при проведении стрейн-анализа мы выясняем не ориентировку сжатия, а направление оси укорочения эллипсоида конечных деформаций, и не величину сжатия, а величину деформации укорочения. При невысоких девиаторных напряжениях породы могут испытать большую деформацию, и наоборот, высокие, но кратковременные импульсы напряжения способны приводить к разрывообразованию с незначительными деформациями внутри разделенных разрывами блоков породы.

Подробное описание методов стрейн-анализа приводится в работах [Войтенко, 2007; Родыгин, 1996; Ramsay, Huber, 1983]. Для определения величины деформации в качестве маркеров (индикаторов) при проведении стрейн-анализа используют включения (оолиты, гальки, порфириобласты, жесткие включения), деформированные палеонтологические остатки [Tan et al., 1995; Wenk, 1998 и др.]. Хотя объекты, которые могли бы выступать в качестве маркеров величины деформации (деформированные фаунистические остатки, оолиты, гальки в грубообломочных породах, пятна пигментации), встречаются довольно часто, не всегда возможно обосновать их пригодность для проведения анализа из-за ограничений применяемых методов. В ряде случаев, когда первоначальная сферическая форма объектов достоверно известна (например у оолитов), величину отношения осей эллипсоида деформации можно оценить прямыми измерениями. Для эллиптических объектов был предложен R - φ -метод, в котором отношение осей эллиптических объектов (R_{φ}) сопоставляется с их ориентировкой (углом φ). Рисунок итоговой диаграммы сопоставляется с теоретически рассчитанной для определения величины деформации [Ramsay, Huber 1983] (рис. 5.81).

Вместе с тем, при проведении петроструктурного анализа можно быстро оценить величину деформации количественно. Описание методов определения величины деформации по отдельным структурам (межзерновому кливажу, кливажу плейчатости, минеральным жилам, бородам нарастания, хлорит-мусковитовым порфириобластам) приведено в [Галкин, 1988], некоторые из них показаны на рис. 5.82 (см. также рис. 5.65). Суммарная деформация укорочения–удлинения в микрообъеме породы складывается из частных определений величин деформации по разным объектам.

Одним из самых простых методов определения эллипсоида деформации является метод «от центра к центру» и его модификация – метод Фрая [Fry, 1979, 1999], основанные на установлении величины деформации горных пород, в которых зерна одинакового диаметра (или точечные включения) первоначально имели изотропное распределение. Применимость этих методов ограничивается следующими условиями: число исследуемых объектов – не менее 100, деформация должна быть однородной в мас-



штабе минимального расстояния между объектами, число объектов не должно изменяться в процессе деформации (т.е. в процессе деформации не происходит грануляции объектов или их роста), первоначальное распределение объектов в объеме должно быть изотропным [Николя, 1992; Родыгин, 1996; Фгу, 1979].

При оценке деформации методом Фрая в двухмерном случае на фотографию (микрофотографию шлифа) помещают прозрачную пленку (кальку), центр которой последовательно помещают в центр каждого из зерен на фотографии,

Рис. 5.81. Принцип построения $R-\phi$ -диаграммы. По [Николя, 1992] с изменениями. Предположим, что в породе содержатся эллиптические объекты (например гальки в конгломератах) с одинаковым соотношением длинной и короткой осей $R = 2$ и хаотичной ориентировкой длинных осей. Тогда на диаграмме, на которой вынесены соотношения осей (R) и углов ориентировки длинных осей относительно какой-либо оси x , все точки будут лежать на одной линии (а); объекты и соответствующие им точки на диаграммах помечены идентичными номерами. Считается, что вязкость матрикса и включений равна, и при деформации породы отсутствует механическое вращение включений за счет проскальзывания относительно матрикса. При деформации соотношение R для каждого объекта будет изменяться, так же как и угол вращения ϕ (б, в). Мерой деформации может считаться отношение R изначально сферического объекта на (а-д). При этом у объектов, длинные оси которых ориентированы вдоль осей удлинения и укорочения, R будут, соответственно, максимальны и минимальны, а угол поворота ϕ будет постоянным. В некоторый момент длинная ось объекта 1 вытягивается вдоль оси удлинения (з, д), и диаграмма приобретает характерный грушевидный облик. Определение величины деформации проводится путем построения диаграммы по конкретным данным и сопоставления ее с теоретически рассчитанной. При этом можно учесть разную эллиптичность объектов и их первоначальную ориентировку [Ramsay, Huber, 1983].

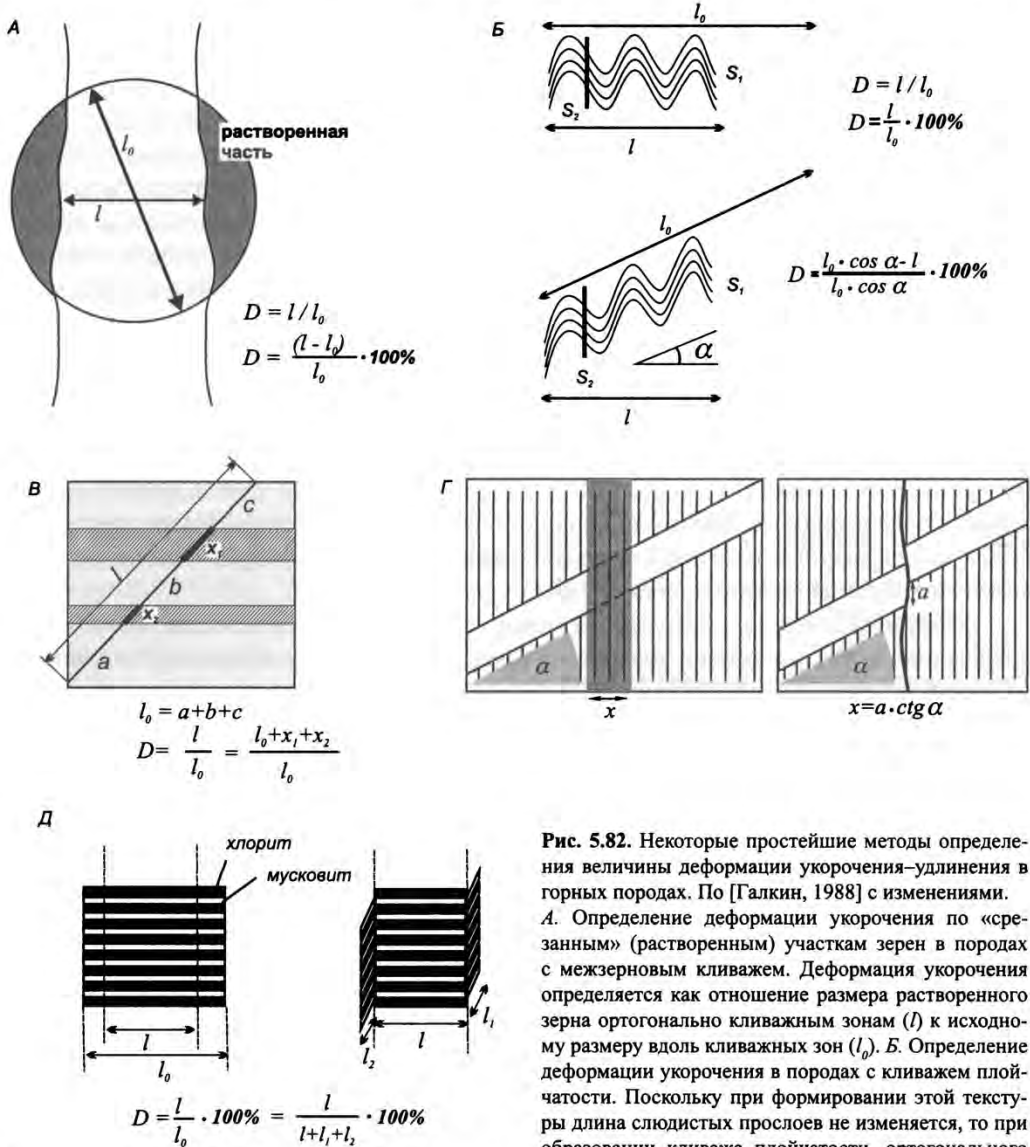


Рис. 5.82. Некоторые простейшие методы определения величины деформации укорочения–удлинения в горных породах. По [Галкин, 1988] с изменениями.

А. Определение деформации укорочения по «срезынным» (растворенным) участкам зерен в породах с межзерновым кливажем. Деформация укорочения определяется как отношение размера растворенного зерна ортогонально кливажным зонам (l) к исходному размеру вдоль кливажных зон (l_0). **Б.** Определение деформации укорочения в породах с кливажем плейчатости. Поскольку при формировании этой текстуры длина слюистых прослоев не изменяется, то при образовании кливажа плейчатости, ортогонального

более ранней текстуры, величина деформации укорочения будет равна отношению длины смятого в складки слюистого прослоя (l_0) к общей длине слюистого прослоя (l). При неортогональном положении ранней текстуры и кливажа плейчатости в расчет включается угол α . **В.** Определение деформации удлинения по величине раскрытия минеральных жил. Направление удлинения определяется направлением волокон в волокнистых жилах или по маркерам на противоположных стенках жил. Деформация удлинения равна отношению величины l (суммарной длине отрезка вдоль направления раскрытия, включающего величину раскрытия жил x_1 и x_2) к l_0 (длине того же отрезка без минеральных жил). Аналогично оценивается деформация удлинения для бород нарастания. **Г.** Определение укорочения (x), вызванного растворением в кливажном шве минеральной жилы (см. также рис. 5.43). **Д.** Определение величины деформации укорочения по хлорит-мусковитовым пакетам. Хлорит испытывает растворение под давлением при деформации, и мусковитовые прослои подворачиваются в кливажных швах. Соответственно, деформация укорочения равна отношению длины хлоритовых пакетов (l) к длине мусковитовых ($l_0 = l_1 + l_2$). Похожий метод предложен также для порфиробластов-«многonoжек», см. рис. 5.65.

Программа для построения диаграммы Фрая, написанная Р. Холкомбом: http://www.holcombe.net.au/software/downloads/GeoFryPlots_zip.exe

затем точками отмечаются центры ближайших зерен. В результате этой последовательной операции на диаграмме возникает «облако» точек с пониженной концентрацией точек в центре диаграммы (рис. 5.83, а).

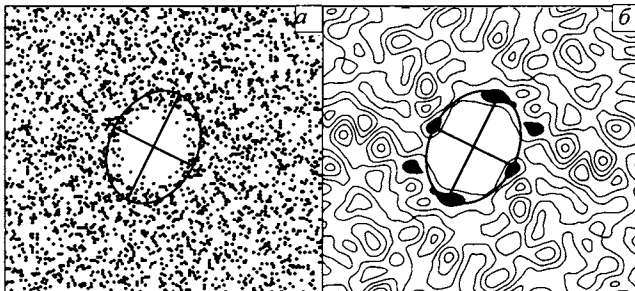
«Зияние» в центре диаграммы будет иметь форму круга (в случае изотропного распределения зерен) или эллипса. Соотношение длинной и короткой осей эллипса характеризует величину и ориентировку осей эллипсоида деформации в данном сечении. Для полной характеристики эллипсоида деформации анализ необходимо провести, по крайней мере, для двух главных плоскостей деформации.

Впоследствии метод был апробирован на различных объектах: исследовано влияние антикластерности (степени равномерности распределения зерен) на минимальное количество объектов, необходимое для получения качественных результатов [Crespi, 1986], учтены вариации размеров круговых сечений зерен (от нуля до истинного диаметра зерна) в плоскости шлифа [Erslev, 1988]. Предложены модификации метода для пород, сложенных зернами сложной неэллипсоидальной формы [McNaught, 1994, 2002], для агрегатов с плотной упаковкой зерен [Erslev, Ge, 1990]. В последние годы анализ проводится с применением компьютера.

«Усовершенствовать» метод Фрая можно с помощью подсчета плотностей распределения точек на итоговой диаграмме: при этом максимумы позволяют корректнее ооконтурить центральный эллипс (рис. 5.83, б).

Метод Фрая является одним из главных методов стрейн-анализа обломочных пород, что обусловлено его относительной простотой в сочетании с достаточно широким распространением объектов, которые можно использовать для анализа. В обломочных породах с межзерновым кливажем ориентировка кливажных зон определяет положение плоскости эллипсоида деформации XY , ось укорочения Z ориентирована ортогонально кливажу. Ось удлинения X (и, следовательно, плоскость XZ) можно с достаточной степенью точности установить при наличии в деформированном объеме структур растяжения (минеральных жил, «бород нарастания»).

Как указано выше, при образовании межзернового кливажа суммарный эффект релаксационной работы концентраторов напряжений сжатия и растяжения на каждом обломочном зерне приводит к квазиоднородной деформации породы на уровне агрегата зерен. К сожалению, не всегда имеется возможность проверить критерий изотропности первоначального распределения обломочных зерен в породе; наоборот, для осадочных пород характерно анизотропное распределение зерен вдоль слоистости (рис. 5.84, а).



Кроме того, на эллипсоид конечных деформаций существенно влияют объемные

Рис. 5.83. Диаграмма Фрая (а) и определение эллипса деформации с помощью оценки плотности распределения точек (б).

эффекты при образовании межзернового кливажа. Если при деформации обеспечивается постоянство объема (растворенное вещество переоткладывается в тыльных частях зерен), то можно считать, что эллипс деформации, определенный в плоскости XZ , характеризует величину укорочения–удлинения. При уменьшении объема в процессе деформации (растворенное в кливажных зонах вещество переоткладывается в минеральных жилах либо частично или полностью выносится за пределы деформируемого объема [Галкин, 1993; Bhattacharyya, Longiaru, 1986]) отношение осей эллипса будет характеризовать деформацию укорочения (в предельном случае деформация удлинения по оси X равна нулю (рис. 5.84, б)).

Таким образом, для определения эллипса главного сечения в кливажированных породах требуется дополнительно оценить величину изменения объема. Полуколичественная оценка деформации укорочения по степени совершенства кливажа, предложенная в работе [Гаврилов и др., 1999], позволяет оценить влияние объемных эффектов и возможной докливажной анизотропии распределения зерен. При постоянстве объема соотношение длинной и короткой оси эллипса в случае плоской деформации:

$$X/Z = (1 + \varepsilon_2)/(1 - \varepsilon_1),$$

где ε_1 и ε_2 – величины удлинения и укорочения. Если считать, что релаксационные возможности зерновых концентраторов исчерпываются при деформации 30–35 %, то отношение осей эллипса при сохранении объема не должно превышать 2–2.1 ($\varepsilon_1 = \varepsilon_2 \approx 0,35$). При полном выносе вещества из деформируемого объема ($\varepsilon_2 = 0$) это же максимальное соотношение составляет 1.5–1.6. Таким образом, параметры эллипсоида деформации косвенно свидетельствуют об объемных эффектах при формировании межзернового кливажа, что может быть проверено при детальном наблюдении в шлифах.

В данной главе рассмотрены основные деформационные структуры и текстуры пород, определяющиеся структурообразованием уровня зерен и агрегатов зерен. В большинстве случаев – это структуры микроуровня, основные особенности их морфологии устанавливаются при изучении петрографических шлифов под поляризационным микроскопом, и основным методом их изучения является петроструктурный, или микротектонический анализ. Как правило, деформационные структуры и текстуры

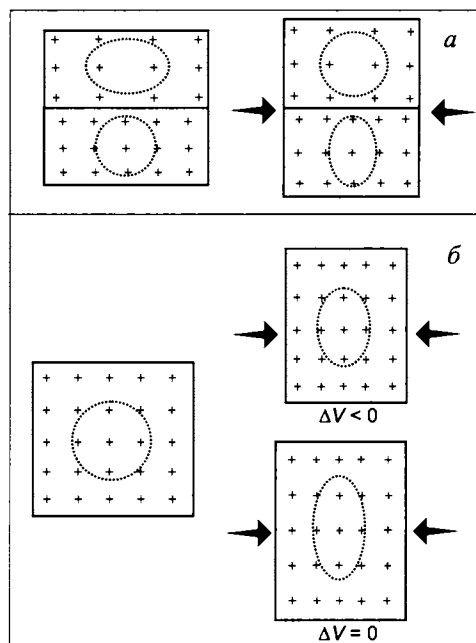


Рис. 5.84. Неоднозначность интерпретации результатов стрейн-анализа за счет первоначально неизотропного распределения объектов (а) или уменьшения объема (ΔV) при деформации (б).

ры пород обладают достаточным набором признаков для проведения кинематической и динамической интерпретации, оценка величины деформации может быть проведена методами стрейн-анализа. Небольшим исключением являются футляровидные складки, а также минеральные жилы, которые описаны в данном разделе, так как они являются элементами соответствующих структурных парагенезов, в которых главенствующее положение занимают структуры уровня зерен и агрегатов зерен.

Стрейн-анализ кливажированных пород методом Фрая. При исследовании структурной эволюции Уакитской зоны Северного Забайкалья были определены эллипсоиды деформации в терригенных породах (рис. 5.85), при этом зафиксировано хорошее соответствие полуколичественным оценкам деформации укорочения по срезанию зерен. За исключением одного образца с анизотропным распределением зерен вдоль слоистости («эллипсы» деформации оказались ориентированы длинной осью ортогонально плоскости кливажа), можно считать полученные результаты удовлетворительными.

Большинство изученных пород характеризуется трехосными эллипсоидами деформации сплющивания или плоской деформации со значением K , близким к 0.7–1. Наблюдения в шлифах показывают, что в изученных породах деформация не сопровождалась существенным уменьшением объема. Деформация укорочения характеризуется значениями от 5 % в породах с инициальными кливажными зонами на контактах зерен до 25–30 % в породах с проникающим межзерновым кливажем.

Максимальное значение было получено для алевролитов сырыхской свиты ($K = 0.95$ при $X/Z = 1.85$), в которые погружены микромуллионы мелкозернистых песчаников. В самих муллионах определена деформация, соответствующая трехосному вытягиванию, вероятно, обусловленная растяжением вдоль оси муллион-структур на поздних стадиях их развития, когда муллионы уже представляли собой обособленные сегменты слоя в менее вязком алевролитовом матриксе.

По данным петроструктурного анализа, в песчаниках мухтунной и сырыхской свит величина деформации сильно варьирует от практически

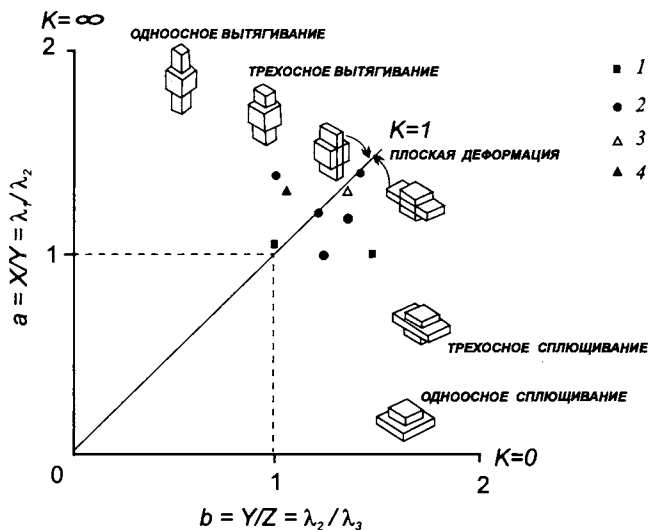


Рис. 5.85. Диаграмма Флинна и типы эллипсоидов деформации в кливажированных терригенных породах Уакитской зоны (Северное Забайкалье). 1, 2 – позднерифейские(?) песчаники мухтунной (1) и сырыхской (2) свит; 3, 4 – алевролиты (3) и слагающие муллионы песчаники (4) сырыхской свиты.

величина деформации сильно варьирует от практически недеформированных (на зерновом уровне) фрагментов складчатого разреза до близких к «максимальным» значениям деформации укорочения (20–25 %) при параметрах эллипсоида деформации, близких к трехосному сплющиванию ($K = 0.7$). Наиболее интересные объекты – породы, в которых фиксируется деформация трехосного вытягивания. Такой тип деформаций с субвертикально ориентированной осью растяжения установлен в двух образцах ($K \approx 1.4$), отобранных на участках, прилегающих к западному флангу Сырыхской зоны разломов [Кирмасов, 2002].

В зависимости от РТ-условий, в горных породах образуются деформационно-химические и деформационно-метаморфические структурные парагенезы. К элементам *деформационно-химических структурных парагенезов* относятся структуры растворения (кливажные зоны разных морфологических типов кливажа, кливажные швы, стилолиты) и структуры переотложения (минеральные жилы, бороды нарастания). Ведущую роль процессы растворения под давлением играют при температурах 300–350 °С и ниже. Минеральные новообразования возникают главным образом в минеральных жилах выполнения и бородах нарастания при кристаллизации вещества из растворов. Основными чертами деформационно-химических структурных парагенезов являются различные объемно-массовые эффекты и локальные вариации химического состава пород при деформации. Структуры переотложения, как правило, не ограничиваются структурным уровнем зерен и агрегатов зерен и нередко формируют надпорядковые структуры, выраженные становлением жильных систем, в том числе – определяющихся неоднородностями уровня слоев и блоков.

При более высоких температурах существенную роль приобретают процессы метаморфического минералообразования, и доминирующей деформационной текстурой выступает сланцеватость, образующаяся под действием внутризерновых дислокационных, диффузионных и рекристаллизационных процессов, миметического или ориентированного в поле дифференциальных напряжений роста новых минеральных фаз. Вместе с порфиробластами и порфирокластическими системами, минеральной и агрегатной линейностью сланцеватость формирует *деформационно-метаморфические парагенезы* уровней зерен и агрегатов зерен, к которым могут быть отнесены также структуры внутризерновых деформаций минералов основной ткани породы.

В милонитах формируются специфические структурные парагенезы, большинство структурных элементов которых имеет ясную кинематическую интерпретацию: асимметричные (в том числе колчановидные) складки, образованные по сланцеватости и полосчатости, структуры вращения и дробления порфирокластов, изгибы сланцеватости, *SC*-текстуры, слюдяные пакеты, преимущественные ориентировки кристаллических решеток зерен матрикса. Наряду с внутризерновыми структурами милонитового матрикса эти структуры образуют единый *деформационно-метаморфический парагенез зон пластичных сдвигов*. При снижении РТ-условий в зоне разрывных нарушений на этот парагенез могут последовательно накладываться деформационно-химические структурные парагенезы.

Хрупкие механические деформации, сопутствующие разрывным нарушениям, рассмотрены в гл. 8. Структуры и структурные парагенезы зон хрупко-пластичных разрывов, формирующихся в более низкотемпературных условиях (<350 °С), отдельно не рассматриваются, можно лишь отметить, что наряду с дроблением и катаклизом пород в этих условиях при наличии флюида широко развиты элементы деформационно-химических структурных парагенезов (системы кулисных и оперяющих жил, бороды нарастания, кливаж), закономерно ориентированных по отношению к основной плоскости разрыва (см. рис. 5.69, а).

Механизмы, ответственные за структурообразование на уровне зерен и агрегатов зерен, определяющие деформационное поведение более крупных структурных неоднородностей (слоев, блоков), которое рассматривается в последующих главах.



6. КИНКБАНДЫ. БУДИНАЖ. МУЛЛИОНЫ

...Каждая структура в породе важна – незначительных просто нет, даже если на первый взгляд она может показаться не относящейся к делу.

Э. Клоос, 1946 г.

Образование кинкбандов, будинажа и муллионов происходит в горных породах со слоистыми типами неоднородностей. Будинаж и муллионы формируются при сжатии, соответственно, вдоль и поперек слоистости, сопровождающемся сегментацией слоев. Образование кинкбандов является частным случаем процесса складкообразования (см. гл. 7) при общей интенсивной и тонкой расслоенности среды. Диапазон масштабов всех этих структур определяется и ограничивается размером участвующих в структурообразовании слоистых неоднородностей, составляя от десятых долей миллиметра до первых метров.

6.1. Кинкбанды

В породах с тонкой расслоенностью, или рассланцеванием (межзерновым кливажем, сланцеватостью, тонкой слоистостью), часто наблюдаются *кинкбанды* – структуры, сформированные двумя сопряженными аккордеонными складками, сланцеватость на смыкающем крыле которых повернута под углом к сланцеватости породы (рис. 6.1–6.3, фиг. 6.1, 6.2, вклейка). Кинкбанды являются типоморфной структурой сланцевых толщ, реже встречаются в других породах, широко распространены в минералах с хорошо выраженной анизотропией кристаллической решетки (см. рис. 4.10, фиг. 6.2, вклейка).

Кинкбанды, или полоски излома, в кристалле определяются как *«тонкие пластины смещенного в результате сдвига вещества, ориентированные под углом к плоскости сдвига и ограниченные «наклонными стенками»*

Рис. 6.1. Схематичное изображение кинкбанда, образованного двумя сопряженными аккордеонными складками.

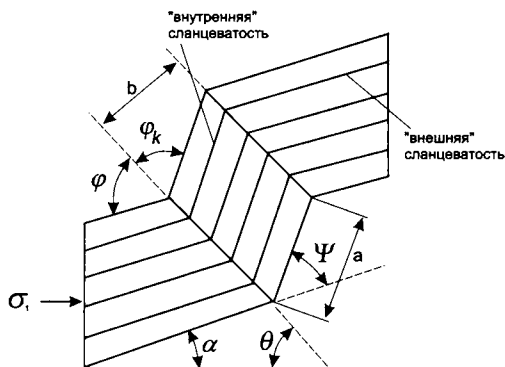
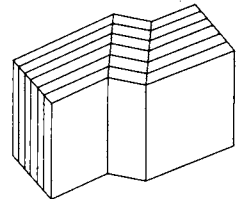
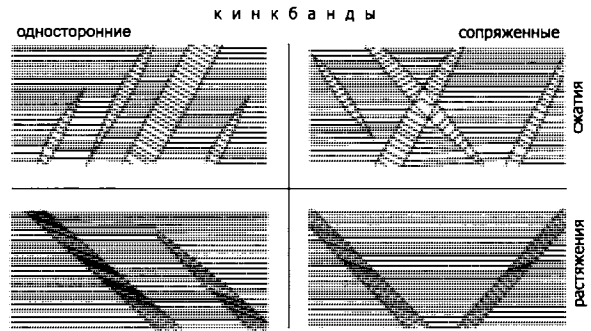


Рис. 6.2. Линейные и угловые характеристики кинкбандов. По [Gay, Weiss, 1974] из работы [Srivastava et al., 1998], с дополнениями. φ – угол между стенкой кинкбанда и «внешней» сланцеватостью; φ_k – угол между стенкой кинкбанда и «внутренней» сланцеватостью; ψ – угол поворота «внутренней» сланцеватости относительно «внешней»; α – угол между осью сжатия и плоскостью рассланцевания, θ – угол между осью сжатия и стенкой кинкбанда, a – длина повернутого сегмента сланцеватости, b – ширина (расстояние между стенками).

Рис. 6.3. Односторонние и сопряженные системы кинкбандов сжатия и растяжения.



ками» дислокаций» [Frank, Stroh, 1952] (см. рис. 4.1, в). Большинство кинкбандов, оставаясь иногда непрерывными на протяжении нескольких метров, заканчиваются в обоих направлениях слиянием по-

верхностей излома: в сущности, кинкбанд представляет собой линзу с нарушенной ориентировкой плоскостной текстуры [Андерсон, 1990] (см. рис. 6.3).

Повернутый в полосе кинкбанда участок сланцеватости называется «внутренней» сланцеватостью, в отличие от «внешней», не испытавшей вращения. Геометрически кинкбанд можно охарактеризовать несколькими взаимно дополняющими угловыми параметрами [Gay, Weiss, 1974] (см. рис. 6.2). Угол φ между стенкой кинкбанда и «внешней» сланцеватостью редко бывает меньше 45° и обычно изменяется в пределах от 50 до 70° . Угол φ_k между стенкой кинкбанда и «внутренней» сланцеватостью, как правило, больше угла φ . Угол ψ соответствует углу поворота внутренней сланцеватости относительно внешней. Длина повернутого сегмента сланцеватости a , измеренная вдоль нее, характеризует размер кинкбанда, дополняя параметр его ширины b – расстояния между стенками. При изменении угла вращения ψ ширина b сокращается, длина сегмента a остается постоянной. Угол α определяет соотношения между ориентировкой оси сжатия и плоскостью рассланцевания, θ – угол между стенкой кинкбанда и осью сжатия.

Кинкбанды, имеющие одинаковую ориентировку поверхностей излома и направление поворота текстур, можно называть односторонними (см. рис. 6.3). В зависимости от направления вращения сланцеватости, по аналогии со складками (см. разд. 7.1.6, 7.3) можно выделять *S*- и *Z*-образные кинкбанды (на рис. 6.3 показаны *Z*-образные односторонние кинкбанды, на фиг. 6.1, а, б и в (вклейка) – *S*-образные). Сопряженные кинкбанды противоположного знака (см. рис. 6.3) ориентированы под углом друг к другу. В зависимости от направления излома различают кинкбанды «обратные», или взбросовые, и «нормальные», или сбросовые [Dewey, 1965] (от англ. *reverse* и *normal*, соответственно). Для обратных, наиболее часто наблюдаемых, угол φ_k между стенкой кинкбанда и внутренней сланцеватостью менее 90° , для нормальных – более 90° . Смысл такой классификации ясен из рис. 6.3, на котором показаны оба типа кинкбандов. Различное направление вращения внутренней сланцеватости определяется разными динамическими обстановками нагружения; понятно, что обратные кинкбанды образуются при сжатии вдоль сланцеватости, формируя как бы взброс, а нормальные – при сжатии ортогонально сланцеватости, формируя своего рода сброс (см. рис. 6.3). Вслед за [Ramsay, Huber, 1987] обратные кинкбанды можно называть кинкбандами сжатия (англ. *contractional*), а нормальные – растяжения (англ. *extensional*), поскольку в первом случае очевидно сокращение или сжатие, а во втором – удлинение или растяжение вдоль плоскостной текстуры. Термин «кинкбанд», в том смысле, в котором он используется большинством

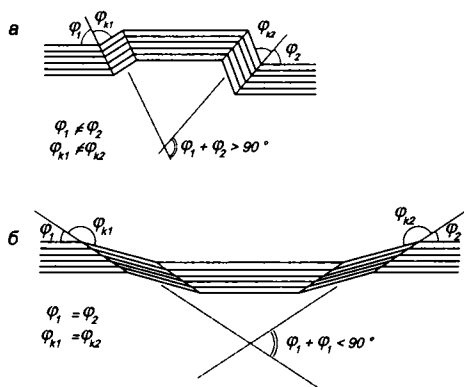


Рис. 6.4. Различия в угловых параметрах кинкбандов сжатия и растяжения. Для кинкбандов сжатия (а) углы между стенкой кинкбанда и внутренней и внешней сланцеватостью приблизительно равны, для кинкбандов растяжения (б) φ_k значительно превышает φ . В сопряженных системах кинкбандов сжатия (а) сумма углов φ_1 и φ_2 образует тупой угол, кинкбандов растяжения (б) – острый. На (а) показаны асимметричные кинкбанды, на (б) – симметричные. По [Ramsay, Huber, 1987] с изменениями.

спериментально полученных сопряженных системах угол между сопряженными кинкбандами сжатия тупой ($\varphi_1 + \varphi_2 > 90^\circ$), а между кинкбандами растяжения – острый ($\varphi_1 + \varphi_2 < 90^\circ$, см. рис. 6.4). В сопряженных системах различают симметричные системы кинкбандов при равенстве углов между сланцеватостью кинкбандов разного знака и асимметричные, если эти углы не равны.

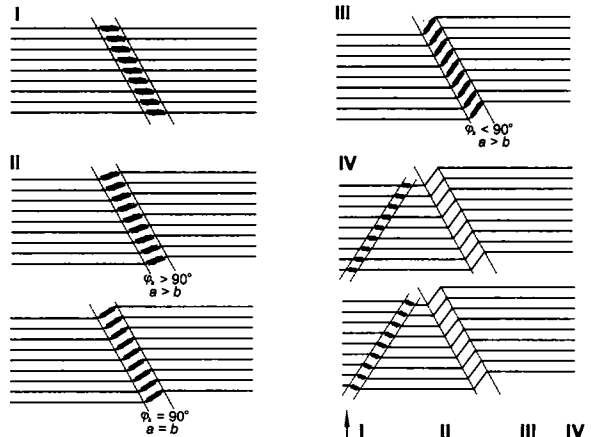
Кинкбанды легко воспроизводятся в экспериментах при деформации сланцеватых горных пород и моделей, воспроизводящих природные сильно расслоенные среды. Симметричные сопряженные системы взбросовых кинкбандов возникают при сжатии вдоль сланцеватости (угол α между ориентировкой оси сжатия и сланцеватостью мал). При сжатии под углом 25° к сланцеватости формируется единая система односторонних параллельных кинкбандов. При $\alpha > 25^\circ$ деформация протекает другими механизмами, не приводя к формированию кинкбандов.

Известны две экспериментально подтвержденные модели образования и роста кинкбандов [Андерсон, 1991]. Согласно первой – «вращательной» – модели (рис. 6.5) [Anderson, 1964; Donath, 1969], при бесконечно малой деформации возникает сегмент сланцеватости некоторой длины, ограниченный параллельными плоскостями (стенками) излома. При приращении деформации (см. рис. 6.5) поворот внутренней сланцеватости приводит к увеличению расстояния между стенками b (ширины кинкбанда) до максимального при угле φ_k между стенкой кинкбанда и внутренней сланцеватостью, равном 90° . При дальнейшем вращении внутренней сланцеватости ширина кинкбанда b будет сокращаться при одновременном увеличении сил трения на плоскостях сланцеватости. Угол φ_k уменьшается до некоторой величины, когда силы трения возрастают настолько, что дальнейшее скольжение по плоскостям внутренней сланцеватости невозможно, и кинкбанд стабилизируется. Дальнейшая деформация может

исследователей, более соответствует именно кинкбандам сжатия; некоторые геологи возражают против использования этого термина применительно к кинкбандам растяжения, предпочитая более общий термин *полоски сдвига* (англ. *shear band*, см. разд. 5.7.4.2).

Морфологически сопряженные системы кинкбандов сжатия и растяжения отличаются, прежде всего, угловыми характеристиками. Для кинкбандов сжатия углы между стенкой кинкбанда и внутренней и внешней сланцеватостью приблизительно равны ($\varphi \approx \varphi_k$), тогда как для кинкбандов растяжения угол φ_k значительно превышает φ (рис. 6.4). Угловые соотношения для компрессионных кинкбандов обычно соответствуют $\varphi \leq \varphi_k < 90^\circ$, для кинкбандов растяжения $\varphi < 90^\circ$, $\varphi_k > 180^\circ - \varphi$. Кроме того, практически во всех природных и эк-

Рис. 6.5. Модель «вращения» – образование кинкбандов путем поворота сегмента сланцеватости. Стадийность образования: I – зарождение, II – морфологическое оформление, III – отмирание за счет возрастания силы трения, IV – формирование нового кинкбанда. Внизу на схематическом графике показаны изменения линейных и угловых параметров: φ – угол между стенкой кинкбанда и «внешней» сланцеватостью; φ_k – угол между стенкой кинкбанда и «внутренней» сланцеватостью; a – длина повернутого сегмента сланцеватости; b – ширина, или расстояние между стенками.



привести к формированию новых кинкбандов или действию других деформационных механизмов.

В альтернативной модели «роста» [Paterson, Weiss, 1966; Weiss, 1980] кинкбанды зарождаются в точке или на линии (рис. 6.6), а затем разрастаются вдоль плоскостей излома (стенок): нарастающая деформация реализуется в расширении кинкбандов (не достигая больших значений) при отсутствии вращения и постоянстве углов $\varphi = \varphi_k$.

Нельзя исключать и возможности образования кинкбандов механизмом простого сдвига – вероятно, это единственно возможный механизм формирования «сбросовых» кинкбандов растяжения (*shear band*, рис. 6.7). Модель «сдвига с вращением», рассмотренная в [Twiss, Mooges, 1992], в которой развитие кинкбандов протекает на фоне сдвига вдоль рассланцевания породы, можно считать комбинированной (рис. 6.8).

Согласно экспериментальным данным по деформации горных пород [Anderson, 1974], «вращательная» модель действует при относительно низком всестороннем давлении, модель «роста» – в условиях более высоких давлений. В целом, можно полагать [Anderson, 1974; Paterson, Weiss, 1966; Ramsay, Huber, 1987], что преимущественное развитие кинкбандов в сильно расслоенных объемах горных пород с проникающими плоскостными текстурами в значительной

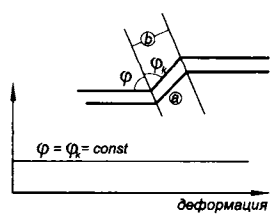
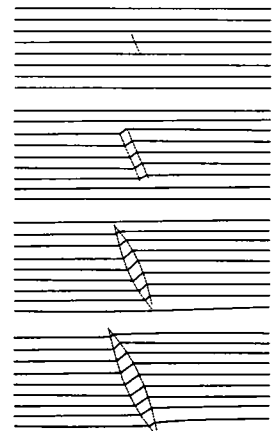
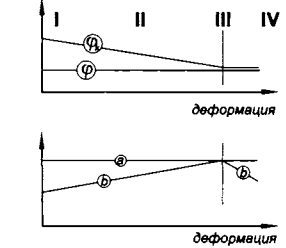
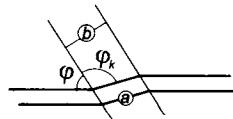
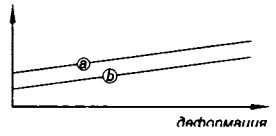


Рис. 6.6. Модель «роста» кинкбандов – зарождение происходит в точке или на линии, морфологическое оформление структур происходит за счет расширения кинкбанда. На всех стадиях деформации $\varphi = \varphi_k$. Внизу на схематическом графике показаны изменения линейных и угловых параметров кинкбанда.



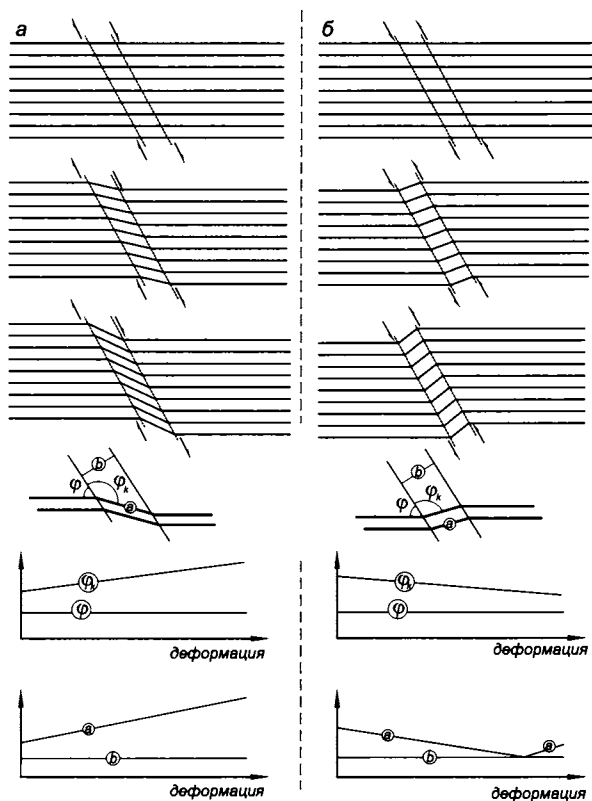


Рис. 6.7. Модель «сдвига» – поворот сегмента сланцеватости в зоне сдвига (*a* – кинкбанд растяжения, *b* – кинкбанд сжатия). Ширина кинкбанда *b* остается постоянной, меняется длина повернутого сегмента сланцеватости. На схематической диаграмме показаны соотношения угловых и линейных параметров кинкбанда; по сравнению с моделью «вращения» угловые параметры ведут себя сходно, основные различия фиксируются в поведении линейных параметров.

мере определяется всесторонним давлением (рис. 6.9). При очень низких давлениях сжатие вдоль рассланцевания приводит к раскалыванию пород и формированию отрывов вдоль текстуры. При более высоком всестороннем давлении формируются единичные сколовые трещины и разрывы или их сопряженные системы, секущие сланцеватость, а при всестороннем давлении более 3 кбар доминирует развитие кинкбандов. Согласно экспериментам [Donath, 1969], при уменьшении всестороннего давления ширина кинкбандов возрастает.

В процессе образования кинкбандов деформация локализуется внутри них и кинематически представляет собой параллельный их стенкам простой сдвиг. Различные механизмы образования кинкбандов сопровождаются разными объемными эффектами [Ramsay, 1967] (рис. 6.10). «Вращательная» модель предполагает увеличение расстояния между сегментами сланцеватости внутри кинкбанда до достижения максимального значения угла φ_k и уменьшение этого расстояния при сокращении

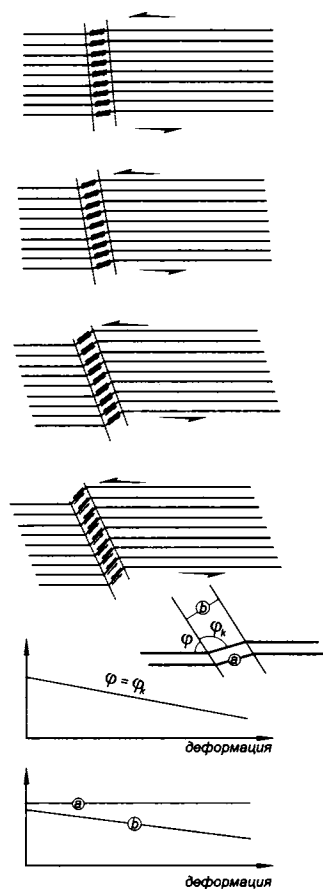
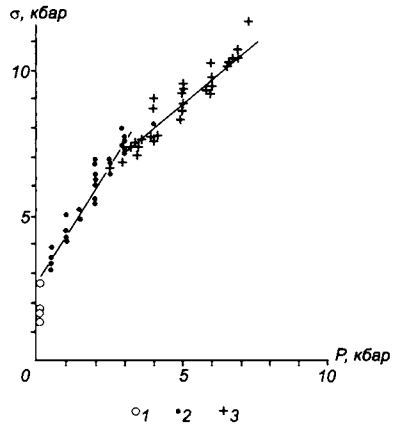


Рис. 6.8. Модель «сдвига с вращением» – образование и поворот кинкбанда осуществляется за счет сдвига вдоль сланцеватости: φ и φ_k последовательно уменьшаются, при этом $\varphi = \varphi_k$, ширина кинкбанда (*b*) увеличивается, длина внутреннего сегмента сланцеватости (*a*) не меняется.

Рис. 6.9. Зависимость механизмов структурообразования от всестороннего давления (P) и дифференциального напряжения (σ) по результатам экспериментов деформации сланцев (по [Anderson, 1974] из работы [Ramsay, Huber, 1987]): 1 – трещины отрыва вдоль плоскостей рассланцевания, 2 – секущие сланцеватость сопряженные сколовые трещины, 3 – сопряженные кинкбанды.



ширины кинкбанда. Следовательно, образование таких кинкбандов сопровождается последовательным увеличением и уменьшением объема внутри них. Так, можно наблюдать формирование отрывов вдоль поверхностей внутренней сланцеватости (см. рис. 6.10, а; рис. 6.11) на ранних стадиях развития кинкбандов «вращения». На поздних стадиях для этих же структур при их стабилизации и сокращении ширины кинкбанда могут формироваться отрывы, ортогональные внутренней сланцеватости (см. рис. 6.10, б). В модели «разрастания» существенного изменения объема не происходит. «Сдвиговая» модель (см. рис. 6.7, а) предполагает уменьшение внутреннего объема при деформации за счет уменьшения расстояния между вращающимися сегментами сланцеватости. Хрупкое разрушение по стенкам кинкбандов и вращение сегментов внутренней сланцеватости приводит к формированию открытых полостей вдоль стенок (см. рис. 6.10, в и г). В некоторых случаях может происходить приоткрытие в замковых частях ограничивающих кинкбанды аккордеонных складок, что тоже дает положительный объемный эффект (см. рис. 6.10, д). Трещины отрыва заполняются флюидными растворами и формируют минеральные жилы.

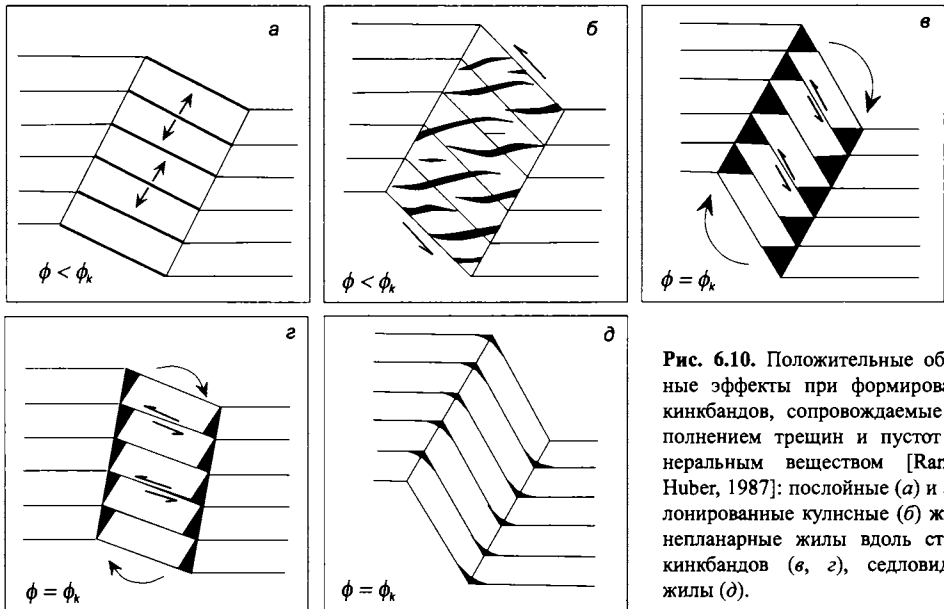


Рис. 6.10. Положительные объемные эффекты при формировании кинкбандов, сопровождаемые выполнением трещин и пустот минеральным веществом [Ramsay, Huber, 1987]: послойные (а) и эшелонированные кулсные (б) жилы, непланарные жилы вдоль стенок кинкбандов (в, г), седловидные жилы (д).

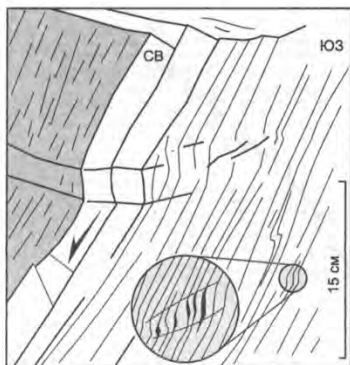


Рис. 6.11. Кинкбанды в рассланцованных метавулканитах андриановской свиты, Срединный хребет, Камчатка (рисунок по фотографии). На врезке показан увеличенный фрагмент небольшого кинкбанд с S-образно изогнутыми кварцевыми жилами.

В ряде случаев внутри кинкбандов происходят более сложные процессы перераспределения вещества. В кинкбандах сжатия при возрастании сил трения иногда возникают деформационные структуры растворения под давлением и ассоциирующие с ними структуры переотложения растворенного вещества (рис. 6.12).

Использование кинкбандов в структурном анализе основано на данных экспериментов, которые показывают, что компрессионные кинкбанды формируются под углами более 45° (обычно около 60°) к направлению сжатия. Таким образом, направление сжатия, которое привело к образованию сопряженной системы компрессионных кинкбандов, будет заключено внутри тупого угла, сформированного парой сопряженных кинкбандов [Anderson, 1974; Ramsay, Huber, 1987] (рис. 6.13). Сущность метода состоит в

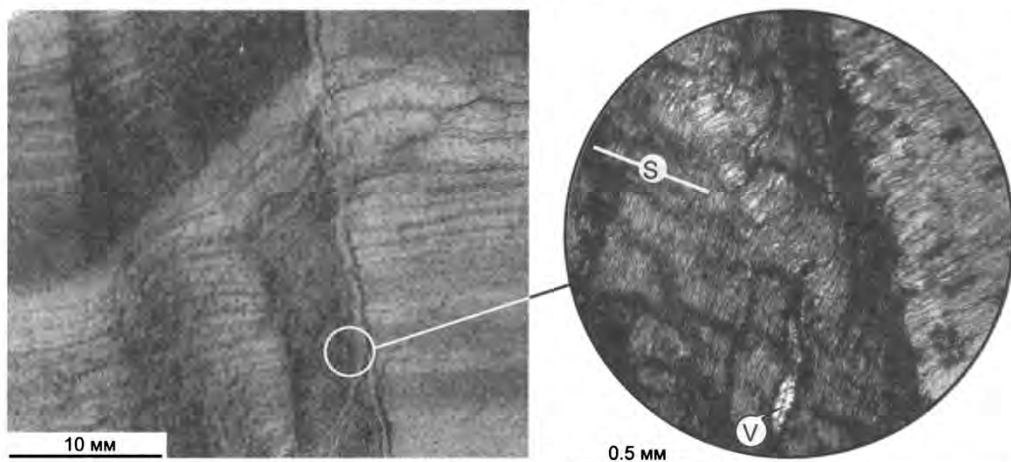


Рис. 6.12. Кинкбанд в кливажированных алевролитах сырыхской свиты верхнего рифея, Уакитская зона, Северное Забайкалье. Деформация внутри кинкбанды (см. увеличенный фрагмент справа) протекает за счет растворения под давлением с образованием теневых зон кливажа плейчатости (S) и переотложения вещества в коротких линзовидных кварцевых жилах (V) без изменения суммарного объема.

вынесении на стереограмму плоскостей стенок двух сопряженных компрессионных кинкбандов. Положение осей сжатия σ_1 и растяжения σ_3 определяется биссектрисами, соответственно, тупого и острого углов между плоскостями кинкбандов. Пересечение плоскостей кинкбандов определяет промежуточную ось σ_2 . Наиболее однозначную интерпретацию получают структуры, сформировавшиеся в условиях плоской деформации (см. рис. 6.13, a).

Метод можно применять как для анализа одной системы сопряженных кинкбандов (рис. 6.14, a), так и в статистическом варианте, когда на диаграмму наносятся плоскости всех кинкбандов (желательно с учетом их асимметрии, например, с разны-

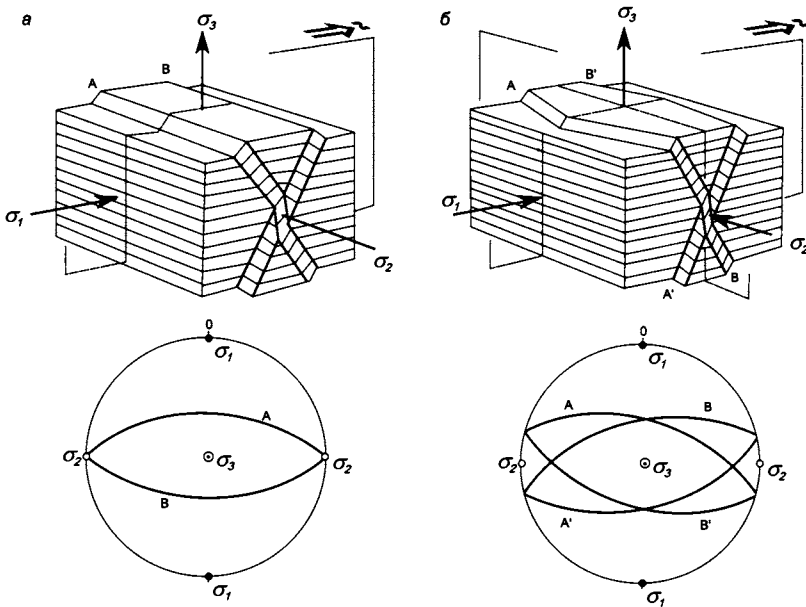


Рис. 6.13. Соотношения сопряженных кинкбандов сжатия и динамических осей в условиях плоской (а) и трехосной (б) деформации в объемной модели и на стереограммах. По [Kirschner, Teixell, 1996] с изменениями.

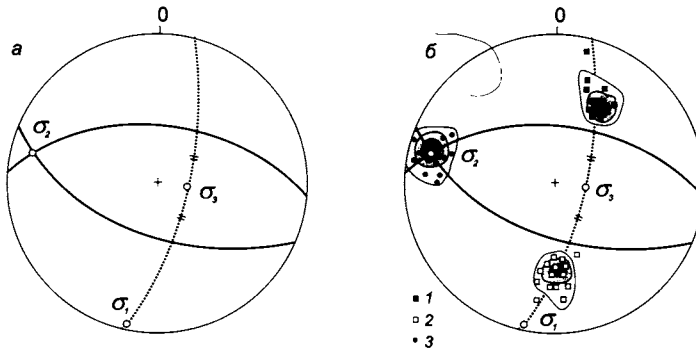


Рис. 6.14. Определение положения динамических осей по кинкбандам в общем случае. Для двух сопряженных кинкбандов сжатия (а) положение оси σ_2 определяется пересечением плоскостей (стенок) кинкбандов, ось сжатия σ_1 и растяжения σ_3 определяется биссектрисами, соответственно, тупого и острого углов между стенками кинкбандов. В статистическом варианте (б) на диаграмму наносятся замеры плоскостей кинкбандов (1, 2 – S- и Z-образных, соответственно), шарниров образующих кинкбанды складок (3), определяются статистические максимумы этих элементов. Определение динамических осей проводится относительно максимумов на диаграммах.

ми условными обозначениями для S- и Z-образных кинкбандов) и построения ведутся относительно максимумов замеров на диаграмме (рис. 6.14, б).

Другим методом, использующимся для восстановления динамических осей, является применение экспериментально установленных угловых соотношений между характеристиками кинкбанда (φ , φ_k и ψ), осью сжатия (σ_1) и расслоенностью (сланцеватостью) породы [Gay, Weiss, 1974]. Графическое представление таких данных предлагается в [Srivastava et al., 1998].

По определению (см. рис. 6.2), три угла кинкбанда связаны соотношением

$$\varphi + \varphi_k + \psi = 180^\circ,$$

и это определяет возможность графического отображения кинкбанда точкой на треугольной диаграмме (рис. 6.15). Углы φ , φ_k и ψ равны 180° в вершинах этого равностороннего треугольника и последовательно уменьшаются до 0° вдоль нормалей, опущенных из вершин треугольника на противолежащие основания (см. рис. 6.15). Вдоль трех сторон треугольника ($\varphi_{k(180)} - \psi_{180}$, $\varphi_{180} - \psi_{180}$ и $\varphi_{180} - \varphi_{k(180)}$) углы φ , φ_k и ψ равны 0° , соответственно. Этот треугольник состоит из четырех равносторонних треугольников ($\varphi_{0'} \varphi_{k(180)'} \psi_{0'}$), ($\varphi_{0'} \varphi_{k(0)'} \psi_{0'}$), ($\varphi_{180'} \varphi_{k(0)'} \psi_{180'}$) и ($\varphi_{0'} \varphi_{k(0)'} \psi_{180'}$). Треугольник ($\varphi_{0'} \varphi_{k(0)'} \psi_{0'}$) называется *треугольником кинкбандов* – обычные угловые характеристики природных кинкбандов соответствуют области значений внутри этого треугольника (см. рис. 6.15; рис. 6.16).

Большинство компрессионных кинкбандов зарождается в точке на линии ($\varphi_{180} - \varphi_{k(180)}$) и развивается в соответствии с геометрическими ограничениями, определяемыми типом развития (табл. 6.1) [Twiss, Moores, 1992]. Четыре различных типа роста кинкбандов могут быть отображены схематичными деформационными трендами на диаграмме (см. рис. 6.15, I–I', II–II', III–III', IV–IV'). При этом нужно учитывать, что многие природные кинкбанды могут расти комбинацией двух типов роста. Длина сегмента и точка максимума на линии нормали из угла ψ_0 характеризуют деформационные тренды кинкбандов I и II типов, соответственно (см. рис. 6.15). Одним из

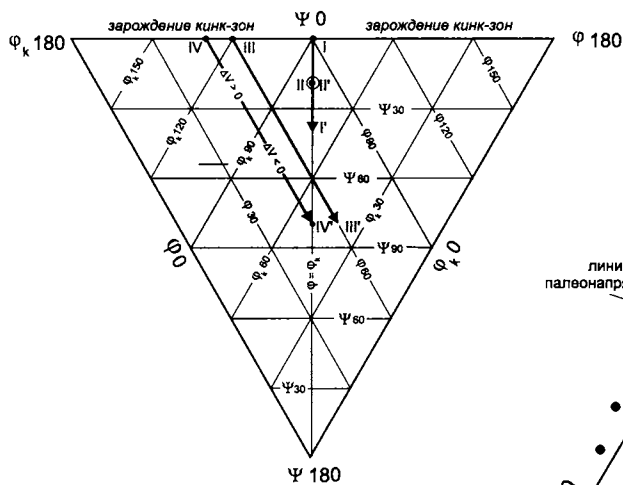


Рис. 6.15. Треугольная диаграмма ($\varphi_{k(180)}$, φ_{180} , ψ_{180}) для отображения угловых параметров кинкбандов (см. рис. 6.2). Точки большинства природных кинкбандов находятся внутри серого треугольника ($\varphi_{k(0)}$, φ_0 , ψ_0) – так называемого треугольника кинкбандов. Тренды I–I', II–II', III–III', IV–IV' схематично отображают четыре различных типа роста (см. табл. 6.1, рис. 6.7–6.10). Для тренда IV–IV' показано изменение общего объема, тренд II–II' представляет собой точку за счет постоянства углов при росте кинкбанда. По [Srivastava et al., 1998] с упрощениями.

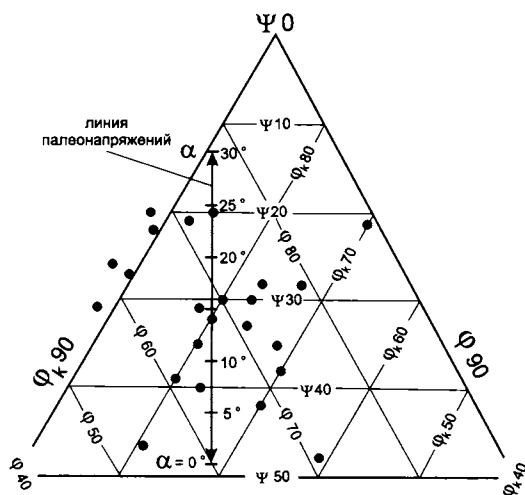


Рис. 6.16. Часть треугольника кинкбандов и положение линии палеонапряжения, откалиброванной для угла α от 0 до 30° на основе экспериментальных данных. Точками показано положение на диаграмме природных кинкбандов [Srivastava et al., 1998].

Таблица 6.1. Изменения морфологических характеристик различных типов кинкбандов в процессе их роста. По [Twiss, Moores, 1992] с изменениями

Характеристика кинкбандов	Тип I	Тип II	Тип III	Тип IV
Модель развития	Модель «сдвиг с вращением», рис. 6.8	Модель «роста», рис. 6.6	Модель «сдвига» (shear band), рис. 6.7	Модель «вращения», рис. 6.5
Изменения величины углов φ и φ_k в процессе роста кинкбанда (см. рис. 6.7–6.10)	φ и φ_k последовательно уменьшаются, при этом $\varphi = \varphi_k$	Постоянные значения $\varphi = \varphi_k$ при росте кинкбандов	$\varphi \neq \varphi_k$; φ не изменяется, φ_k последовательно уменьшается или увеличивается для кинкбандов сжатия и растяжения, соответственно	φ не изменяется, φ_k последовательно уменьшается до момента выполнения условия $\varphi = \varphi_k$
Угол поворота внутренней сланцеватости ψ	Последовательно увеличивается	Остается постоянным	Последовательно увеличивается	Последовательно увеличивается
Ограничения (стенки) кинкбандов	Перемещаются вращением вокруг неподвижных шарниров; углы равны, но знак вращения противоположный	Отодвигаются друг от друга параллельным переносом	Остаются неподвижны в процессе роста	Остаются неподвижны в процессе роста
Общий объем	Не меняется	Не меняется	Не меняется	Первоначальное увеличение, затем снижение объема
Ширина кинкбанда b	Уменьшается	Увеличивается	Остается постоянной	Изменяется
Длина сегмента внутренней сланцеватости a	Не меняется	Увеличивается	Изменяется	Не меняется

нескольких возможных трендов кинкбандов III и IV типов является линия, параллельная стороне $\varphi_{k(0)} - \psi_0$. Поскольку кинкбанды III типа могут продолжить формирование в поле $\varphi_k < \varphi$, их деформационные тренды могут пересекать линию $\varphi = \varphi_k$. Эволюция кинкбандов IV типа останавливается на линии $\varphi = \varphi_k$, условие остановки определяется углом вращения внутренней сланцеватости.

Эксперименты по деформации показывают систематическое изменение геометрических характеристик кинкбандов с постепенным увеличением угла α (см. рис. 6.2) между направлением оси сжатия и начальным положением плоскости рассланцевания от 0° до 30° . Эти эксперименты обнаруживают три важных линейных соотношения между каждым из углов кинкбанда (φ , φ_k и ψ) и углом α . Углы φ , φ_k и ψ могут быть измерены, а линейные соотношения между $\varphi - \alpha$, $\varphi_k - \alpha$ и $\psi - \alpha$ [Gay, Weiss, 1974] дают три альтернативные возможности для оценки угла α и, следовательно, положения оси сжатия σ_1 . Три линии, наилучшим образом описывающие по экспериментальным данным соотношения между α и параметрами кинкбанда, могут быть преобразованы в прямую линию (так называемую «линию палеонапряжений») на треугольной диаграмме (см. рис. 6.16). Для точек кинкбандов, лежащих непосредственно на линии палеонапряжений, все три угловых параметра φ , φ_k и ψ дают одинаковое значение α . Для точек, не лежащих на линии, три возможных значения α даны как пересечения линии палеостресса с проекциями точек, параллельными трем сторонам треугольника. Фактически использование треугольной диаграммы для описания угловых соотношений позволяет избежать построения трех линейных графиков.

Большинство природных компрессионных кинкбандов попадает в небольшую область значений на диаграмме (см. рис. 6.16). Для кинкбандов, точки которых располагаются в непосредственной близости от линии напряжений, значение угла α может быть определено непосредственно. Для удаленных от оси напряжений точек кинкбандов углы φ , φ_k и ψ дают взаимно несоответствующие значения по двум причинам. Во-первых, их рост не соответствует двумерной лабораторной модели (условиям плоской деформации), в которой ось σ_2 параллельна оси кинкбанда (для таких кинкбандов треугольная диаграмма не может быть использована для установления значения угла α). Во-вторых, даже при плоской деформации один из углов (φ или φ_k) может варьировать благодаря относительно более поздним деформациям, нарушающим эти угловые соотношения.

В статистическом варианте на треугольные диаграммы выносятся множество замеров угловых параметров кинкбандов. Для облака точек определяется значение максимума плотности, с помощью которого оценивается угол α (рис. 6.17). Этот вариант рассматривается как предпочтительный для практического использования таких диаграмм [Srivastava et al., 1998]. Ограничением метода является его применимость только для кинкбандов, сформировавшихся в условиях плоской деформации (ось σ_2 параллельна оси кинкбандов). Кроме того, угол φ_k должен быть больше φ , а сами кинкбанды в процессе и после своего формирования не должны были испытывать значительных деформаций. Последнее условие означает, что образование структур должно быть обусловлено собственно механическим поворотом внутренней сланцеватости без значительных объемных эффектов и внутренней деформации.

Единичные кинкбанды в сланцеватых (кливажированных) породах нередко отмечаются локально, например, в участках небольших флексурных перегибов и замковых частях складок. Регулярное их распространение свидетельствует о наложенных, более поздних по отношению к сланцеватости или кливажу, деформациях, как правило, в зонах крупных разрывных нарушений. При регулярном распространении кинкбандов, не связанных с зонами разрывов, и выдержанности ориентировок восстановленных по ним кинематических осей можно предполагать существование ре-

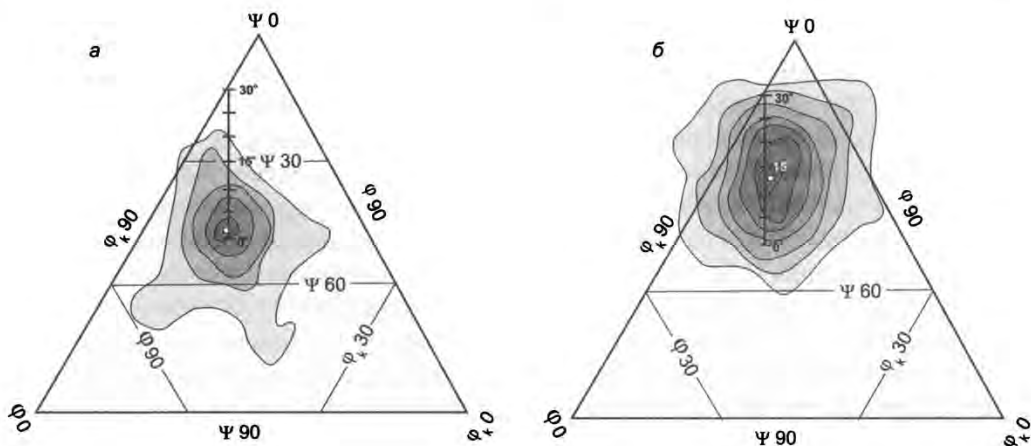


Рис. 6.17. Статистический вариант определения угла α по центрам максимумов облака точек (квадрат) на треугольных диаграммах: а – $\alpha \approx 2^\circ$, б – $\alpha \approx 13^\circ$. По [Srivastava et al., 1998] с упрощениями.

Структурные перестройки при образовании кинкбандов. Кинкбанды (см. разд. 4.1.4) широко развиты в минералах с доминирующим развитием плоскостной анизотропии, или обнаруживающих такую анизотропию в определенных условиях. Кинкбанды, сформировавшиеся при деформации кристаллической решетки, не являются четко выраженной плоскостной структурой, такой, как единичная субграница. Стенка кинкбанда может быть выражена неправильной зоной, разграничивающей рекристаллизованную внутреннюю область кинкбанда от нерекристаллизованной внешней. Вторым типом плоскостей кинкбандов являются широкие зоны изгиба кристаллической решетки, вдоль которой параллельно выстраиваются стенки дислокаций, формируя субграницы.

Одним из примеров действия механизмов упрочнения–разупрочнения при формировании кинкбандов является деформация кварцита в низкотемпературных условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Основным механизмом деформации является дислокационное скольжение вдоль базальной плоскости (0001) с образованием деформационных ламелей и кинкбандов. Анализ показывает, что сопряженные кинкбанды формируются в зернах, в которых базальная плоскость субпараллельна оси сжатия, а односторонние кинкбанды – в зернах, в которых плоскость скольжения ориентирована под углом к оси сжатия [Nishikava, Takeshita, 1999]. По результатам численного моделирования, сопряженные кинкбанды формируются при большем дифференциальном напряжении, чем односторонние. В такой зерновой системе, состоящей из относительно более прочных зерен (тех, в которых плоскости скольжения ориентированы под «неблагоприятным» углом) в матриксе менее прочных (с «благоприятной» ориентировкой плоскостей скольжения), деформация с упрочнением на начальных стадиях концентрируется в менее прочном матриксе зерен (рис. 6.18). Следовательно, сопряженные кинкбанды в «более прочных» зернах формируются в результате структурной перестройки – после стадии деформационного упрочнения «менее прочных» зерен.

В случае горных пород, обладающих сланцеватостью, на начальных стадиях развитие кинкбандов является примером деформации, сопровождающейся многоактными структурными перестройками. Если обратиться к «модели вращения» (см. рис. 6.5), формирование каждого кинкбанда в начальной стадии его развития выступает как высокоэффективный деформационный механизм, релаксирующий приложенные к системе напряжения. При возрастании силы трения деформация протекает с упрочнением вплоть до отмирания кинкбанда, и в результате такой частной структурной перестройки зарождается новый кинкбанд (см. рис. 6.5, IV). Очевидно, что в идеальном случае этот процесс должен протекать до определенной стадии общего насыщения объема горной породы кинкбандами, препятствующего их дальнейшему развитию, и общему упрочнению породы, аналогично тому, как перенасыщение дислокациями приводит к упрочнению кристаллов. Можно полагать, что при развитии кинкбандов процессы структурных перестроек на фоне общей деформации с упрочнением осложняются одновременным развитием нескольких таких структур или их систем.

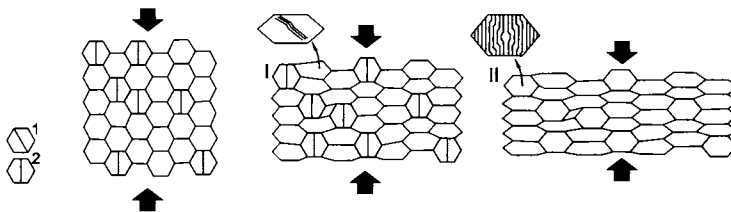


Рис. 6.18. Схематический рисунок, показывающий эволюцию развития микрокинкбандов в кварцевых зернах в зависимости от их избирательной ориентировки (по [Nishikava, Takeshita, 1999], с изменениями). Относительно «мягкими» (менее прочными) оказываются зерна с осью ориентированной базальной плоскостью скольжения (I), более прочными – зерна, в которых базальная плоскость ориентирована субпараллельно оси сжатия (2). При деформации на первой стадии (I) деформируется матрикс «мягких» зерен путем формирования деформационных ламелей и односторонних кинкбандов. При упрочнении «мягких» зерен (стадия II) начинается деформация более прочных кварцевых зерен с образованием сопряженных кинкбандов.

гиональных деформационных событий (этапов). Конечно (и как правило), кинкбанды всегда следует рассматривать в контексте и во взаимосвязи со складчато-разрывными нарушениями, и только в случае установления выдержанного их распространения в пространстве можно делать вывод об их регулярном (региональном) развитии [Sharma, Vhola, 2005 и др.].

Ярко выраженная плоскостная анизотропия (расслоенность) среды является необходимым условием развития кинкбандов. Распространенные в широком диапазоне масштабов, они указывают на относительно высокие всесторонние давления и во многих случаях позволяют однозначно определить положение кинематических осей.

6.2. Будинаж

Структура будинажа представляет собой пережатый сегментированный более компетентный (более вязкий) слой среди менее компетентных (менее вязких) слоев. Процесс будинажа можно определить как сегментацию более вязких слоев, а будины – как вытянутые их фрагменты (рис. 6.19, 6.20, фиг. 6.3, вклейка) [Белоусов, 1986; Фойгт, 1990 и др.]. Структуры будинажа являются кинематическими индикаторами обстановок растяжения вдоль слоистости, по асимметрии которых можно также определить направление сдвиговой составляющей.

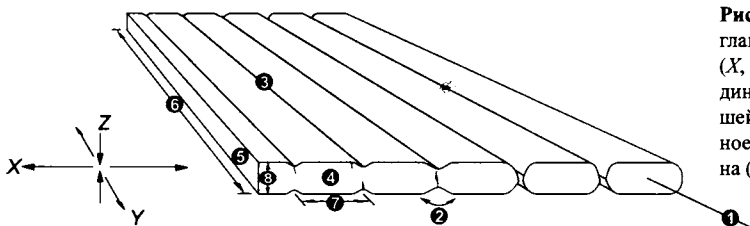


Рис. 6.19. Будины в координатах главных деформационных осей (X , Y , Z): ориентировка оси будины (1), область (2) и линия (3) шейки, поперечное (4) и продольное (5) сечения, длина (6), ширина (7) и толщина (8) будины.

При незавершенной сегментации слоя отдельные будины разделены пережимами, или шейками (см. рис. 6.19, 6.20). Линия шейки определяется как линия на поверхности будинированного слоя в области пережима, соединяющая точки с минимальной мощностью. Будинированный прослой может состоять из полностью разобщенных фрагментов (будин, см. фиг. 6.3, вклейка), промежутки между которыми выполнены либо менее компетентными вмещающими породами, либо новообразованными минеральными агрегатами (кварцевыми, кальцитовыми), а в сильно метаморфизованных породах – аплитами или пегматитами. Ось будины ориентирована вдоль ее удлинения и представляет собой прямую, которая при параллельном переносе наилучшим образом описывает форму будины (см. рис. 6.19). Длина будины измеряется вдоль ее оси, перпендикулярно к оси определяются ширина и толщина (мощность) будины. В поперечном (ортогональном оси) сечении будины имеют разнообразную морфологию – прямоугольную, ромбоидальную, линзовидную.

В современной терминологии [Международный..., 1991] будинажем предлагается называть только округлые в поперечном сечении структуры с четкой сегментацией, в которых каждая будина отделена от другой. При наличии пережимов (шеек) можно

использовать термин «четковидная структура» (англ. *pinch-and-swell structure*), хотя эти структуры обычно являются членами единого морфогенетического ряда.

Структуры будинажа возникают в результате неоднородного растяжения более вязкого слоя, заключенного в менее вязкой вмещающей породе. Рассмотрим систему из трех слоев, в которой средний слой обладает повышенной вязкостью (рис. 6.21, 1).



Рис. 6.20. Будины в кембрийских доломитах адянской свиты, Келянская зона, Северное Забайкалье (положение шеек будин показано стрелками).

При сжатии такой пачки слоев ортогонально слоистости вещество матрикса, обладающее меньшей вязкостью, деформируется в большей степени и «растекается» вдоль слоистости. Материал менее вязких слоев проскальзывает по поверхности более вязкого слоя, на границах слоев возникают силы трения, которые стремятся растянуть слой большей вязкости (рис. 6.21, 2). В такой обстановке силы растяжения, определяемые силами трения на поверхностях слоев, оказываются распределенными по всей поверхности растягиваемого слоя, и каждый участок слоя растягивается независимо от других участков.

Напомним, что вязкость – это свойство материала оказывать сопротивление скорости деформации. При постоянной величине действующих напряжений скорость деформации будет выше у тел с меньшей вязкостью. Таким образом, вязкость определяет скорость пластической деформации. В случае будинажа это означает, что менее компетентные прослои обладают более эффективно действующими механизмами деформации уровня зерен и агрегатов зерен. В каждом конкретном случае, в зависимости от РТ-условий и состава пород, механизмы деформаций для агрегатов зерен, слагающих каждый конкретный слой, могут быть различны, но соотношение скоростей пластической деформации определяет величину распределенного вдоль компетентного слоя растяжения.

Подобное распределенное растяжение позволяет понять, почему растяжение приводит к формированию множественных шеек и вслед за ними – разрывов, а не ограничивается единичным разрывом (рис. 6.21, 3 и 4). Действительно, если представить себе единичный изолированный слой, к которому были бы приложены растягивающие усилия, то появление единственной шейки с концентрацией в ней деформации снимает напряжения в других частях слоя, а после проявления разрыва напряжения полностью исчезают (можно провести простейший эксперимент, попытавшись разорвать полоску бумаги, надрезав ее в нескольких местах). При будинаже силы действуют распределенно, подобно тому как в слое глины, лежащем на растягивающемся листе резины – в этом случае появление шейки или разрыва снимает напряжение лишь в непосредственной близости от них, тогда как в других частях слоя напряжения будут сохраняться. В итоге это приведет к формированию множественных шеек и разрывов.

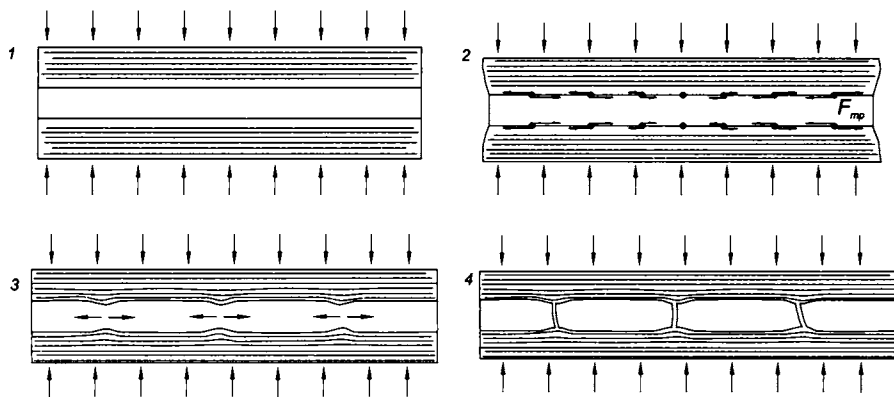


Рис. 6.21. Образование будин в результате неоднородного растяжения более вязкого слоя, заключенного в менее вязкой вмещающей породе. По [Белоусов, 1986] с изменениями. Вещество, окружающее средний слой повышенной вязкости, при сжатии ортогонально слоистости «растекается» вдоль нее (1), на границах слоев возникают силы трения, распределенные по всей поверхности слоя и стремящиеся растянуть слой большей вязкости (2). Каждый участок слоя растягивается независимо от других участков, растяжение приводит к формированию множественных шеек (3) и вслед за ними – разрывов слоя (4).

После образования шеек контраст вязкостей перестает играть доминирующую роль в дальнейшей морфологической эволюции будин. Возрастающая деформация, концентрирующаяся в растягиваемом слое во все более узких сечениях шеек (рис. 6.22, 1 и 2), приводит в конечном счете к разрывам шеек и вслед за этим, при достижении критических напряжений, к разрыву слоя на отдельные фрагменты, которые будут раздвигаться с заполнением промежутков веществом менее вязких слоев. Пластичный материал, заполняя пространство между будинами, иногда формирует складки (рис. 6.22, 4). Нередко межбудинное пространство выполняется привнесенным растворами минеральным веществом (рис. 6.22, 3), или – в высокометаморфизованных породах – расплавами. После образования шеек и межбудинных отрывов возникает новообразованное резко неоднородное строение породы, обусловленное концентраторами растягивающих напряжений в межбудинном пространстве.

Такая простейшая трехслойная модель позволяет понять механизм формирования будинажа, а также определить основные факторы, которые обуславливают возможность образования этой структуры и особенности протекания процесса. К основным факторам можно отнести, во-первых, контрастность деформационных свойств слоев в деформируемой пачке (прежде всего – контраст вязкости, определяющийся деформационными механизмами уровня агрегатов зерен) и, во-вторых, мощность более вязкого прослоя.

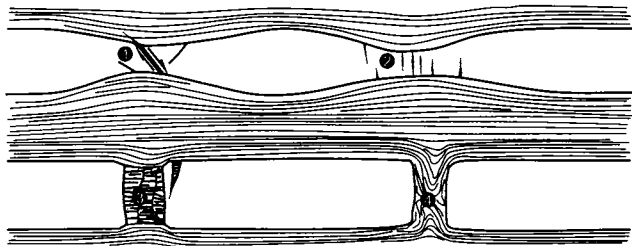


Рис. 6.22. Структуры растяжения шеек (1 – система сколовых трещин, 2 – трещины отрыва) и выполнения межбудинного пространства (3 – минеральные жилы, 4 – складки затекания маловязкого материала).

Чем выше контраст вязкостей, тем интенсивнее деформируется вещество менее вязких слоев по отношению к более вязкому прослою, тем выше силы трения на границах слоев и тем выше растягивающие напряжения, возникающие в слое. Это, в свою очередь, должно приводить к более частой сегментации его шейками (рис. 6.23). Вместе с тем, при одинаковом контрасте вязкостей существенное значение имеет мощность прослоя: в более тонком прослое шейки будут формироваться чаще, чем в более мощном – при равных растягивающих напряжениях, определяемых силами трения между слоями, длина отрезков вдоль менее мощного слоя, на котором распределенно действуют растягивающие усилия, достаточные для образования шеек, оказывается короче. Отмечается, что очень тонкие слои имеют тенденцию к утонению, не подвергаясь при этом будинажу, даже при наличии высокого контраста вязкостей [Talbot, 1970]. В микротектонике способность удлиненных или уплощенных зерен к сегментации определяется как микробудинаж [Masuda et al., 1995, 2007].

Деформационные свойства пород, в том числе вязкость, определяются РТ-условиями деформации, величиной дифференциальных напряжений, скоростью деформации, наличием флюида и другими условиями, которые, в свою очередь, определяют действующие механизмы деформации уровней зерен и агрегатов зерен. Широкое распространение будинажа в метаморфических породах обусловлено более высокими РТ-параметрами синметаморфических деформаций, приводящими к повышению скорости пластических деформаций пород. При высоких скоростях деформации в будинируемом слое быстро достигаются условия хрупкого разрушения, напротив, при медленных деформациях накапливающиеся в породе напряжения успевают релаксировать за счет пластичной деформации с формированием шеек. В целом взаимодействие внешних условий (РТ-параметры, скорость деформации) определяет характер деформации растягиваемого слоя, которая может реализоваться путем формирования трещин растяжения (отрывов), сколовыми сбросовыми трещинами или пластичным утонением с формированием шеек (см. рис. 6.22).

В ряде случаев морфология будин обусловлена главным образом существовавшими внутри слоя додеформационными неоднородностями, например трещинами отдельности, расстояние между которыми определяет ширину будин. Формирование будин происходит за счет раскрытия ранних трещин с образованием прямоугольных будин.

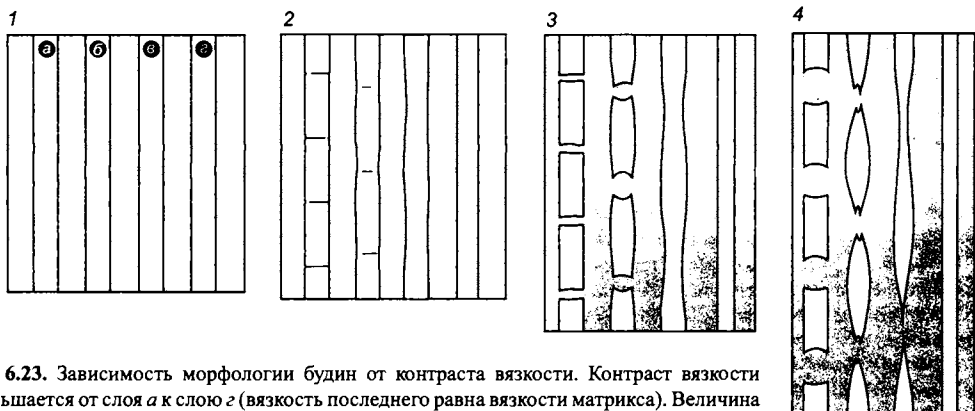


Рис. 6.23. Зависимость морфологии будин от контраста вязкости. Контраст вязкости уменьшается от слоя *a* к слою *d* (вязкость последнего равна вязкости матрикса). Величина деформации увеличивается от рис. 1 к 4. По [Ramsay, 1967] с изменениями.

«Хрупкий» будинаж с разрывом слоя без образования шеек может протекать в породах с очень высоким контрастом вязкостей. В классическом случае образование прямоугольных в поперечном сечении будин происходит за счет формирования отрывов, ориентированных под прямым углом к слоистости. «Хрупкий» будинаж может приводить также к формированию будин ромбической формы, если растяжение ориентировано косо к слоистости или если существовала сдвиговая составляющая деформации вдоль слоистости [Stromgard, 1973]. В ряде случаев ромбическая форма сечения будин определяется наложенными сдвиговыми деформациями первоначально прямоугольных будин [Ghosh, Ramberg, 1976]. При развитии в компетентном слое сопряженных сколовых и сдвигово-раздвиговых трещин могут возникать трапециевидные будины, а сам растянутый слой в поперечном сечении приобретает горст-грабеновую структуру [Gay, Jaeger, 1975; Mandal et al., 2000]. Эксперименты по деформациям горных пород показывают, что трещины отрыва и скола при «хрупком» будинаже возникают, соответственно, при низком и высоком всестороннем давлении [Hirth, Tullis, 1994], хотя полевые наблюдения свидетельствуют о том, что и отрывы, и сколы могут развиваться при будинаже одновременно. При прочих равных условиях, морфология будин и механизмы деформации при «хрупком» будинаже определяются главным образом отношением T_r мощностей более вязких и менее вязких слоев ($T_r = t_k/t_{nk}$, где t_k и t_{nk} – мощности компетентного и некомпетентного слоев, соответственно). Трещины отрыва, приводящие к формированию прямоугольных будин, возникают при малых значениях отношения мощностей. При увеличении этого отношения образуются сколовые будины [Mandal et al., 2000] (рис. 6.24).

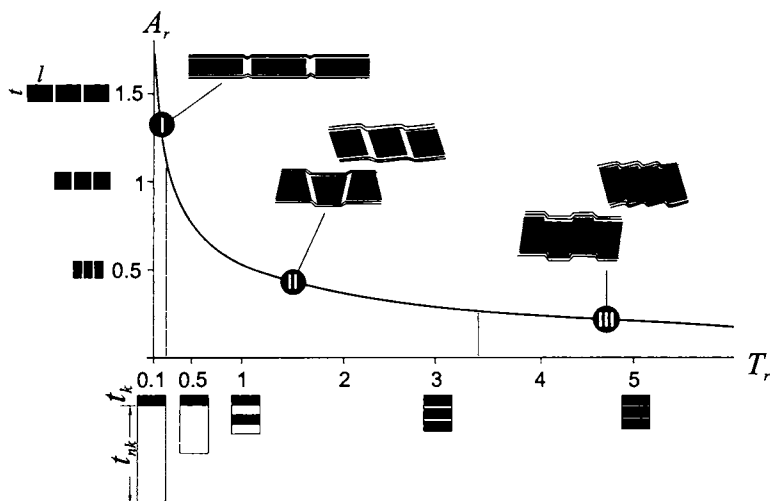


Рис. 6.24. Морфогенетическая классификация «хрупких» будинаж-структур, формирующихся при сжатии ортогонально слоистости: I – будины отрыва прямоугольного сечения, II, III – сколо-раздвиговые (II) и сколовые (III) будины с ромбообразными и трапециевидными сечениями. На диаграмме A_r – T_r показаны теоретически рассчитанные области развития различных типов будин в слоистых толщах (при постоянном контрасте вязкостей): A_r – соотношение ширины будины l к мощности t ; T_r – отношение мощностей компетентного t_k и некомпетентного t_{nk} слоев. Параметры A_r и T_r кроме числовых значений показаны пиктограммами. По [Mandal et al., 2000] с упрощениями и изменениями. Из этой теоретической модели следует, что трещины отрыва, приводящие к формированию прямоугольных будин (I), возникают при малых отношениях мощностей T_r ; при увеличении этого отношения образуются сколовые будины (II, III).

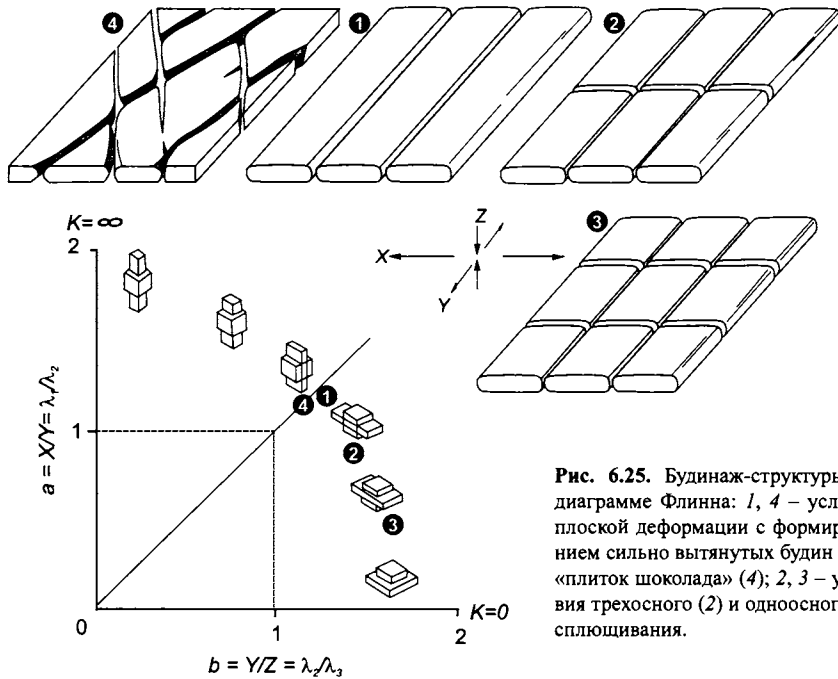


Рис. 6.25. Будинач-структуры на диаграмме Флинна: 1, 4 – условия плоской деформации с формированием сильно вытянутых будин (1) и «плиток шоколада» (4); 2, 3 – условия трехосного (2) и одноосного (3) сплющивания.

По отношению к эллипсоиду деформации оси будин и линии шеек вытянуты ортогонально оси максимального удлинения X (рис. 6.25, 1). Будины также могут подвергаться растяжению вдоль промежуточной оси Y с формированием второстепенного направления утонения и растрескивания, в результате чего слой разбивается на вытянутые призмы (рис. 6.25, 2). При деформации сплющивания будинирующийся прослой может разбиваться на изометричные в плане призмы (рис. 6.25, 3). По отношению длины будин к их ширине можно оценить отношение величин удлинения вдоль осей X и Y эллипсоида деформаций. В случае плоской деформации растяжение слоя также может реализоваться путем формирования косоориентированных под углами $45\text{--}90^\circ$ к оси растяжения отрывов и формирования структур типа «плиток шоколада» (рис. 6.25, 4).

Будинач-структуры указывают на сжатие ортогонально слою и на растяжение вдоль него. Рассматривая будинач-структуры обособленно, можно лишь утверждать, что при их образовании ось сжатия была ориентирована под углом более 45° к слоистости. Дополнительная информация может быть извлечена из особенностей морфологии будин (например, ромбическая форма сечений будин указывает на неортогональную ориентировку оси сжатия к слоистости, приведшую к сегментации слоя сколовыми разрывами) или при рассмотрении других деформационных структур.

Асимметричные будины возникают при вращении и сдвиговом смещении будин в процессе прогрессирующего послойного растяжения со сдвиговой составляющей [Gaudemar, Tapponier, 1987; Goscombe, Passchier, 2003; Goscombe et al., 2004 и др.]. Такие будины могут использоваться в качестве кинематических индикаторов (рис. 6.26, 6.27).

Выделяют две группы асимметричных будин, межбудинное скольжение у которых будет иметь синтетический или антитетический характер (соответственно, в

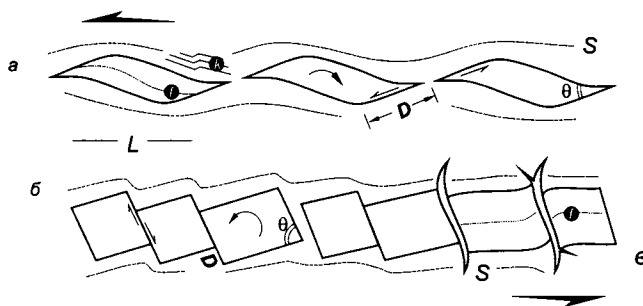


Рис. 6.26. Морфологические отличия синтетических (а) и антитетических (б, в) асимметричных будин зон пластичных сдвигов. По [Goscombe, Passchier, 2003] с изменениями.

направлении сдвига или против него, см. рис. 6.26). Эти структуры могут быть зеркально симметричны, и, как правило, требуются дополнительные морфологические критерии, чтобы отнести такие будины к одному из этих типов и использовать их как кинематический индикатор. Попытка морфологического анализа предпринята в [Goscombe, Passchier, 2003; Goscombe et al., 2004], на основании которого выделяются три типа асимметричного будинажа.

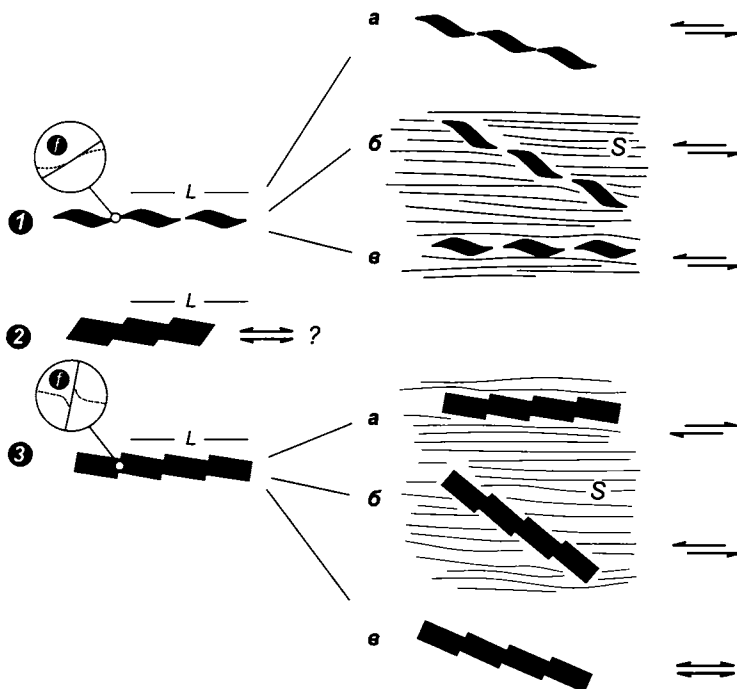


Рис. 6.27. Определение кинематики перемещения по асимметричным будинам в сдвиговых зонах. По [Goscombe, Passchier, 2003] с изменениями. Анализ проводится по сечениям, ориентированным параллельно линейности. Установив морфологический тип будин (см. рис. 6.26) – синтетические (1), «промежуточные» (2), типа домино (3) – можно определить кинематический знак (а–в – различные варианты соотношения со сланцеватостью). Будины типа домино с неизвестным соотношением со сланцеватостью не позволяют однозначно судить о направлении перемещения.

Сдвиговые (англ. *shear*) будины характеризуются синтетическим типом межбудиных перемещений и имеют удлиненную, изогнутую линзовидную морфологию. Для них характерно большое относительное перемещение вдоль межбудиных поверхностей, которые ориентированы под небольшим углом к будинам. Будины типа *домино* (англ. *domino*) формируются за счет антитетических перемещений, имеют угловатую ромбообразную форму в поперечном сечении и характеризуются крутыми углами межбудиных сколов, смещения по которым относительно невелики. На окончаниях будин такого типа могут наблюдаться флексуры. *Рубцовые* (англ. *gash*) будины являются подтипом будин домино с сигмоидальными межбудиными отрывами.

Синтетические будины (см. рис. 6.26, а) имеют веретенообразную морфологию, сильно вытянуты в поперечном сечении вдоль линейности L и расщепления S при высоком соотношении ширины к толщине. Величина синтетического (т.е. в направлении сдвиговой зоны) смещения D выше, чем у будин типа *домино*, а угол θ у окончания будин острый, величина вращения меньше и противоположна направлению сдвига. При наличии внутри будины сланцеватости у окончаний будин формируется синтетический подворот (f), в межбудином пространстве могут отмечаться кинкбанды (k).

У *антитетических будин* типа домино (см. рис. 6.26, б) низкие отношения ширины к толщине, будины часто изометричны в поперечном сечении, величина антитетического (т.е. против направления сдвига) смещения D относительно небольшая, характерно значительное вращение, обратное направлению сдвига. Подвороты сланцеватости (f) внутри будин имеют антитетический характер, угол θ большой, нередко отмечаются раскрытия межбудиных поверхностей. У рубцовых (см. рис. 6.26, в) будин эти раскрытия имеют вид сигмоидальных или разветвленных на концах отрывов.

Кроме морфологических особенностей самих будин при описании должна отдельно отмечаться асимметрия цепочек будин по отношению к рисунку текстур вмещающих будины пород и общей расслоенности будинированных пачек. Структуры будинажа распадаются на две главные категории: *унаследованные*, с последовательным развитием будин различных морфологических типов в обстановке прогрессивной деформации, и *преобразованные* – будины, изменившие свою морфологию при деформации в течение более поздних, наложенных деформационных событий [Goscombe et al., 2004].

С помощью структур будинажа можно оценить величину растяжения слоя (при необходимости введя поправки, если можно оценить изменение объема, общее утонение, предшествовавшее будинажу и т.д.). Кроме того, можно попытаться качественно оценить вязкость и прочность пород – для этого необходимо, чтобы сопоставляемые слои разного состава имели одинаковую мощность и находились в одном поле напряжений: более вязкие слои будут формировать более короткие будины (см. рис. 6.23).

Будинаж-структуры формируются в широком диапазоне температур и давлений, эти структуры можно наблюдать как в неметаморфизованных породах, так и в гнейсовых толщах. Основным структурообразующим фактором здесь выступает контрастность деформационных свойств пород, слагающих слоистую толщу в данных условиях, и наличие сжатия ортогонально или под большим углом к слоистости. Будинаж возникает на стадии диагенетического уплотнения пород в горизонтально залегающих отложениях платформ и перикратонных прогибов, а также на крутых крыльях складок в процессе складчатых деформаций, когда слоистая толща оказывается долж-

ным образом ориентирована по отношению к напряжениям сжатия (см. разд. 7.4.3.3), в зонах пластических деформаций сдвиговых зон.

6.3. Муллионы

Согласно [Ramsay, Huber, 1987], *муллионами* называются вытянутые брусовидные структуры, напоминающие колонны (брусья). Описывается несколько типов муллионов. *Складчатые муллионы* развиты на границе раздела между слоями, сложенными разными литотипами, которые смяты в складки с чередованием округлых и заостренных форм (фиг. 6.4 (вклейка), англ. *cuspate – lobate folds*, см. разд. 7.4.1). *Кливажные муллионы* – это угловатые призматические брусовидные фрагменты компетентных слоев, сформировавшиеся за счет пересечения слоистости и кливажа в литологически контрастной слоистой пачке (рис. 6.28–6.30). Длинные цилиндрические тела с очень

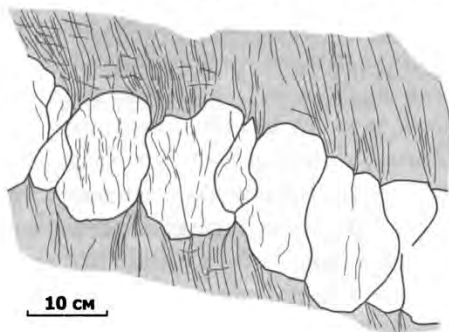


Рис. 6.28. Кливажные муллионы, образованные сегментацией прослоя доломитов в карбонатных алевросланцах чайской свиты нижнего кембрия, Юдомо-Майский прогиб (рисунок по фотографии).

неправильным поперечным сечением называют *неправильными муллионами*. Морфологически близкими к муллионам являются *роддинг-структуры*, которые сформированы параллельно ориентированными пережатыми замками мелких складок или «отжатыми» в замки складок кварцевыми жилами. В целом и муллионы, и роддинг-структуры можно объединить и описывать как брусовидные структуры, подразумевая под этим линейно вытянутые и, как правило, обособленные фрагменты слоев, полностью или частично разобщенные.

Кливажные муллионы морфологически бывают подобны будинажу, но с ориентировкой кливажа под большим углом к «будинирован-



Рис. 6.29. Кварцевые кливажные муллионы в кембрийских доломитах Уакитской зоны, Северное Забайкалье.

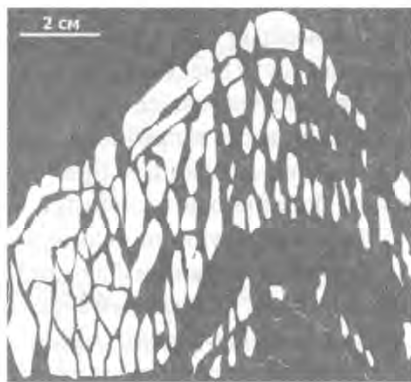


Рис. 6.30. Кливажные муллионы в алевропелитах парамской толщи рифея, Келянская зона, Северное Забайкалье (рисунок по фотографии).

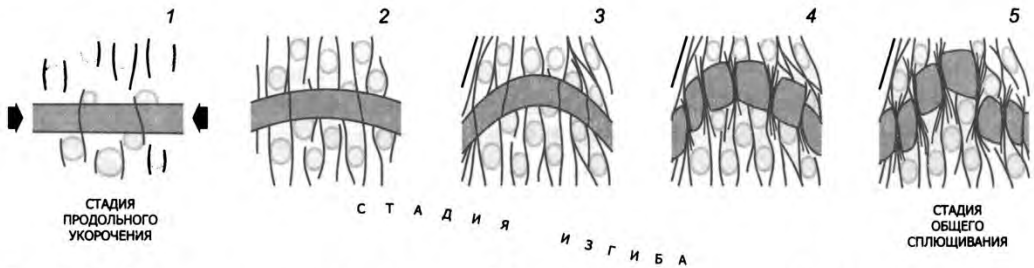


Рис. 6.31. Образование кливажных муллионов: грубый редкий кливаж, возникающий на стадии продольного укорочения (1), преобразуется в пучки кливажа и кливажные швы на стадии изгиба (2–4), муллионы морфологически оформляются и на стадии общего сплющивания (5) представляют собой грубые неоднородности, контролирующую дальнейшую эволюцию кливажа во вмещающем матриксе (см. также рис. 6.32).



ному» пласту. Это – брусовидные структуры, сформированные более компетентными породами и разделенные ориентированными под большим углом к слоистости поверхностями раздела, представленными кливажными швами или пучками кливажа (см. рис. 6.28–6.30).

Кливажные муллионы образуются в результате неравномерного развития кливажа разных морфологических типов при сжатии вдоль слоистости. В более компетентных породах (массивных известняках, песчаниках) развиваются редкие и грубые кливажные или стилолитовые швы, тогда как в глинистых сланцах и алевролитах кливаж проникающий и более частый (см. разд. 7.4.3; рис. 6.31, 1–3). При этом на кон-

Рис. 6.32. Стадийность образования микромуллионов в алевролитах мухтунной свиты (верхний рифей), Уакитская зона, Северное Забайкалье: а – формирование пучков кливажа, б – зарождение муллионов, в – полное обособление более компетентного прослоя (микрофотографии шлифов).

тактах слоев часто возникают «пучки» кливажных зон. При изгибе слоев в складки обособленные призмы более вязких прослоев нередко смещаются по кливажным швам и в дальнейшем играют роль ярко выраженных концентраторов напряжений (рис. 6.31, 4). В случае плоской деформации (рис. 6.31, 5) можно усмотреть аналогию между сечением муллиона и единичной зерновой неоднородностью, погруженной в более тонкозернистый матрикс. У такой неоднородности границы, ориентированные под большим углом к ориентировке сжатия, выступают в качестве концентраторов напряжений сжатия, малоугловые границы, обычно параллельные слоистости, недогружены. Таким образом, в случае кливажных муллионов при доминирующем механизме растворения под давлением, аналогично структурам зернового уровня, происходит перераспределение растворенного материала, и муллионы приобретают характерную бочонковидную форму (см. рис. 6.28–6.30, 6.31, 5). В шлифах наблюдаются последовательные стадии развития микромуллионов от начальных стадий процесса (рис. 6.32, *a* и *b*) до полного обособления муллион-структур: морфологически такие образования можно принять за линзовидные включения или микробудины (рис. 6.32, *в*).

Образование муллионов и будинаж нередко проявляются в слоистых пачках на разных стадиях деформации, как это показано для муллионов Арденнского сланцевого пояса европейских герцинитид [Kenis et al., 2002, 2004]. Рубцовые будины, межбудинное пространство которых выполнено кварцем, на последующих этапах деформации при сжатии вдоль слоистости формируют хорошо морфологически оформленные, бочкообразные в поперечном сечении, муллионы, а кварцевые межбудинные жилы выступают в качестве сегментирующих слой неоднородностей.



7. СКЛАДКИ

...Важнейший предмет составляет пластование горнокаменных пород и соединение оных в горные образования или формации; ибо ими только познать можно строение земной коры и определить относительную древность каждого образования. Для достижения сего надлежит вам при всяком изыскании, во всех классах гор, обращать внимание: на слоение пород; на отделы и трещины в слоях имеющиеся; на параллельность слоев между собою и на постепенное понижение поверхностей выходов оных; на уклонение от параллельности по направлению особенному; на протяжение слоев; на их падение и перемены, в обеих сих случаях бывающие, как в отношении к странам света, так в отношении к горизонтальной линии.

Инструкция горным партиям для геогностического описания хребта Уральского и для приискания руд и золотосодержащих россыпей.

СПб, 1829 г.

Складками называют изгибы слоев, пластов, полосчатости, даек и жил, плоскостей разрывных нарушений. Термин *складчатость* используется как по отношению к процессу, так и к итоговой структуре [Международный..., 1991]. Складки образуются при смятии слоистых осадочных и метаморфических толщ под действием тектонических сил или, реже, в результате других процессов. Действие тектонических сил является не единственным фактором складкообразования: в нелитифицированных осадках континентальных склонов образуются складки оползания; в моренных глинах в основании мощных ледниковых покровов, в подножии оползней аккумулятивных террас наблюдаются складки выжимания (нагнетания); при течении лавовых потоков формируются причудливые складки течения (подобные структуры иногда можно наблюдать и в интрузивных магматических породах). Соляные диапировые складки возникают при выдавливании легких и пластичных соленосных толщ под действием нагрузки вышележащих пород (см. рис. 2.6). Таким образом, генетический диапазон «нетектонических» складок достаточно широк. Тем не менее, вне зависимости от генезиса для образования складок необходимо выполнение двух условий: наличие некоторой расслоенности пород и действие усилий (не обязательно тектонической природы), достаточных, чтобы в данных РТ-условиях произошел изгиб без существенного нарушения сплошности.

7.1. Геометрия складок

Элементы складки показаны на рис. 7.1. Выделяется *ядро* – внутренняя область складки, *замок* – область максимального изгиба слоистости, *крылья* – область между участками замков сопряженных складок противоположного знака. *Шарнир* (*линия шарнира*) определяется как линия, соединяющая точки максимальной кривизны замка складки. *Линия перегиба* – это линия, соединяющая точки с нулевой кривизной на крыльях складки. *Осевая поверхность* складки представляет собой поверхность, включающую линии шарниров в разных слоях складки. В частном случае эта поверх-

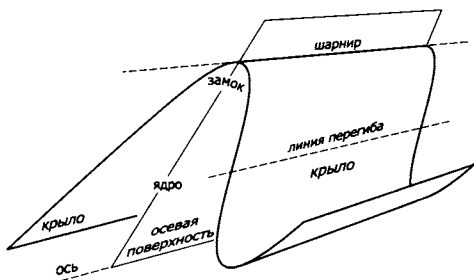


Рис. 7.1. Основные элементы складки.

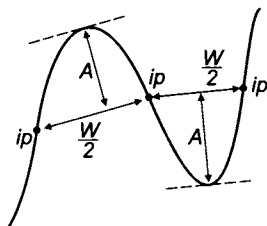


Рис. 7.2. Длина волны W (складывающаяся из длин двух полуволн $W/2$) и амплитуда A складки; ip – точки перегиба.

половине длины волны $W/2$. Максимальное расстояние по нормали от линии, соединяющей точки перегиба, до замка складки называется *амплитудой складки* A (рис. 7.2).

ность может быть плоской, и тогда говорят об *осевой плоскости* складки. *Ось складки* – это линия пересечения осевой поверхности с поверхностью земли или (в частном случае) с горизонтальной плоскостью.

Складки, выпуклые вверх, в ядре которых располагаются более древние породы, называются *антиклиналями*, вогнутые вниз, с более молодыми породами в ядре – *синклиналями* (фиг. 7.1, а, вклейка). В общем случае при неясной стратиграфической последовательности слоев или для метаморфических толщ можно использовать термины *синформа* и *антиформа* (фиг. 7.1, б и в, вклейка).

Длина волны W обособленной складки определяется через расстояние между двумя точками перегиба, которое соответствует

7.1.1. Ориентировка осевых поверхностей и шарниров складок

В зависимости от положения крыльев складки по отношению к осевой поверхности различают *симметричные* и *асимметричные* складки (рис. 7.3). Асимметрия может быть выражена как различной длиной крыльев, так и разной мощностью. В зависимости от положения (угла падения) осевой поверхности складки могут быть *прямыми* (стоячими), *наклонными*, *опрокинутыми*, *лежащими* или *перевернутыми*.

В отличие от наклонных складок, у которых противоположные крылья сохраняют нормальное по отношению к горизонту положение, у опрокинутых складок одно из крыльев перевернуто (рис. 7.4). Лежащие складки характеризуются субго-

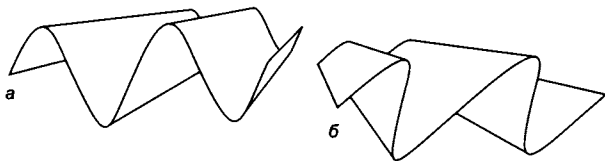


Рис. 7.3. Симметричные (а) и асимметричные (б) складки.

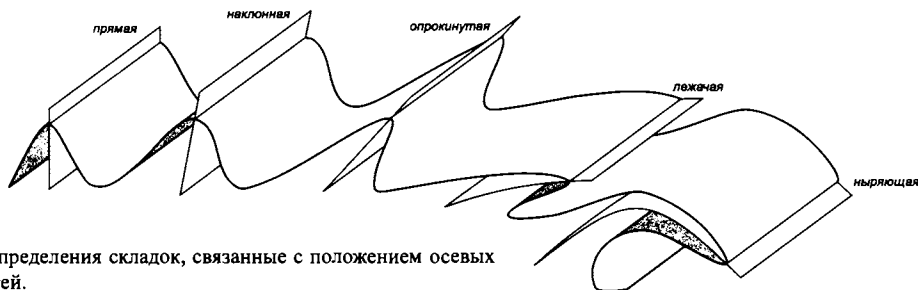


Рис. 7.4. Определения складок, связанные с положением осевых поверхностей.

горизонтальной осевой поверхностью, перевернутые – опрокинутым положением антиклиналей и синклиналей.

Складки с наклонным положением шарнира, как правило, характеризуются указанием угла погружения (наклона). Ориентировка шарниров определяется величиной угла по отношению к горизонтали – *угла погружения*, который варьирует от 0° до 90° , соответственно, у складок с горизонтальными и вертикальными шарнирами (осями). При изменении угла погружения шарнира вдоль простирания (его изгибе) говорят об *ундуляции* шарнира.

7.1.2. Угол между крыльями и морфология замков складок

В зависимости от угла между крыльями выделяют *пологие* ($180-120^\circ$), *открытые* ($120-70^\circ$), *закрытые* ($70-30^\circ$), *сжатые* ($30-0^\circ$) и *изоклинные* (0°) складки. Выделяются также *развернутые* (веерообразные, или *пережатые*) складки (рис. 7.5), угол между крыльями у которых отрицателен. Помимо угла между крыльями складки важное значение имеет морфология замка, которая определяется степенью кривизны крыльев в зоне перегиба и шириной этой зоны. Замок может иметь гребневидную (килевидную), шевронную (аккордеонную), параболическую, эллиптическую, коробчатую (сундучную) форму и т.д. Морфологические особенности замков при описании часто распространяют на всю складку (гребневидные, параболические складки и т.д.).

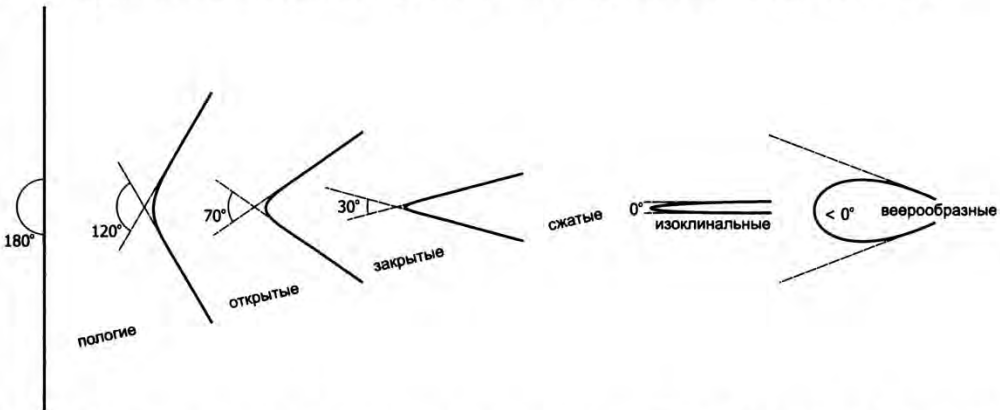


Рис. 7.5. Классификация складок по величине угла между крыльями (по [Fleuty, 1964] из работы [Вознесенский и др., 1980], с дополнениями).

В случае сундучных или коробчатых складок можно говорить о двух шарнирных линиях и двух осевых поверхностях, поскольку такие складки фактически представлены двумя складками одинакового знака с одним общим крылом (рис. 7.6); подобным образом кинкбанды представляют собой две сопряженные складки с одним общим крылом, но противоположного знака (см. рис. 6.1).

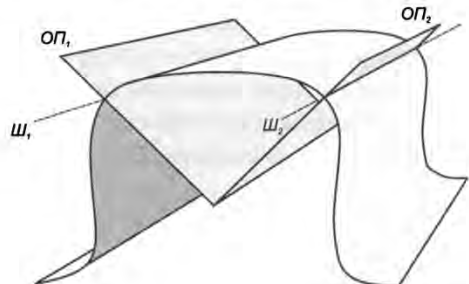


Рис. 7.6. Шарниры (*Ш*) и осевые поверхности (*ОП*) антиклинальной сундучной складки.

Количественное описание морфологии складок можно проводить с применением полиномиального анализа Фурье [Huddleston, 1973] (рис. 7.7) или анализа простых функций [Bastida et al., 1999]. На практике предпочтение отдают более простым качественным характеристикам.

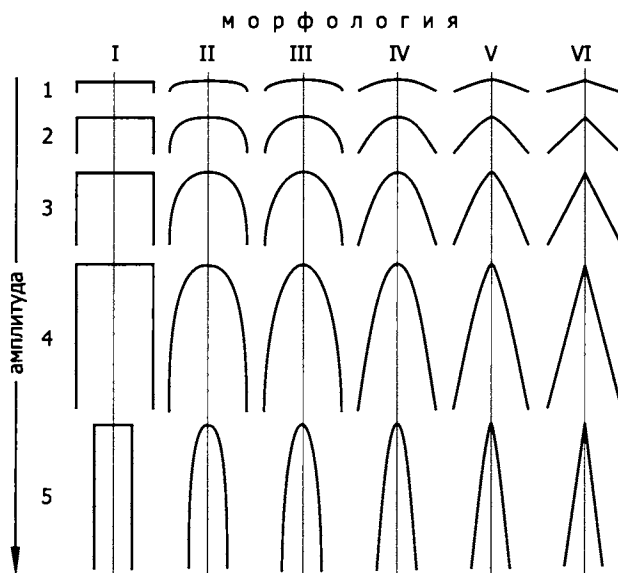


Рис. 7.7. Диаграмма для определения морфологии складок на основе полиномиального анализа Фурье. Амплитуда складок измеряется по вертикальной шкале от 1 до 5, морфология – по горизонтальной шкале от I до VI (I – коробчатые, II – переходные от коробчатых к полуэллиптическим, III – полуэллиптические, IV – параболические, V – промежуточные между синусоидальными и шевронными, VI – шевронные) [Huddleston, 1973].

7.1.3. Цилиндрические и конические складки

Важным морфологическим признаком складок является степень их цилиндричности. *Цилиндрической* называется складка с прямым шарниром (осью), поверхность которой можно получить параллельным переносом относительно этой оси (рис. 7.8, а). Большинство геометрических операций со складками основано на допущении, что складки являются цилиндрическими, что в общем случае выдерживается лишь для ограниченных участков. Складки с изгибающимися по простиранию шарнирами и крыльями не являются цилиндрическими (рис. 7.8, б). Частным случаем нецилиндрических являются *конические* складки, поверхность которых можно получить вращением прямой относительно некоторой точки (т.е. часть конуса, рис. 7.8, в). К нецилиндрическим складкам относятся *футляровидные* (колчановидные) складки, морфологические особенности которых описаны выше, в разделе 5.7.4.1 (см. рис. 5.70, 5.71). Для систематики и удобства графического представления нецилиндрических складок может быть применена треугольная так называемая *PQR*-диа-

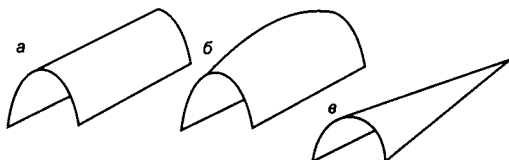
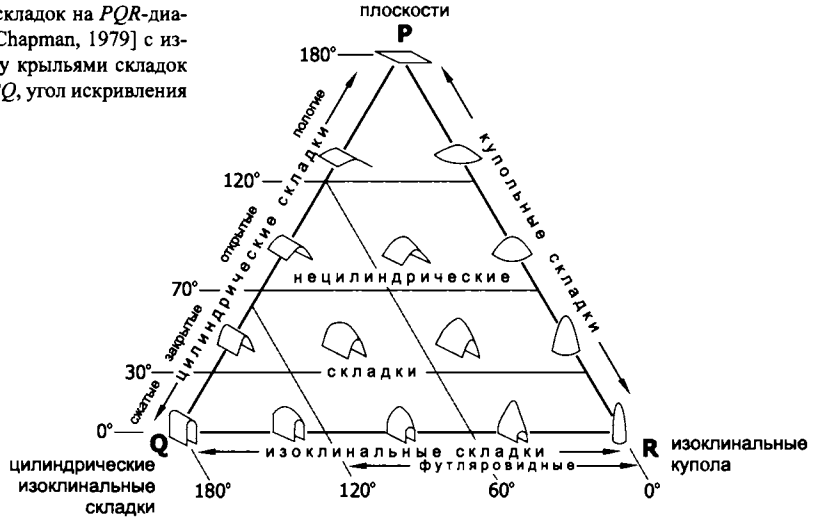


Рис. 7.8. Цилиндрическая (а), нецилиндрическая с ундулирующим шарниром (б) и коническая (в) складки.

Рис. 7.9. Систематика складок на PQR -диаграмме. По [Williams, Charman, 1979] с изменениями. Угол между крыльями складок откладывается по оси PQ , угол искривления шарнира – по оси PR .



грамма (рис. 7.9) [Williams, Charman, 1979], на которой крайними членами морфологических рядов выступают плоскость (вершина P), цилиндрическая изоклиналильная складка (вершина Q) и изоклиналильный купол (вершина R). Принцип построения диаграммы основан на определении угла между крыльями и шарнирного угла, которые откладываются, соответственно, вдоль осей PQ и PR . Цилиндрические складки располагаются на стороне PQ .

7.1.4. Параллельные и подобные складки. Изогоны

По морфологическому признаку выделяют параллельные и подобные складки. У *параллельных* складок мощность слоев, измеряемая ортогонально слоистости (t), постоянна (рис. 7.10, а). Параллельные складки с одинаковой кривизной называются также *концентрическими*, их морфология в разрезе является частью окружности некоторого радиуса R (рис. 7.10, б). В отличие от параллельных складок у *подобных* складок мощность слоя варьирует, увеличиваясь в замковой части. Для подобных складок поверхность изогнутых в складки слоев идентична, и мощность слоя, измеренная вдоль осевой поверхности (T), постоянна (рис. 7.10, в). Терминологически более точно, как отмечается в [Ramsay, Huber, 1987], такие складки следовало бы называть «идентич-

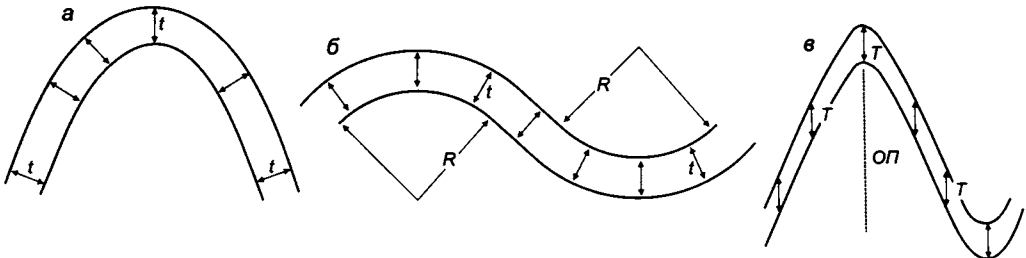


Рис. 7.10. Параллельные (а), концентрические (б) и подобные (в) складки; t – мощность, измеряемая ортогонально слоистости, T – мощность, измеряемая вдоль осевой поверхности складки, R – радиус окружности концентрического участка складки, $ОП$ – осевая поверхность.

ными», но определение «подобные» закрепилось исторически. Понятно, что параллельные и подобные складки являются крайними членами некоторого морфологического ряда складок. Более строго этот морфологический ряд определен с применением метода построения изогон [Ramsay, 1967; Ramsay, Huber, 1987] (рис. 7.11). Изогой называется линия, соединяющая точки в кровле и подошве слоя с равными углами падения. По графическому отображению изогон в замке складки определяется принадлежность складки к морфологическому типу: тип 1 (конвергентные, или сходящиеся по отношению к ядру складки изогоны), тип 2 (параллельные изогоны), тип 3 (дивергентные, или расходящиеся от ядра изогоны). В типе 1 выделяются подтипы: с сильно конвергентными изогонами (1А), изогонами, ортогональными слоистости (1В), и слабо конвергентными изогонами (1С). Параллельные складки соответствуют подтипу 1В, а подобные – типу 2 (рис. 7.12).

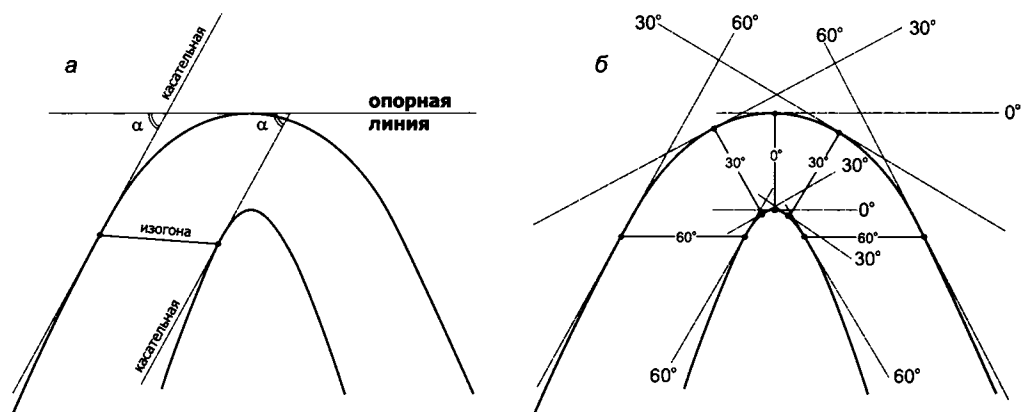


Рис. 7.11. Принцип построения изогон. Опорная линия горизонтальная, изогона соединяет точки в подошве и кровле слоя, где угол между опорной линией и касательной α одинаков (а). На рис. б показано построение изогон 0° , 30° и 60° на обоих крыльях антиклинальной складки.

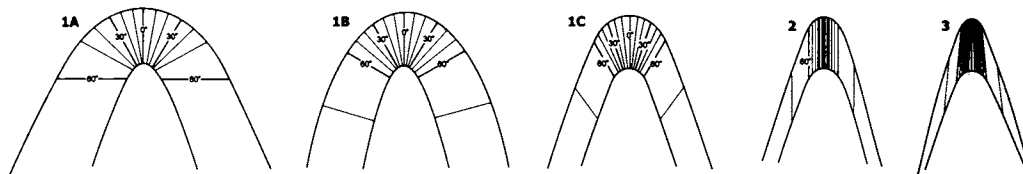


Рис. 7.12. Морфологические типы складок, определяющиеся рисунком изогон. Конвергентные (сходящиеся к ядру складки) изогоны характерны для типа 1. Подтипы: 1А – с сильно конвергентными изогонами, 1В – с изогонами, ортогональными слоистости (параллельные складки), 1С – со слабо конвергентными изогонами. Тип 2 характеризуется параллельными изогонами (подобные складки), тип 3 – дивергентными, или расходящимися от ядра изогонами [Ramsay, 1967].

7.1.5. Линейные и брахиморфные складки. Замыкания складок

Складки, являясь трехмерными телами, чаще всего наблюдаются и анализируются в двумерных сечениях: в плане – на геологических картах, аэро- или космоснимках (рис. 7.13, 7.14), или в вертикальных сечениях – при построении геологических разрезов (см. фиг. 7.1, вклейка) или непосредственно в обнажениях с большой вертикальной амплитудой (рис. 7.15).

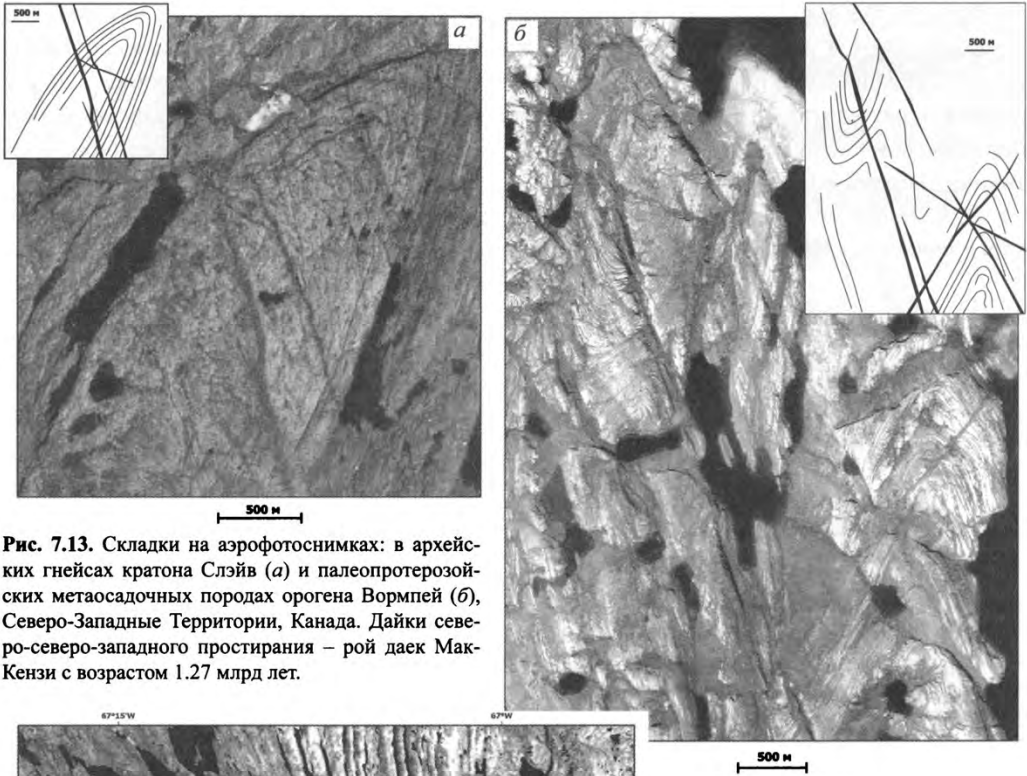


Рис. 7.13. Склады на аэрофотоснимках: в архейских гнейсах кратона Слэйв (*a*) и палеопротерозойских метасадочных породах орогена Вормпей (*б*), Северо-Западные Территории, Канада. Дайки северо-северо-западного простирания – рой даек Мак-Кензи с возрастом 1.27 млрд лет.

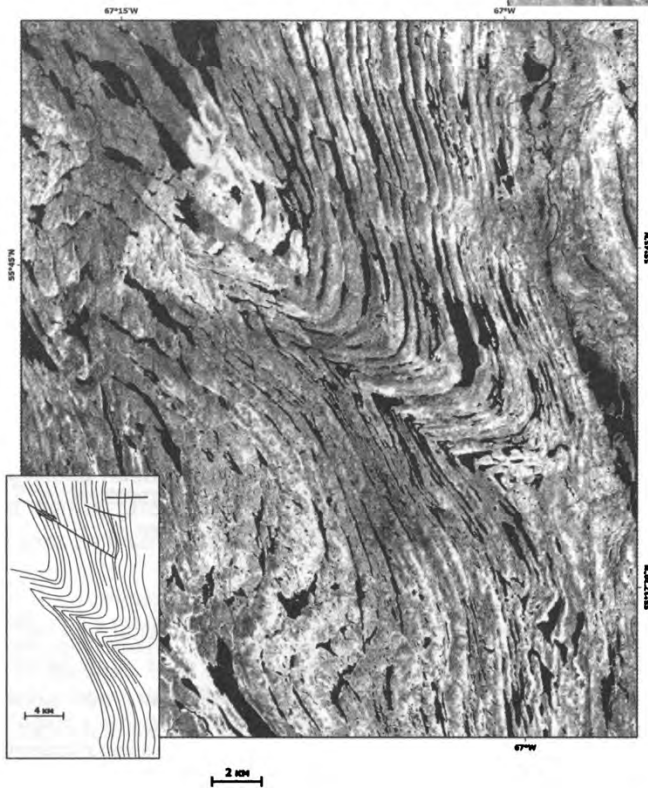


Рис. 7.14. Склады на космическом снимке Landsat, сланцевые толщи пассивной окраины провинции Черчилл, Канадский щит.

литудой (фиг. 7.2, вклейка). Обычно морфологические закономерности первоначально устанавливаются в двумерных сечениях, а затем мысленно или с помощью дополнительных графических процедур достраивается картина в объеме. Изображение складок на детальных картах в регионах с сильно расчлененным рельефом представляет собой произвольное «пересечение» складчатого многослоя поверхностью современного эрозионного среза, т.е. склонами с различной экспозицией.

Для мелкомасштабных карт и в регионах со слабо расчлененным рельефом для классификации складчатых форм используется отношение длины складки (d) к ее ширине (s). Так, *линейные* складки определяются соотношением $d/s \geq 5$, для *брахиморфных* складок $5 > d/s \geq 2$, для куполов и мульд $d/s < 2$ [Ярошевский, 1981] (рис. 7.15). Эти типы более строго могут быть определены на *PQR*-диаграмме (см. рис. 7.9). Замыкания складок фактически представляют собой отображения в плане замков складок.

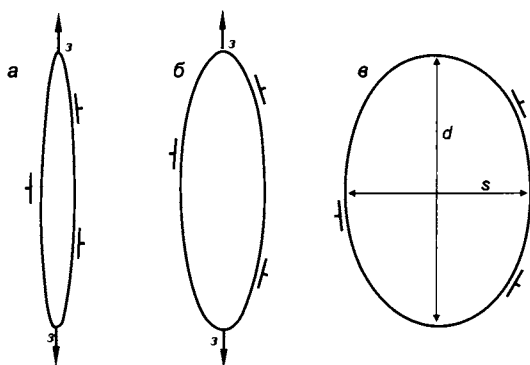


Рис. 7.15. Схематическое изображение линейной ($d/s \geq 5$, а) и брахиморфной ($5 > d/s \geq 2$, б) антиклиналей, купола ($d/s < 2$, в) на геологических картах; з – замыкание складок.

Наличие замыканий определяет ундуляции шарниров. Выделяют *периклинальные* и *центриклинальные* замыкания, соответственно, для антиклиналей и синклиналей.

7.1.6. Зеркало складчатости. S, Z и M-складки

Существуют обособленные складки (например, соляные диапировые складки и купола), но гораздо чаще в некотором объеме наблюдаются системы складок, повторяющихся с определенной периодичностью. *Зеркалом складок* называют огибающую поверхность, проходящую через шарниры складок или точки перегиба. Данная поверхность может определять складки более низкого порядка, сформированные малоамплитудными складками более высокого порядка (рис. 7.16). Складки высоких порядков могут быть распространены по всей толще, например в метаморфических комплексах, или формируются в какой-либо определенной пачке пород. В последнем случае их называют *складками волочения*, «намекая» на механизм формирования, под действием которого многослой тонкослоистой толщи сминается в многочисленные складки при перемещении на крыльях складки между двумя более вязкими слоями (рис. 7.17), или *паразитическими* (т.е. осложняющими строение более крупных и «важных» складок) [Рамберг, 1991]. Такие складки часто наблюдаются в пачках алев-

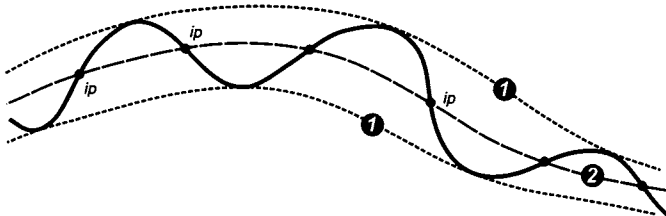


Рис. 7.16. Зеркала складок, определяющиеся огибающими поверхностями (1) и срединная линия (2), проведенная через точки перегиба (*ip*). Огибающие поверхности и срединная линия образуют складки более низкого порядка.

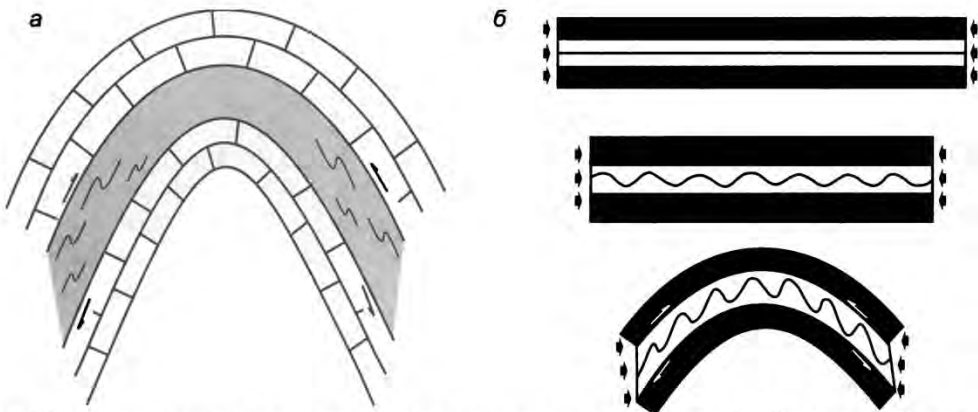


Рис. 7.17. Складки волочения, или набегания (а), и механизм их образования (б). По [Ramberg, 1963] с изменениями. На стадии продольного укорочения (см. разд. 7.4.3.1) в тонких компетентных слоях возникает мелкая складчатость, эволюционирующая на крыльях складок на стадии изгиба (см. разд. 7.4.3.2).

ролитов, переслаивающихся с грубослоистыми песчаниками или известняками. Иногда такие складки также называют *складками набегания* (из-за асимметричного рисунка таких мелких складок в разрезе, «набегающих», подобно волнам, в сторону замков антиклиналей).

Симметрия складок волочения определяется по характерному рисунку сочетания длинного–короткого–длинного крыльев (рис. 7.18), напоминающему буквы *S*, *Z* и *M*. Симметричные *M*-складки обычно наблюдаются в замковых частях складок. Чтобы избежать неоднозначностей (зеркально симметричного характера *S*- и *Z*-складок), тип асимметрии складок определяется вниз по падению шарниров. В плане *Z*-складки также можно называть правосторонними, а *S*-складки – левосторонними. Определяемый по отдельным обнажениям тип симметрии складок позволяет реконструировать внутреннюю структуру монотонных толщ (рис. 7.19).

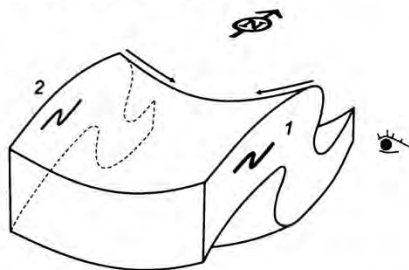


Рис. 7.18. При наблюдении с востока на запад складки 1 и 2 характеризуются *Z*-типом рисунка. Определение типа асимметричных складок (*S*, *Z* и *M*) по рисунку сочетания длинного–короткого–длинного крыльев всегда проводится вниз по падению шарниров: таким образом, *Z*-тип для складки 1 и *S*-тип для складки 2.

7.2. Использование стереографических проекций при структурном анализе складок

Применение стереографических проекций при структурном анализе складок основано на использовании статистических совокупностей частных замеров структурных элементов. При картировании областей, сложенных складчатыми осадочными или метаморфическими толщами, в частных обнажениях проводится измерение различных плоскостных и линейных элементов складок, определяется характер асимметрии складок набегания. Вынесенные на карту с помощью специальных условных обозначений,

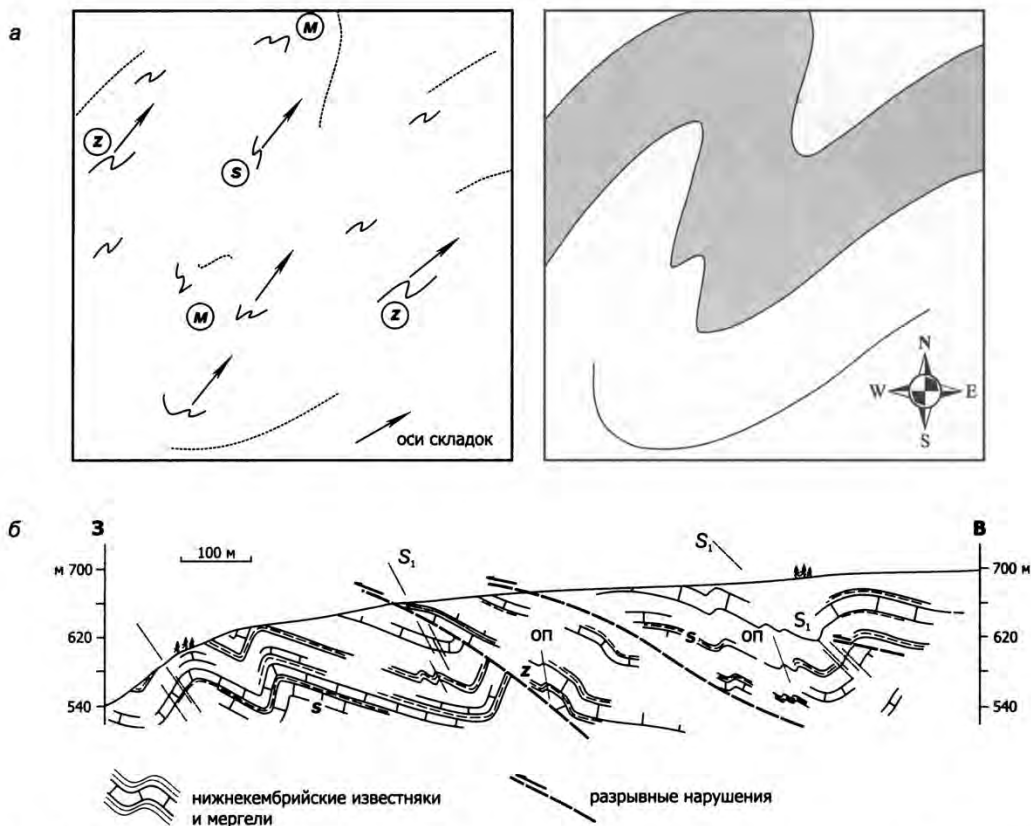


Рис. 7.19. Реконструкция складчатой структуры по асимметричным складкам (*а* – при картировании, принципиальная схема вне масштаба; *б* – при составлении разреза, Горбинская зона, Юдомо-Майский прогиб, S_1 – кливаж, *оп* – осевые поверхности).

эти элементы дают представление о внутреннем строении геологических объемов и позволяют реконструировать строение складчатых толщ (см. рис. 7.19, *а*). Хорошая обозначенность в совокупности с использованием данных дистанционного зондирования (см. рис. 7.13, 7.14) позволяет установить складчатую структуру толщ достаточно точно, но подобные «идеальные» условия являются скорее исключением.

Как правило, картирование крупных складчатых структур проводится с помощью интерполяции наблюдений между разрозненными обнажениями. Иногда считается, что для подобных целей массовыми измерениями плоскостных и линейных структурных элементов можно пренебречь. Однако, как правильно отмечено в [Ramsay, Huber, 1987], это не так по двум основным причинам. Во-первых, чем большее количество ориентировок структурных элементов мы привлечем для геометрического анализа, тем более обоснованным и точным будет наше представление о внутренней структуре исследуемого объема. Во-вторых, из практического опыта известно, что в процессе «массовых» измерений структурных ориентировок зачастую привлекается внимание к тем структурам и текстурам, которые иначе могли бы остаться незамеченными, но которые, тем не менее, имеют ключевое значение для структурной интерпретации.

Даже в относительно просто построенных складчатых областях статистический анализ структурных элементов позволяет дать ответ на многие вопросы, возникающие при картировании и структурном анализе.

Для складчатых толщ основным методом геометрического анализа с применением стереографических проекций является построение так называемых π - и β -диаграмм [Вознесенский и др., 1980; Ramsay, Huber, 1987]. Сущность построения π -диаграмм сводится к нанесению на стереографическую проекцию (лучше равноплощадную) ориентировок полюсов слоистости (так называемых π -полюсов, перпендикулярных поверхностям слоистости). Полюсы слоистости, нанесенные на диаграмму, располагаются определенным образом (рис. 7.20). Так, если складка является цилиндрической, то все полюсы слоистости ориентированы под углом 90° к шарниру складки, и все частные замеры будут располагаться на дуге большого круга (см. рис. 7.20; рис. 7.21). Восстановленная ортогонально этому большому кругу π -ось параллельна шарниру складки, и, таким образом, ориентировка шарнира может быть восстановлена по положению этой оси на стереографической диаграмме.

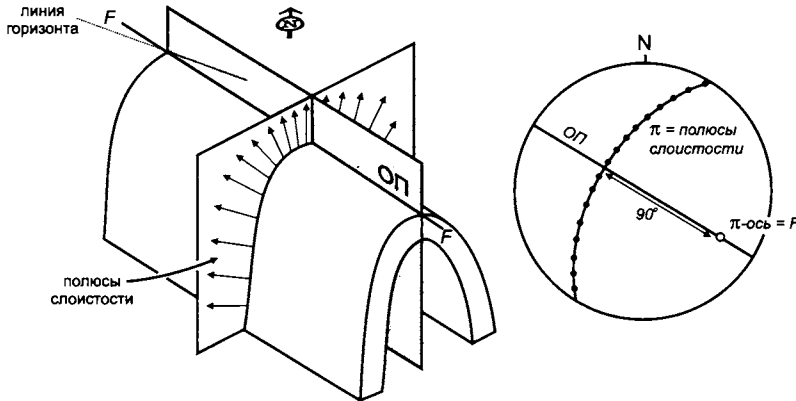


Рис. 7.20. Принцип построения π -диаграмм: ориентировки полюсов слоистости (т.н. π -полюсов, перпендикулярных поверхностям слоистости) наносятся на стереографическую диаграмму. Для цилиндрических складок полюсы слоистости лежат в плоскости, ортогональной оси складки F и осевой поверхности $ОП$. На стереографической диаграмме все частные замеры будут располагаться на дуге большого круга. Восстановленная ортогонально этому большому кругу π -ось параллельна шарниру складки F . По [McClay, 1989] с изменениями.

В зависимости от угла между крыльями и морфологии складок, π -диаграммы имеют различный вид; эти особенности складок можно установить в том числе по рисунку π -диаграммы (см. рис. 7.21). Подобное же влияние на вид диаграмм оказывает нецилиндричность складок, за счет чего π -оси располагаются не точно на дуге большого круга, а в некоторой области значений (поясе), описываемых статистической совокупностью точек. Полюсы слоистости конических складок на π -диаграммах располагаются в области дуг малого круга (рис. 7.22).

Построение β -диаграмм направлено на установление ориентировки шарниров складок. В цилиндрических складках любая поверхность параллельна шарниру складки. Таким образом, линия пересечения любых двух плоскостей образует так называемую β -ось, параллельную шарниру (рис. 7.23). Построение частных β -осей, полученных по парным замерам, дает совокупность точек. Центр концентрации точек в

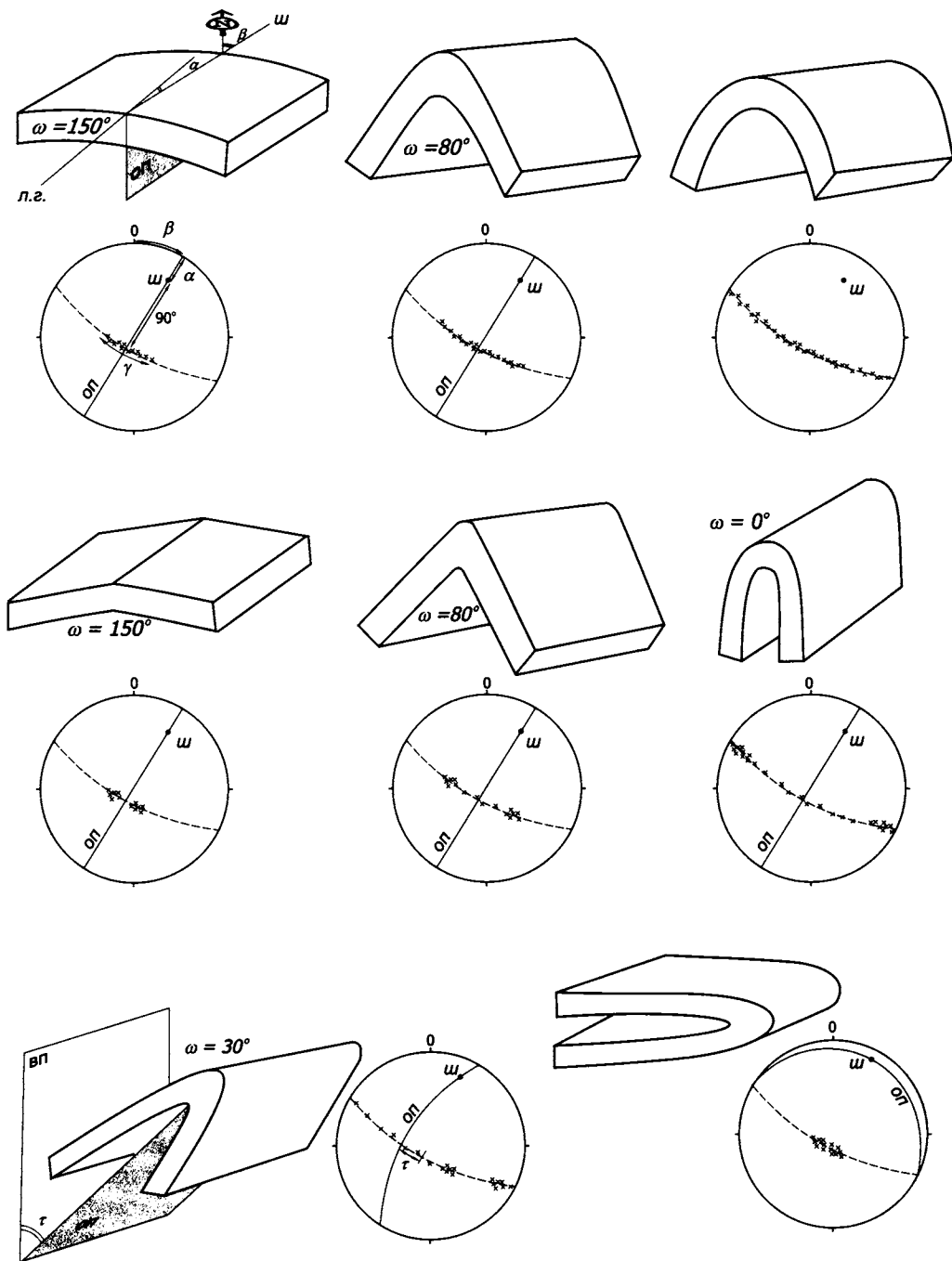


Рис. 7.21. Различные по морфологии цилиндрические складки на π -диаграммах; ОП – осевая плоскость, ш – шарнир, л.г. – линия горизонта, ВП – вертикальная плоскость, α – угол погружения шарнира, β – азимут простираения шарнира, τ – угол наклона осевой поверхности, ω – угол между крыльями складки ($\gamma = 180^\circ - \omega$) [Вознесенский и др., 1980].

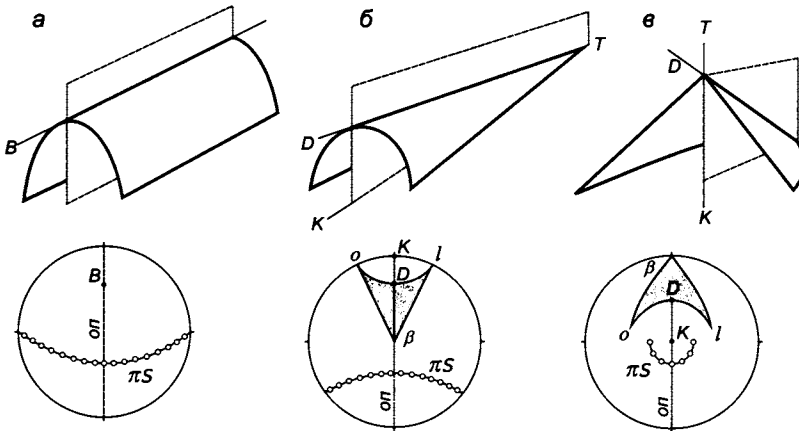
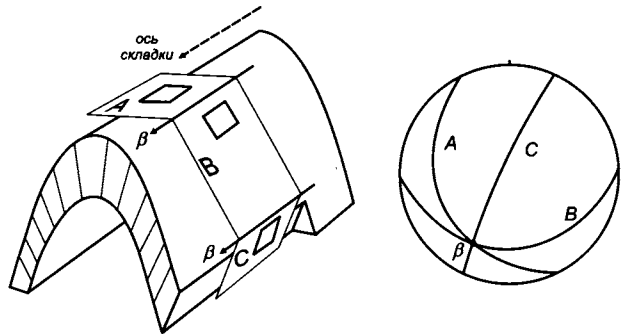


Рис. 7.22. Отображение цилиндрических и конических складок на π -диаграммах: *a* – цилиндрическая складка, *б* – коническая складка с горизонтальной осью *K*, *в* – коническая складка с вертикальной осью *K*; *B* – шарнир цилиндрической складки, *T* – вершина конуса конической складки, *D* – вершинная ось (шарнир); треугольник разброса β -пересечений $o\beta$ конических складок затенен (см. рис. 7.23); πS – полюсы поясов слоистости, $o\pi$ – след осевой плоскости. По [Вознесенский и др., 1980] с упрощениями.

Рис. 7.23. Принцип построения β -диаграмм [Ramsay, Huber, 1987]: для цилиндрических складок линия пересечения двух любых плоскостей (*A* и *B*), касательных к поверхности складки, параллельна шарниру. β -оси (линии, параллельные шарниру) формируют не только плоскости пересечения замеров слоистости на крыльях складок, но и линии пересечения плоскости слоистости (*A* и *B*) и кливажа осевой плоскости (*C*). Для конических складок β -оси формируют треугольник разброса значений $o\beta$ (см. рис. 7.22, *б* и *в*).



этой совокупности наилучшим образом описывает положение шарнира складки. Для конических складок β -оси на диаграмме образуют «треугольник» разброса значений (см. рис. 7.22).

При геометрическом анализе складок построение π - и β -диаграмм часто дополняется ориентировкой других структурных элементов, распределение которых зависит от частных особенностей их морфологии и ориентировки (см. разд. 7.4.4).

7.3. Вергентность

Вергентность – направление смещения горных масс в складчатых зонах или их частях, выраженное в одностороннем наклоне осевых поверхностей складок в направлении их опрокидывания, наклоне поверхностей надвигов и направлении перемещения слоев по надвигам и в тектонических покровах (см. рис. 7.19, *б* – западная вергентность). В кинематическом смысле термин «вергентность» применяется для

характеристики направления перемещения и (или) вращения при деформации как на крыльях складок, так и в зонах разрывных нарушений.

Морфологически однозначно вергентность на крыльях крупных складок может быть охарактеризована типом асимметрии мелких складок набегания (см. разд. 7.1.6,

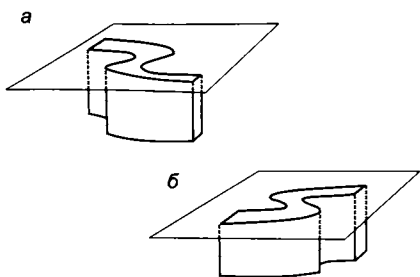


Рис. 7.24. Правосторонние Z (а) и левосторонние S (б) складки с вертикальными шарнирами.

рис. 7.17, а, 7.18, 7.19). При характеристике вергентности мелких складок бывает уместно использовать дополнения, отражающие направление перемещения как по латерали (восточная, западная и др.), так и по вертикали (взбросовая, сбросовая), в случае крутопадающих и субвертикальных шарниров можно говорить о правосторонней и левосторонней вергентности (рис. 7.24).

7.4. Складки продольного изгиба

В слоистых и расслоенных объемах складки могут образоваться за счет воздействия вдоль или поперек слоистости (рис. 7.25) – с формированием складок *продольного* (см. далее) или *поперечного изгиба* (см. разд. 7.5). В отдельный тип выделяются *складки течения*, образующиеся при слабо выраженном контрасте свойств в переслаивающихся породах и доминирующей роли внутрикристаллических, диффузионных и рекристаллизационных деформационных процессов (см. разд. 7.6).

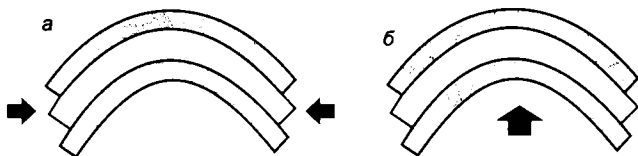


Рис. 7.25. Складки продольного (а) и поперечного (б) изгиба.

По сравнению со складками поперечного изгиба, с точки зрения структурного анализа, больший интерес представляют складки продольного изгиба, которые принимают участие в строении складчатых поясов.

7.4.1. Общие положения

Полученные теоретические и экспериментальные данные показывают, что ключевую роль в образовании складок продольного изгиба играют два основных фактора: контраст вязкостей и изменение мощностей чередующихся слоев [Гончаров и др., 2005].

В строении слоистых толщ выделяются более жесткие (более вязкие, так называемые *компетентные*) и более податливые (менее вязкие, *некомпетентные*) слои. Компетентные прослои при продольном сжатии слоистого многослоя в первую очередь теряют устойчивость и дают начало развитию складчатых деформаций.

Процесс зарождения складок продольного изгиба можно воспроизвести с помощью модели, состоящей из одного жесткого слоя, погруженного в менее вязкое вещество (рис. 7.26) [Ramsay, Huber, 1987]. Показано, что потеря устойчивости и следу-

ющий за ней изгиб вязкого слоя некоторой мощности в маловязкой жидкости зависит от *контраста вязкостей* материала слоя и вмещающей среды (так же, как и для будинажа, см. разд. 6.2, рис. 6.23). При большом контрасте вязкостей изгиб происходит без предварительного укорочения, при малом контрасте – потеря устойчивости отмечается только после некоторого укорочения слоя. Чем меньше контраст вязкостей, тем больше величина укорочения, предшествующего изгибу. При высоком контрасте вязкостей образуются *птигматитовые складки* (μ_1 на рис. 7.27; рис. 7.28). Низкий контраст вязкости приводит к формированию т.н. *cuspsate – lobate folds*, морфология которых обусловлена противолежащими друг другу округлыми и заостренными складками подошвы и кровли слоя (см. μ_1 на рис. 7.27, фиг. 6.4 а, вклейка).

Эмпирически установлено и экспериментально подтверждено, что слои большей мощности образуют складки большего размера. При продольном сжатии заключенного в маловязкую среду вязкого слоя при потере устойчивости вначале образуются волны разной длины. Однако по мере увеличения деформации волны одной определенной длины растут быстрее других [Biot, 1961; Ramberg, 1960; Ramsay, Huber, 1987].

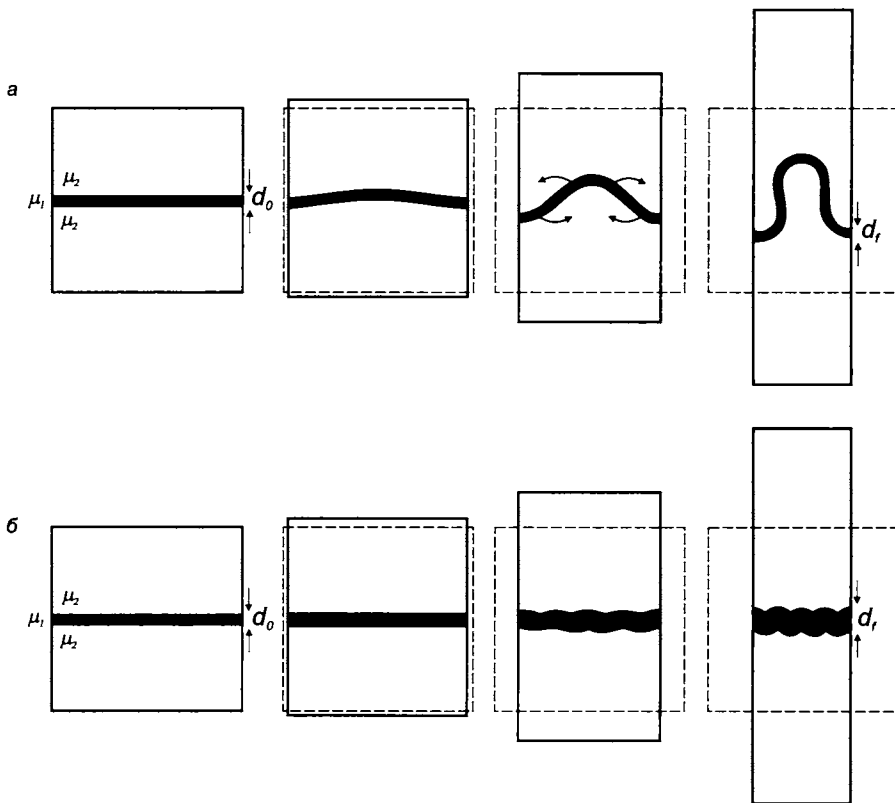


Рис. 7.26. Изгиб при большом ($\mu_1/\mu_2 > 50$) и малом ($\mu_1/\mu_2 < 10$) контрасте вязкостей. При большом контрасте вязкостей (а) слой с вязкостью (μ_1) в среде с вязкостью (μ_2) быстро теряет продольную устойчивость и начинает изгибаться, начальная мощность равна конечной ($d_0 = d_1$). При малом контрасте вязкостей (б) изгибу предшествует стадия продольного укорочения, слой утолщается и сокращается, изгибу сопутствует продолжающееся утолщение слоя с формированием т.н. *cuspsate – lobate folds* ($d_0 < d_1$). По [Ramsay, Huber, 1987] с упрощениями.

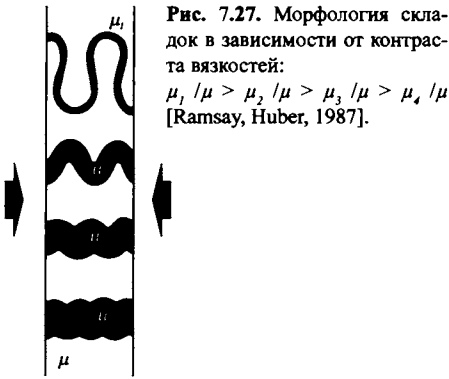


Рис. 7.27. Морфология складок в зависимости от контраста вязкостей:
 $\mu_1 / \mu > \mu_2 / \mu > \mu_3 / \mu > \mu_4 / \mu$
 [Ramsay, Huber, 1987].

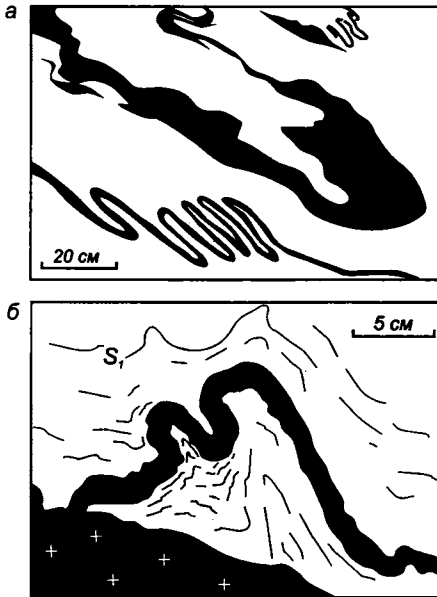
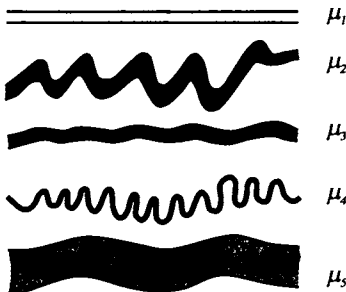


Рис. 7.28. Смятые в птигматитовые складки кварцевые жилы в метаэффузивах келянской толщи, Уахитская зона, Северное Забайкалье (а) и аплитовые жилы в гнейсах колпаковской серии (б), Срединный Хребет, Камчатка. Рисунки по фотографиям, S_1 – сланцеватость.



Размер «доминирующей» волны определяется уравнением, справедливым в начальный момент процесса складкообразования:

$$\lambda_0 = 2\pi h \sqrt[3]{\frac{\mu_1}{6\mu_2}},$$

где λ_0 – длина волны складок, h – мощность слоя, μ_1 – вязкость материала слоя, μ_2 – вязкость вмещающей среды [Николя, 1992; Biot, 1961] (рис. 7.29). Эмпирически эта закономерность была установлена в 1930-х годах Уиллисими в виде: «...чем больше мощность слоя и чем выше его компетентность, тем больше длина волны складки» [Геологические структуры, 1990]).

Для развития складок продольного изгиба в слоистых толщах, сложенных однотипными породами, необходимо, чтобы силы сцепления между слоями были малы – тогда слои смогут свободно проскальзывать друг относительно друга: в этом случае межслоевые поверхности облегченного скольжения можно рассматривать как маловязкие слои очень малой мощности.

Вязкие слои могут изгибаться лишь до определенного значения угла складки, после которого усиливающееся трение на границах начинает препятствовать «активному» изгибу. При дальнейшей деформации изгиб слоя будет проходить уже пассивно, подчиняясь общему «сплющиванию» при пластической деформации всей системы.

Таким образом, развитие складок продольного изгиба состоит из трех последовательных стадий: продольного укорочения, изгиба, общего сплющивания (см. также разд. 6.3 и рис. 6.31). На первой стадии отмечается некоторое укорочение слоев в направлении действия на-

Рис. 7.29. Правило Уиллисов: чем больше мощность слоя и чем выше его компетентность, тем больше длина волны складки. Продольный изгиб слоев различной вязкости ($\mu_1 > \mu_2 > \mu_3 > \mu_4 > \mu_5$) и мощности при равной деформации укорочения [Ramsay, 1967].

грузки, их утолщение, после чего происходит потеря устойчивости и начинается изгиб. То есть складки продольного изгиба появляются тогда, когда изгиб требует меньших затрат энергии, чем равномерное сокращение и утолщение слоя. Уменьшение угла между крыльями приводит к увеличению трения на межслоевых поверхностях, и стадия изгиба сменяется стадией общего сплющивания.

7.4.2. Основные факторы, определяющие морфологию складок

Морфологическое разнообразие складок чрезвычайно велико. Механическая неустойчивость слоистых сред зависит от большого числа комбинаций множества факторов: состава слоев, реологических свойств и их изменения за счет вариаций давления и температуры при складкообразовании и т.д. [Ramsay, Huber, 1987].

Каждая горная порода в слоистой толще имеет собственные механические свойства, зависящие прежде всего от минерального состава, размера и ориентировки зерен. Даже простые двухкомпонентные минералогические комбинации приводят к формированию широкого диапазона горных пород с сильно варьирующими реологическими свойствами. В процессе складкообразования могут существенно меняться внешние термодинамические параметры (например, за счет роста температуры и давления при метаморфизме, роста температуры при внедрении интрузий и т.п.). Это приводит к изменению ведущих механизмов деформации горных пород и, следовательно, к изменению реологических свойств.

Важно понимать, что используемое выше представление о вязкости горных пород является общей реологической характеристикой слоя (слоев) – некоторым типом деформационного поведения, способностью «сопротивляться» пластической деформации. В отношении деформационных механизмов, рассмотренных в гл. 4, это означает, что менее компетентные прослои, обладая более эффективными механизмами деформации, являются в то же время более пластичными, податливыми, а погруженные в этот пластичный матрикс компетентные прослои ведут себя как относительно более вязкий и прочный каркас, деформирующийся в этом матриксе и совместно с ним. Таким образом, компетентность и некомпетентность пород определяется деформационными механизмами, которые действуют внутри слоя.

Формирование плоскостных и линейных деформационных структур и текстур в процессе складкообразования приводит к возникновению анизотропии и вследствие этого – увеличению или уменьшению контраста вязкостей.

В ряде случаев возникает тенденция к совместной деформации не отдельных слоев, а их пачек. Особенности складкообразования зависят также от наличия граничных поверхностей – например, подстилающего слоистую толщу относительно «жесткого» фундамента. Гравитационные силы почти не влияют на морфологию складок с длиной волны менее 100 м и являются доминирующими для складок с длиной волны более 30 км, которые не могут формироваться за счет сил бокового давления [Ramsberg, 1970].

Различие сочетаний мощностей и характера переслаивания компетентных и некомпетентных слоев приводит к формированию птигматитовых, гармоничных и дисгармоничных складок. Первые возникают в случае, если в толще некомпетентных

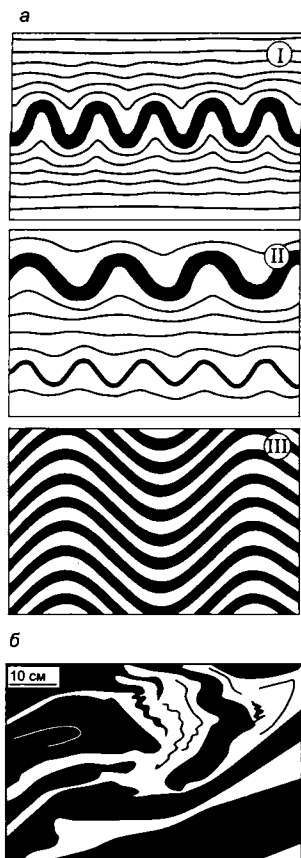


Рис. 7.30. Различные длины волн складок в зависимости от характера переслаивания компетентных и некомпетентных слоев (а): I – смятие единичного компетентного слоя с распространением складчатых деформаций в некомпетентных породах в некоторой зоне влияния, II – формирование дисгармоничных складок при разной мощности компетентных прослоев, III – образование гармоничных складок при равномерном переслаивании компетентных и некомпетентных прослоев. По [Ramsay, Huber, 1987] с упрощениями. Дисгармоничные складки в полосчатых мраморизованных доломитах нерундинской свиты, Уakitская зона, Северное Забайкалье, рисунок по фотографии (б).

слоев существует единственный прослой с высоким контрастом вязкости. Гармоничные складки характерны для чередования более или менее равномерного переслаивания при выдержанной мощности слоев. Дисгармоничные складки характерны для слоистых толщ с редкими компетентными прослоями сильно варьирующей мощности, и при складкообразовании каждый компетентный прослой изгибается в складки с характерными для него длинами волн, не согласованными с другими прослоями (рис. 7.30). Различные морфологические типы складок, формирующиеся в различных вариантах соотношения вязкостей и мощностей компетентных и некомпетентных слоев, можно представить в виде простейшей качественной диаграммы (рис. 7.31).

Очевидно, что подмеченная В. Шваном [Schwan, 1964] особенность строения линейно-складчатых областей (в каждом регионе существует один или несколько типов крупных складок и множество типов малых складок) определяется комбинациями отмеченных выше условий. Немногочисленность типов крупных структур определяется доминирующими общими условиями деформации и общим для региона типом разреза; конкретные сочетания, которыми обуслов-

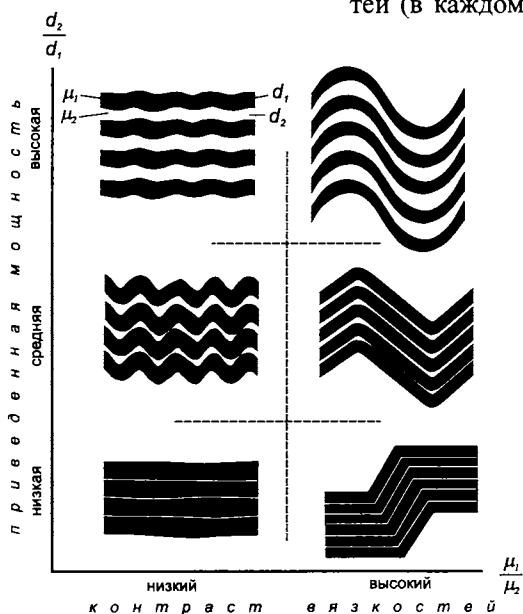


Рис. 7.31. Схематическая диаграмма, показывающая изменение морфологии складок в слоистых толщах в зависимости от контраста вязкостей (μ_1/μ_2) и приведенной мощности (d_2/d_1) слоев. Компетентные слои – черные, некомпетентные – белые (составлено на основе примеров из работы [Ramsay, Huber, 1987, fig. 20.11]).

лено разнообразие малых складок, гораздо более многочисленны. Это определяет осторожное отношение к экстраполяциям морфологии небольших складчатых форм, зафиксированных в небольших обнажениях, на общий стиль строения всего района: морфологию крупных складок лучше изучать методами картирования.

7.4.3. Стадийность образования складок продольного изгиба

Образование складок продольного изгиба проходит в три стадии: укорочения, изгиба, общего сплющивания. Конкретные особенности проявления такой стадийности определяются прежде всего контрастом вязкостей и характером переслаивания (внутренние факторы), а также типом нагружения слоистой толщи и РТ-условиями (внешние факторы).

7.4.3.1. Стадия продольного укорочения

При высоком контрасте вязкостей, как правило, происходит быстрая потеря продольной устойчивости и начинается изгиб. Выраженная *стадия продольного укорочения* возникает в случае, если приложенные к некоторой слоистой толще усилия «не достаточны» для начала формирования складок, и потери устойчивости слоя не происходит (см. рис. 7.26, б). Укорочение слоев происходит за счет действия различных «внутрислойных» механизмов деформации. Фактически в зависимости от РТ-условий это могут быть как внутрикристаллические деформации с формированием дислокационных структур, двойникования, так и деформации, обусловленные взаимодействием агрегатов зерен и кристаллов (растворение под давлением с формированием кливажа и минеральных жил и др.). В каждой конкретной ситуации деформационные процессы реализуются в виде некоторого набора деформационных структур и текстур пород, которые определенным образом ориентированы по отношению к слоистости и действующим напряжениям. Вовлекаясь в дальнейший процесс деформации, структуры стадии продольного укорочения или их реликты иногда сохраняются на крыльях складок. Существование обстановок доскладчатого укорочения доказывается тем, что в ряде случаев межзерновой кливаж наблюдается при отсутствии складок или уже при незначительном короблении слоев [Галкин, 1990].

В случае, если такая своеобразная структурная подготовка на стадии продольного укорочения приводит к увеличению контраста вязкостей, происходит потеря продольной устойчивости, и слои сминаются в складки. Например, развитие кливажа в обломочных горных породах приводит к упрочнению и изменению деформационных свойств пород в направлении действующей силы. Однако разные породы, составляющие разные слои, упрочняются по-разному (с разной скоростью), что и ведет к возрастанию контраста их деформационных свойств (контраста вязкостей), способствующему потере продольной устойчивости (рис. 7.32).

Переход к деформации изгиба определяется двумя важными эффектами, происходящими в слоистой толще при образовании межзернового кливажа. Так, в слоях разного состава формирование межзернового кливажа происходит неравномерно (проникающий кливаж в алеволитах и редкие грубые зоны растворения в песчаниках), что приводит к увеличению контраста вязкостей слоев. Механизм изгиба становится

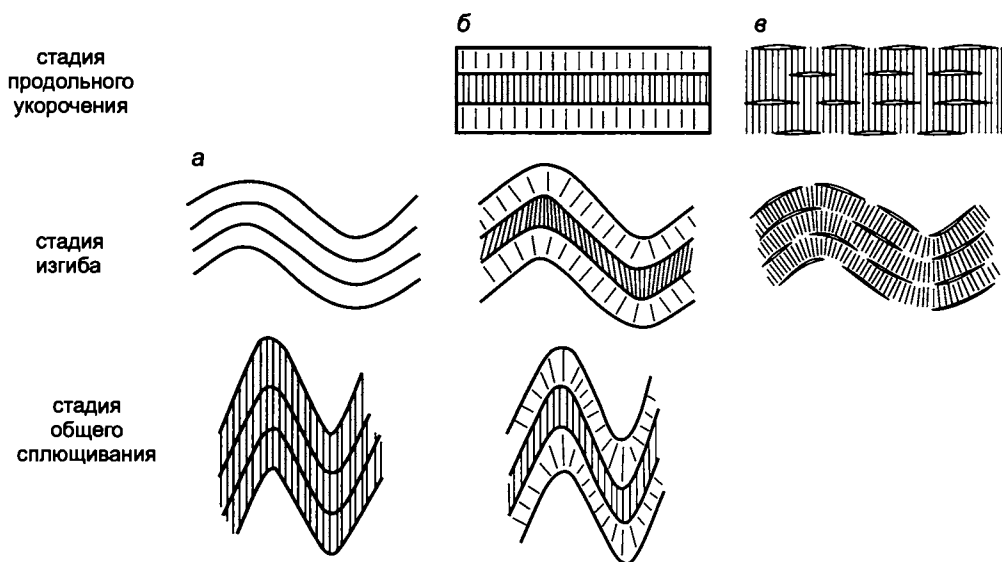


Рис. 7.32. Стадийность формирования складок и кливажа в различно построенных слоистых объемах: *а* – в расслоенных, *б* – в слоистых, *в* – с новообразованной расслоенностью [Талицкий, 1989б; Гончаров и др., 2005]. В расслоенных объемах (например, в монотонных толщах с ослабленными поверхностями скольжения между отдельными слоями) деформация начинается со стадии изгиба, и формирование кливажа осевой плоскости происходит только на стадии общего сплющивания (*а*). В слоистых объемах (например песчано-алевролитовые пачки) неравномерная интенсивность развития кливажа на стадии продольного укорочения увеличивает контраст вязкости, что способствует потере устойчивости и переходу деформации к стадии изгиба. Развитие ортогонального слоистости кливажа на ранних стадиях деформации и его разворот на стадии изгиба приводят к формированию прямого и обратного веерообразного кливажа в песчаниковых и алевролитовых прослоях, соответственно (*б*). Новообразованная расслоенность может формироваться при образовании межслоевых жил (см. рис. 7.33), формирующих жилную полосчатость. Изгиб новообразованной расслоенной толщи приводит к образованию проникающего кливажа, развернутого в прямой веер (*в*). См. также пояснения в тексте.

более энергетически выгодным при дальнейшем развитии деформации: слои начинают сминаться в складки [Талицкий, 1989б].

В карбонатных толщах на стадии продольного укорочения могут формироваться ортогональные слоистости и действующему сжатию стилолитовые швы. Примером формирования новой расслоенности, «облегчающей» потерю продольной устойчивости, является образование жил в приоткрывающихся межслоевых полостях (рис. 7.33, *б* и *в*). В массивных, компетентных породах может происходить коробление слоев с развитием малоамплитудных взбросовых сколов.

Наряду с кливажными структурами и жилами «быстрое» нагружение слоистой толщи может приводить к широкому развитию надвиговых структур. В отличие от гравитационных покровов и крупных надвиговых пластин, имеющих размеры до десятков километров, надвиги, возникающие на стадии продольного укорочения, имеют небольшие размеры (от первых миллиметров до первых десятков(?) метров, фиг. 7.3, вклейка). Образование внутрислойных «слепых» надвигов и вдвигов приводит к сокращению толщи при увеличении ее мощности, в дальнейшем надвиговые пластины могут сминаться в складки вместе с ненарушенными фрагментами слоистого разреза [Гончаров и др., 1997].

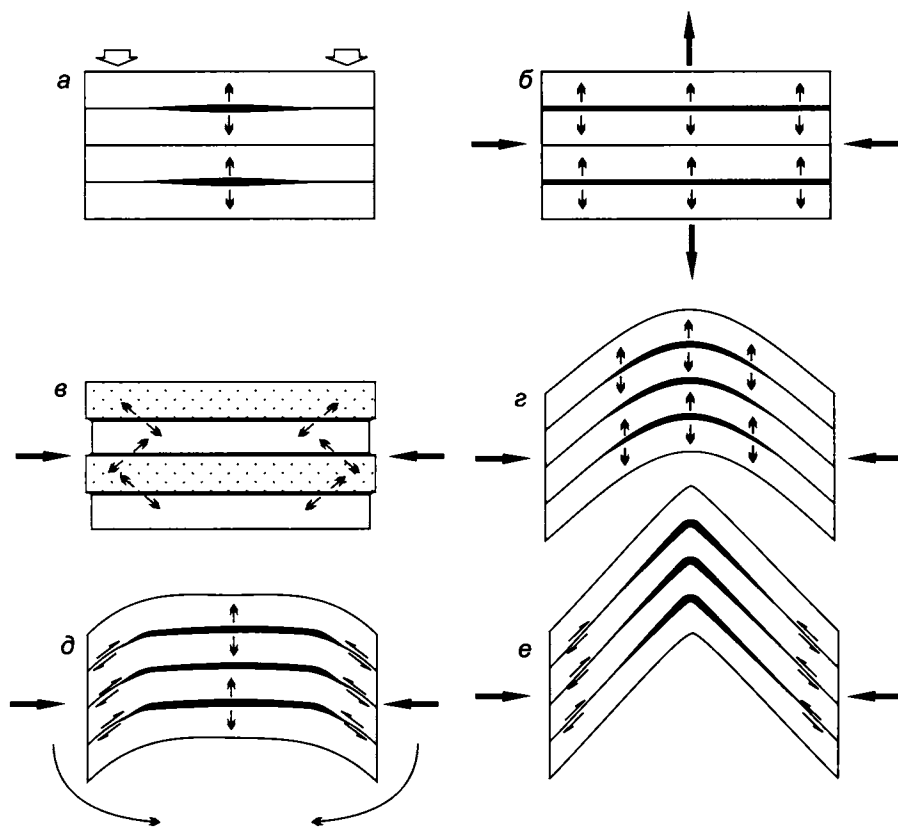


Рис. 7.33. Принципиальные возможности формирования параллельных слоистости жил в осадочных породах [Fowler, 1996]. *a* – «гидравлическое нагнетание» по слоистости в результате флюидных сверхдавлений в процессе уплотнения осадочных толщ; *б* – открытие межслоевых поверхностей на стадии продольного укорочения; *в* – срывы по плоскостям напластования между компетентными и некомпетентными прослоями на стадии продольного укорочения с присдвиговым открытием трещин; *г* – на стадии общего сплющивания за счет приоткрывания замков и формирования седловидных жил; *д* – модель кинкбандов, адаптированная к сундучным складкам, когда растяжение в замке происходит благодаря скручиванию крыльев складок; *е* – складки флексурного изгиба с раскрытием в замках.

7.4.3.2. Стадия изгиба

На следующей стадии происходит изгиб слоев, разворот крыльев и формирование собственно складок. Увеличение угла между ориентировкой оси сжатия и слоями приводит к увеличению трения на границах слоев. Постепенно действие межслоевого проскальзывания «блокируется» новыми динамическими условиями, и изгиб становится неэффективным релаксационным механизмом (обычно при углах между слоистостью на крыльях складок и осью сжатия более 45°). Структуры и текстуры, возникающие на *стадии изгиба*, и их пространственные соотношения зависят от типа деформаций. Среди параллельных складок выделяются складки шарнирного изгиба, изгиба со скольжением (англ. *flexural slip*) и изгиба с течением (англ. *flexural flow*) [Николя, 1992; Ramsay, Huber, 1987] (рис. 7.34).

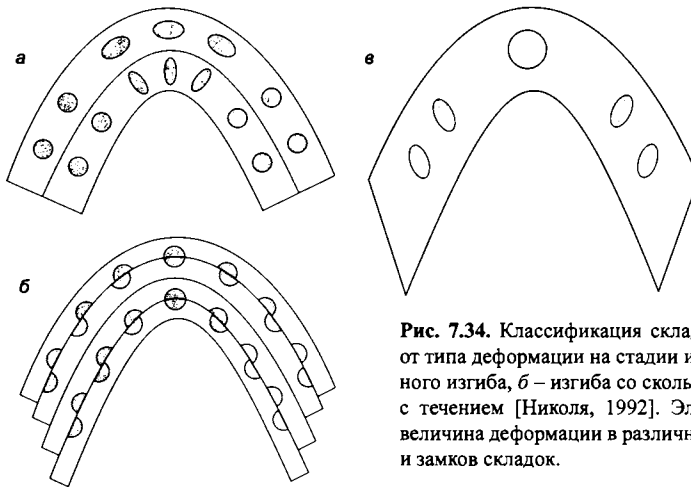


Рис. 7.34. Классификация складок в зависимости от типа деформации на стадии изгиба: *а* – шарнирного изгиба, *б* – изгиба со скольжением, *в* – изгиба с течением [Николя, 1992]. Эллипсами показана величина деформации в различных частях крыльев и замков складок.

В складках шарнирного изгиба деформация сосредоточена в замках складок при слабо деформированных крыльях; так формируются, например, килевидные складки. Внешняя часть ядра складки шарнирного изгиба характеризуется механической обстановкой локального растяжения при увеличении объема, во внутренней части складки концентрируются сжимающие напряжения с отрицательным объемным эффектом. Структурная реализация таких обстановок в шарнирах складок может быть различной (рис. 7.35–7.37).

Складки изгиба со скольжением и течением характеризуются относительно слабыми деформациями в замках складок и более интенсивными – на крыльях. При изгибе со скольжением деформация осуществляется за счет межслоевого проскальзывания с формированием зеркал скольжения и линейности по направлению перемещения слоев (рис. 7.38), при этом внутри слоя значимых деформаций не происходит. Таким

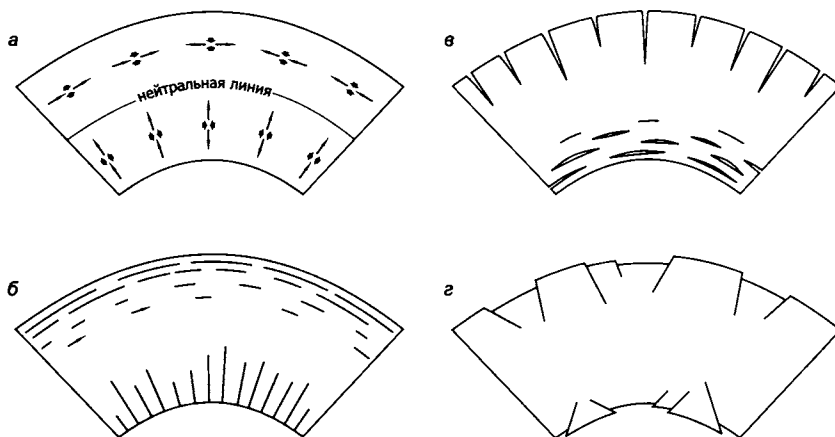


Рис. 7.35. Структуры сжатия и растяжения в замках складок шарнирного изгиба. На принципиальной схеме (*а*) показана нейтральная линия, ниже которой в замке антиклинальной складки доминирует сжатие, выше – растяжение. В зависимости от состава пород и условий деформации это может привести к формированию кливажных или стилолитовых швов (*б*), минеральных жил различной морфологии – клиновидных и послойных (*в*), сколовых трещин (*з*). По [Ramsay, Huber, 1987] с изменениями.

Рис. 7.36. Различные структуры, компенсирующие изменение объема в замках складок: клиновидные кварцевые прожилки в замке складки, рифейские алевролиты, Западный Урал (*а*); седловидные и смещенные по субслоистым срывам клиновидные кварцевые жилы, микровзбросы и стилолиты (*st*) в замке карбонатных алевролитов мухтунной толщи (поздний рифей?), Северное Забайкалье (*б*); субслоистая жильная полосчатость, образованная кварц-доломитовыми жилами в карбонатных песчаниках гольцовой свиты (венд?), Северное Забайкалье. Рисунки по фотографиям и микрофотографиям.

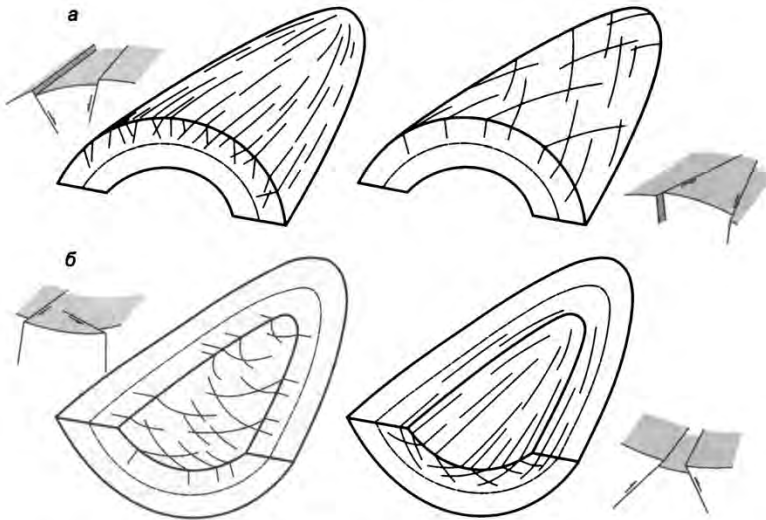
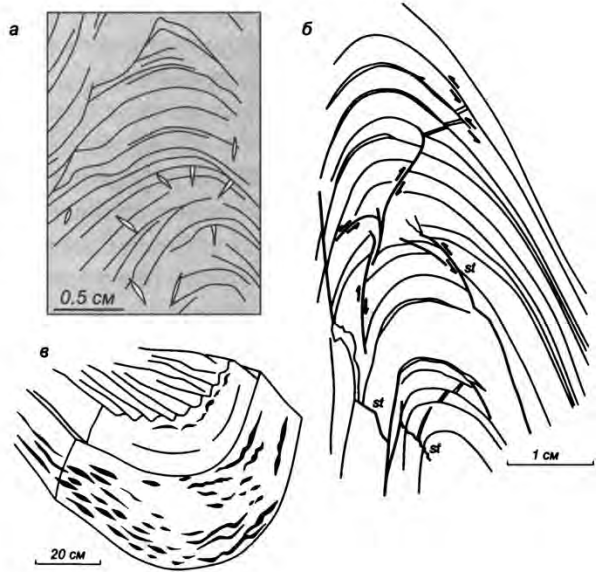


Рис. 7.37. Различные рисунки трещиноватости на внешней «растянутой» (*а*) и внутренней «сжатой» (*б*) стороне замков складки. По [Ярошевский, 1981] с упрощениями.

образом, деформация на крыльях носит резко дискретный характер. Нередко в складках флексурного изгиба межслоевые поверхности в замковых частях складок приоткрываются с формированием седловидных жил (см. рис. 7.33, *е*, разд. 7.4.3.3).

При *изгибе с течением* деформация на крыльях имеет непрерывный характер, слои не проскальзывают друг относительно друга. Деформация обычно контролируется компетентными прослоями и происходит за счет действия механизмов растворения под давлением (при образовании межзернового кливажа в терригенных породах), внутрикристаллической пластичности или диффузии (например в карбонатных породах). Собственно, изгибу подвергаются лишь относительно более компетентные слои, а некомпетентные деформируются пассивно.

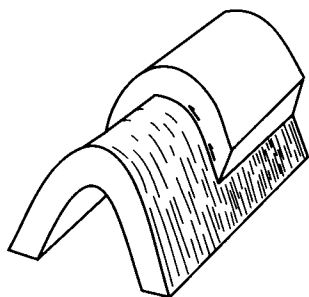


Рис. 7.38. Штрихи скольжения на межслоевых поверхностях складок флексурного изгиба.

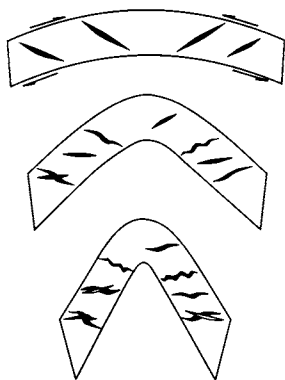


Рис. 7.39. Принципиальная схема формирования многостадийных кулисных лестничных жил на крыльях складок изгиба с течением. По [Ramsay, Huber, 1987] с упрощениями.

Возникшие на стадии продольного укорочения ранние деформационные структуры и текстуры «разворачиваются», испытывая на крыльях складок прогрессирующие деформации в сдвиговых обстановках. Ранние кливажные текстуры эволюционируют, испытывая вращение и дальнейшую деформацию, иногда с образованием кинкбандов и кливажа пloyчатости. На крыльях складок при прогрессирующем характере деформации могут возникать несколько генераций так называемых «лестничных» жил, последовательно разворачивающихся и сминающихся в складки (рис. 7.39).

При начавшемся изгибе слои алевролитов становятся гораздо более «податливыми», так как в этих слоях на хорошо развитых поверхностях анизотропии появляются касательные напряжения, и их деформация может осуществляться путем скольжения микролитонов по поверхностям кливажа. При таком механизме слои алевролитов практически не оказывают сопротивления изгибу более вязких слоев песчаников, в которых кливаж разворачивается вместе со слоистостью. В алевролитах с проникающим межзерновым кливажем микролитоны на крыльях складок испытывают разворот, при этом угол закономерно возрастает от замковых частей складки к точке перегиба. Так возникает «веер» кливажа, который часто можно наблюдать в толщах переслаивания песчаников и алевролитов: прямой веер кливажа (разворачивающийся в стороны от замка антиклинали) образуется в слоях песчаников, обратный (сходящийся к замку антиклинали) – в алевролитах (см. рис. 7.32, б).

При деформации тонкослоистых толщ, заключенных между более мощными компетентными прослоями, возникают так называемые складки волочения (см. рис. 7.17, б). Строго говоря, только за счет перемещения компетентных слоев на крыльях в условиях послыстного однородного сдвига складки волочения образоваться не могут, однако благоприятные условия для формирования таких структур создаются в призамковых частях складок. Кроме того, при изгибе с течением эволюционируют мелкие малоамплитудные складки, образовавшиеся на стадии укорочения в тонкослоистых пачках.

На крыльях складок изгиба с течением структуры испытывают переориентировку относительно динамических осей, и при этом возникают изогнутые полистадийные бороды нарастания, структуры вращения синдеформационных порфиробластов, кливаж пloyчатости, наложенный на более ранние кливажные текстуры. Так, например, кинематическая природа порфиробластов тесным образом связана с эволюцией складок. В зависимости от генетических типов складок и положения относительно их крыльев и замков порфиробласты могут испытывать как пассивный поворот вместе

с матриксом, так и активно вращаться, участвуя в общем деформационном процессе. Анализ положения порфиробластов по отношению к складчатой структуре, определение механизмов образования складок может способствовать более точной типизации порфиробластов и определению их син-, интер- или постдеформационной природы [Stallard, Hickey, 2001; Timms, 2003] (рис. 7.40).

7.4.3.3. Стадия общего сплющивания

На стадии общего сплющивания «дожатие» складок осуществляется на фоне уменьшения роли межслоевого проскальзывания, поскольку слои ориентируются под большими углами по отношению к оси сжатия.

В складках флексурного изгиба со скольжением образуется кливаж осевой поверхности (см. рис. 7.32, а), в складках изгиба с течением и шарнирного изгиба на этой стадии происходит «дорастание» кливажа, возникшего на стадии продольного укорочения и испытавшего поворот на стадии изгиба, могут возникать швы растворения. В итоге, в алевролитах формируется кливаж, параллельный осевой поверхности складок, а в слоях песчаников сохраняется прямой веер кливажа (см. рис. 7.32, б; рис. 7.41). Развернутые вдоль оси сжатия кливажные зоны на крыльях складок в песчаниках нередко бывают использованы в качестве трещинных неоднородностей, которые наследуются трещинами отрыва, заполняемыми кварцем или кальцитом.

На стадии общего сплющивания большую роль имеет соотношение ориентировок оси сжатия

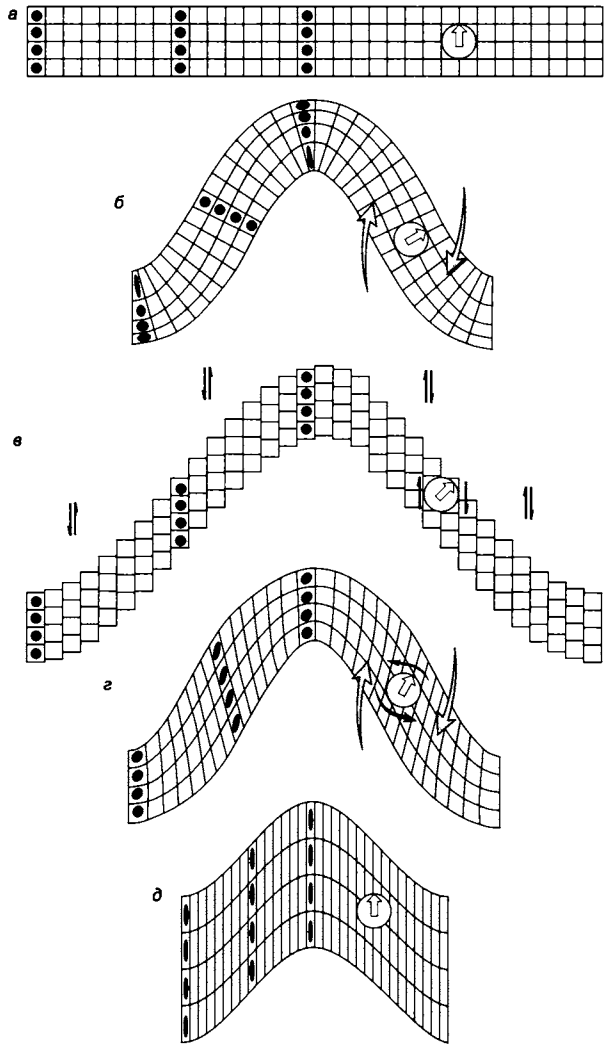


Рис. 7.40. Вращение порфиробластов на крыльях складок различных типов [Stallard, Hickey, 2001; Timms, 2003]. а – додеформационное состояние; б – складки шарнирного изгиба, порфиробласты испытывают пассивное вращение на крыльях складок, угол вращения соответствует углу наклона крыла складки; в – при неоднородном простом сдвиге, параллельном осевой плоскости, может происходить неограниченное вращение порфиробласта; г – в складках флексурного изгиба вращение порфиробласта (серые стрелки) противоположно направлению поворота крыла (черные стрелки); д – на стадии сплющивания происходит однородное укорочение без вращения порфиробластов.

и более ранних деформационных структур и текстур. При большеугловых соотношениях оси сжатия и зон растворения часто происходит «дорастание» последних. Образование наложенных структур растворения происходит при ориентировке более ранних текстур под острыми углами к оси сжатия: например, кливаж, субпараллельный осевой поверхности, возникающий на стадии общего сплющивания, на крыльях складок может накладываться на кливаж стадии продольного укорочения. Обстановка общего сплющивания имеет конвергентные признаки с обстановкой субвертикального сжатия на стадии уплотнения осадков при диагенезе и катагенезе: на крыльях складок формируются будины (рис. 7.42, *а*). При пониженных РТ-параметрах на крыльях складок могут образоваться хрупкие сколы (рис. 7.42, *б*).

В замках складок разных генетических типов часто возникают структуры сжатия – растяжения: например, кливаж плейчатости по тонкой расслоенности, седловидные минеральные жилы. В отличие от объемных эффектов при образовании складок шарнирного изгиба здесь замки выступают в качестве крупных неоднородностей (рис. 7.43). Замки могут срезаться сопряженными дивергентными взбросами, за счет образования отрывов по межслоевым поверхностям происходит образование минеральных жил (рис. 7.44).

Очевидно, что морфология складок продольного изгиба тесным образом связана с их эволюцией и особенностями деформационных процессов на разных стадиях. Морфологические типы складок, устанавливаемые при построении изогон (см. рис. 7.12), определяются соотношением мощностей на крыльях и в замках складок, что, в свою очередь, зависит от типов деформационных процессов на стадии изгиба (см. рис. 7.34) и интенсивности деформации на стадии общего сплющивания.



Рис. 7.41. Преломление кливажа на крыле килевидной антиклинальной складки, нерундинская свита (рифей?), Уаикитская зона, Северное Забайкалье (рисунок по фотографии): тонкий проникающий кливаж осевой плоскости в алевролитах и более редкий прямой веер в песчаниках.

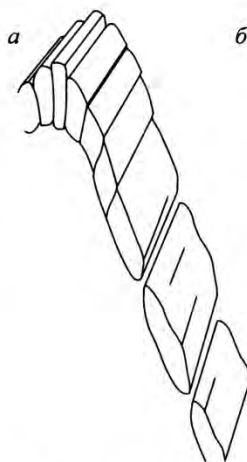


Рис. 7.42. Образование кливажных муллионов в замке и будин на крыле складки на стадии общего сплющивания (*а*). Сопряженные хрупкие сколы в кембрийских доломитах на крыле складки, Манский краевой прогиб (*б*).

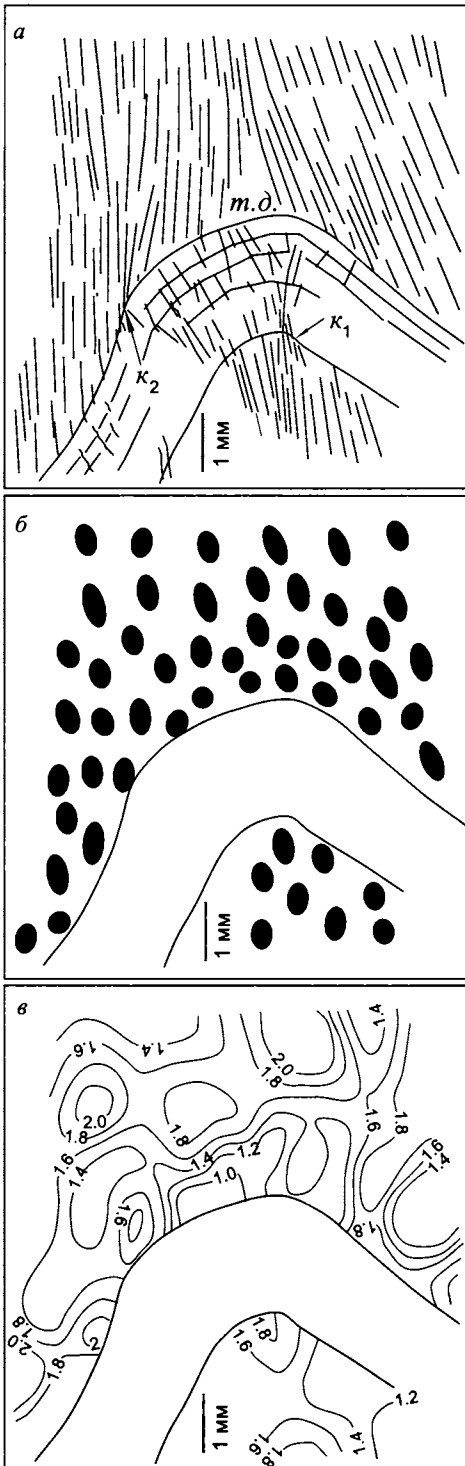


Рис. 7.43. Неоднородный характер распределения величины конечных деформаций в алевролитах вокруг смятого слоя известняка [Кирмасов, 2002]: *a* – ориентировка и густота кливажных зон (κ_1 , κ_2 – концентраторы напряжений сжатия, *m.d.* – тень деформации); *б* – эллипсы деформации; *в* – распределение деформаций, выраженное через отношение осей эллипсов. Количественная оценка деформации методом Фрая проводилась для замковой части открытой складки с прямым углом между крыльями. Породы представлены алевролитами, в которых заключен тонкий (мощностью около 2 мм) прослой известняка с редкими кливажными зонами, иногда проникающими через весь прослой. В алевролитах отмечается частый, хорошо морфологически оформленный межзерновой кливаж. Области малых деформаций (соотношение осей эллипсов от 1 до 1.2) тяготеют к внешней части замка складки, максимальная деформация фиксируется на крыльях складки и во внутренней части замка (*б*, *в*). Сводовую часть складки можно рассматривать как тень деформации (*m.d.* на *a*), о чем свидетельствует рисунок кливажных поверхностей. На стадии изгиба величина деформации достигает 25–30 %, в известковистом прослое формируются кливажные швы во внутренней части замка складки, преобразующиеся при переходе к алевролитам в «пучки» частого кливажа (концентратор напряжений κ , на *a*); структуры растяжения в сводовой части отсутствуют. После изгиба совершенствование кливажа на стадии общего сплющивания протекало в резко неоднородном поле напряжений, в области замка. Близкая к коробчатой морфология сводовой части складки определяет роль замка как крупного концентратора напряжений (κ_2 на *a*).

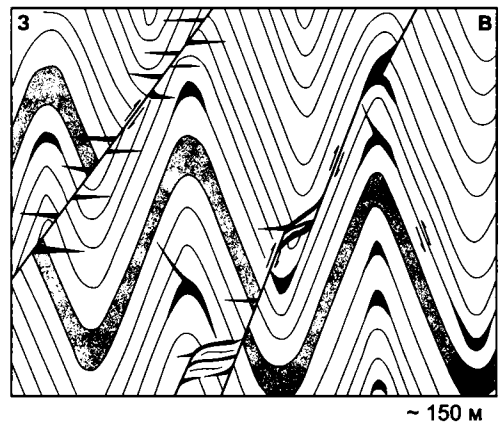
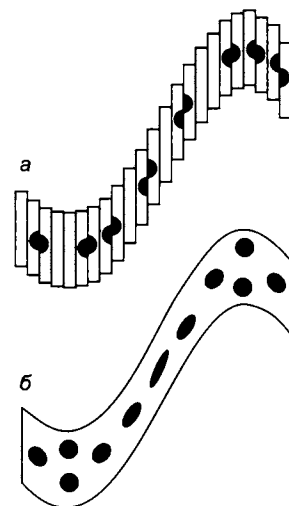


Рис. 7.44. Седловидные золото-кварцевые жилы в замках складок, срезанных взбросами, в ассоциации с оперяющими жилами и смыкающимися дуплексами растяжения, зона Бендиго–Балларат, рудное поле Виктория, Австралия [Sibson, Scott, 1998].

Подобные складки и неоднородный простой сдвиг. Стадийность формирования складчатой структуры, рассмотренная выше, больше отвечает механизму изгиба при потере продольной устойчивости и представляет собой модель формирования параллельных складок. Развитие подобных складок требует перемещения вещества из областей крыльев в ядра складок. В процессе сжатия после формирования изоклиальной складчатости может даже произойти разобщение слоя и замковых частей складок на отдельные линзы.

Строго говоря, одним из механизмов образования подобных складок может являться простой неоднородный сдвиг, осуществляющийся параллельно осевой плоскости складки (рис. 7.45). Несмотря на геометрическое соответствие таких складок, сформировавшихся за счет простого неоднородного сдвига, подобным, это не означает действительности такого механизма. Механическая обстановка, при которой такие условия могли бы выполняться, не ясна [Ez, 2000]. Наиболее вероятно, что при больших величинах однородного сплющивания все складки, независимо от механизма их образования, приобретают морфологические характеристики, близкие к подобным складкам.

Рис. 7.45. Модель формирования подобных складок за счет неоднородного простого сдвига параллельно осевой плоскости складки: *а* – при механическом сдвиге с хрупкими сколами, *б* – при пластичном сдвиге. Эллипсами показана величина деформации в ядре и на крыльях складок.



7.4.4. Соотношение линейных и плоскостных текстур со складками

В терригенных толщах наиболее распространены *кливаж осевой плоскости* (параллельный, по А.Е. Михайлову, или главный, по В.В. Белоусову), субпараллельный осевым поверхностям складок, и *веерообразный кливаж*. Веерообразный кливаж подразделяется на «прямой» (разворачивающийся в стороны от замка антиклинали) и «обратный» (сходящийся к замку антиклинали), при этом в различных прослоях одной и той же складки наблюдаются и прямой, и обратный веер кливажа с преломлением на границах различных слоев [Талицкий, 1989б, 1992].

На рис. 7.32 отражены основные стадии эволюции *кливажно-складчатого парагенеза* для слоистых толщ разного состава. По морфологическому типу соскладчатый кливаж чаще всего является кливажем обломочных пород, реже агрегатного типа (в грубозернистых или известковистых прослоях) и кливажем плейчатости (в алевропелитах). В карбонатных породах роль кливажа в кливажно-складчатом парагенезе могут играть стилолиты, но проникающие текстуры в карбонатах довольно редки. Необходимо отметить, что кливаж не является неотъемлемым элементом складчатой деформации при изгибе слоев: в подавляющем большинстве случаев кливаж образуется либо до изгиба, на стадии продольного укорочения, либо позднее, на стадии общего сплющивания [Талицкий, 1992].

Соотношение кливажа и слоистости на крыльях складок наряду со складками волочения используется для реконструкции складчатой структуры (см. фиг. 7.1, *а*,

вклейка, рис. 7.19, б). Закономерности соотношения слоистости и кливажа могут быть уточнены при построении стереографических диаграмм (рис. 7.46).

Сланцеватость в складчатых метаморфических толщах, как правило, параллельна слоистости и метаморфической полосчатости на крыльях складок. При наблюдении в замках, в существенно слюдястых прослоях на эту раннюю сланцеватость часто накладывается кливаж плейчатости. В случае, если в метаморфических породах кристаллизационная сланцеватость осевой плоскости в замках изоклинальных складок однотипна и сингенетична развитой на крыльях, то складчатость формировалась по механизму продольного изгиба с ведущей ролью стадии общего сплющивания. Отсутствие секущих взаимоотношений сланцеватости и полосчатости в замках складок может свидетельствовать об образовании складок по механизму течения (см. разд. 7.6) при доминирующей роли внутрикристаллических, диффузионных и рекристаллизационных процессов. Дополнительное изучение особенностей этих процессов в различных частях складчатой метаморфической толщи позволяет более точно установить особенности формирования таких складок. Ключевая информация о генетическом типе складок может быть получена при кинематической типизации порфиробластов (см. рис. 7.40).

Несмотря на редкое проникающее развитие стилолитов, они обычно образуют закономерные регулярные соотношения со складками. Как правило, это структуры, компенсирующие сжатие во внутренних частях замков складок шарнирного изгиба, нередко стилолиты фиксируются в небольших флексурах, осложняющих крылья складок. На стадии общего сплющивания на крыльях складок стилолиты фиксируют зоны сконцентрированных деформаций в карбонатных породах. Аналогичную роль может выполнять и кливаж плейчатости. Кроме того, кливаж плейчатости является типоморфной текстурой, развивающейся на стадии общего сплющивания в складчатых толщах с проникающим развитием сланцеватости или кливажа, сформировавшихся на ранних стадиях: определяющую роль в этом случае играет пространственная ориентировка этих ранних текстур по отношению к сжатию.

Минеральные жилы могут формироваться на разных стадиях складкообразования (см. рис. 7.33, 7.36, 7.39, 7.44). Положение минеральных жил в складчатой структуре, эволюция их состава и взаимоотношения с другими плоскостными структурами и текстурами позволяют уточнить как особенности складкообразования, так и роль минеральных жил в этом процессе. Наиболее эффектными являются

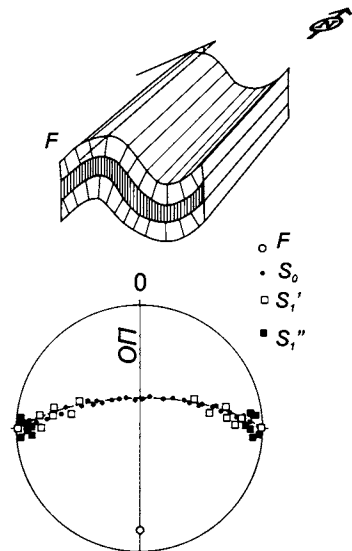


Рис. 7.46. Полосы плоскостей кливажа и слоистости цилиндрической складки на π -диаграмме. Веерообразно разворачивающийся кливаж в песчаниках образует полюсы вдоль дуги большого круга, кливаж осевой плоскости в алевролитах образует один четкий максимум (F – шарнир складки, S_0 – слоистость, S_1'' – кливаж в песчаниках, S_1''' – кливаж в алевролитах, $ОП$ – осевая поверхность).

седловидные жилы, компенсирующие процессы сжатия и растяжения в замках складок шарнирного изгиба (см. рис. 7.35, в, 7.36, в) и в более общем случае – на стадии общего сплющивания (см. рис. 7.33, з, 7.44). Не менее интересно участие минеральных жил в образовании дополнительной расслоенности толщ на стадии продольного укорочения, когда развитие субпослойных жил приводит к структурной перестройке и изгибу (см. рис. 7.32, в).

Бороды нарастания эволюционируют на разных стадиях формирования складок. Особенности их морфологии и кинематические характеристики, взаимоотношение с кливажем и минеральными жилами позволяют уточнить эволюцию деформационно-химических структурных парагенезов уровня зерен в общем процессе складкообразования. В немых толщах кинематика бород нарастания на крыльях складок помогает реконструировать складчатую структуру (см. рис. 5.49).

Будинаж в складчатых толщах, если он не является результатом более ранних диагенетических процессов, характерен для крыльев складок и формируется на стадии общего сплющивания. В ряде случаев на крыльях складок изгиба с течением образуются асимметричные будины (см. рис. 6.26). Кроме того, одним из механизмов деформации складок изгиба с течением является образование односторонних кинкбандов. На стадии общего сплющивания возможность образования кинкбандов, подобно кливажу плейчатости, определяется, с одной стороны, наличием тонкослоистых и тонкосланцеватых пород и, с другой стороны, ориентировкой сжатия.

По отношению к складчатой структуре линейность может быть ориентирована вкрест (*a*-линейность) или вдоль (*b*-линейность) простираения складчатой структуры (см. разд. 5.8). В метаморфических толщах минеральная линейность, выраженная направленной ориентировкой удлинённых или таблитчатых кристаллов, ориентирована как параллельно осям складок в их замковых частях, так и ортогонально – на крыльях (рис. 7.47). Ортогональная осям асимметричных складок ориентировка линейности

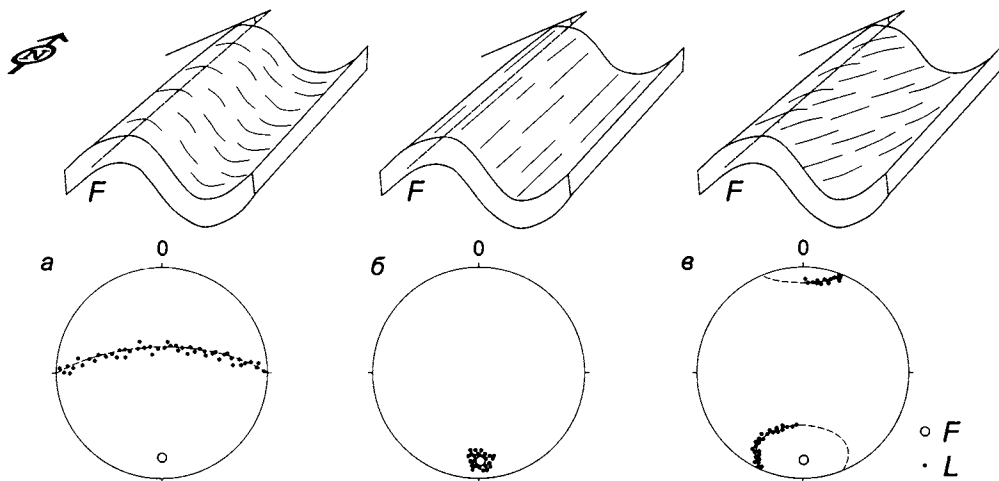


Рис. 7.47. Замеры ортогональной шарниру складки линейности (*a*-линейности) образуют на сферической диаграмме дугу большого круга, подобно полюсам слоистости на π -диаграммах (*a*). Линейность типа *b*, ориентированная вдоль шарниров, формирует максимум замеров в области шарнира (*b*). Замеры более ранней линейности, испытавшей поздние складчатые деформации, группируются вдоль дуги малого круга (*v*).

характерна для сдвиговых зон, при прогрессирующей деформации таких асимметричных складок в зонах сдвига формируются вытянутые вдоль линейности колчано-видные складки (см. разд. 5.7.4). Штриховка скольжения на крыльях складок изгиба со скольжением ортогональна осям складок, линейность пересечения или плейчатости (см. рис. 5.80, 3 и 4) ориентирована вдоль осей складок, выступая в качестве естественной β -оси (см. разд. 7.2).

Распределение ориентировок линейности на стереографических диаграммах позволяет оценить пространственные и в ряде случаев временные соотношения линейности и складок (см. рис. 7.47, в).

7.5. Складки поперечного изгиба

Складки, наиболее существенные смещения в которых происходили поперек слоистости, называются *складками поперечного изгиба*. В частности, такой генезис обычно предполагается у складок коробчатого профиля. Складки поперечного изгиба существенно отличаются от складок продольного изгиба по морфологии и распределению напряжений и деформаций. Причиной образования складок поперечного изгиба чаще всего считают вертикальное перемещение блоков фундамента по крупным разрывам (рис. 7.48).

Действие приложенных сил определяет положение участков изгиба

в слоистой толще, которые, по сути, являются концентраторами деформации. В зависимости от интенсивности приложенных сил, состава толщ и РТ-условий деформации механизмы структурообразования и набор формирующихся структур в этих концентраторах могут быть различными, определяясь общим структурным результатом, направленным на компенсацию процессов растяжения и сжатия, возникающих в разных участках формирующейся флексуры.

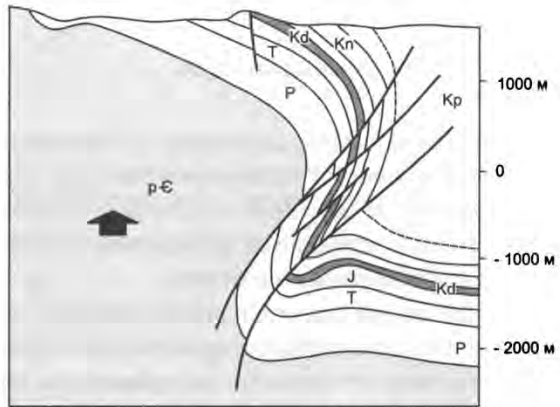


Рис. 7.48. Складка поперечного изгиба, образованная за счет дифференциальных глыбовых движений блоков фундамента (англ. *drape fold*), Золотой надвиг, шт. Колорадо, США [Геологические структуры, 1990].

7.6. Складки течения

Слоистые толщи не обязательно нужно «сдавить» вдоль слоистости, чтобы в них образовались складки. Наряду с расслоенностью, формирующей главную структурную неоднородность, не меньшее значение при объемных деформациях имеют сила тяжести и объемные силы. При высоких РТ-параметрах контраст свойств в рассло-

енных объемах часто слабо выражен, и тектонические деформации могут осуществляться без участия однонаправленного давления, за счет действия объемных деформаций (обусловленных прежде всего силой тяжести) [Лукьянов, 1991], при которых возникает градиент скоростей пластического течения.

Подобным образом формируются складки в метаморфических комплексах под воздействием стресса при высокопластичном состоянии пород. Породы пониженной вязкости при подчиненной структурообразующей роли слоистости испытывают деформации, обусловленные главным образом неравномерной скоростью перемещения, которое одновременно охватывает всю массу горных пород. Основные закономерности такого процесса могут быть установлены при проведении петроструктурного анализа с определением роли действовавших внутрикристаллических и рекристаллизационных механизмов пластических деформаций.

7.7. Полифазные складки

При *полифазных складчатых деформациях* происходит неоднократный изгиб линейных и плоскостных элементов сформировавшихся ранее складчатых структур. Как правило, полифазные складчатые деформации характерны для метаморфических комплексов и отличаются чрезвычайно сложным рисунком пространственной ориентировки структурных элементов.

Косвенными свидетельствами наличия наложенных складчатых деформаций являются широкие вариации ориентировок слоистости на стереографических диаграммах, отличные от характера распределения полюсов слоистости для цилиндрических и конических складок, наличие плоскостных текстур (сланцеватости, кливажа плейчатости), пересекающих более ранние текстуры. Полифазная складчатость может быть установлена в ходе прямых наблюдений в обнажениях (рис. 7.49, 7.50), а также при обнаружении дискордантных ориентировок шарниров и осевых поверхностей складок в близко расположенных фрагментах складчатой структуры (рис. 7.51) или при картировании (рис. 7.52).

При картировании и описании полифазных складок используют стандартные в практике структурного анализа обозначения, индекс которых соответствует стадии деформации (в данном случае эпизоду складчатости). Индексы F_1 и F_2 будут соответствовать более ранним складкам первого и более поздним складкам второго этапов.

Нужно отличать наложение складок в зонах сконцентрированных приразрывных деформаций, когда полифазные складчатые деформации тяготеют к границам тектонических блоков (см. рис. 7.51), и объемные полифазные деформации, проявленные в высокометаморфизованных комплексах и характеризующие внутреннюю структуру крупных тектонических единиц (см. рис. 7.52).

Морфология складок в обнажениях и на картах может классифицироваться по принадлежности к трем основным типам складчатых рисунков, являющихся крайними членами единого непрерывного ряда складок, сформировавшихся при двухфазной складчатости [Ramsay, 1967] (см. рис. 7.52).

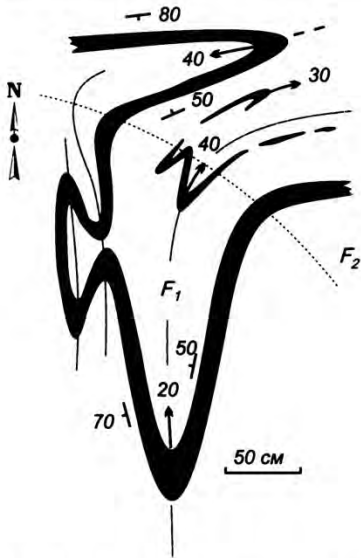


Рис. 7.49. Полифазная складчатость (F_1 и F_2) в амфиболовых гнейсах Южно-Муйской глыбы, Северное Забайкалье.

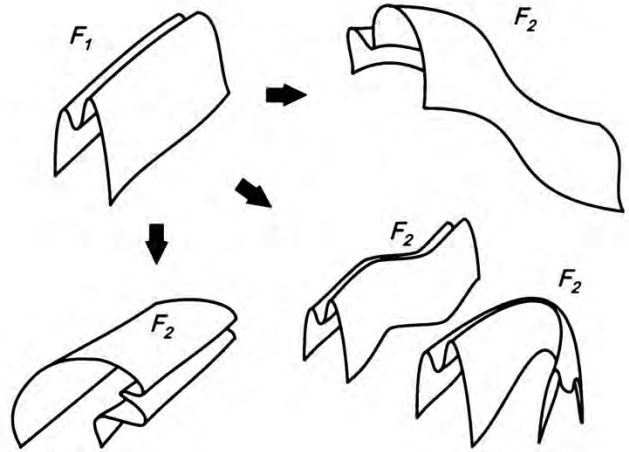


Рис. 7.50. Различные морфологические типы складок F_2 , образовавшихся по изоклиналим складкам F_1 в породах киндиканской свиты, Южно-Муйская глыба, Северное Забайкалье.

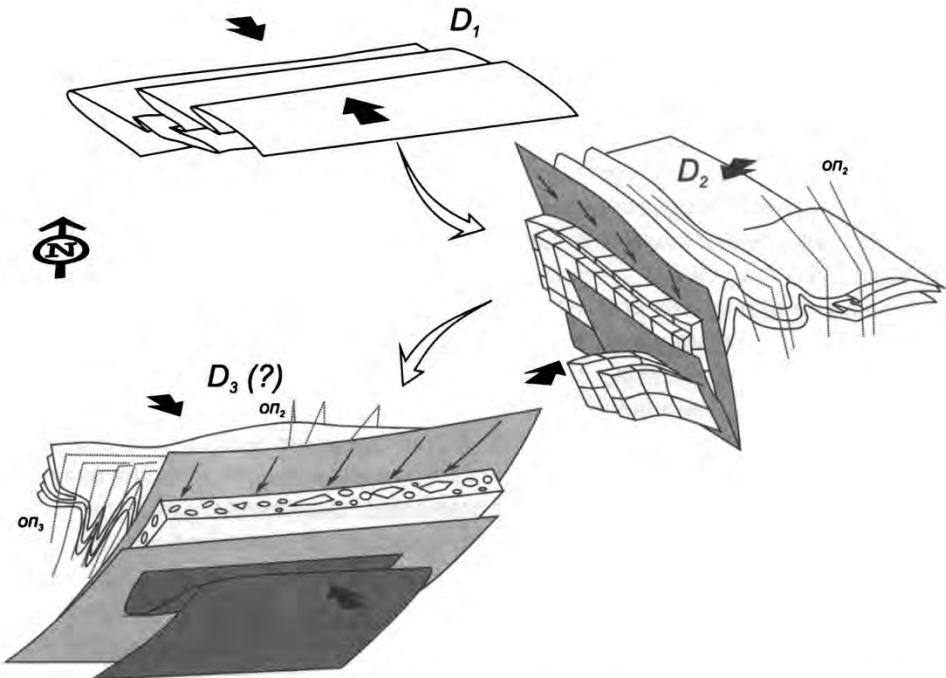


Рис. 7.51. Лежачие складки северо-западной вергентности в метаэффузивах келянской толщи, смятые в зонах Горбылокского (этап D_2) и Сырыхского (этап D_3 ?) разломов, Уакитская зона, Северное Забайкалье ($оп_2$ и $оп_3$ – осевые поверхности складок 2-го и 3-го этапов деформации).

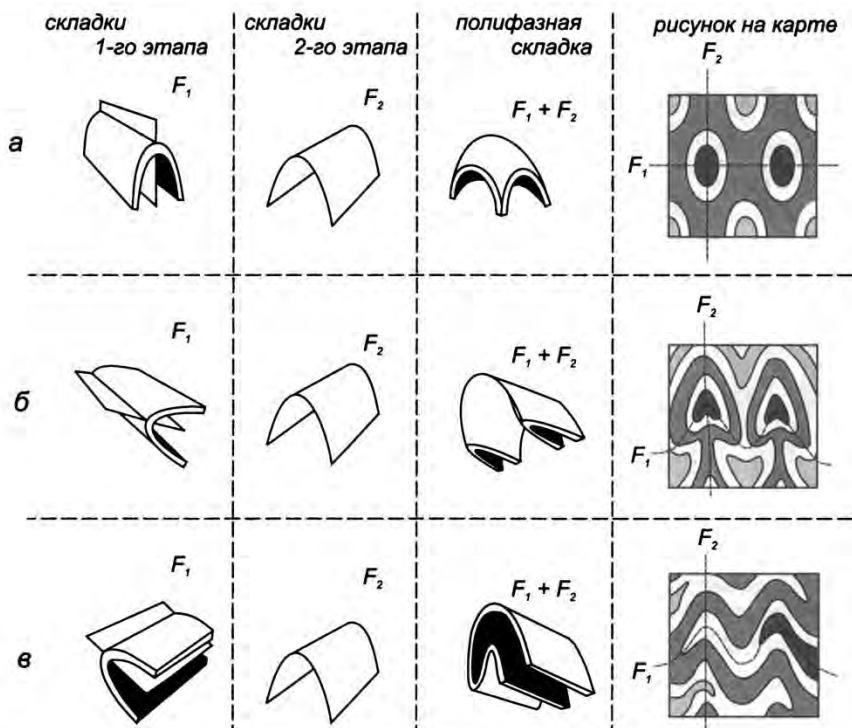


Рис. 7.52. Основные типы картографических рисунков полифазных складок, в зависимости от ориентировок осевых поверхностей и шарниров [McClay, 1989]: а – «ячеистый», б – «грибообразный», в – «перемятый».

«Ячеистый» тип (англ. *egg box, dome and basin pattern*) возникает при больших, близких к прямым углах как между осями, так и осевыми поверхностями складок F_1 и F_2 . При этом осевая поверхность складок F_1 не претерпевает вторичного изгиба. «Грибообразный» рисунок возникает в случае пересечения осей и осевых поверхностей под малыми углами, оси F_1 и F_2 не совпадают по ориентировке. Рисунок типа «перемятых» складок образуется при совпадении осей складок F_1 и F_2 , при больших углах между осевыми поверхностями. У «грибообразных» и «перемятых» складок осевые поверхности F_1 смяты в складку F_2 .

В большинстве случаев общий рисунок полифазной складчатости может быть установлен только в процессе картирования. Важным элементом изучения структуры в областях с полифазным складчатым строением является геометрический анализ ориентировок структурных элементов на сферических диаграммах, который позволяет установить характер соотношения главных структурных элементов разных этапов и соответствующие им деформационные планы.

Складки, наряду с разрывными нарушениями, выступают как один из главных структурных элементов на геологических картах и планах. Изучение морфологии складок проводится картированием и анализом распределения плоскостных и линейных элементов на стереографических диаграммах.

Складчатые деформации возникают в средах со слоистым типом неоднородностей и характерны для большинства осадочных и метаморфических толщ. Различные свойства слоев, зависящие, в свою очередь, от их состава и внутреннего строения, характер переслаивания, РТ-условия определяют тип складчатых деформаций.

Эффективность механизмов деформации уровня зерен и агрегатов зерен в конкретных РТ-условиях определяет один из наиболее важных факторов складчатых деформаций, а именно – контраст вязкостей. Изменение этого параметра может происходить в том числе и за счет структурно-текстурных преобразований пород, играя существенную роль в стадийности образования складок продольного изгиба. Эволюция структур уровня зерен и агрегатов зерен и структурных парагенезов в различных частях складок в процессе их образования формируют суперпозиционные парагенезы структур, включающие структуры разных уровней. Складки продольного изгиба и стадийность их образования являются одной из ярких иллюстраций процесса структурных перестроек, происходящих при деформации в неоднородной геологической среде (см. разд. 3.4, рис. 3.6). Стадия общего сплющивания сопровождается развитием разрывных нарушений, разбивающих складчатую толщу на тектонические блоки и пластины.

Линейные и плоскостные концентраторы напряжений, образующиеся при складчатости, и неоднородное распределение напряжений обычно приводят к перераспределению вещества при деформации из областей концентраторов сжатия в области растяжения. Основными агентами переноса вещества в условиях зеленосланцевого метаморфизма являются флюиды. В результате образуются деформационно-химические парагенезы структур уровня слоев. В отличие от деформационно-химических парагенезов уровня зерен и агрегатов зерен на уровне слоев растворение вещества протекает в областях концентраторов, затрагивающих весь слой. Такие зоны сконцентрированного растворения формируются в замках складок шарнирного изгиба, а также при образовании кливажных муллионов. Перенос вещества осуществляется в зоны концентраторов растягивающих напряжений – как правило, в седловидные или клиновидные жилы замковых частей складок, в «теневые» части муллионов, в зоны эшелонированных жил на крыльях складок. При более высоких РТ-параметрах амфиболитовой фации процессы растворения под давлением в областях концентраторов сжатия уступают роль метаморфическим реакциям на фоне дислокационной и диффузионной ползучести, и объемно-массовые эффекты выражаются различной интенсивностью структурной переработки в различных частях складки. Таким образом, неоднородное распределение концентраторов напряжений при образовании складок приводит к формированию компенсационных структурных парагенезов с переносом вещества из концентраторов сжатия в области растяжения.

Слабо выраженный контраст вязкостей в слоистой толще может быть следствием высоких РТ-параметров, и деформации протекают в условиях градиента скоростей пластического течения, охватывающего всю массу пород и осуществляющегося за счет механизмов дислокационной, диффузионной ползучести и рекристаллизационных процессов. Таким образом, для складок течения, несмотря на слоистые неоднородности, ведущая роль при структурообразовании сохраняется за деформационными механизмами уровня зерен и агрегатов зерен.



8. РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

...Если бы только наблюдатель мог, опускаясь с неба, раздвинуть розоватые облака и взглянуть на открывающуюся под ним Землю...

Э. Зюсс. «Лик Земли» (1885 г.)

Разрывы как структуры с нарушением сплошности горных пород занимают на масштабной шкале транзитное положение – это и микроскопические трещины в минеральных зернах, и наиболее крупные структуры, протягивающиеся на сотни и даже тысячи километров (см. рис. 3.5). Это наиболее явный структурный каркас, грубо и в общих чертах намечающий строение любого фрагмента геологической среды. В процессе деформации именно формирование разрывов обычно воспринимается как финальная стадия разрушения.

Процессы образования трещин и разрывов в разном контексте упоминались в предыдущих разделах: критерии разрушения (см. разд. 1.7.2), анализ трещиноватости (см. разд. 2.5), катакластическое течение (см. разд. 4.7), образование трещин отрыва и минеральных жил (см. разд. 5.4), тектониты и их вертикальная зональность (см. разд. 5.7), кинематические индикаторы и кинематический анализ зон разрывных нарушений (см. разд. 5.7.4), системы трещиноватости, сопряженные со складчатостью (см. разд. 7.4.3.2, рис. 7.37). Фактически в различных аспектах мы уже обсудили многие вопросы, касающиеся образования разрывов, и необходимо систематизировать и обобщить эти данные.

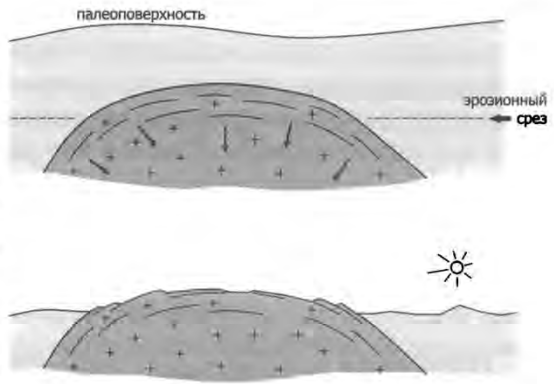
8.1. Трещины отдельности

Трещинами отдельности называют поверхности разрыва сплошности в горных породах без признаков смещения (фиг. 8.1, вклейка). Эти трещины часто заполняются минеральным веществом, образуя жилы, но при образовании в приповерхностных условиях они могут быть не минерализованы. Механизмы формирования трещин отдельности связаны со снятием внутренних напряжений в объеме горной породы после ее образования или деформации. Фактически каждая трещина отдельности представляет собой трещину растяжения (отрыв). Закономерное пространственное размещение таких трещин в объеме горной породы образует своеобразный рисунок, выраженный в различных типах отдельности.

Классическим примером является призматическая столбчатая отдельность в лавовых потоках базальтов, возникающая при остывании лавового потока в результате уменьшения объема горной породы при охлаждении (фиг. 8.2, вклейка). Отдельность отслаивания, ориентированная вдоль контактов, встречается в приконтактной части массивов гранитоидов и формируется за счет центростремительного (по направлению к магматическому очагу) остывания массивов (рис. 8.1).

В осадочных горных породах наряду с субслоистой отдельностью развиты две (или более) системы трещин, ортогональные слоистости. Такие трещины отдельнос-

Рис. 8.1. Отдельность отслаивания, образующаяся в интрузивных массивах при центроостремительном остывании.



ти могут формироваться уже на стадии литификации и обезвоживания осадка и фиксируются в конседиментационных структурах усыхания на поверхности слоистости (подобно трещинам усыхания в глинах). В общем случае высокие литостатические давления препятствуют свободному раскрытию трещин.

Наиболее вероятным кажется общий релаксационный механизм формирования трещин отдельности. Выведение к поверхности некоторого массива горных пород приводит к снятию напряжений (литостатического или дифференциального) и расстрескиванию массива с дальнейшей проработкой открывающихся трещин эрозионными процессами. Рисунок такой трещиноватости (отдельности) определяется наличием внутренних структур и текстур в породах, а также типом напряженного состояния. Такой тип формирования отдельности присущ субгоризонтальной матрацевидной отдельности отслаивания в гранитоидах, блоковой отдельности большинства горизонтальнослоистых толщ, метаморфическим породам в целом.

Многочисленные описания отдельности в складчатых толщах, обнаруживающих закономерный со складками рисунок трещиноватости (см. рис. 7.37), нередко интерпретируют как систему хрупких трещин, сформировавшихся при складчатости. Это верно в случае, если данные трещины представляют собой закономерную систему сколов в сочетании с минеральными жилами и кливажем (стилолитами). Строго говоря, трещинами отдельности такие структуры не являются. Вероятны случаи, когда отдельность в складчатой толще формируется за счет релаксации накопленных при деформации упругих напряжений. Но и в этом случае снятие упругих напряжений привело бы к раскрытию и выполнению трещин отрыва и минерализации по плоскостям скола. Можно полагать, что образование собственно отдельности в складках определяется эрозионной проработкой так называемой текстурной отдельности (см. разд. 8.2), соскладчатых и послескладчатых сколовых и отрывных трещин, а также релаксационных трещин, возникающих при последовательном выведении складчатых объемов к поверхности.

8.2. Текстурная отдельность

Под *текстурной отдельностью* следует понимать трещиноватость, обусловленную формированием ослабленных поверхностей вдоль плоскостных текстур: кливажа обломочных пород, кливажа плейчатости, сланцеватости, иногда – слоистости. Проникающий характер плоскостных текстур и их совершенство определяет развитие

частой трещиноватости, обусловленной избирательным выветриванием в поверхностных условиях слюдистых минералов на плоскостях сланцеватости и материала выполнения кливажных зон. Данный тип отдельности противопоставляется трещинам отдельности, формирующимся при релаксационном растрескивании массивов горных пород при снятии напряжений, хотя и этот механизм оказывает влияние на формирование текстурной отдельности, плоскости которой охотно используются при релаксационном растрескивании. Пересекающиеся поверхности текстурных отдельностей формируют карандашную (см. рис. 5.7) и брусовидную (см. рис. 5.33) отдельности.

8.3. Трещины и разрывы растяжения (отрывы)

Минеральные жилы (жилы выполнения) и дайки образуются при заполнении трещин отрыва (растяжения). В случае жил выполнением трещин является отложенное из флюида минеральное вещество (кварц, кальцит, хлорит, полевые шпаты, реже другие минералы). Дайки сложены застывшим в трещинных каналах магматическим расплавом.

8.3.1. Минеральные жилы

Кинематический анализ жил показывает, что раскрытие трещин отрыва происходит ортогонально стенкам или под некоторым небольшим углом к ним (см. рис. 5.22, 5.26 и др.), иногда отмечается сдвиговая составляющая (см. рис. 5.32), в некоторых случаях она преобладает, и жилы представлены ромбовидными декомпрессионными структурами вдоль поверхностей сколовых трещин (см. рис. 5.16, ж; 5.27). Для трещин отрыва характерно так называемое кулисное расположение (см. рис. 5.34–5.36), нередко наблюдается сопряженный характер таких кулисных систем (см. рис. 5.37–5.39).

Из экспериментальных исследований следует, что образование неминерализованных трещин растяжения возможно только в близповерхностных условиях. Наличие флюида может выступать причиной разрушения с формированием трещин на любой глубине [Николя, 1992] (см. разд. 5.4, рис. 5.29). Это подтверждается синкинематическим первичным характером выполнения таких трещин. Минеральные жилы маркируют декомпрессионные области растяжения, в которых при превышении прочности породы происходит образование трещин отрыва и их выполнение. Ориентировка минеральных жил и их структурный рисунок, соотношение с другими структурами позволяют восстановить кинематическую картину деформаций.

В эволюции жил выделяют стадию зарождения и стадию роста (см. рис. 5.28). В общем случае зарождение жил в породах с изотропной структурой можно объяснить с использованием модели Гриффитса (см. разд. 1.7.2), согласно которой при образовании трещин используются микронеоднородности, рост которых осуществляется за счет действия концентраторов напряжений у их окончаний. Возникая в узком коридоре, структуры пластического «предразрушения», предшествующие образованию жил в породах, и отдельные микротрещины отрыва, растущие по механизму Гриффитса, соединяются в единую магистральную трещину отрыва.

На месторождениях гидротермального генезиса жилы формируют жильно-прожилковые и прожилковые зоны, штокверки. Пространственное распределение жил, вариации их состава и кинематического типа, структурный рисунок и взаимоотношения жил разных генераций позволяют реконструировать кинематические условия образования таких месторождений.

8.3.2. Дайки

Дайками называют пластообразные тела, ограниченные параллельными стенками, сложенные магматическими породами. Дайки имеют большую протяженность по простиранию и падению при относительно небольшой мощности. В зависимости от типа пространственного размещения дайки образуют линейные группы (*пояса*), в которых однонаправленные дайки трассируют крупные структуры растяжения, или *рои*, которые отличаются более сложным контуром дайковых полей и состоят из даек менее выдержанной ориентировки (рис. 8.2). Часто в дайковых роях можно выделить

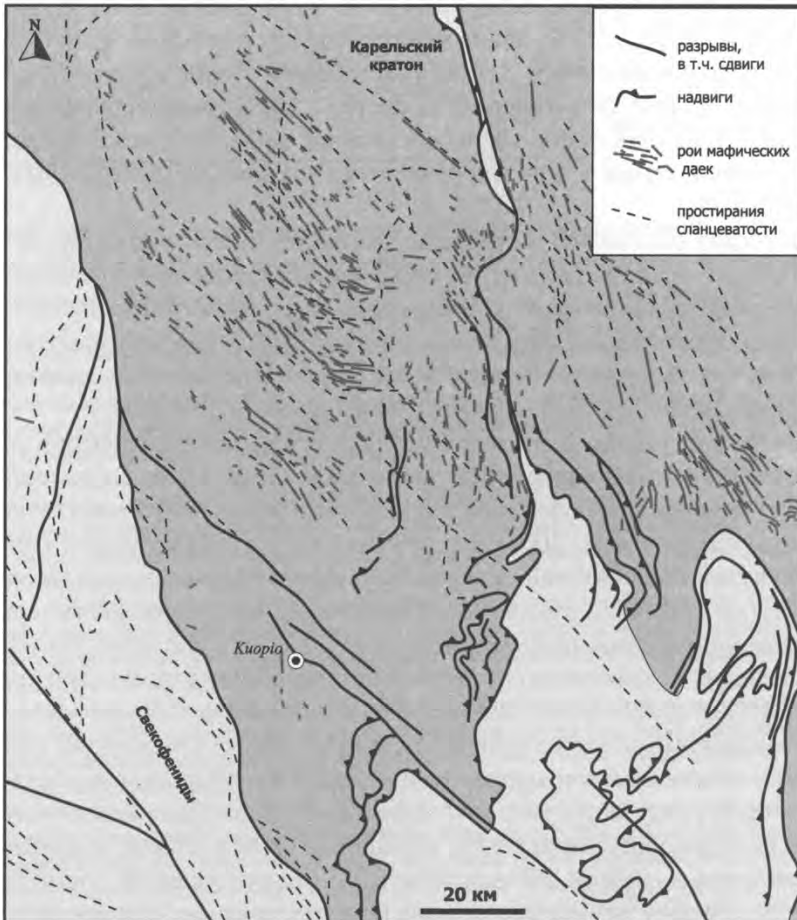


Рис. 8.2. Рои раннепротерозойских свекофенских даек, Раа-Ладожская зона, Западная Карелия (по геологической карте Финляндии, упрощено).

два, реже три главных доминирующих направления даек, соответствующих ориентировке сопряженных и (или) опережающих сколов. Кроме того, выделяют радиальные системы даек, расходящихся от какого-либо магматического очага или вулканического центра, и концентрические дайки, выполняющие системы кольцевых или концентрических разломов вокруг них. Гигантские докембрийские дайковые радиальные системы достигают размеров в тысячи километров, предположительно маркируя крупные плюмовые структуры растяжения, предшествующие распаду континентов. Дайки в большинстве своем имеют магматическую природу. В случае, если в трещину в литифицированных осадочных породах происходит инъекция нелитифицированного осадка (песка, алеврита, глины, карбонатного ила или даже галечников), – говорят о *нептунических* (осадочных, кластических) дайках.

Обычно внедрение даек происходит в направлении, ортогональном растяжению (наименьшему напряжению σ_3) [Anderson, 1951], и они часто используются как кинематические индикаторы при палеотектонических реконструкциях. В большинстве случаев дайки не обнаруживают таких простых соотношений с динамическими обстановками при их внедрении [Balagansky et al., 2001; Glazner et al., 1999; Hanmer et al., 1997; Ryan, 1995 и др.]. Так, дайки могут внедряться по плоскостям более ранних разрывов и трещин и их систем с косым раскрытием стенок трещин [Delaney et al., 1986]. Косое раскрытие характерно и для систем даек, формирующихся в сдвиговых зонах [Glazner et al., 1999 и др.], в которых рисунок дайковых роев и кинематика раскрытия во многом схожи с эшелонированными системами минеральных жил (см. разд. 5.4, рис. 5.34).

Динамическая обстановка в субстрате оказывает сильное влияние на прорастание даек. Во-первых, ориентировка поля напряжений определяет ориентировку плоскости раскрывающейся трещины, которая стремится занять положение ортогонально максимальному растягивающему (минимальному сжимающему) напряжению. Во-вторых, вдоль трещины может существовать градиент нормальных напряжений, выступающий как движущая сила для дальнейшего прорастания даек.

Основным свойством даек является способность менять направление, отклоняясь при прорастании таким образом, чтобы ориентировка дайки имела ортогональное растягивающему напряжению положение. Подобный процесс был воспроизведен в аналоговой модели [Watanabe et al., 2002]. Степень отклонения прорастающей дайки зависит от отношения скальвающих напряжений на плоскости трещины (τ), по которой происходит прорастание дайки, и избыточному давлению в магматической камере (p_m). Согласно экспериментальным данным, при отношении $\tau / p_m < 0.2$ (относительно небольших скальвающих напряжениях) существенного отклонения траекторий прорастания не возникает. При значительных скальвающих напряжениях на плоскости трещины фиксируется закономерное «подворачивание» дайки при ее прорастании (рис. 8.3).

Изучение поведения двух одновременно прорастающих даек показало, что отклонение второй («ведомой», рис. 8.4) модельной дайки происходит в случае, если отношение скальвающих напряжений, вызванных первой дайкой, к среднему избыточному давлению во второй дайке больше 0.2. Если вторая дайка достигает первой, взаимодействие между ними может приводить к их слиянию. Этот процесс имеет направленность, и область слияния распространяется в направлении, перпендикуляр-

Рис. 8.3. Аналоговый эксперимент с применением желатина (вмещающая среда) и силиконового масла («расплав»). В верхней части желатиновой модели помещен груз, создающий напряжения во вмещающей среде. При прорастании дайки наблюдается ее отклонение по направлению к нагруженной части модели так, что дайка стремится занять ориентировку, ортогональную растягивающему напряжению (σ_1). Для отклонения траектории прорастания дайки скалывающие напряжения на плоскости трещины (τ) должны быть высокими, так чтобы $\tau/p_m > 0.2$ (p_m – избыточное давление в магматической камере). Цифрами показаны стадии эксперимента и время (10 и 90 минут). Рисунок по фотографии из работы [Watanabe et al., 2002] с упрощениями.

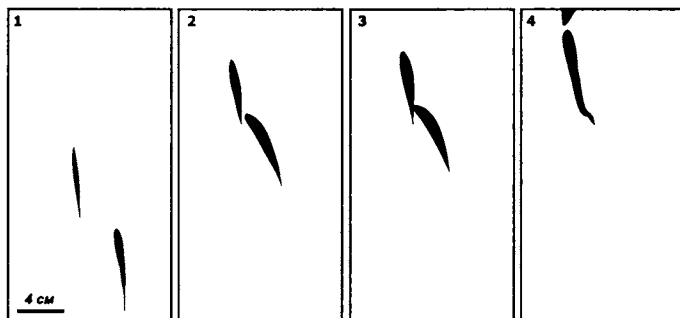
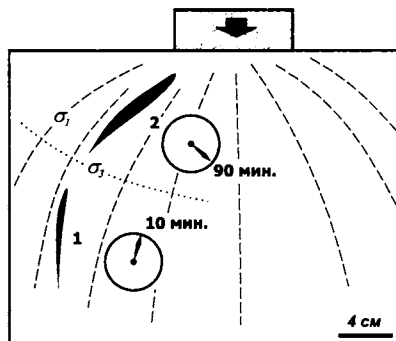


Рис. 8.4. Слияние даек: если при прорастании дайки подходят достаточно близко, происходит их объединение. Отношение скалывающих напряжений, вызванных первой дайкой, к среднему избыточному давлению во второй дайке должно быть больше 0.2 (1–4 – стадии аналогового эксперимента. По [Watanabe et al., 2002] с упрощениями).

ном первой дайке, отражая поле напряжений вокруг ее окончания. Иными словами, при прорастании даек более мелкие, подходя достаточно близко к крупным, «обречены» на слияние с ними (см. рис. 8.4).

Направление внедрения базитовых даек в континентальной литосфере. Поскольку внедрение даек происходит ортогонально к растяжению, то вертикальные дайки формируются только в условиях субгоризонтального растяжения. Кроме того, для внедрения даек должно соблюдаться условие, согласно которому давление в магматической камере или канале (P_m) превышает минимальное внешнее напряжение (σ_2), т.е. существует «движущее» (напорное) давление $\Delta P = (P_m - \sigma_2) > 0$.

Дайки продвигаются преимущественно в направлении увеличивающегося движущего давления ΔP , градиент которого возникает в результате различных причин. Во-первых, градиент ΔP возникает из-за градиента тектонических напряжений. Во-вторых, этому способствует различие между градиентом литостатического давления во вмещающих породах и градиентом гидростатического давления в магме, т.е. контраст плотности между магмой и вмещающими породами. В отсутствие градиента тектонического давления локальный контраст плотности между магмой и вмещающими породами определяет направление перемещения. Можно сказать, что направление движения (прорастания) дайки определяется динамическими условиями, вызывающими перераспределение, «выдавливание» и продвижение магматического расплава в декомпрессионные зоны.

В условиях континентальной литосферы существуют три главных случая внедрения мафических даек [Hoek, Seitz, 1995]. Пусть плотность магмы и вмещающих пород составляет соответственно ρ_m и ρ_r . В первом случае при относительно более легкой магме с положительной плавучестью ($\rho_m < \rho_r$), вертикальный градиент гидростатического давления в магме (dP_m/dz) уменьшается медленнее, чем градиент корового литостатического давления (dP_r/dz). В этом случае движущее давление возрастает по вертикали, выражаясь в прорастании дайки вверх – «легкие» дайки охотно прорастают к поверхности (рис. 8.5, а). Во втором случае, для магмы с нейтральной плавучестью ($\rho_m = \rho_r$) в условиях равенства градиентов гидростатического и литостатического давления прорастание происходит радиально (рис. 8.5, б). В третьем случае достижение магмой определенного уровня, на котором ее плотность имеет промежуточное значение между более плотными нижележащими и менее плотными вышележащими породами (уровня нейтральной плавучести), определяет латеральное прорастание даек на этом уровне (рис. 8.5, в).

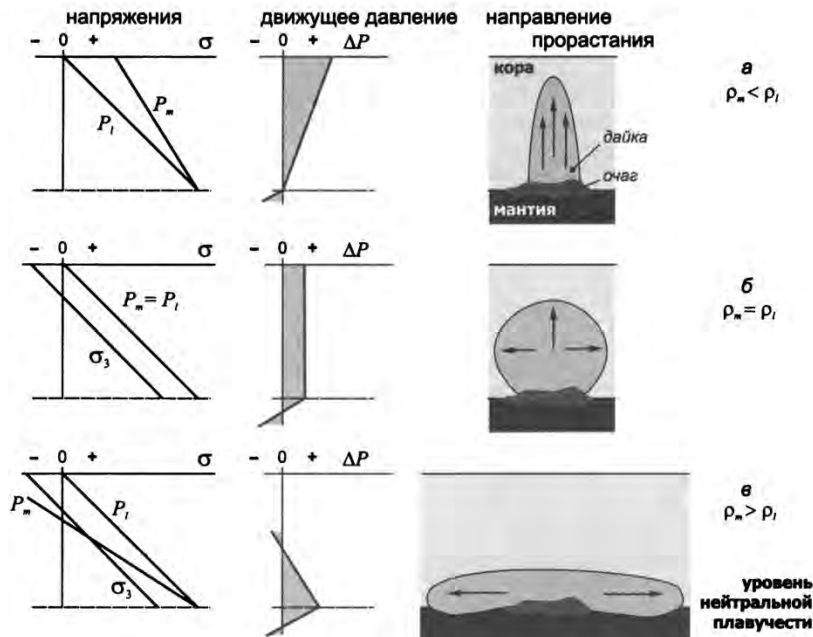


Рис. 8.5. Влияние контраста плотностей магмы (ρ_m) и вмещающих коровых пород (ρ_l) на направление прорастания даек от магматического очага, расположенного на границе коры и мантии [Hoek, Seitz, 1995]: *а* – положительная плавучесть ($\rho_m < \rho_l$), *б* – нейтральная плавучесть ($\rho_m = \rho_l$), *в* – растекание вдоль уровня нейтральной плавучести ($\rho_m > \rho_l$). P_m и P_l – гидростатическое и литостатическое давления, ρ_m – плотность магмы, ρ_l – плотность вмещающих пород, σ_3 – минимальное внешнее напряжение, ΔP – движущее давление. Для внедрения даек должно соблюдаться условие $P_m > \sigma_3$, т.е. существует «движущее» (напорное) давление $\Delta P > 0$. При более легкой магме ($\rho_m < \rho_l$) вертикальный градиент гидростатического давления уменьшается медленнее, чем градиент литостатического давления, и движущее давление ΔP возрастает по вертикали – дайки прорастают вверх (*а*). При равенстве градиентов гидростатического и литостатического давлений осуществляется радиальное от магматического очага прорастание (*б*). В третьем случае при достижении магмой определенного уровня, на котором ее плотность имеет промежуточное значение, и при уровне гидростатического давления $P_m < \sigma_3$ происходит латеральное прорастание даек вдоль уровня нейтральной плавучести (*в*).

Дайки, особенно у их фронтальных окончаний, часто образуют сегментированные эшелонированные системы (рис. 8.6). Напряженное состояние в области фронтальных окончаний (не только даек, но и минеральных жил) вызывается комбинацией растяжения породы и действием флюидного давления на стенки трещины [Nicholson, Pollard, 1985; Weinberger et al., 2000]. Механизм сегментации даек обычно зависит от вмещающих их пород, наличия в них более ранних разрывов, и поля напряжений на пути прорастающей дайки. За исключением случаев, когда сегментация происходит из-за явных неоднородностей вмещающих пород (например, при пассивном заполнении ранних эшелонированных разрывов), сегментация даек в основном интерпретируется как расщепление единой «материнской» дайки (рис. 8.7), либо как результат

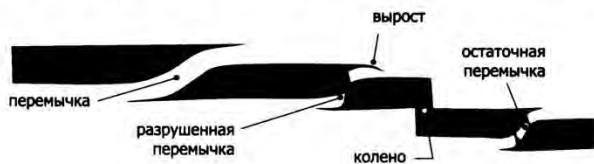


Рис. 8.6. Элементы эшелонированных и сегментированных даек (по [Nicholson, Pollard, 1985] из работы [Jolly, Sanderson, 1995]).

влияния неоднородностей (границы слоев, другие структуры). В случаях расщепления единой дайки сегменты поворачиваются относительно первоначальной плоскости дайки под действием некоторой сдвиговой составляющей вдоль плоскости разрыва [Delaney, Pollard, 1981] (см. рис. 8.7).

Влияние неоднородностей заключается в том, что они способны локально изменить поле напряжений, вызывая растяжение с кручением. Подобные же условия могут реализоваться при пространственно-временных вариациях регионального поля напряжений.

При картировании дайки часто показывают внеслабными символами, отражающими их простирание (см. рис. 8.2). Очень часто детальность наблюдений определяется обнаженностью территории. В областях с широким развитием перекрывающих отложений только магнитные съемки позволяют достаточно точно определить, насколько масштабно распространение даек (фиг. 8.3, вклейка). Детальное картирование в пределах достаточно хорошо обнаженных территорий показывает, что дайковые поля имеют довольно сложную внутреннюю структуру.

На рис. 8.8 и 8.9, приведены детально откартированные фрагменты базитового дайкового пояса Мак-Кензи (1.27 млрд лет) в области сочленения кратона Слэйв и орогена Вормпэй [Pell, 1998; Wilkinson et al., 2001]. Хорошо видно, что при выдержанных в целом простираниях, дайки нередко испытывают изломы по простиранию с формированием многочисленных структур сегментации. Фактически можно сказать, что самое интересное наблюдается в областях окончаний даек и на участках их сегментации (т.е. на участках концентраторов напряжений). Наблюдая эти соотношения в пределах единого дайкового поля, можно считать, что многие варианты таких соотношений выступают членами единого эволюционного ряда, отражающего различные стадии прорастания даек.

Можно наблюдать расщепление даек у их окончания (см. рис. 8.8, *А, В, Г*), подготовку к слиянию с формированием сколов (см. рис. 8.8, *Б*), слияние равнозначных даек (см. рис. 8.9, *В, Г*), слияние (поглощение) мелких даек с более крупными с реликтами ранних эшелонированных систем (см. рис. 8.8, *Д, Е*, 8.9, *Д*) и характерные колееобразные изгибы со структурами прорастания вдоль общего простирания, имеющие морфологическое сходство со сдвиговыми дуплексами растяжения (см. рис. 8.8, *Ж*; 8.9, *А, Г*), трансформные сколы (см. рис. 8.9, *Б, Д*) с прорастанием мелких даек от тупых окончаний (см. рис. 8.9, *Б, Е*).

Трудно доказать достаточно строго, но *X*-образные структуры (см. рис. 8.9, *З*), вероятнее всего, являются «перемычками», сформировавшимися при локальном перераспределении напряжений (переиндексации) при раскрытии даек. Если гидростатическое давление было достаточно высоким, при прорастании даек междайковое простран-

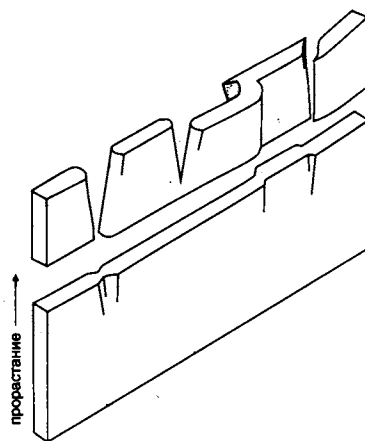


Рис. 8.7. Трехмерная морфология сегментированной дайки, принципиальная схема (по [Delaney et al., 1986] из работы [Weinberger et al., 2000] с изменениями).

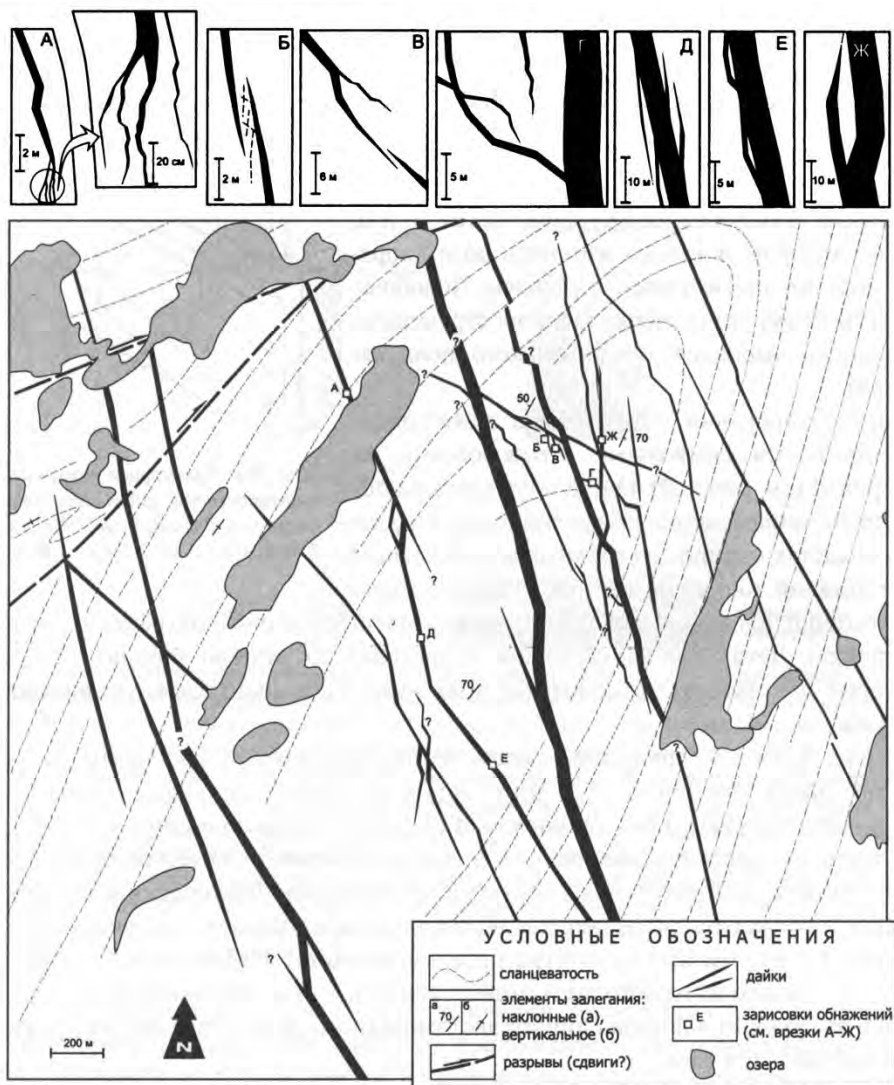


Рис. 8.8. Детальная структурная схема участка № 1, составленная с использованием данных аэрофотосъемки, одного из фрагментов дайкового роя Мак-Кензи (см. фиг. 8.3, вклейка) на участке его пересечения с синформной структурой в архейских гнейсах. На врезках показаны детальные зарисовки участков сегментации даек (рисунки по фотографиям).

тво испытывало сжатие, ориентированное ортогонально их стенкам – такие условия способствовали формированию перемычек. Для случая, показанного на рис. 8.9, 3, не менее важным свойством является структурная анизотропия, а именно – ориентировка сланцеватости, параллельная дайковой перемычке.

Соотношения даек на рис. 8.9, Ж можно интерпретировать следующим образом: внедрение крупной «материнской» дайки, образование тонких поперечных структур, выполненных поздними остаточными порциями расплава, и финальная ремобилизация с прорастанием даек вдоль внутридайковых трещин.

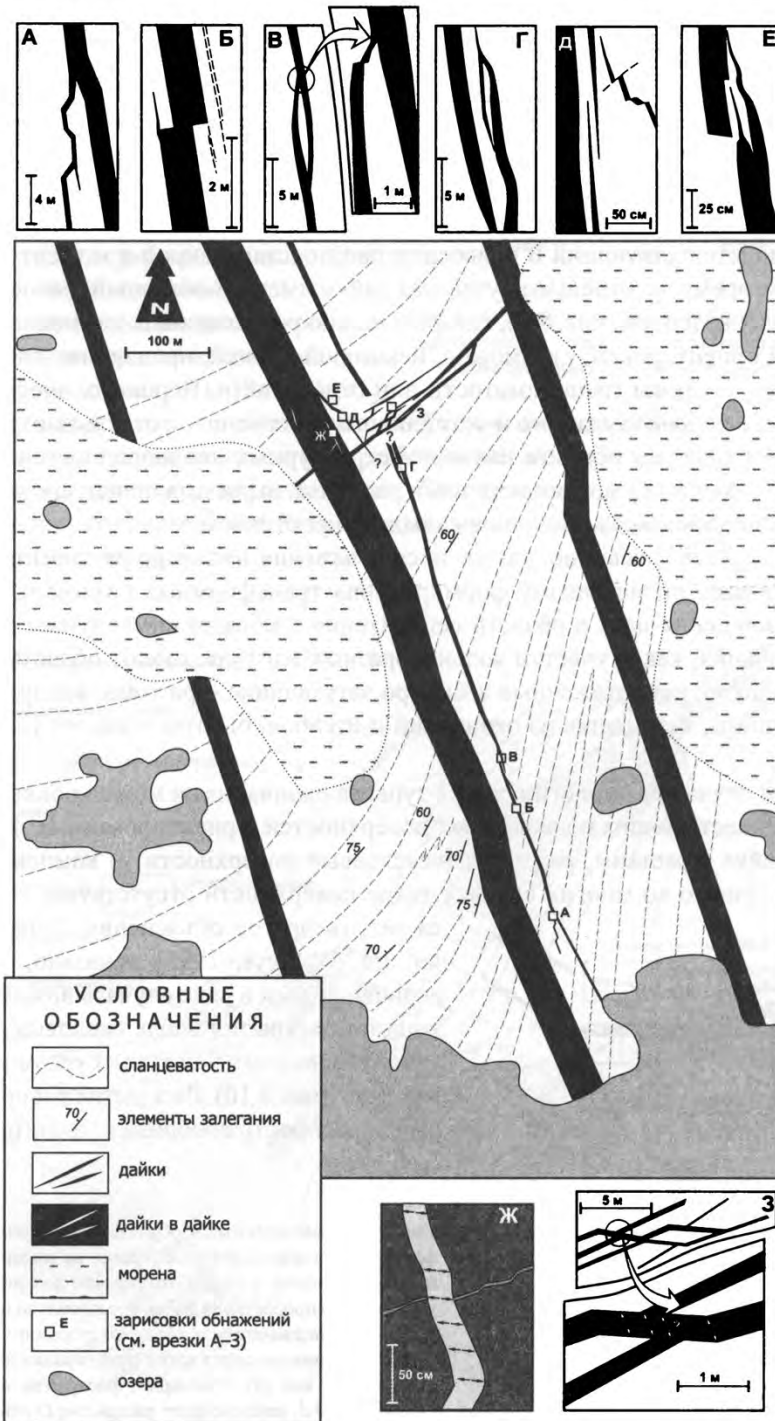


Рис. 8.9. Детальная структурная схема участка № 2 (см. фиг. 8.3, вклейка), на врезках показаны детальные зарисовки участков сегментации даек (рисунки по фотографиям).

Анализ общего структурного рисунка фрагментов дайкового поля (см. рис. 8.8, 8.9) дает возможность утверждать, что изменение простираний даек с формированием коленообразных изгибов происходит за счет влияния анизотропии вмещающего дайки субстрата, и прежде всего – ориентировки сланцеватости. Закономерные пространственные соотношения сланцеватости северо-северо-восточного–северо-восточного простирания и секущие ориентировки восток-северо-восточного растяжения приводят к преобладанию *Z*-образных изгибов, образуя характерный структурный рисунок, свидетельствующий о правосдвиговой составляющей в момент раскрытия даек. В то же время, на отдельных участках дайки имеют *S*-образный (левосдвиговой) рисунок таких колен (см. рис. 8.8), который можно рассматривать как влияние анизотропии иной ориентировки – возможно, некоторой ранней, предшествующей формированию даек системы трещиноватости или отдельности. Вероятно, внедрение даек происходило в условиях единого и устойчивого растяжения, а отдельные флуктуации определяются главным образом наличием структурных неоднородностей субстрата. Дайки, выполненные поздними порциями расплава, были переориентированы за счет ортогонального дайкам сжатия в междайковом пространстве.

В ряде случаев (очевидно, также за счет влияния неоднородностей) происходит сегментация даек по механизму формирования трансформных разломов, иногда до полного разобщения даек в области сегментации с образованием тупых окончаний. Тупые окончания, как и участки коленообразных изгибов, имеют области ответвлений, как правило, непротяженные и быстро затухающие – расплав, внедряющийся в тонкие трещины, исходящие из окончаний и изгибов, быстро остывает (см. рис. 8.8, Ж, 8.9, Б).

В общем случае морфологию даек с тупыми окончаниями можно объяснить сдвигом вдоль существующих ослабленных поверхностей, ориентированных под тупыми углами к дайке (трещины, разрывы, межслоевые поверхности) и компенсирующих раскрытие. Однако во многих случаях такие поверхности отсутствуют, и приходится

искать другое объяснение. В работе [Katterhorn, Watkeys, 1995] показано, что тупые окончания даек в ряде случаев возникают в результате раскрытия вдоль сколовых разрывов, ориентированных под тупым углом к плоскостям даек (рис. 8.10). Раскрытие распределяется вдоль распространяющейся сдвиговой зоны,

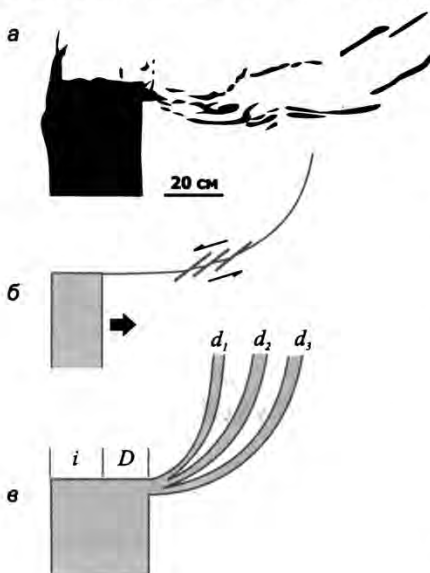


Рис. 8.10. Наблюдаемые в обнажении многочисленные ответвления сколово-отрывных трещин во вмещающих породах, сопряженных с тупым окончанием долеритовой дайки, направление прорастания дайки ортогонально плоскости рисунка (а). Предполагаемая зона левосторонних сколов, постепенно искривляющаяся вдоль простирания дайки по мере удаления от нее (б). Суммарное раскрытие в оперяющих сколах $d_1+d_2+d_3$ компенсирует раскрытие D основной дайки ($D = d_1+d_2+d_3$); i – первоначальная мощность дайки до образования тупого окончания с оперяющими (в) [Katterhorn, Watkeys, 1995].

отходящей от дайки с внедрением магмы в многочисленные тонкие и волосовидные трещины. Такие трещины, отходящие от окончания дайки под тупым углом, на удалении от конца дайки искривляются по направлению к ее общей ориентировке (см. рис. 8.10, б и в), а раскрытие дайки компенсируется суммарной величиной раскрытия оперяющих сколов.

В метаморфических толщах окончания даек нередко принимают весьма причудливые формы (рис. 8.11) [Ryan, 1995], что может быть связано с относительно «горячим» метаморфическим субстратом, в который внедряется дайка, испытывая деформации на фоне внедрения или с интенсивными последующими деформациями. При синметаморфических деформациях дайки будинируются (см. фиг. 6.3, вклейка) и сминаются в складки конформно с вмещающими толщами (рис. 8.12).

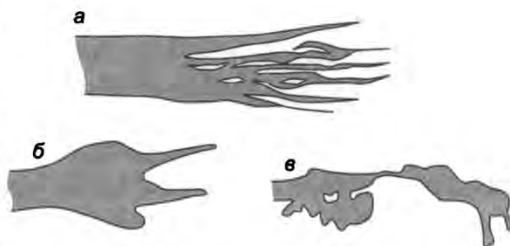


Рис. 8.11. Различная морфология окончаний даек в метаморфических толщах: а – пламевидные ветвящиеся, б – луковичеобразные, в – амебовидные [Ryan, 1995].

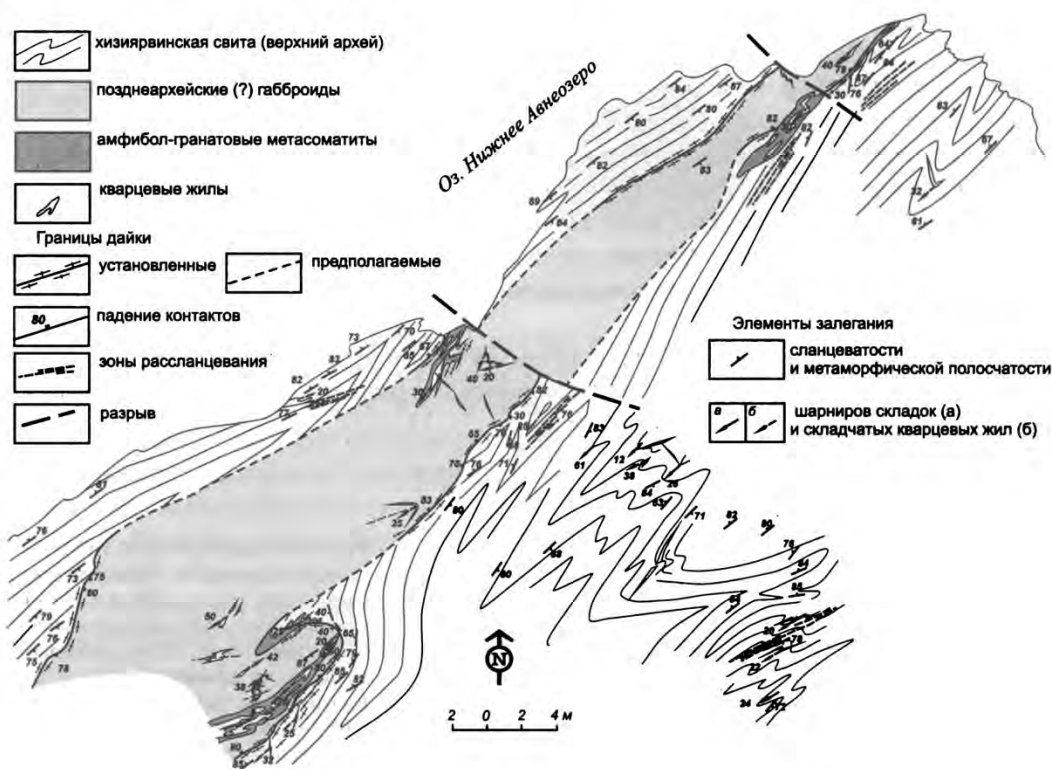


Рис. 8.12. Смятая в складки дайка габброидов (ортоамфиболитов) в гнейсах хизиярвинской свиты, Лехтинская структура, Северная Карелия [Кирмасов, Красильников, 2000].

8.4. Разломы

Разломами называют разрывные нарушения, вдоль поверхностей которых происходит смещение. Ориентировку разлома можно измерить непосредственно в обнажении или определить по характеру границы на геологической карте. Направление и величина (амплитуда) смещения определяются с помощью геометрических построений на основе геологической карты. Кроме того, знак перемещения можно определить по штриховке на плоскости сместителя (для хрупких сколов) или по набору кинематических индикаторов при проведении структурного анализа (разд. 5.7.4, 8.4.3).

8.4.1. Элементы геометрии

В зависимости от ориентировки плоскости разлома и направления перемещения выделяют различные типы разрывных нарушений: взбросы, сбросы, сдвиги (рис. 8.13). Определяющим свойством является направление перемещения.

При наклонном положении разлома блок пород под разломом называется *лежащим боком* (крылом), над разломом – *висячим боком* (крылом). У *сброса* висячее крыло опущено, у *взброса* – поднято. Разлом, крылья которого испытали латеральное перемещение вдоль его простирания, называется *сдвигом* (вне зависимости от ориентировки сместителя). Различают левые и правые сдвиги. При наклонной поверхности сместителя направление смещения обычно ориентировано не строго по падению или простиранию разлома, и тогда используют комбинированные названия, например, *левый сбросо-сдвиг*, *правый сдвиго-взброс* и т.п.

В зависимости от угла падения сместителя говорят о вертикальных, крутых или пологих взбросах (сбросах). Выполаживающиеся с глубиной разломы (обычно сбросы) называют *листрическими* (рис. 8.14). Пологие ($< 30\text{--}40^\circ$) взбросы называют *надвигами*. В областях покровного строения, где поверхности сместителей почти субгоризонтальные, лежащее крыло называется *автохтоном*, перемещенное висячее – *аллохтоном* (рис. 8.15).

Многие разрывные нарушения различимы на космических снимках (см. рис. 7.14; фиг. 8.4, вклейка), неотектонические и современные разрывы часто также выражены в рельефе (см. рис. 2.14, фиг. 8.4, вклейка).

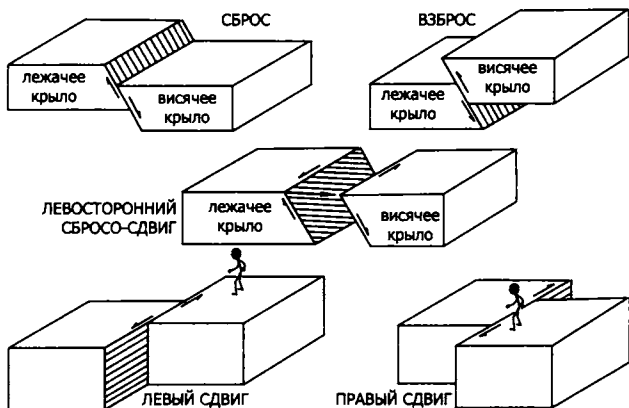


Рис. 8.13. Кинематические типы разрывных нарушений: сброс, взброс, сдвиги. При определении кинематики сдвига обычно пользуются правилом: нужно представить, что вы находитесь на одном из крыльев разлома – направление смещения противоположного крыла указывает на знак сдвига. Комбинированные названия используют при наличии двух составляющих перемещения (по простиранию и падению) – левый сбросо-сдвиг в центре рисунка.

Рис. 8.14. Рифтовая система, образованная сбросами (а). Система листрических сбросов, выполаживающихся с глубиной и соединяющихся с субгоризонтальной поверхностью базального срыва *D* (б). Асимметричные рифтовые впадины, образованные пологими сбросами, осложнены синтетическими (т.е. сонаправленными с главным сбросом, *S*) и антитетическими (т.е. противоположными по направлению вращения с главным сбросом, *A*) сбросами на противоположных сторонах рифтовой впадины (в).

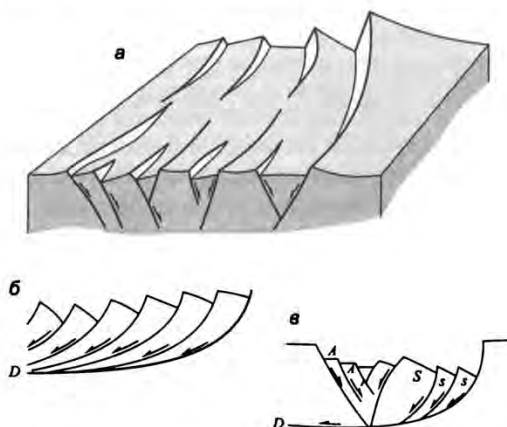
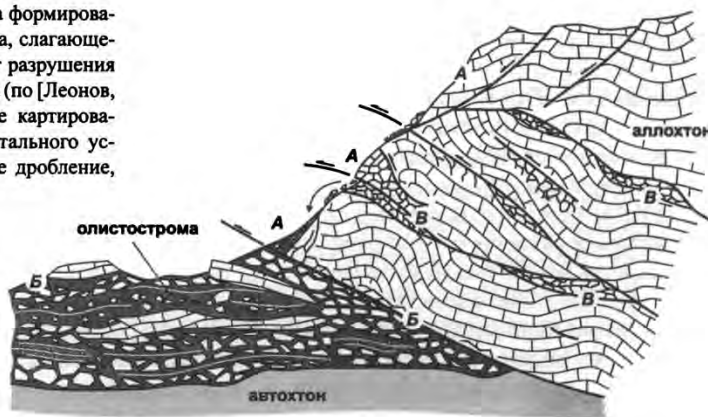


Рис. 8.15. Три основных способа формирования грубообломочного материала, слагающего олистостромовые тела за счет разрушения фронта надвигающегося покрова (по [Леонов, 1981] из работы [Геологическое картирование..., 1992]): обрушение фронтального уступа покрова (*A*), тектонические дробление, расчешуивание и брекчирование подошвенных частей покровов при их движении по дну седиментационного бассейна и на границах разных покровов (*B*), тектоническое дробление в теле массива аллохтона с последующим тектоническим выдавливанием или высыпанием (*B*).



8.4.2. Внутреннее строение зон разломов

По разломам происходит перемещение крупных массивов (блоков) горных пород друг относительно друга, которое приводит к изменению структуры пород в прилегающей к сместителю зоне. С другой стороны, формирование разлома не происходит мгновенно, и разрыву сплошности предшествуют довольно сложные процессы пластической деформации в некоторой области. Из практики известно, что разрыв со смещением в большинстве случаев представляет собой некоторую зону тектонически переработанных пород. Характер такой переработки и ее интенсивность бывают различными и определяются как РТ-условиями деформации, так и составом горных пород. Условия эти индивидуальны настолько, что некоторые надвиговые структуры со значительной кинематикой перемещения могут быть проявлены тонкими сантиметровыми швами.

Образование и развитие трещин в металлах. На примере металлов и конструкций можно проследить поведение трещины [Финкель, 1989]. Зародышевые трещины в металлах (да и в любых кристаллических материалах) возникают на участках скопления дислокаций внутри зерен и на границах субзерен (см. рис. 4.7) – так или иначе, формированию микротрещины предшествует стадия пластических дислокационных деформаций. На следующем этапе

происходит медленное подрастание трещины – возможное при увеличении напряжений, но пока еще не опасное для конструкции (так называемая докритическая стадия). С энергетической точки зрения механики разрушения, трещины на докритической стадии достаточно малы, и для их подрастания требуется подводить к ним большее количество энергии, чем дает сама трещина. Очевидно, что и докритический рост трещин сопровождается миграцией к вершине трещины точечных дефектов и дислокаций, которые, «вливаясь» в полость разрушения, увеличивают ее.

По мере роста докритической трещины в окружающем материале происходит пластическая деформация с упрочнением материала за счет увеличения плотности дислокаций в кристаллах (разд. 4.1.2). Одновременно продолжающееся создание новых микротрещин приводит к поглощению главной магистральной трещиной более мелких, находящихся в ее створе, и рост трещины ускоряется. Наконец, наступает момент, когда объем материала вокруг пластической трещины упрочнился до предела – трещина теперь движется в материале с огромным числом дислокаций одного знака, а кристаллиты и субзерна разворачиваются в вершине трещины, «подставляя» свои наиболее уязвимые кристаллографические направления. Трещина активно поглощает многочисленные микротрещины и приближается к своей критической стадии эволюции.

С того момента, когда трещина достигла определенных размеров, вся упругая энергия из напряженной области поглощается трещиной. Теперь процессы пластической деформации если и протекают, то только в непосредственной близости от вершины трещины и ее полости – процесс становится хрупким (квазихрупким).

В закритической области трещина стремительно разгоняется до огромных скоростей, приобретая надструктурный характер – при определенной скорости трещины наличие внутренней структуры и различия состава разрушаемых материалов перестают играть какую-либо роль. Фактически все материалы при определенной скорости трещин могут вести себя как хрупкие.

Трещина может расти, поддерживая скорость неограниченно долго – при достаточно большом размере тела, в котором она распространяется, и наличии потока энергии (из объема тела или от прикладываемой нагрузки). При больших, близких к максимальным, скоростях прорастания трещины испытывают ветвление, разделяясь на две или три, каждая из которых способна ветвиться далее. Но на каждой стадии ветвления скорость трещины падает до нуля, и затем начинается новый разгон. Это происходит потому, что упругая энергия, расходуемая на разрушение, тратится на компенсацию резко возросшей поверхностной энергии трещины в момент ветвления.

Зарождение вторичных трещин всегда связано с искривлением траектории магистральной. Сначала основная трещина «ныряет» в сторону, выбрасывая ответвление, и затем, как бы оттолкнувшись от него, возвращается на прежнюю траекторию (возможно, как в случае даек на рис. 8.8, А, 8.9, А, Г). Прямой эксперимент показывает, что трещина, распространяющаяся вблизи источника тепла, как правило, резко разворачивается к нему (поскольку расширение в очаге создает радиальные растягивающие напряжения), и, вклиниваясь в оплавленную зону, останавливается.

Влияние трещин на прочность не всегда отрицательно. Расположенные в некоторой зоне друг за другом трещины ослабляют материал, но определенное взаимное расположение трещин приводит к их стабилизации, т.е. устойчивости каждой из них в отдельности и системы в целом, что связано с интенсивным взаимодействием упругих полей трещин друг с другом – аналогично тому, как скопления дислокаций упрочняют материал. При малых расстояниях между трещинами, когда они тесным образом слиты, эффект упрочнения оказывается наибольшим. Прочность тела с системой трещин оказывается выше, чем у тела с одиночной трещиной. Однако, если расстояние между трещинами достаточно велико, то взаимодействие трещин мало, и прочность такого объединения даже ниже, чем у одиночной трещины [Финкель, 1989].

Нельзя проводить прямые аналогии между образованием и развитием трещин в конструкционных материалах и разрывообразованием. Вместе с тем, нужно подчеркнуть несколько основных моментов. Во-первых, в геологической среде изначально существует огромное количество неоднородностей, в том числе трещинного типа, разного размера и ориентировки – тем не менее, процессы докритического развития микротрещин наблюдаются и здесь. Это может происходить при низких напряжениях, энергия которых совершенно недостаточна, чтобы «двигать» и способствовать росту закритических трещин. Наиболее энергетически выгодным процессом являются пластические деформации, приводящие к упрочнению вещества и, следовательно, формированию новых микротрещин, их объединению и формированию новых закритических трещин. В противном случае новых трещин не возникало бы в принципе. Вместе с тем, если сильно нагрузить некоторый геологический объем, то напряжений может оказаться достаточно для энергетического «питания» уже существующей сети разломов и их подновления.

Нередко именно трещины отрыва могут выступать в качестве аналогов зародышевых микротрещин – развитие эшелонированных и кулисных систем жил часто предшествует формированию сколовых разрывов, по отношению к которым такие жилы в зоне деформаций часто рассматриваются как опережающие (см. рис. 5.34, 5.35).

Можно полагать, что трещины в геологической среде – и сколовые, и отрывные – распространяются, в зависимости от условий нагружения, с разными скоростями – поэтому в ряде случаев мы можем наблюдать влияние внутренней структуры либо отсутствие такого влияния. Очевидно, что базитовые дайки (см. рис. 8.8, 8.9) выполняют «быстрые» трещины, о чем свидетельствуют многочисленные ветвления, слияния и поглощения. Процессы ветвления, по всей видимости, способствуют «остановке» разрывов, поэтому подобные структуры (так называемые структуры конского хвоста) наблюдаются у их окончаний (см. рис. 8.8, А, 8.9, разд. 8.4.3). Наличие магматических очагов должно приводить к прорастанию или по крайней мере к отклонению разрывов по направлению к ним.

Упрочнение среды, которая разбита многочисленными внутренними разрывными неоднородностями, приводит к тому, что согласованное движение по системе трещин и их разрастание требуют гораздо больше энергии, чем распространение единичного разлома. Поэтому после разрушения раздробленные массивы, упрочнившись, в тех же условиях нагружения могут испытывать пластические медленные деформации без существенных подвижек по многочисленным разломам.

Влияние РТ-условий приводит к образованию вертикальной зональности разрывных нарушений, проявленной разными типами тектонитов (см. разд. 5.7, рис. 5.66, табл. 5.1). Общепринятой можно считать схему Р. Сибсона [Sibson, 1977] (см. рис. 5.66), в которой с различными тектонитами сопоставлена определенная глубина формирования с соответствующими РТ-условиями. До глубин 1–4 км деформации существенно хрупкие и зоны разрывных нарушений маркируются *глинками трения, тектоническими брекчиями*. В более глубинных условиях образуются так называемые связные тектониты (*катаклазиты, микробрекчии, протомилониты*). В области хрупко-пластического перехода на глубине 10–15 км (при $T = 250\text{--}350^\circ$) связные тектониты сменяются более глубинными *милонитами* и *бластомилонитами*. С глубиной

ширина приразломных зон растёт, от тонких сантиметровых хрупких приповерхностных разломов до мощных (до сотен метров) милонитовых зон.

Можно предполагать, что в приповерхностной зоне хрупких деформаций доминирует быстрый переход к закритической стадии распространения разлома и подвижек по нему, и тектониты выступают в большей степени как следствие таких реализованных подвижек. Катаклазиты и протомилониты маркируют более широкую зону структурной подготовки, выраженную серией разрывных нарушений. Милониты и blastsмилониты слагают широкие зоны без каких-либо дискретных поверхностей и представляют собой зону рассеянных пластических деформаций с широко проявленными дислокационными и рекристаллизационными процессами (см. разд. 5.7.3).

Крупные надвиговые структуры маркируются *олистоотромами* – скоплением раздробленных, часто глыбовых и мегалыбовых образований, сформировавшихся на фронте надвигов. Впоследствии эти комплексы могут претерпевать деформации под перекрывающим их тектоническим покровом (см. рис. 8.15). Таким образом, олистоотромы – это ограниченные в пространстве геологические тела, сложенные специфическим комплексом грубообломочных пород с хаотическим внутренним строением [Леонов, 1981, 1983]. Наличие таких образований само по себе не говорит об их связи с покровообразованием. Только факт тектонических деформаций, а также межформационное положение олистоотром, маркирующих границы между разновозрастными комплексами «обратной» возрастной последовательности, позволяет отличать их от олистоотром осадочного генезиса – внутрiformационных *эндоолистоотром* [Леонов, 1981].

Меланжи – это тектонические смеси, состоящие из однородного матрикса и многочисленных включений разной размерности и генезиса [Raymond, 1984; Леонов, 1983; Оксман, 2000]. Главным фактором при формировании серпентинитовых и полимиктовых меланжей являются тектонические обстановки, связанные с общим скупиванием, смешиванием материала, как правило, в зонах крупных сутур в пределах коллизионных поясов. Мономиктовые – терригенные (рис. 8.16) и карбонатные (см. разд. 9.3.1.2) меланжи формируются в зонах крупных разрывов (надвигов, сдвигов), но мощность тел, сложенных мономиктовыми меланжами, как правило, невелика.

8.4.3. Кинематический анализ разломов

В механическом смысле, за исключением отрывов (минеральных жил и даек) и сутурных швов (стилолитов, кливажных швов и в макромасштабе – зон смятия), все разрывы являются сдвигами (сколами). Кинематический анализ разрывов со смещением сводится к определению направления сдвига [Родыгин, 1991].

Принципы кинематического анализа описаны в разделе 5.7.4, где в основном были рассмотрены микроструктурные индикаторы зон пластических сдвиговых деформаций: порфирокластические системы, SC-тектониты, структуры дробления зерен и порфирокластов, слюдяные (минеральные) пакеты, закономерные кристаллографические ориентировки минеральных зерен (см. рис. 5.69, 12–17). Сдвиговые деформации, или, в более широком смысле – структуры вращения деформируемых объемов, в зависимости от РТ-условий деформации могут маркироваться как «хрупкими» структурами

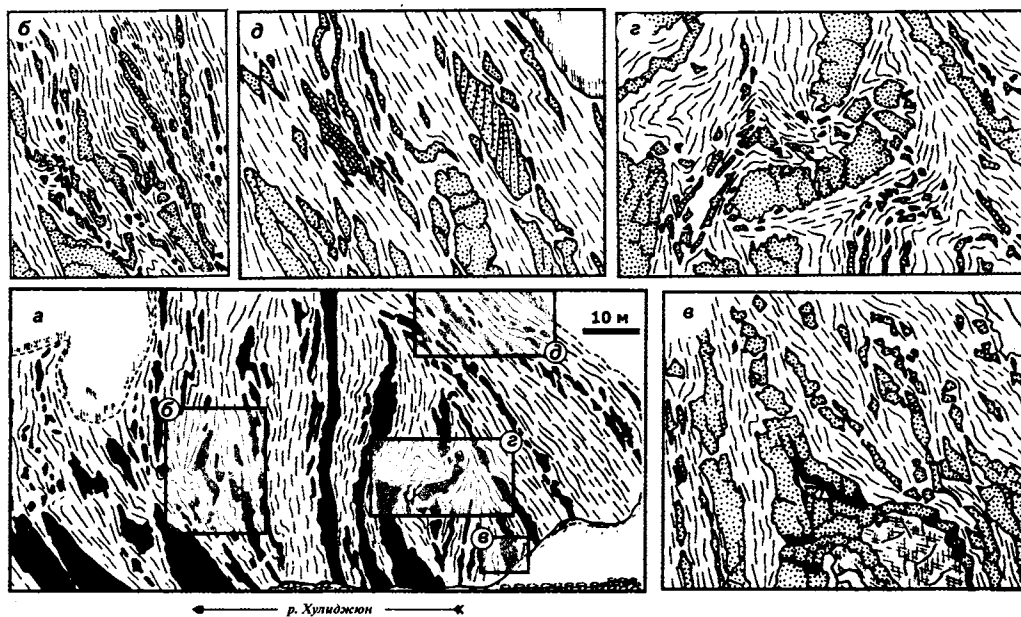


Рис. 8.16. Фрагмент терригенного тектонического меланжа Хулиджюнской тектонической зоны, Верхоянье (*а* – общий вид обнажения, *б-д* – фрагменты обнажения) [Оксман, 2000]. Отсутствие кливажных текстур может быть связано с пониженными РТ-параметрами при деформации или высокой скоростью нагружения и, следовательно, быстрым «разламыванием» прослоев песчаника и их пассивной деформацией в аргиллитовом матриксе.

(системами сколовых трещин, кулисными системами трещин отрыва, структурами расщепления у окончаний разрывов), так и структурами пластических деформаций (бородами нарастания, структурами вращения порфиробластов, а при наличии проникающих плоскостных текстур в породах приразломных зон – локально развитыми в зонах разломов кливажем пльчатости и (или) кинкбандами). Кроме микроструктур в зонах крупных разрывных нарушений широко развиты складки волочения, системы сколовых трещин и кулисных оперяющих даск, асимметричный будинаж с признаками вращения будин и т.д. Их ориентировка и направление вращения согласовано с общим направлением сдвига.

Для хрупких сколовых трещин кинематика перемещения стенок друг относительно друга определяется направлением штриховки – борозд и штрихов скольжения (фиг. 8.5, вклейка), часто асимметричных и оставляющих «ступеньки» и «зубрины» на гладкой поверхности скола (см. рис. 5.16, *жс*). Штриховка может быть обусловлена твердыми минеральными зернами, царапающими поверхность скола при перемещении крыльев разлома. На поверхности сколовой трещины часто фиксируются два или даже три направления штриховки, иногда удается восстановить последовательность их формирования. Простейшее правило, согласно которому достаточно провести по поверхности скола ладонью, чтобы определить направление «облегченного» скольжения, которое и будет соответствовать направлению скола, не всегда верно (см., напр., рис. 5.16, *жс*) – для правильного определения кинематики нужно установить причину формирования штриховки и борозд. Развернутая классификация структур штрихов и борозд скольжения с оценкой степени достоверности определения направления

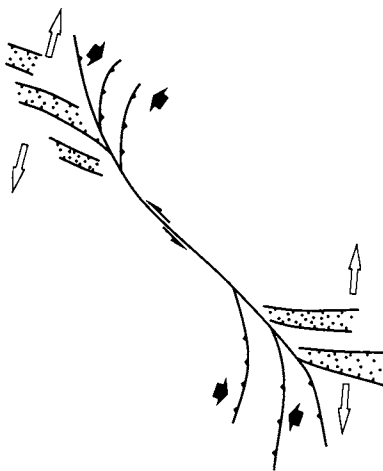


Рис. 8.17. Классический вариант так называемой динамопары – зеркально симметричных парных разломов сжатия (надвиг, взбросы) и растяжения (сбросы) у окончания сдвиговых нарушений. В областях растяжения могут формироваться грабены, выполненные осадками, внедряться интрузии.

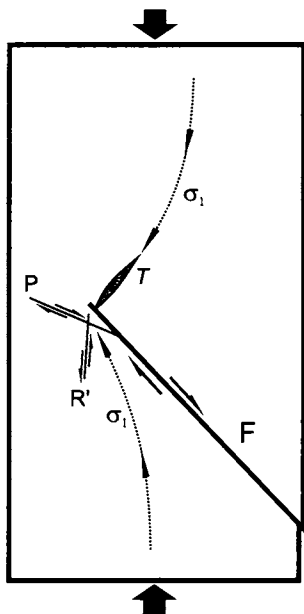


Рис. 8.18. Изменение траектории ориентировки оси напряжения σ_1 на фронте скола F с формированием сколов R' и P и отрыва T (принципиальная схема, по [Николя, 1992] с изменениями).

перемещения приведена в [Doblas, 1998]. Для совокупностей трещин с известным направлением скалывания применяются методы, основанные на статистическом анализе [Гущенко, 1981; Данилович, 1961; Николаев, 1977; Angelier, 1984] (разд. 2.5).

Наличие разлома порождает анизотропию, которая влияет на локальное перераспределение напряжений у его окончаний, и формируются так называемые динамопары – сопряженные системы структур сжатия и растяжения (рис. 8.17). При продвижении разлома в области его окончания формируются трещины второго порядка, ориентировка которых соответствует оперяющим сколам или трещинам отрыва (рис. 8.18). Такая система трещин второго порядка различной кинематики получила название сколов Риделя R и R' (или R_1 и R_2), которые ориентированы, соответственно, под острым ($15-20^\circ$) и тупым ($75-80^\circ$) углами к магистральному разрыву и характеризуются по отношению к нему син- и антитетическими смещениями (подобно порфиорокластическим системам, см. рис. 5.76). Изучение природных и экспериментальных сколов показывает, что помимо сколов Риделя существуют и другие системы трещиноватости второго порядка (рис. 8.19) [Николя, 1992].

При анализе кинематики разрывных нарушений блоки пород, разделенные разрывом, обнаруживают единый деформационный план, согласный в том числе направлению перемещения по разрывам. Структуры раннего деформационного этапа испытывают вращение в зоне разрыва с формированием наложенных текстур, отражающих локальную смену деформационного плана в зонах разрывных нарушений. Различие деформационных планов (ориентировок деформационных структур и текстур) в разделенных разрывами блоках без проникающих наложенных текстур (например, без полифазной складчатости в одном из блоков) может свидетельствовать о значительном вращении блока при перемещении по разрыву.

Соотношение складок с разрывными нарушениями определяется стадийностью деформационных преобразований. В складчатых толщах разрыв-

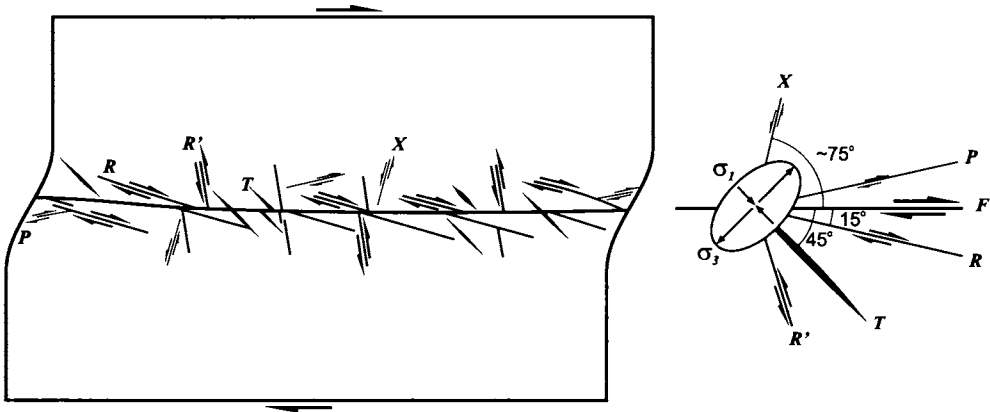


Рис. 8.19. Системы вторичных сколовых и отрывных трещин в зоне хрупкого скола F и их ориентировка по отношению к оси эллипса напряжений: синтетические (R) и антитетические (R') сколы Риделя, трещины отрыва (T). Сколы P и X можно рассматривать как опережающие к сколам Риделя или к магистральному разрыву F (по механизму динамопары, см. рис. 8.17, 8.18).

ные нарушения часто формируются на стадии общего сплющивания, когда изгибные деформации исчерпали свои релаксационные возможности, и деформация может продолжаться либо за счет механизмов пластической деформации зернового уровня, либо за счет формирования и продвижения взбросов, взбросо-надвигов и сдвигов (см. рис. 7.19, б, 7.44). Синскладчатые разрывы формируются внутри слоистой толщи, на стадии продольного укорочения при срывах вдоль слоистости с формированием *рамповых* складок (рис. 8.20, 8.21). Причина образования подобных складчато-разрывных систем (рамповые складки, внутрислойные «слепые» надвиги и вдвиги) определяется характером расслоенности деформируемого объема. Возникшие надвиговые пакеты в дальнейшем могут сминаться в складки [Гончаров и др., 1997].

С другой стороны, перемещение тектонических блоков по разрывам приводит к формированию локальных структур в зонах разрывных нарушений, в том числе многочисленных приразломных складок, флексурных подворотов слоистости и др. Вергентность складок будет указывать на направление перемещения по разлому (см.

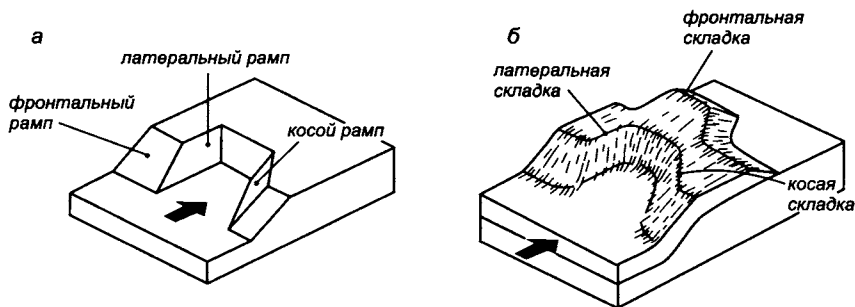


Рис. 8.20. Морфология лежачего (а) и висячего (б) крыльев надвига, сопровождаемого *рамповыми* складками. По [McClay, 1989; Ramsay, Huber, 1987] с упрощениями. Взбросы (*рампы*), соединяющие пологие срывы, в зависимости от ориентировки по отношению к направлению перемещения бывают фронтальные, латеральные (простирающиеся ортогонально перемещению надвига) и косые. Аналогичная терминология применима и для складок, формирующихся в висячем крыле надвига над ступенями взбросов.

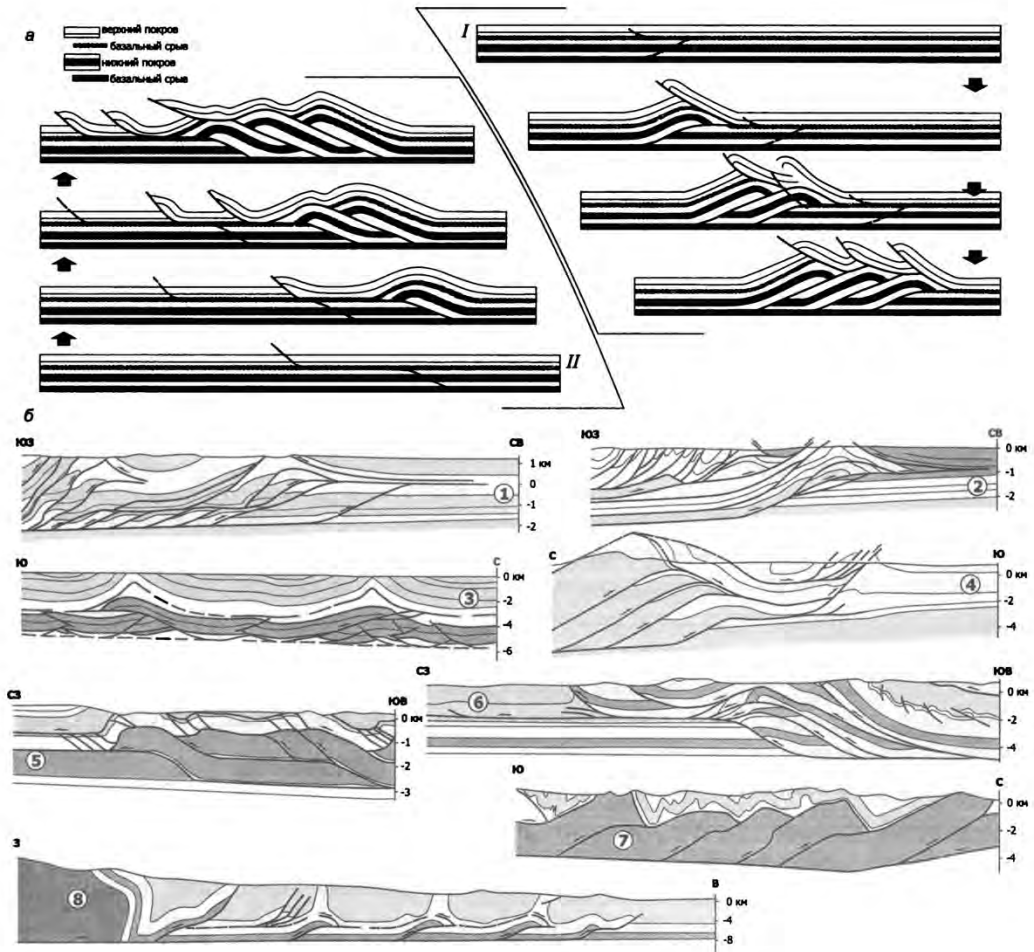


Рис. 8.21. Возможные конечные взаимоотношения между смещениями верхней и нижней тектонических пластин (а): *I* – дуплексы с пассивной кровлей, для которых характерно пододвигание тектонической пластины под верхний покров (фактически происходит «вдвиг»), *II* – дуплексы с активной кровлей, когда происходит «сгребание» верхнего покрова нижней тектонической пластиной. Результаты тектонофизического моделирования показывают, что ключевую роль играет прочность пакки (толщи) пород базального срыва [Couzens-Schultz et al., 2003]. Свойства этой толщи контролируют тип формирующихся покровов (дуплексов). При относительно прочной толще базального срыва наблюдаются локальные поддвиги (вдвиги), единичные рамповые антиклинали и последовательное заложение новых дуплекс-структур в направлении надвигания (дуплексы с пассивной кровлей, *I*). Внутренняя деформация надвиговых пластин оказывается значительной при небольшом продольном укорочении слоев на ранней стадии деформации. При наличии ослабленной толщи базального срыва происходит формирование активных дуплексов, антиклинальных пакетов, синхронное развитие надвигов (дуплексы с пассивной кровлей, *II*). Внутренняя деформация надвиговых пластин невелика, за исключением значительного укорочения слоев на ранней стадии. Примеры надвиговых дуплексов в различных складчато-надвиговых поясах (б): 1 – Центральные Предгорья, Альберта, Канада; 2 – Южные Предгорья, Альберта, Канада; 3 – пояс Меллвилл Айланд, Северо-Западные Территории, Канада; 4 – Южные Пиренеи; 5 – Центральные Аппалачи; 6 – Южные Аппалачи; 7 – Брук Рэйндж, Аляска; 8 – Суб-Андийский пояс, Северная Аргентина [Couzens-Schultz et al., 2003].

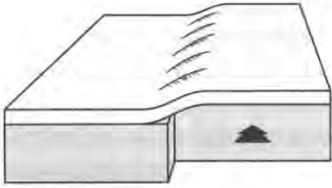


Рис. 8.22. Эшелонированные складки над зоной сдвига в основании.

фиг. 7.1, б, вклейка). В сдвиговых зонах формированию единого магистрального разлома нередко предшествуют складчатые деформации. Оси складок повернуты по отношению к сдвигу, формируя эшелонированные системы (рис. 8.22).

8.4.4. Системы разрывных нарушений

Системы крупных разрывных нарушений маркируют мощные зоны динамического взаимодействия крупных тектонических блоков земной коры и литосферы. В зависимости от характера этого взаимодействия образуются определенные кинематические ассоциации разрывных структур.

В обстановке сжатия обычно формируются моно- или дивергентные складчато-надвиговые системы и соскладчатые системы взбросо-надвиговых разрывов (см. рис. 8.20, рис. 8.23). Системы сбросов образуются при растяжении, обрамляя и трассируя рифтовые долины в зонах утонения континентальной литосферы (см. рис. 8.14; фиг. 8.6, вклейка). Элементами строения сдвиговых систем являются магистральные сдвиги (например, Талассо-Ферганский, Сихотэ-Алинский, см. фиг. 8.4, вклейка) и синкинематичные им структуры в зонах динамического влияния разломов. В других случаях сдвиговые системы проявлены зонами рассеянных малоамплитудных сдвигов и оперяющих их второстепенных складок и разрывов (см. рис. 8.22).

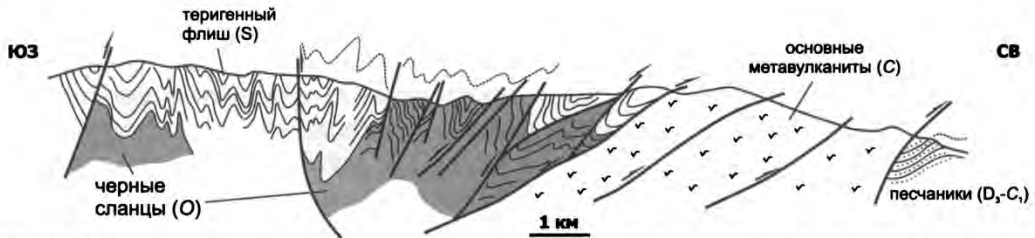


Рис. 8.23. Соскладчатая система взбросов и надвигов, зона разломов Маунт-Веллингтон, западная субпровинция Лачланского орогена, Австралия. По [Gray, Foster, 1998] с упрощениями.

Понятия *транспрессии* и *транстенсии* изначально были использованы как геодинамические термины для ситуации косо-го относительного движения сходящихся или расходящихся плит [Harland, 1971]. В механическом плане режимы транспрессии и транстенсии соответствуют сочетанию обстановок чистого и простого сдвига [Морозов, Гептнер, 1997; Jones, Tanner, 1995; Ramsay, Huber, 1987], что позволило расширить область применения этих терминов. Зоны деформации, обусловленные одновременным действием сдвига и сжатия, называют *зонами транспрессии*, зоны сдвига на фоне растяжения – *зонами транстенсии* (рис. 8.24).

В зонах транспрессии помимо индикаторных элементов сдвиговых деформаций (оперяющих сколов Риделя, эшелонированных отрывов и складок) можно наблюдать структурные элементы сжатия: зоны сплющивания, взбросы, надвиги и покровы. При наличии свободной поверхности сильная транспрессия реализуется через сжатие

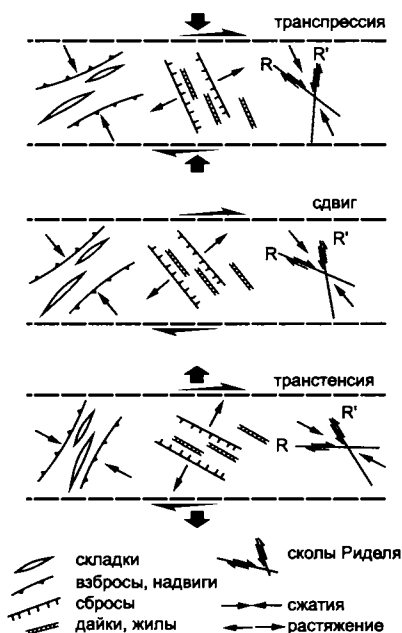


Рис. 8.24. Ориентировка основных структур в зонах сдвига разного типа: транспрессия (сдвиг со сжатием), сдвиг, транстенсия (сдвиг с растяжением). По [Sanderson, Marchini, 1984] из работы [Родыгин, 1996].

вкрест простирания зоны и вертикальное растяжение, что приводит к выдавливанию материала из зон транспрессии (рис. 8.25). Если на глубине деформация локализуется в узких шовных зонах, то в приповерхностной части наблюдается система дивергентных взбросов и надвигов, формирующих структуру типа «пальмового дерева» (англ. *flower structure, palm tree-structure*, см. рис. 8.25). Если поверхность зоны наклонена, то транспрессионная структура может быть и моновергентной.

Изгибы простирания сдвиговых разрывов приводят к чередованию зон с комплексными транспрессионными и транстенсионными обстановками (рис. 8.26). Характерные сочетания сигмоидальных сдвиго-взбросовых или сдвиго-сбросовых разрывов на участках искривления магистральных разрывов называют сдвиговыми дуплексами сжатия или растяжения, соответственно. Типоморфными структурами транстенсии являются сбросо-сдвиги и характерные ромбовидные грабены, ограниченные сдвиговыми (вдоль простирания зоны) и сбросо-сдвиговыми (под углом к простиранию зоны) разрывными нарушениями [McClay, Dooley, 1995; Dooley, McClay, 1997] (рис. 8.27, англ. *pull-apart basins*).

Системы разрывных нарушений, формируясь в различных динамических обстановках, образу-

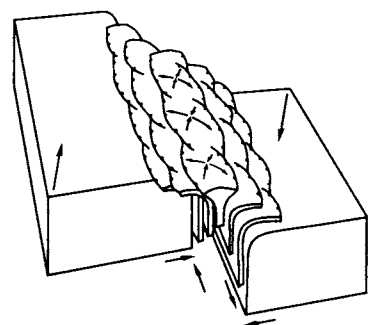
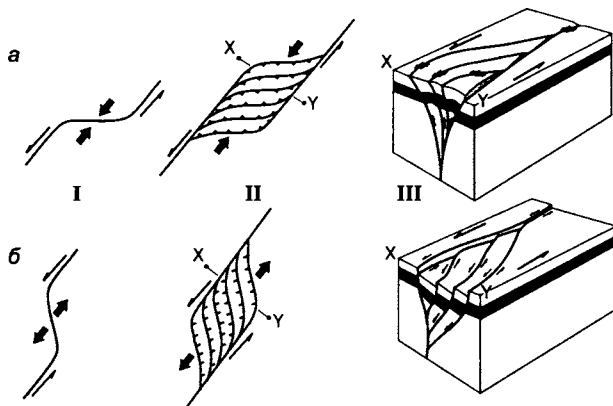


Рис. 8.25. Образование структур типа пальмового дерева (дивергентных надвигов) при выдавливании материала из зон транспрессии. По [Harland, 1971] из работы [Морозов, Гелтнер, 1997].

Рис. 8.26. Формирование дуплекса сжатия (а) и растяжения (б) в зоне левого сдвига. По [Twiss, Moores, 1992] с изменениями. I – начальная стадия формирования сдвига, II – развитие дуплекса при продолжающемся левосдвиговом перемещении, III – блок-диаграмма.



ют структурные парагенезы, которые состоят из разрывов различных кинематических типов, по которым происходит взаимосогласованное перемещение тектонических блоков. Обобщенные *структурные парагенезы режимов транспрессии и транстенсии* описаны в работе [Морозов, 2002]. В условиях транспрессии возникают структуры как обстановок сжатия, так и сдвига, но в определенном и устойчивом видоизменении (рис. 8.28, а). Надвиги и складки располагаются под некоторым углом к направлению сжимающего усилия с отклонением от него по или против часовой стрелки в зависимости от знака смещения. Надвиги обычно образуют дивергентно-веерную структуру относительно магистрального сдвига (см. рис. 8.25) и сами деформируются прямыми складками, ориентированными косо по отношению как к оси сжатия, так и зоне сдвига. Принципиально у надвигов возможно наличие сдвиговой компоненты того же знака, что и для магистрального сдвига. Надвиги часто пересекаются сопряженными сколами Риделя, при этом сколы R_1 образуют дивергентный веер относительно магистрального сдвига, а сколы R_2 образуют систему с чередованием дивергентных и конвергентных систем. Трещины отрыва формируются под углом около 45° к магистральному сдвигу и имеют сдвиговую компоненту вдоль простирания. Одновременно они группируются в кулисные эшелонированные ряды по направлению R_2 .

В условиях транстенсии, когда преодолевается прочность матери-

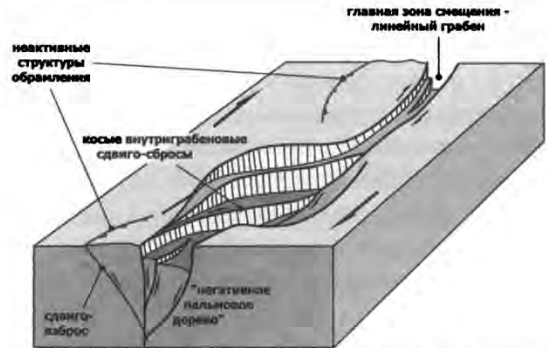


Рис. 8.27. Принципиальная схема строения присдвигового грабена типа *pull-apart* (по результатам аналогового моделирования) [Dooley, McClay, 1997].

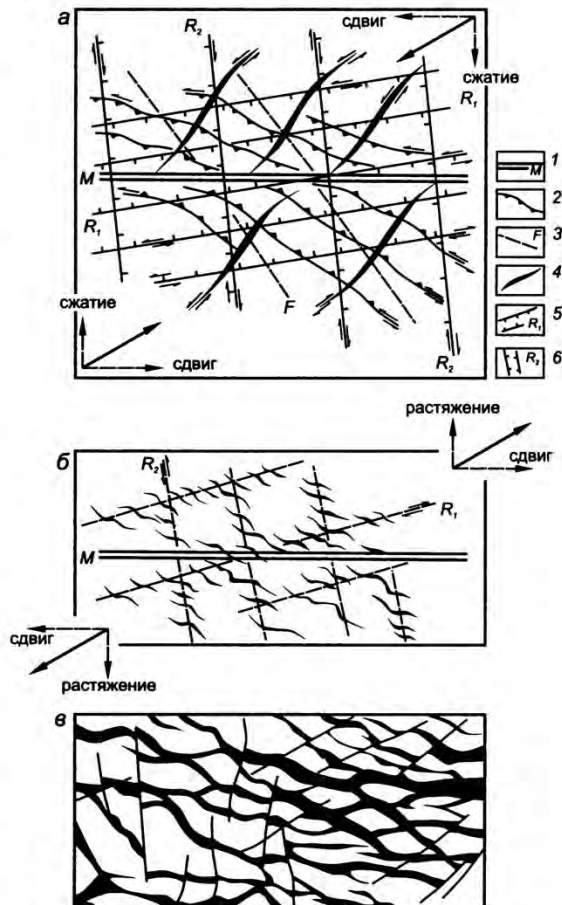


Рис. 8.28. Обобщенные структурные парагенезы транспрессии (а) и транстенсии на начальной (б) и продвинутой (в) стадиях: 1 – магистральный сдвиг (M); 2 – надвиги; 3 – оси складок (F); 4 – трещины отрыва; 5 – синтетические (R_1) и 6 – антитетические (R_2) сколы Риделя [Морозов, 2002].

ала на отрыв, но одновременно действуют и скалывающие напряжения, структурная обстановка определяется сочетанием трещин отрыва и сдвигов (рис. 8.28, б). Зарождение трещин отрыва контролируется несколькими характерными направлениями: часть трещин отрыва располагается параллельно направлению раздвига, в то время как их окончания и отдельные трещины прорастают под углом к оси сдвига. Одновременно трещины отрыва группируются в кулисные зоны по направлениям R_1 и R_2 в соответствии с их кинематикой. Обычно компоненты сдвига присутствуют также вдоль простираний самих трещин отрыва.

По мере развития деформационного процесса отдельные трещины кулисных систем объединяются, образуя ветвисто-ячеистую сеть (рис. 8.28, в). В зависимости от соотношений растягивающей или сдвиговой компоненты преобладают либо трещины, субпараллельные сдвиговой зоне, либо диагональные трещины отрыва.

Структурные парагенезы транспрессии и транстенсии не являются просто комбинацией структур сжатия и растяжения со сдвиговыми структурами, а представляют собой интегральный результат взаимодействия деформации чистого и простого сдвигов. Структурные элементы чистого сдвига (сжатия или растяжения) разворачиваются за счет простого сдвига вдоль магистральной зоны в соответствии со знаком перемещения по ней и занимают положение, соответствующее элементам структурного парагенеза простого сдвига [Морозов, 2002].



9. СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ

...По мере того как я рассматривал подробности места и объектов более внимательно, последние день изо дня возбуждали во мне все новые сомнения, следовавшие одно за другим в неразрывной связи, так что я опять и опять возвращался к отправной точке, когда уже думал, что нахожусь совсем близко к цели...

Николаус Стено. «О твердом, заключенном в твердом» (1669 г.)

Геологическая среда определяется невообразимо большим количеством комбинаций признаков. Условия деформации такой среды неповторимы в деталях, поскольку нагружению подвергаются разные (всегда уникальные) объемы, условия нагружения также вариативны. Итоговый результат деформации может быть очень сложен и определяется комбинацией различных структур.

Неоднородное строение геологической среды приводит к тому, что при деформации возникают сочетания структур (структурные парагенезы) на разных уровнях структурной организации (разд. 3.6). *Структурными (деформационными) парагенезами* называются сочетания деформационных структур, возникшие в единой *механической обстановке*: сжатия, растяжения, сдвига, транспрессии, транстенсии, течения [Белоусов, 1986; Талицкий, 1994а] (см. также разд. 2.6). С точки зрения такого подхода, для ответа на вопрос об условиях формирования структуры изучаемого региона нужно восстановить этапность и стадийность структурообразования, кинематические и динамические обстановки структурообразования для каждого из этапов (стадий), определить механизмы деформации.

Структурно-парагенетический анализ базируется на последовательном морфологическом, кинематическом и динамическом анализе сочетаний структурных элементов. Цель анализа состоит в выделении таких сочетаний (парагенезов) структур и определении механических обстановок их формирования.

Основные задачи структурного парагенетического анализа состоят в определении механизмов деформации на разных уровнях структурной организации и выделении пространственно-временных рядов структурных парагенезов. На основании структурного парагенетического анализа устанавливается этапность и стадийность структурообразования в изучаемых тектонических зонах.

Основные особенности структурообразования определяются наличием концентраторов напряжений. Наиболее эффективно деформация осуществляется в концентраторах напряжений разных типов, наличие которых определяется неоднородностями строения среды на разных уровнях. Снятие напряжений в концентраторах (релаксация), в свою очередь, приводит к формированию концентраторов деформации (наиболее интенсивно деформированных участков геологической среды), или *структурных концентраторов* [Талицкий, Галкин, 1989; Галкин, 19976]. Комплексность анализа обеспечивается разумным выбором необходимых и достаточных масштабных уровней исследования. Опыт показывает, что наиболее корректные результаты можно получить при исследовании структуры на всех уровнях структурной организации: зерен, слоев и блоков. Только при таком подходе мы получаем возможность дать исчерпывающую характеристику структурообразующих процессов.

Иерархическое строение геологической среды задано изначально и определяется наличием уровней ее структурной организации: внутризернового, зерен и агрегатов зерен, слоев и пачек слоев, блоков и ансамблей блоков. При нагружении некоторого объема геологической среды распределение напряжений контролируется ее внутренней структурой, концентрируясь на неоднородностях разных структурных уровней с образованием неоднородного поля напряжений.

В зависимости от РТ-условий концентраторы каждого структурного уровня обладают собственными деформационными механизмами, и при деформации в каждый момент времени действуют концентраторы того структурного уровня, которые наиболее эффективно релаксируют приложенные напряжения. Деформация в концентраторах приводит к изменению структуры породы, замедлению релаксационных процессов и как следствие – к переходу деформации на новый структурный уровень, концентраторы которого действуют более эффективно. Такой процесс перехода деформации на новый уровень называется *структурной перестройкой*. Уже на начальной стадии деформации выбор структурного уровня определяется существующими в данный момент внутренней структурой среды и внешними условиями деформации [Галицкий, 1994б; Галицкий, Галкин, 1997в].

Структурный парагенетический анализ включает морфологический анализ, определение генезиса отдельных «элементарных» структур, выделение структурных парагенезов, их кинематическую и динамическую интерпретацию (определение механической обстановки), анализ соотношения выделенных структурных парагенезов разных уровней в пространстве и во времени. Принципы морфологического, кинематического и динамического анализа структур и их парагенезов рассмотрены выше на многочисленных примерах (гл. 4–8).

При структурном парагенетическом анализе учитываются прежде всего кинематические и динамические обстановки формирования структурных парагенезов (механические обстановки), вариации РТ-условий деформации (деформационные, деформационно-химические и др. парагенезы), пространственные (проникающие, регулярные и локальные парагенезы, компенсационные парагенезы) и временные аспекты структурообразования (определение этапности и стадийности). Выделение и характеристика структурных парагенезов на основе полученной морфологической информации является наиболее сложным этапом исследований. Рассмотрение различных рабочих вариантов структурной эволюции в контексте других данных (литологических, петрологических, геохронологических, биостратиграфических и др.) позволяет в итоге остановиться на наиболее логичной интерпретации.

Структурный анализ находит практическое применение не только в геологическом картировании и палеотектонических реконструкциях, но и широко используется при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. Последний тезис требует особых и специальных комментариев, но наиболее полно результаты исследований последних десятилетий в этой области отражены в специальном 26-м выпуске журнала *Journal of Structural Geology «Applied Structural Geology in Mineral Exploration and Mining»* (№ 6-7, 2004 г.), 14-м выпуске *Reviews in Economic Geology «Structural Control on Ore Genesis»* (2001 г.), см. также работу [Старостин и др., 1994].

9.1. РТ-условия и механизмы деформации

В зависимости от внешних условий и ведущих механизмов деформации, можно выделять механические, деформационно-химические, деформационно-метаморфические, деформационно-магматические и деформационно-осадочные структурные парагенезы [Галкин, 1997а, б].

Механические структурные парагенезы формируются в результате широкого спектра процессов хрупких деформаций, сопровождающих складчатость и разрывообразование при низких РТ-параметрах (гл. 7, 8).

Деформационно-химические парагенезы тесно связаны с процессами растворения под давлением и перераспределением вещества в процессе деформации как на уровне зерен и агрегатов зерен, так и на уровне слоев и (реже) блоков [Гончаров и др., 1995] (разд. 4.6; см. рис. 4.24, 5.10, 5.16, ж, 5.25, 5.41–46, 5.51, 6.10, 6.11, 6.22, 6.26, 7.33, 7.35, 7.36, 7.43, 7.44).

К *деформационно-метаморфическим структурным парагенезам* относятся сочетания структур, формирующихся при РТ-параметрах, превышающих параметры верхних ступеней зеленосланцевой фации метаморфизма (при более низких РТ-параметрах доминирует химическое воздействие флюидной составляющей). Вместе с проникающей сланцеватостью горных пород в сочетании со складками деформационно-метаморфические парагенезы включают структуры внутрикристаллических деформаций, связанных с дислокационной и диффузионной ползучестью и рекристаллизационными процессами (разд. 4.1–4.4), порфиробласты (разд. 5.6) и обширный класс структурных парагенезов милонитовых зон (разд. 5.7.3).

Синметаморфические деформации сопровождаются изменением минерального состава пород. В отличие от РТ-составляющей метаморфизма, ответственной за изменение минерального состава, предлагается выделять стрессовую составляющую, которая определяет изменение структуры породы [Лукьянов, 1991]. Такой *стресс-метаморфизм* (*S*-метаморфизм) всегда развивается в каких-то РТ-условиях, и в общем случае можно говорить о *SPT*-метаморфизме.

Структурные (*S*-метаморфизм) и минеральные (РТ-метаморфизм) преобразования, развиваясь совместно, ускоряют друг друга [Лукьянов, 1991]. Можно привести множество частных примеров такого рода. Например, образование слюдистых минералов вдоль слоистости при метаморфизме зеленосланцевой ступени облегчает межслоевое проскальзывание, способствуя складкообразованию, и формирует новообразованную расслоенность, за счет которой образуются типоморфные для зеленосланцевой стадии кливаж плейчатости и кинкбанды. И наоборот, изменение структуры при деформации может приводить к объемно-массовым дефектам с формированием химических градиентов и перераспределением вещества между концентраторами, с увеличением общей проницаемости породы, скорости теплопереноса и реакций.

Сколловые трещины и структуры растворения под давлением, рассматриваемые обычно как результат «быстрых» (хрупких) и «медленных» (пластичных) деформаций, соответственно, часто сосуществуют в едином деформационном цикле [Гончаров и др., 2005; Gratier et al., 1999]. Так, при формировании кливажа увеличение площадей контактов зерен приводит к упрочнению породы и образованию локальных

трещин отрыва внутри зерен и в тенях давления зерен. Появление декомпрессионных ловушек, в которые устремляется флюид, вновь ускоряет растворение в концентраторах сжатия. Процессы растворения под давлением протекают при низких P -параметрах и обычно не рассматриваются в ряду метаморфических процессов, но такое перераспределение вещества может приводить и к существенным локальным изменениям химического (а в ряде случаев – и минерального) состава породы. Например, в [Selverstone, Hyatt, 2003] показано, что только за счет выноса кремнезема из контактовых частей кварцевых порфирокластов на контактах с матриксом происходит образование ставролита. При синдеформационном регрессивном метаморфизме процессы растворения под давлением проявлены, начиная с эпидот-амфиболитовой фации [Imon et al., 2004; Wintsch, Yi, 2002].

Одним из примеров взаимодействия структурообразования и метаморфизма является рост порфиробластов. Возникая из мелких, рассеянных в массе породы зародышевых кристаллов, порфиробласты на ранних стадиях роста обладают очень высокой поверхностной энергией. С одной стороны, это препятствует формированию кристаллов-зародышей, но, с другой стороны, приводит к тому, что разрастание порфиробластов в уже сформировавшихся центрах кристаллизации более энергетически выгодно.

При переходе к стадии роста формирование новых центров кристаллизации в породе подавляется интенсивным разрастанием порфиробластов в областях структурных неоднородностей (интенсивно деформированных зернах, микротрещинах) [Yardley, 1989]. Таким образом, синкинематический порфиробласт представляет собой возникшее в области структурной неоднородности породы минеральное новообразование, вокруг которого возникает перераспределение поля напряжений и вследствие этого – химический градиент, увеличивающий скорость диффузии вокруг этой неоднородности. Синдеформационные вращающиеся порфиробласты, растущие в течение одной деформационной стадии, наиболее часто встречаются в метаморфических породах – вероятно, это связано с каталитическим воздействием деформации на минералообразование и скорость диффузии. В свою очередь, увеличение размеров неоднородности при росте порфиробласта приводит к росту областей концентраторов. Фактически синкинематический порфиробластез с формированием множественных неоднородностей должен существенно ускорять как метаморфические реакции, так и деформацию. Образное название таких структур «снежного кома» во многом отражает не только особенности внутреннего строения, но и механическую суть явления.

Дробление изометричных порфиробластов (например граната) и формирование теней давления отражает смену динамического режима (сдвиговые обстановки сменяются сжатием). Для вытянутых или уплощенных (ставролит, биотит) порфиробластов дробление может сопровождать поздние стадии синкинематических деформаций, поскольку вращение таких порфиробластов затруднено, и происходит разрушение зерновой неоднородности в пластичном матриксе породы.

Контрастность свойств слоев горных пород, слабо проявленная в одних P -условиях, может возрастать за счет процессов минерального преобразования породы. Например, толща переслаивания равнозернистых существенно кварцевых и полимиктовых песчаников с низкой контрастностью свойств, обусловленной близкими скоростями процессов растворения под давлением в слоях разного состава, приобретает

ярко выраженную расслоенность при метаморфизме, определяющуюся чередованием кварцитов и слюдисто-амфиболовых гнейсов, обладающих разной скоростью дислокационных, диффузионных и рекристаллизационных процессов.

При аллохимическом метаморфизме – метасоматозе – такие изменения носят еще более яркий характер. Метасоматоз может быть как синкинематическим, протекающим на фоне деформационных изменений структуры пород и приводящим, например, к увеличению ее проницаемости, так и до- и посткинематическим, протекающим при медленной инфильтрации флюидов в условиях общего термохимического градиента. Метасоматическая расслоенность и ее роль в деформационных процессах обсуждается в работе [Морозов, 2001] на примере области сочленения Урала и Южного Тянь-Шаня (хребет Султан-Увайс). Метасоматические процессы (углеродистый и кремнистый метасоматоз, окремнение карбонатных пород и карбонатизация слюдистых сланцев, Fe-Mg и Mg-Ca типы метасоматоза) протекали на фоне и под контролем тектонических преобразований. Эти процессы действовали последовательно или одновременно, но в разных частях структуры, в соответствии с общей зональностью фронта кислотно-щелочного взаимодействия.

В динамически нагруженной среде распределение концентраторов растягивающих напряжений самого разного уровня (зерен, слоев, блоков) приводит к избирательному поступлению в эти области метасоматического флюида, воздействие которого на породы вызывает изменение их минерального состава. В отсутствие существенных внешних напряжений метасоматическое замещение происходит с использованием ранее сформировавшихся структурных неоднородностей – в областях разрывов, в участках повышенной трещиноватости и делимости пород.

В экспериментах по деформации горных пород явление дилатансии – увеличения объема при деформации – обусловлено раскрытием и увеличением числа микротрещин. Своеобразное «разрыхление» материала (увеличение объема может достигать 20 %) проявляется в фазе деформации, предшествующей хрупкому разрушению. В геологической среде такая модель может быть применена к штокверковым месторождениям.

Формирование штокверковых месторождений включает последовательное образование широкого ореола гидротермально-метасоматически измененных пород и наложенного на них штокверка – системы частых разноориентированных жил и прожилков мощностью от десятых долей миллиметра до первых сантиметров, редко больше. На поздних стадиях могут формироваться наиболее мощные (до нескольких метров) кварцевые жилы. Синкинематические условия формирования штокверков (по крайней мере, их значительного большинства) очевидны, так как формирование множественных раскрывающихся трещин в механическом смысле представляет собой разрушение массива горных пород.

При синкинематических условиях становления рудообразующей гидротермальной системы широко проявленные метасоматические процессы, приводящие к замещению материнских пород, могут быть обусловлены дилатансионными эффектами: в «разрыхленные» на стадии предразрушения горные породы устремляется флюид, распространение которого по трещинам и микротрещинам приводит к существенному увеличению поверхности взаимодействия вмещающих пород и метасоматического флюида и, следовательно, быстро метасоматозу породы. Закрытие дилатансионных

трещин, выполненных привнесенным при метасоматозе веществом, приводит к упрочнению породы, и дальнейшее ее «разрыхление» осуществляется за счет множественных более крупных сколовых и отрывных трещин, формирующих тело штокверка в разрушающемся гидротермально-метасоматическом ядре. Выполнение трещин жильным материалом и их закрытие вновь приводит к упрочнению системы, и на поздних стадиях можно наблюдать формирование наиболее мощных поздних жил, рассекающих штокверк.

При высоких температурах появление расплава в интерстициях зерен значительно увеличивает скорость диффузионных процессов и, следовательно, деформации. Наоборот, переход от диффузионной ползучести и межзернового проскальзывания к плавлению при «быстрых» деформациях является частным примером динамически обусловленной структурной перестройки, в которой плавление выступает как процесс, увеличивающий скорость релаксации. Сочетание структур диффузионной ползучести, межзернового проскальзывания и плавления является примером *деформационно-магматического структурного парагенеза*. Такие парагенезы определяются различными взаимоотношениями магматических и деформационных процессов. На макроуровне, при ведущей роли структурообразования, формирование магматических парагенезов обусловлено продвижением и внедрением расплавов в компенсационные полости или тени давления (разд. 9.3.2).

Деформационно-осадочные структурные парагенезы подобны магматическим, но раздвиговые и сдвиго-раздвиговые структуры формируют бассейны осадконакопления (например, бассейны типа *pull-apart*, см. рис. 2.10, 8.26, б, 8.27, или рифтовые впадины, см. фиг. 8.6, вклейка). В мегамасштабе образование мощных толщ в осадочных бассейнах рассматривается как одна из причин некомпенсированного прогибания и утонения земной коры.

9.2. Механические обстановки структурообразования

Парагенезы структур возникают в единой механической обстановке, в едином поле тектонических напряжений [Белоусов, 1971, 1986]. Для каждого сочетания структурных элементов, возникших на одном деформационном этапе, можно определить механическую (динамическую) обстановку их формирования.

В соответствии с основными механическими обстановками, структурные сочетания – парагенезы – могут формироваться в обстановках горизонтального сжатия, горизонтального растяжения, горизонтального и вертикального сдвигов, течения (рис. 9.1), а также сочетаний растяжения и сжатия со сдвигом – транспрессии и транстенсии (см. рис. 8.28).

Механическая обстановка формирования структурных парагенезов определяется режимами развития крупных тектонических структур. Основные вопросы, как правило, связаны с особенностями структурообразования в этих динамических обстановках, и прежде всего – с этапностью деформаций.

Тектонические деформации в коллизионных зонах имеют прогрессирующий характер с последовательным вовлечением в деформационный процесс неоднороднос-

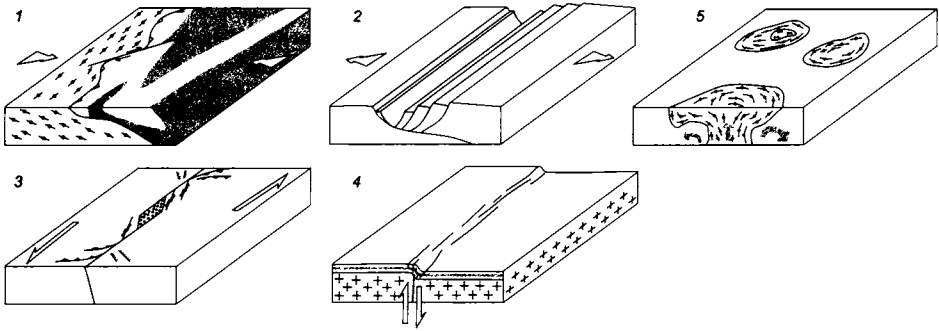


Рис. 9.1. Основные механические обстановки в зависимости от способа приложения сил к деформируемому объему: 1 – горизонтальное сжатие, 2 – горизонтальное растяжение, 3 – горизонтальный сдвиг, 4 – вертикальный сдвиг, 5 – течение.

тей различных уровней в единой механической обстановке сжатия или транспрессии. Последовательность деформационных событий, отвечающих коллизионному этапу сжатия, отвечает одному деформационному этапу, а частные события – стадиям деформации.

В зависимости от детальности рассмотрения, понятия этапа и стадии деформации могут рассматриваться применительно ко всему коллизионному поясу или к отдельным его частям (зонам, сегментам и т.д.). В большинстве случаев эта стадийность имеет закономерный характер, отражена в общих закономерностях тектонической эволюции складчатых поясов [Хаин, Ломизе, 1995 и др.] и часто выражается в смене складчато-надвиговых деформаций (неоднородности уровня пачек слоев и блоков) доминирующими сдвиговыми деформациями. При этом образуются продольные транспрессионные, затем диагональные сдвиги (уровень блоков). На завершающей стадии формируются ороклинальные изгибы [Копп, 1997] (уровень ансамблей блоков). Поздне- или пост-коллизионный развал орогена сопровождается раздвиговой или сдвиго-раздвиговой составляющей [Скляров и др., 1997]. Последовательность деформационных событий может быть неполно проявлена в различных участках коллизионного пояса и иметь разное выражение в структурах и структурных парагенезах, поэтому установленные в различных частях пояса деформационные события и соответствующие им кинематические и динамические обстановки должны быть увязаны между собой.

Если подойти к определению этапности и стадийности деформации с точки зрения механического подхода к интерпретации структурных парагенезов, основанного на модели структурных перестроек, то *этап* структурообразования (деформации) соответствует единому непрерывному циклу нагружения системы, в течение которого можно выделить отдельные *стадии* – временные отрезки, на которых релаксационная работа осуществляется концентраторами определенных структурных уровней.

Восстановление этапности деформаций состоит в изучении различных фрагментов тектонической структуры, для каждого из которых устанавливается наложение различных деформационных планов, и последующей корреляции деформационных событий. Так, например, в пределах Келяно-Иракиндинской зоны Северного Забайкалья [Кирмасов и др., 2000] структурные исследования были проведены на нескольких участках (рис. 9.2). Для каждого из участков определялась последовательность

деформационных событий и механические обстановки формирования структурных парагенезов. Детальный фактический материал приведен в [Кирмасов и др., 2000; Божко и др., 1999в; Кирмасов, 1998].

Проведенное сопоставление структурных парагенезов, отмеченных в разных частях Келяно-Иракиндинской зоны (см. рис. 9.2), позволило предположить, что в течение позднего докембрия – палеозоя породы претерпели три последовательных этапа регионального сжатия (см. рис. 9.2; рис. 9.3). Ранний этап субширотного (в современной системе координат) сжатия (D_1) и следующий этап северо-северо-западного сжатия (D_2) фиксируются лишь в породах келянской и парамской толщ рифея и в так

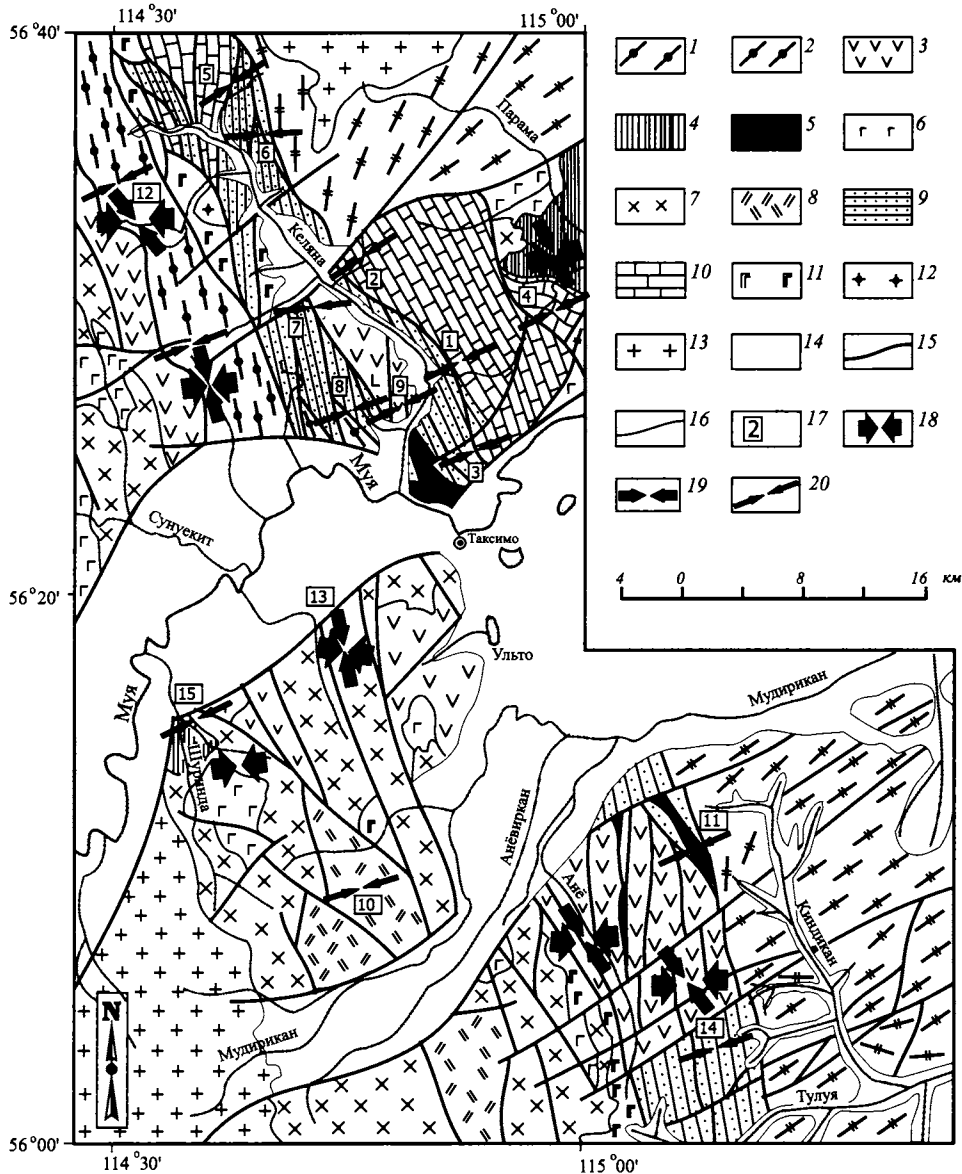


Рис. 9.2. Геологическая схема Келяно-Иракиндинской зоны и ориентировки осей сжатия, восстановленные по структурным парагенезам [Кирмасов, 1998]. Положение зоны в структуре Байкальской складчатой области показано на рис. 9.6 и 9.20. Структурно-вещественные комплексы: 1–2 – архейско-раннепротерозойский комплекс (1 – гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы Муйской глыбы, 2 – гетерогенный комплекс метаморфических пород водораздельной части правобережья р. Келяны – муйские гранито-гнейсы); 3–7 – рифейский комплекс: 3 – порфириитоиды, порфириды, ортосланцы келянской толщи, 4 – метапесчаники, метаалевролиты, углистые сланцы, мраморизованные доломиты парамской толщи, 5 – гипербазиты, 6, 7 – габброиды (6) и гранитоиды (7) муйского интрузивного комплекса; 8–12 – позднерифейско-кембрийский комплекс: 8 – базальты, дациты, риолиты нижней пачки тулуинской толщи (поздний рифей), 9 – туфопесчаники, туфоалевролиты, песчаники, алевролиты, конгломераты средней и верхней пачек тулуинской толщи (поздний рифей–вейд); 10 – кембрийские известняки и доломиты, 11, 12 – габброиды (11) и гранитоиды (12) позднерифейско-вендского возраста; 13 – средне-позднепалеозойские гранитоиды; 14 – четвертичные отложения; 15 – разрывные нарушения; 16 – границы стратиграфические и интрузивного контакта; 17 – участки детальных структурных исследований (см. рис. 9.3); 18–20 – ориентировки осей сжатия, восстановленные по структурам на отдельных участках (этапов деформации D_1 (18), D_2 (19), D_3 (20)).

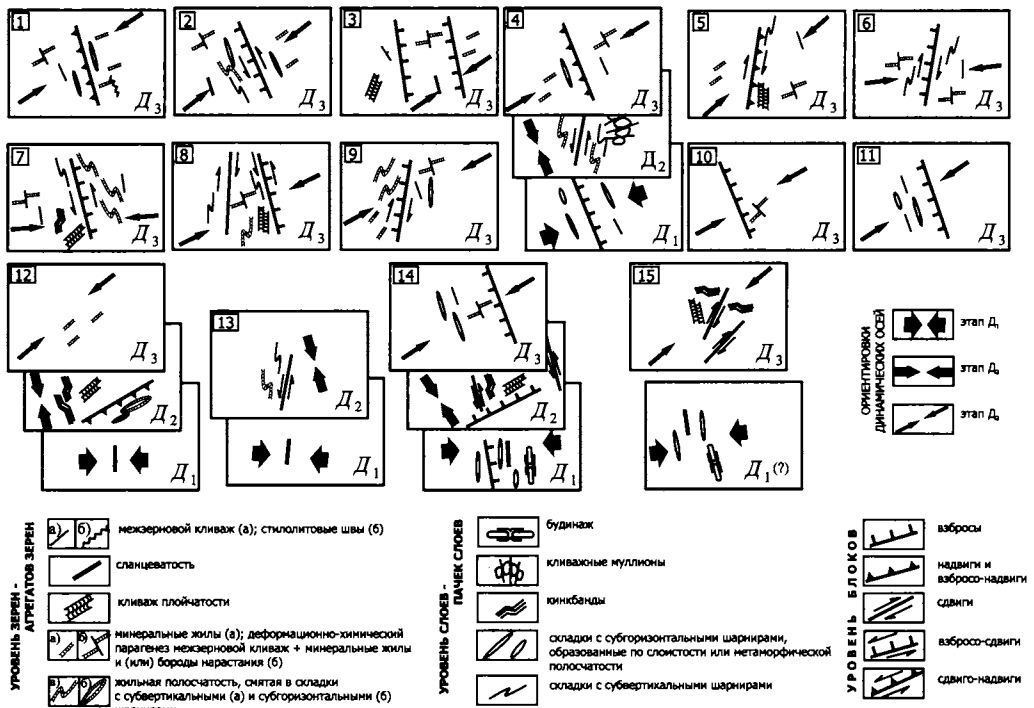


Рис. 9.3. Структурные парагенезы Келяно-Иракиндинской зоны и схема корреляции деформационных событий (этапов сжатия). Положение участков см. на рис. 9.2.

называемых муйских гранито-гнейсах. Третий деформационный этап (D_3) отмечается повсеместно, но наиболее уверенно он устанавливается по парагенезам, развитым в верхнерифейско-вендских и нижнекембрийских образованиях. Таким образом, время протекания двух первых этапов можно определить как допозднерифейское, а последнего – как пострanneкембрийское (палеозойское).

Особенности тектонической эволюции могут быть уточнены за счет выделения вертикальных *структурно-парагенетических рядов* [Бахтеев, 1997] (своего рода аналогов формационных рядов), характеризующихся закономерной сменой структурных

парагенезов во времени. Вертикальному ряду будут соответствовать разновозрастные парагенезы структур, зафиксированные в данном структурно-вещественном комплексе (историко-тектонический подход).

Различные временные ряды структурных парагенезов, восстановленные для Келяно-Иракиндинской зоны Северного Забайкалья [Божко и др., 1999а], и варианты их геодинамической интерпретации показаны на рис. 9.4. Хотя в работах [Божко и др., 1999в; Кирмасов, 1998] принят вариант, показанный на рис. 9.4 (II), хотелось бы подчеркнуть поливариантность возможных интерпретаций, в целом не противоречащих фактическому материалу.

* * *

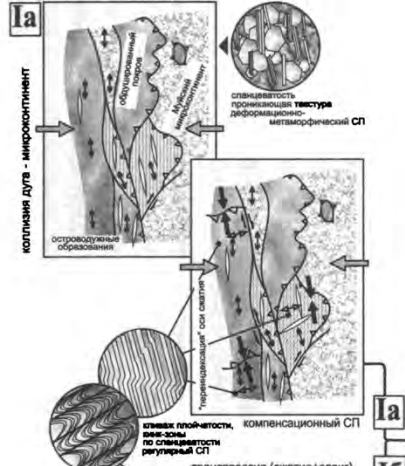
Другим примером этапности структурообразования является тектоническая эволюция гряды Чернышева (рис. 9.5, а). Гряда Чернышева представляет собой крупную – (20–45)×350 км – дугообразную в плане структуру со складчато-надвиговым строением и сложена дислоцированными силурийско-нижнепермскими карбонатными и верхнепермско-нижнетриасовыми терригенно-вулканогенными отложениями. Анализ данных о геологическом строении и кинематические типы разрывных нарушений позволяют наметить этапность структурообразования, показанную на рис. 9.5, б.

9.3. Пространственно-временные ряды структурных парагенезов

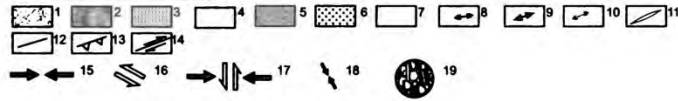
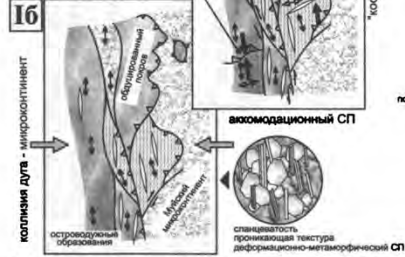
Структурные парагенезы, как и слагающие их структурные элементы, могут иметь проникающий, регулярный и локальный характер. Если *проникающие* структурные парагенезы распространены по всему объему и фиксируют собой крупные региональные тектонические этапы структурообразования, то *регулярные* структуры и структурные парагенезы, как правило, связаны с частными структурными неоднородностями и кинематическими обстановками. *Локальные* структуры и парагенезы являются экзотическими и отражают «случайные», нетипичные деформационные процессы и обстановки. Например, к таким структурам можно отнести локально проявленный кливаж в метаморфических толщах в зонах разрывных нарушений и диафореза. При проведении структурного анализа важно учитывать пространственные характеристики структурных парагенезов,

Рис. 9.4. Временной ряд структурных парагенезов Келяно-Иракиндинской зоны [Кирмасов, 1998] (Северное Забайкалье) и возможные варианты его структурно-палеогеодинамической интерпретации. 1–7 – палеогеодинамические комплексы (1 – комплекс микроконтинента, 2 – островодужный?, 4, 5 – комплекс неократона (4 – для позднепермского структурного парагенеза СП-2, 5 – для посткембрийского структурного парагенеза СП-3), 6, 7 – постаккреционный (6 – для позднепермского структурного парагенеза СП-2, 7 – для посткембрийского структурного парагенеза СП-3), кроме четвертичных отложений Муйской впадины); 8–10 – ориентировка тектур: 8 – сланцеватости этапа деформации D₁, 9 – кливажа плейнчатости, развитого по сланцеватости, этапа деформации D₂, 10 – межзернового кливажа этапа деформации D₃; 11 – оси складок; 12–14 – разрывные нарушения (в том числе: 13 – взбросы и надвиги, 14 – сдвиги); 15–17 – механические обстановки формирования структурных парагенезов: 15 – субгоризонтальное сжатие, 16 – сдвиг, 17 – сжатие со сдвигом (транспрессия); 18 – ориентировка осей локального сжатия, возникающего при «перендэксации» осей и компенсирующего продольное удлинение или аккомодирующего сдвигание; 19 – структуры и структурные парагенезы уровня зерен и агрегатов зерен. Ia, Ib, II – Ia, II – IIa, II – IIб, III – различные варианты палеогеодинамической интерпретации временного ряда структурных парагенезов.

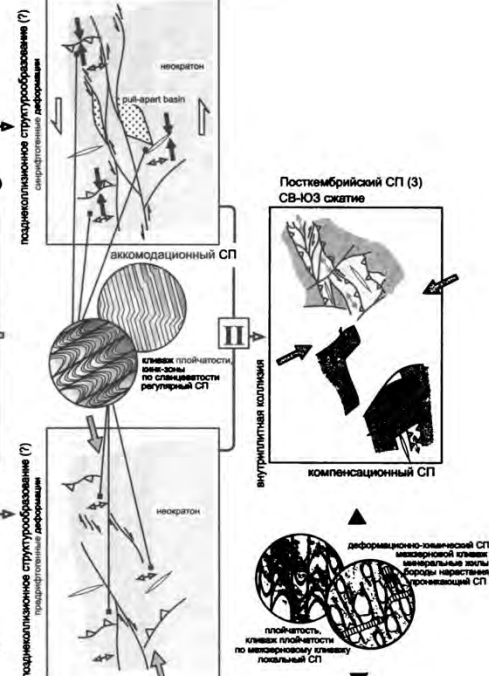
Позднерифмийский СП (1, 2) субширотное сжатие



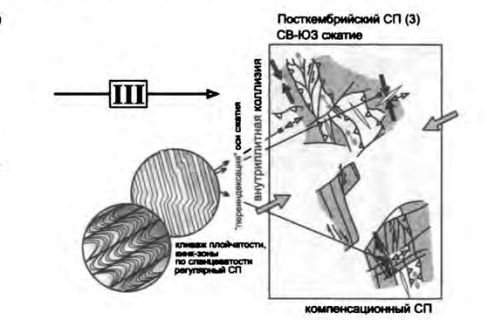
Позднерифмийский СП (1, 2) субширотное сжатие



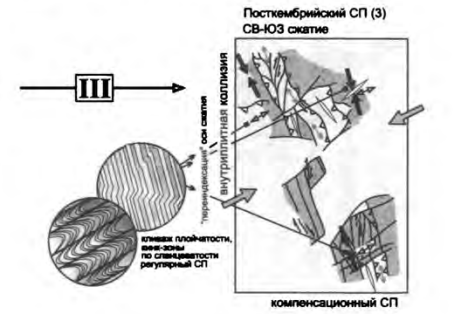
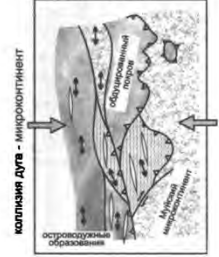
IIa Позднерифмийский СП (2) субмеридиональный сдвиг



II6 Позднерифмийский СП (2) СЗ-ЮВ (ССЗ-ЮЮВ) сжатие



III Позднерифмийский СП (1) субширотное сжатие



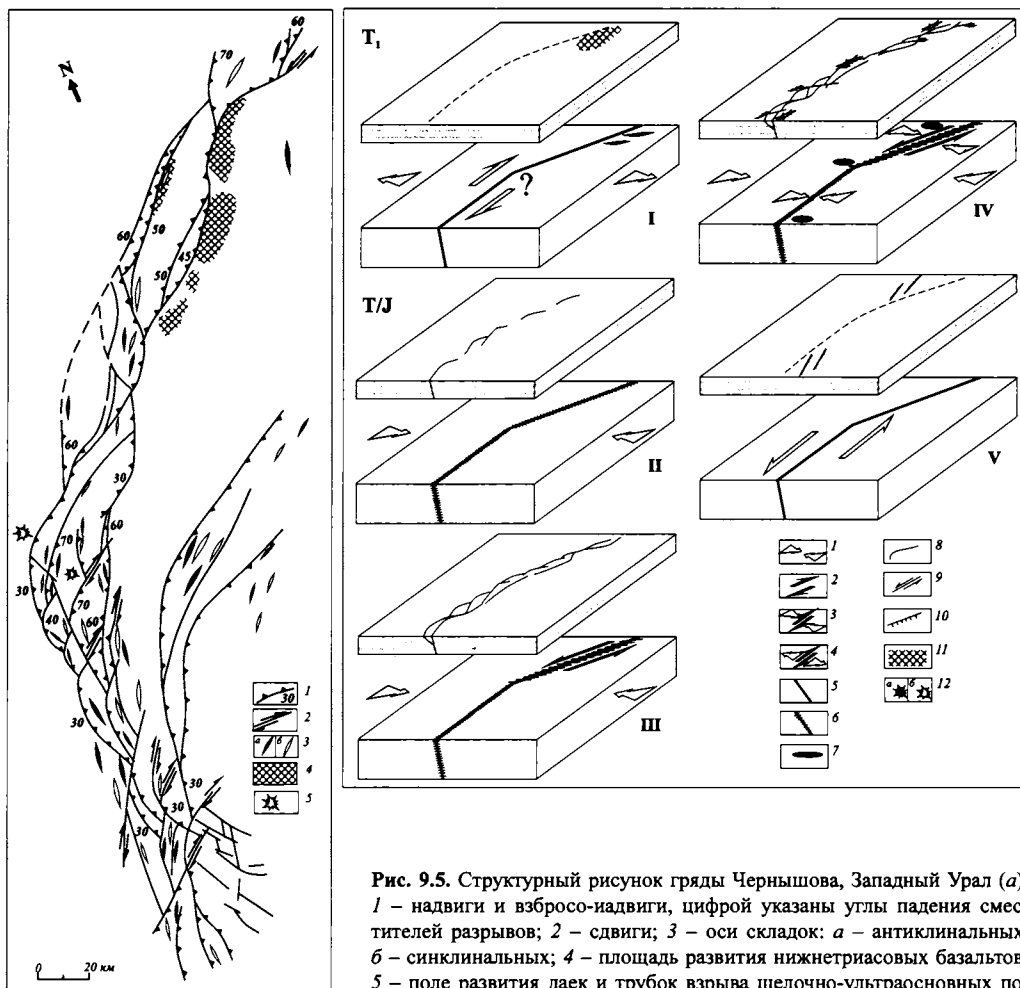


Рис. 9.5. Структурный рисунок гряды Чернышова, Западный Урал (а): 1 – надвиги и взбросо-надвиги, цифрой указаны углы падения сместителей разрывов; 2 – сдвиги; 3 – оси складок: а – антиклинальных, б – синклинальных; 4 – площадь развития нижнетриасовых базальтов; 5 – поле развития даек и трубок взрыва щелочно-ультраосновных пород. Качественная кинематическая модель образования (б): 1–4 – механические обстановки: 1 – сжатия, 2 – сдвига, 3 – транспрессии, 4 – транстенсии; 5 – предполагаемый разрыв в кристаллическом фундаменте; 6 – зоны сжатия и транспрессии в зоне разрыва фундамента; 7 – предполагаемые концентраторы растягивающих напряжений в фундаменте; 8–10 – структуры осадочного чехла: 8 – надвиги и взбросо-надвиги, 9 – сдвиги, 10 – сбросы; 11 – раннетриасовые базальты; 12 – поля развития щелочно-ультраосновного магматизма: а – установленные, б – прогнозируемые. I, II, III, IV, V – предполагаемые эпизоды структурообразования [Кирмасов, 2000].

нические обстановки: 1 – сжатия, 2 – сдвига, 3 – транспрессии, 4 – транстенсии; 5 – предполагаемый разрыв в кристаллическом фундаменте; 6 – зоны сжатия и транспрессии в зоне разрыва фундамента; 7 – предполагаемые концентраторы растягивающих напряжений в фундаменте; 8–10 – структуры осадочного чехла: 8 – надвиги и взбросо-надвиги, 9 – сдвиги, 10 – сбросы; 11 – раннетриасовые базальты; 12 – поля развития щелочно-ультраосновного магматизма: а – установленные, б – прогнозируемые. I, II, III, IV, V – предполагаемые эпизоды структурообразования [Кирмасов, 2000].

чтобы не распространять частные закономерности на строение и эволюцию крупных тектонических структур.

По временным соотношениям структурные парагенезы могут быть *синхронными*, формируя латеральные ряды – как в соседних структурно-формационных зонах, так и на разных уровнях глубинности. *Последовательные* (или суперпозиционные, см. далее) структурные парагенезы формируются в едином цикле нагружения и включают комплекс наложенных структур и структурных парагенезов, отвечающих разным стадиям деформационного процесса одного этапа.

9.3.1. Суперпозиционные структурные парагенезы (на примере Уакитской зоны Северного Прибайкалья)

При структурных перестройках и смене ведущего механизма деформации образованные ранее структуры и структурные парагенезы вовлекаются в деформацию на следующей стадии. При этом они испытывают наложенные деформации, контролируемые распределением напряжений другого структурного уровня. Этап деформации, соответствующий единому циклу нагружения, разбивается структурными перестройками на отдельные стадии, а парагенезы, образованные при наложении структур разных стадий единого деформационного этапа, называются *суперпозиционными* [Талицкий, 1994а].

Примеры суперпозиционных структурных парагенезов приведены выше, в том числе в гл. 7 при описании стадийности образования складок продольного изгиба (см. рис. 7.32) и изложении общей модели структурных перестроек в разд. 3.4 (см. рис. 3.6)

Структурные парагенезы, которые могут быть интерпретированы как результат последовательных структурных перестроек, были описаны в пределах Уакитской зоны Северного Забайкалья [Кирмасов, 2003].

9.3.1.1. Стадийность складкообразования

Стратифицированные образования Уакитской зоны ограничены с запада и северо-запада гранитоидами Ангаро-Витимского батолита (рис. 9.6). Мозаично-блоковая структура Уакитской зоны выражена сочетанием складчатых и разрывных структур с преобладанием двух основных «общеприбайкальских» направлений – северо-восточного и северо-западного. Детальное изучение структурной эволюции мухтунной толщи, возраст которой считается рифейским [Булгатов, 1983; Митрофанов, 1978 и др.], было проведено для установления последовательности деформационных событий и соответствующих им кинематических и динамических обстановок. Эта толща может рассматриваться как своеобразный маркер, структурные парагенезы которого отражают особенности деформационных событий разных этапов и механизмы становления мозаичной структуры внутренних районов Байкальской складчатой области.

Толща включает отложения мухтунной и нерундинской свит. Мухтунная свита сложена сероцветными аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, включает редкие прослои известняков и конгломератов. Разрез отложений мухтунной свиты с постепенным переходом(?) наращивается черными, темно-серыми и серыми известняками и известковистыми сланцами и песчаниками нерундинской свиты. Возраст мухтунной и нерундинской свит определялся как рифейский (М.М. Язырь, 1964 г.). Палинологические исследования последних лет позволяют предположить, что мухтунная толща имеет более молодой – девонский (?) – возраст [Бутов, 1996; Минина, 2003].

Структура мухтунной толщи характеризуется изменением простираний осей складок в пределах разных тектонических блоков (рис. 9.7). Наиболее интересные наблюдения были проведены на правом борту р. Уакит (так называемый Уакитский разрез, рис. 9.8). Здесь в разрезе мухтунной толщи фиксируется серия складок, осложняющих смыкающиеся крылья более крупных антиклиналей и синклиналей. Ориентировка осей складок (см. пояс полюсов слоистости на сферической диаграмме 1, рис. 9.8)

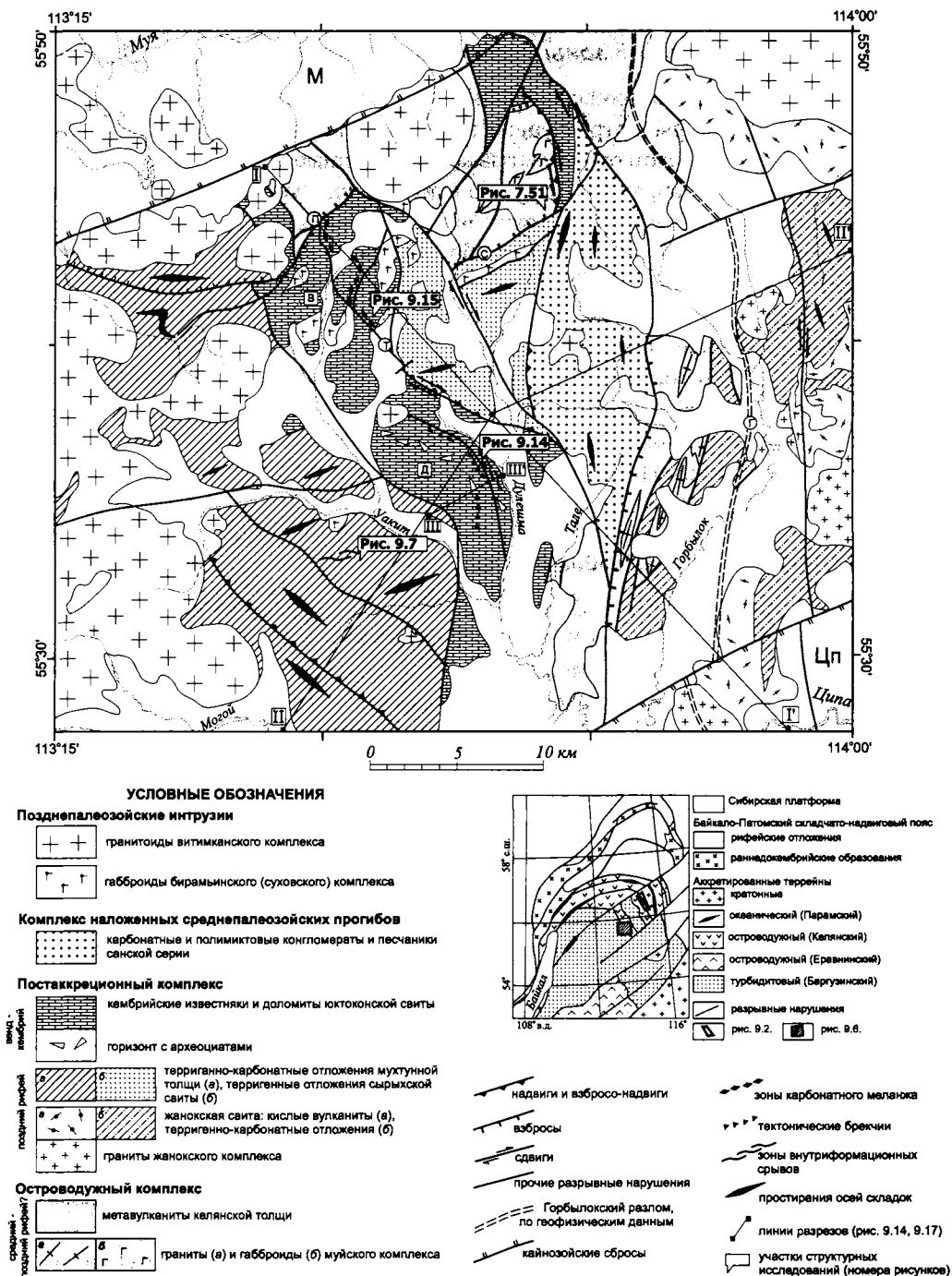


Рис. 9.6. Геолого-тектоническая схема Уакитской зоны, Северное Прибайкалье (по Г.Л. Митрофанову, 1972 г., с изменениями и дополнениями): Д и В – Дулешминский и Водораздельный карбонатные массивы; Т – Тале-Юктоонский, П – Приводораздельный, С – Сырыхский, Г – Горбылокский разломы; М – Муйская и Цп – Ципинская впадины. На врезке – главные территории Забайкалья [Парфенов и др., 1996].

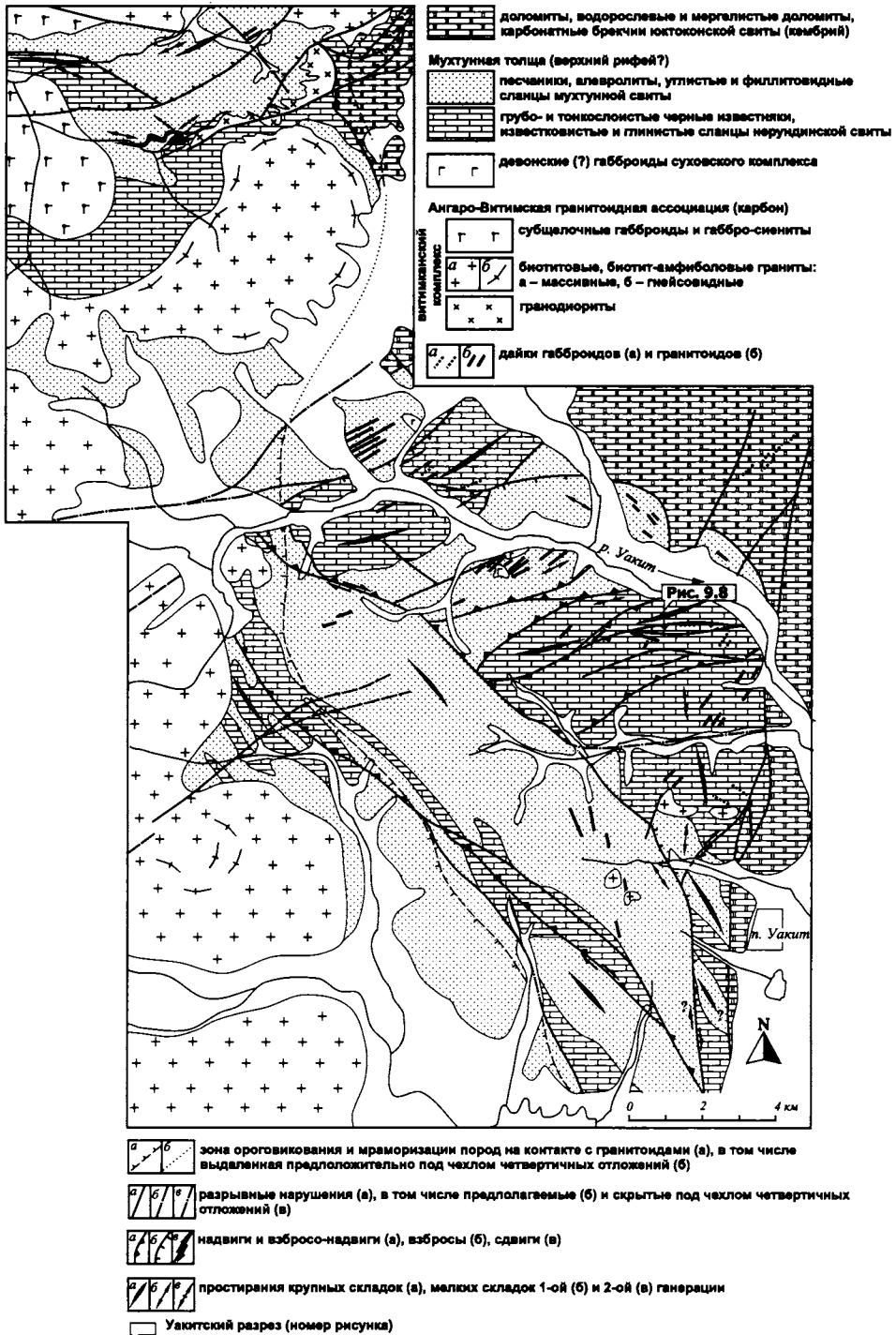
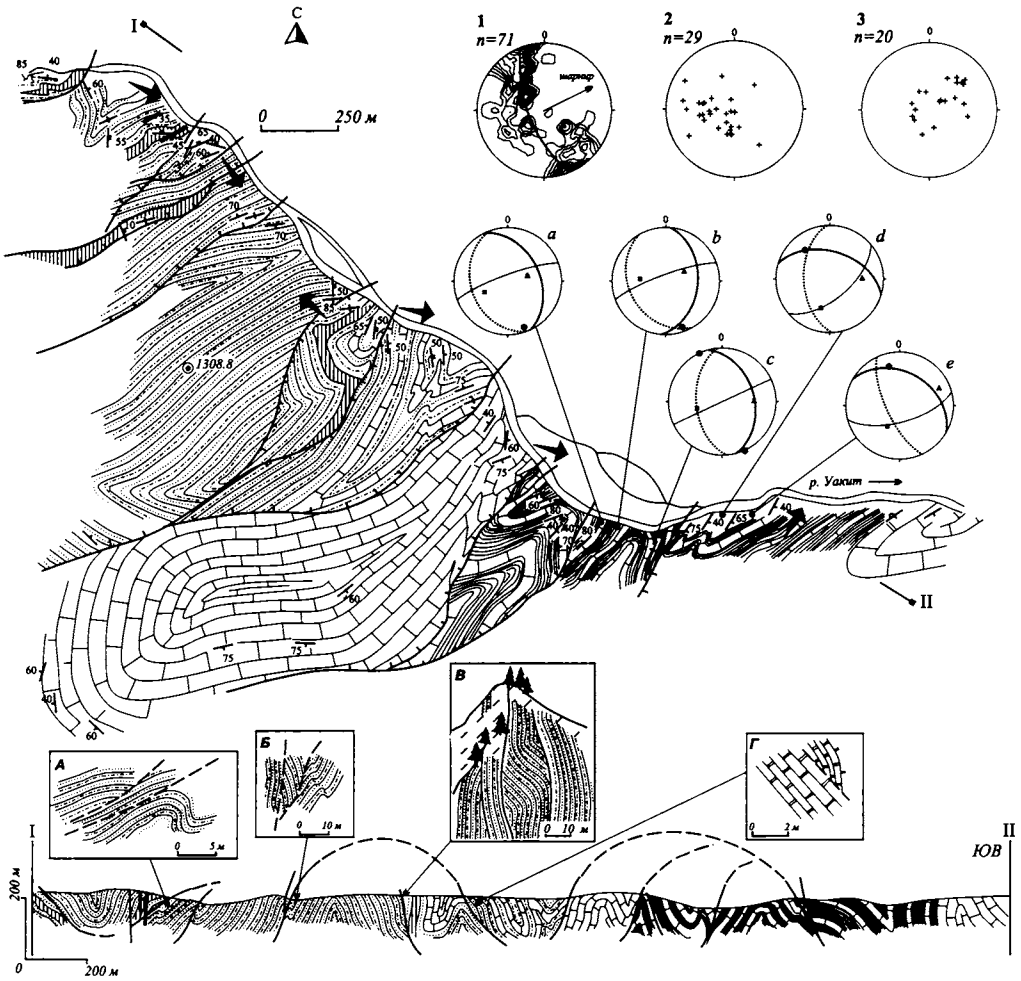


Рис. 9.7. Геологическая схема бассейна р. Уакит [Кирмасов, 2003] (с использованием данных Г.Л. Митрофанова, 1972 г.)



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- лещи песчаников
- переслаивание песчаников и алверолитов
- углисто-карбонатные сланцы
- средне- и грубослоистые черные битуминозные известняки
- лещи тонкого переслаивания черных известняков и углисто-карбонатных сланцев
- известковистые и глинистые сланцы
- дайки гранитоидов

- a* *б* разрывные нарушения, достоверные (*a*) и предполагаемые (*б*)
- взбросы и взбросо-надвиги
- a* *б* *в* элементы залегания слоистости: *a* – наклонного, *б* – вертикального, *в* – опрокинутого
- a* *б* элементы залегания межзернового кливажа и стилолитов: *a* – наклонного, *б* – вертикального
- направления перемещения надвиговых пластин, восстановленные по структурам срезания слоистости
- линия разреза
- a* *б* *в* плоскости и полюсы слоистости (*a*), кливажа и стилолитов (*б*), минеральных жил (*в*) на сферических диаграммах (*a* – *в*)

Рис. 9.8. Фрагмент складчатой структуры мухтунной толщи, Уакитский разрез [Кирмасов, 2003]. На врезках А–Г – структуры срезания слоистости (пояснения в тексте). На сферических диаграммах (в проекции на нижнюю полусферу, *n* – количество замеров) показаны плотности распределения полюсов слоистости (1), полюсы плоскостей кливажа и стилолитов (2), кальцитовых и кальцит-кварцевых жил (3); диаграммы *a*–*e* – пространственные соотношения слоистости, кливажа (стилолитов), кальцитовых и кальцит-кварцевых жил на одном из фрагментов складчатой структуры. Пояснения в тексте.

ЗЮЗ – ВСВ, с погружением шарниров под небольшими углами к ВСВ. Складки тесно сжатые, до килевидных (разрез, см. на рис. 9.8), реже открытые (рис. 9.9, *а*). В терригенных породах широко развит межзерновой кливаж (рис. 9.9, *з*), в углефицированных известняках и карбонатных сланцах нерундинской свиты – стилолитовые швы (рис. 9.9, *д*). Фрагментарно наблюдаются параллельные слоистости кливажные зоны и стилолиты, образовавшиеся на стадии диагенетического уплотнения пород. Полосы плоскостей кливажа формируют «рассеянный» пояс, в целом соответствующий поясу полюсов слоистости (см. диаграмму 2 на рис. 9.8). Карбонатные или кварц-карбонатные жилы образуют две системы: ортогональные шарнирам складок и полого падающие (см. диаграмму 3 на рис. 9.8). Межзерновой кливаж в терригенных породах и стилолитовые швы в известняках веерообразно разворачиваются (см. диаграмму 2 на рис. 9.8; рис. 9.9, *а*; рис. 7.41), часто наблюдается преломление кливажа от косо сечущего слоистость в более грубозернистых разностях до практически субслоистого в алевролитах (см. рис. 7.41).

На отдельных фрагментах разреза зафиксированы практически ортогональные соотношения кливажа, слоистости и минеральных жил (см. рис. 9.8, диаграммы *а–е*). При развороте плоскости слоистости относительно шарниров складок (рис. 9.10)

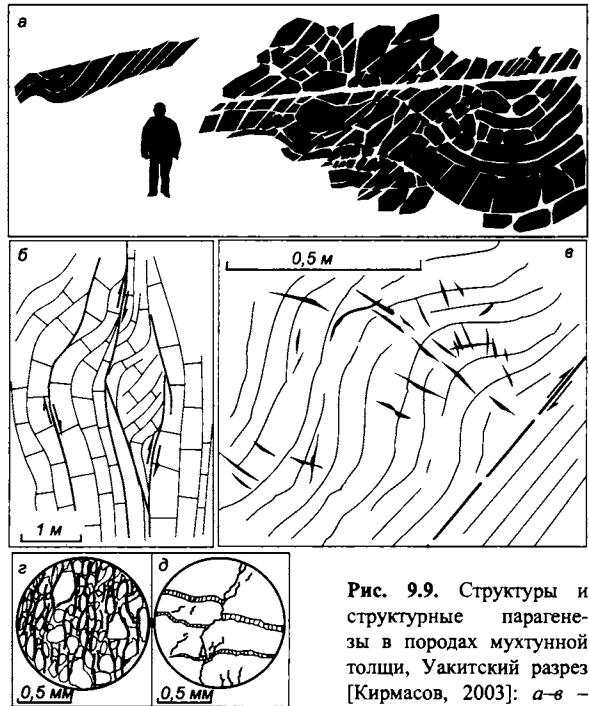


Рис. 9.9. Структуры и структурные парагенезы в породах мухтунной толщи, Уакитский разрез [Кирмасов, 2003]: *а–в* – рисунки по фотографиям:

а – складки и грубый кливаж в песчаниках; *б* – внутриформационные надвиговый дуплекс, пачка переслаивания известняков и карбонатных сланцев; *в* – субслоистый срыв в битуминозных известняках с веерообразно разворачивающимися кальцитовыми жилами; *з, д* – рисунки по микрофотографиям: *з* – межзерновой кливаж в песчаниках; *д* – деформационно-химический структурный парагенез (стилолиты + кальцитовые жилы) в известняках.

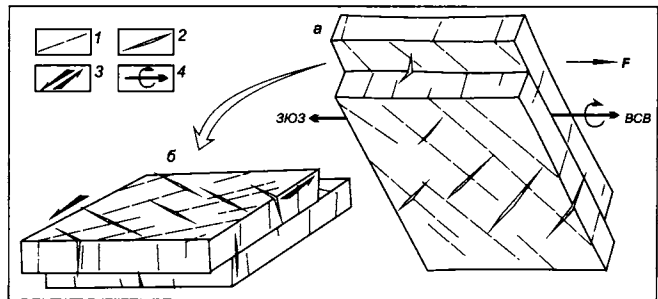


Рис. 9.10. Ориентировка зон растворения и минеральных жил на стадии продольного укорочения (*б*), восстановленная по структурным соотношениям стилолитов и кальцитовых жил на крыле одной из складок (*а*) в известняках мухтунной толщи, Уакитский разрез [Кирмасов, 2003]. Пояснения в тексте. 1 – стилолиты; 2 – кальцитовые жилы; 3 – ориентировка сдвиговых напряжений; 4 – ось вращения, совпадающая с осью складки (*F*).

к горизонтальному положению кливаж и минеральные жилы приобретают субвертикальную ориентировку. Петроструктурные наблюдения свидетельствуют о парагенетических соотношениях зон растворения (межзернового кливажа, стилолитовых швов) и карбонатных (кварц-карбонатных) жил, формирующих деформационно-химические структурные парагенезы. Отмеченные здесь же структуры срезания слоистости [Соловьев, Брэндон, 2000] (см. врезки А–Г на разрезе I–II рис. 9.8) в ряде случаев могут однозначно интерпретироваться как ранние (доскладчатые) внутриформационные срывы (см. рис. 9.9, б, в). Карбонатные пачки в зонах внутриформационных срывов приобретают облик меланжеподобных образований с притертыми одна к другой субслоистыми тектоническими линзами. Зоны внутриформационных срывов тяготеют к переходной терригенно-карбонатной пачке в средней части толщи, сформировались позднее деформационно-химических парагенезов и смяты в складки совместно с ненарушенными фрагментами разреза.

Предлагается следующая генетическая интерпретация образования складчатой структуры на данном участке. Главному деформационному событию предшествовало формирование субслоистых структур растворения на стадии диагенетического уплотнения пород. При деформации пород мухтунной толщи на стадии продольного укорочения формировались субвертикальные и ортогональные друг другу кливаж (стилолиты) и минеральные жилы, вероятно, в сдвиговой обстановке (рис. 9.11, 1; см. рис. 9.10, б). Ось сжатия на этой стадии была ориентирована субширотно (рис. 9.11, врезка; здесь и далее – в современных координатах). На следующей стадии деформации образуются внутриформационные надвиги и срывы (рис. 9.11, 2), более позднее формирование которых по отношению к деформационно-химическим парагенезам доказывается разворотом ориентировок плоскостных текстур и кальцитовых жил в сопряженных с надвигами складках (см. рис. 9.9, в). Ориентировка сжатия на стадии формирования субслоистых срывов восстановлена по структурам срезания слоис-

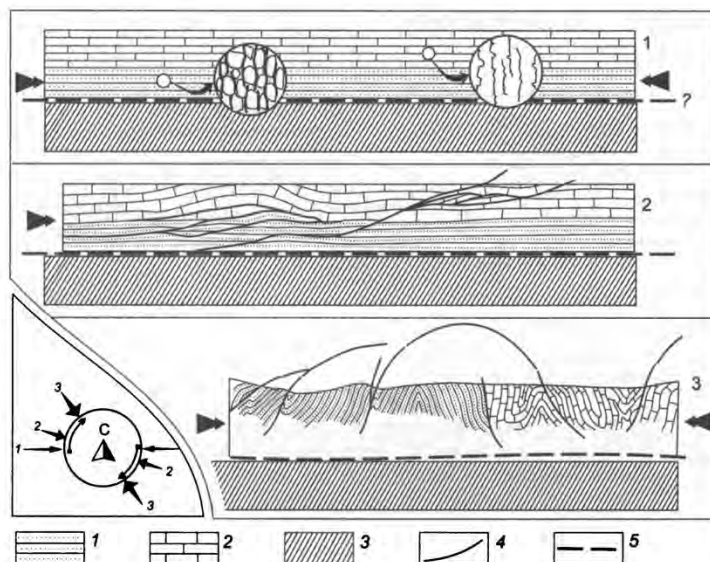


Рис. 9.11. Предполагаемая стадийность складкообразования в терригенно-карбонатной толще мухтунной и нерундинской свит на участке Уакитского разреза [Кирмасов, 2003]: 1, 2 – стадия продольного укорочения: 1 – формирование деформационно-химических структурных парагенезов (стилолиты/кливаж + минеральные жилы), 2 – формирование межслоевых срывов и надвиговых дуплексов; 3 – стадия изгиба. На врезке показана ориентировка оси сжатия (в современных координатах) для разных стадий структурообразования. 1, 2 – терригенные и карбонатные породы мухтунной (1) и нерундинской (2) свит; 3 – породы фундамента (метавулканиты келянской толщи?); 4 – надвиги; 5 – срыв в основании толщи.

тости (см. рис. 9.8, А–Г). Метод срезания слоистости основан на определении кинематики перемещения висячего крыла надвига в слоистых толщах и детально описан в работе [Соловьев, Брэндон, 2000]. Структуры срезания слоистости, или «утыкания» слоев представляют собой фрагменты фронтальных или тыловых частей надвиговых дуплексов. Линия пересечения плоскостей слоистости висячего и лежащего крыла на сферической диаграмме позволяет восстановить ось вращения, ориентированную ортогонально направлению перемещения, или, при приведении слоистого разреза к горизонтальному залеганию, локальную ориентировку направления надвигообразования. Общее направление перемещения оценивается как ЗСЗ(СЗ)–ВЮВ(ЮВ) по нескольким локальным осям вращения (см. врезку на рис. 9.11).

Формирование межслоевых надвигов как альтернатива складчатым деформациям может реализоваться в результате относительно быстрого нагружения слоистой толщи, наличия близко расположенного более вязкого фундамента (основания) или большой приведенной мощности слоев [Гончаров и др., 1997]. Образование кливажа и стилолитов может свидетельствовать в пользу относительно низкой скорости нагружения и возникновения межслоевых срывов при кратковременных импульсах быстрого нагружения. Однонаправленное перемещение по срывам не позволяет рассматривать эти структуры как результат проскальзывания по межслоевым поверхностям на крыльях крупных складок на стадии изгиба.

На следующей стадии вторично расслоенная срывами толща сминается в складки (см. рис. 9.11, 3). К элементам структурной зональности можно отнести изменение механизмов складкообразования на стадии изгиба: на фоне преобладающих складок изгиба с течением, на интервалах разреза с субпослойными срывами формируются складки межслоевого проскальзывания. При смятии в складки надвиговых пластин происходил пассивный разворот раннего кливажа (стилолитов) с образованием прямого веера (см. рис. 9.8, диаграммы *a–e*) с сохранением ортогональных соотношений деформационных текстур и слоистости. Для остальных частей разреза более характерно развитие обратного веера кливажа в менее вязких прослоях и прямого – в более вязких. Ориентировка шарниров и осевых поверхностей складок, а также поздних структур растворения свидетельствует о ССЗ (СЗ)–ЮЮВ (ЮВ) ориентировке сжатия на стадии изгиба (см. рис. 9.11, врезка).

Структуры стадии общего сплющивания проявлены тесно сжатыми до изоклиналиных складками, сопряженными со взбросами. На этой стадии параллельные складки (см. рис. 9.9, *a*) преобразуются в подобные (см. рис. 7.41) с увеличением мощностей в замках. Петроструктурные наблюдения показывают ведущую роль в этих процессах деформационно-химических механизмов перераспределения вещества при нагнетании в замковые части складок минерализованных флюидов. На крыльях складок и в апикальных частях некоторых антиклиналей зафиксированы позднескладчатые пологие надвиги стадии общего сплющивания.

Таким образом, в эволюции складчатой структуры мухтунной толщи на изученном участке выделяются следующие деформационные эпизоды: образование деформационно-химических структурных парагенезов (см. рис. 9.11, 1) и внутрiformационных срывов и надвигов (см. рис. 9.11, 2) на стадии продольного укорочения, формирования складок межслоевого проскальзывания и флексурного течения (см. рис. 9.11, 3) на

стадии изгиба, поздних взбросов и надвигов на стадии общего сплющивания. Такой структурный парагенез, возникший за счет последовательного наложения структур разных структурных уровней, является суперпозиционным.

Восстановленные механические обстановки для разных стадий деформации свидетельствуют о возможном вращении деформируемого объема и (или) осей сжатия, вероятно, вследствие наличия сдвиговой составляющей, установленной по ориентировке структурных элементов разных стадий деформации. Формирование надвигов отмечается как на ранней (продольного укорочения), так и на поздней (общего сплющивания) стадиях деформации, что позволяет более однозначно сделать вывод о развитии складчатой структуры толщи на жестком, по-видимому, неглубоко залегающем основании.

Проведение корреляции между структурами и структурными парагенезами на отдельных участках (рис. 9.12) позволило сделать вывод о возможном прогрессирующем характере деформации и наметить стадийность структурообразования. В породах мух-

Этапы и стадии деформации Участки	Этап Д ₁			
	I. Продольное укорочение	II. Изгиб - общее сплющивание	III. Перемещение блоков (пластин)	IV. Формирование поздних сдвигов
Участок в басс. р. Олня	?			
Уакитский разрез (см. рис. 9.8)				
Участок в басс. руч. Мухтунный				



плоскостные текстуры (а – кливаж обломочных пород, б – стилолиты, в – кливаж плейчатости)



минеральные жилы (а) и бороды нарастания (б)



парагенезы: стилолиты + минеральные жилы (а), кливаж обломочных пород + минеральные жилы (б)



отжиговая сланцеватость (а), посткинематические порфириобласты (б)



кинкбанды по ранним плоскостным текстурам, в том числе слоистости



складки



приразломные меланжеподобные тектониты



внутриформационные ранние (а), надвиги и взбросо-надвиги, разграничивающие крупные пластины (б)



взбросы



сдвиги



ориентировка оси укорочения (в современных координатах)



предполагаемое направление вращения крупных надвиговых пластин

Рис. 9.12. Стадии деформации, восстановленные по структурным парагенезам в породах мухтунной толщи на различных участках, и их корреляция [Кирмасов, 2003].

тунной толщи повсеместно фиксируются деформационно-химические структурные парагенезы зернового уровня: сочетание структур растворения (межзернового кливажа, кливажа плейчатости, стилолитов) и структур переотложения (кварцевых, кварц-карбонатных и карбонатных жил, реже бород нарастания). Межзерновой кливаж и стилолиты имеют регулярный или проникающий характер, зарождаются на ранних стадиях деформации и эволюционируют на стадиях изгиба и общего сплющивания. На участке развития субпослойных срывов кливаж и стилолиты пассивно развернуты при смятии слоев в складки, сохраняя со слоистостью ортогональные соотношения.

Установленные соотношения структур уровней зерен–слоев указывают на стадийность складкообразования (стадии продольного укорочения–изгиба), особенно ярко проявленную на участке Уакитского разреза (см. рис. 9.11, 9.12). Вариации простираций складчатых структур (см. рис. 9.7) при отсутствии следов наложенных деформаций, вероятно, свидетельствуют о вращении крупных блоков (надвиговых пластин) на поздних стадиях (см. рис. 9.12). Восстановленные ориентировки осей укорочения субмеридиональные (р. Оля), СЗ–ЮВ (Уакитский разрез), ВСВ–ЗЮЗ (руч. Мухтунный). Для наиболее поздней стадии формирования сдвигов фиксируется общая ВСВ–ЗЮЗ ориентировка оси укорочения (см. рис. 9.12, IV).

Общность соскладчатых структурных парагенезов при различных простирациях складчатых структур в пределах разных блоков, отсутствие наложенных регулярных и проникающих деформационных структур и текстур, наличие ранних надвиговых внутриформационных и межформационных срывов, сдвиговая механическая обстановка на стадии продольного укорочения, признаки вращения деформируемого объема, корреляция деформационных событий на различных участках (см. рис. 9.12) и выявленная структурная зональность позволяют предложить следующую модель формирования структуры мухтунной толщи в течение этапа D_1 (рис. 9.13).

Структурообразование контролируется активным воздействием относительно близко расположенного основания (метавулканы келянской толщи?). При нагружении происходит активизация разрывов фундамента, дифференцированные подвижки по которым приводят к сложному интегральному распределению напряжений внутри блоков. За счет срыва и отслаивания чехла от более вязкого основания широкое развитие получают процессы надвигообразования. В пределах Уакитской зоны реконструируется достаточно определенная кинематическая картина перемещений блоков (правосдвиговые смещения по зонам крупных ССЗ и СЗ разломов и преобладающие взбросовые и взбросо-надвиговые – по зонам разломов ССВ простираения), что может свидетельствовать об общей близмеридиональной – ССЗ ориентировке сжатия (см. рис. 9.13, А). Сдвиговая механическая обстановка, фиксирующаяся в структурных парагенезах на участке Уакитского разреза, обусловлена наличием крупной сдвиговой зоны СЗ–ЮВ простираения в фундаменте (участок Уакитского разреза). В процессе деформации при перемещении крупных блоков фундамента (основания) сдвиговая обстановка сменяется обстановкой транспрессии с закономерным изменением ориентировки действующих сил (см. врезку Б на рис. 9.13). На заключительных стадиях происходит срыв крупных надвиговых пластин (см. рис. 9.13, II) и их поворот (см. рис. 9.13, III). Разрывы и осевые поверхности складок приобретают ЮЗ–ЗЮЗ вергентность в южном сегменте Уакитской зоны и южную (ЮЮВ) – в северном (Уакитский

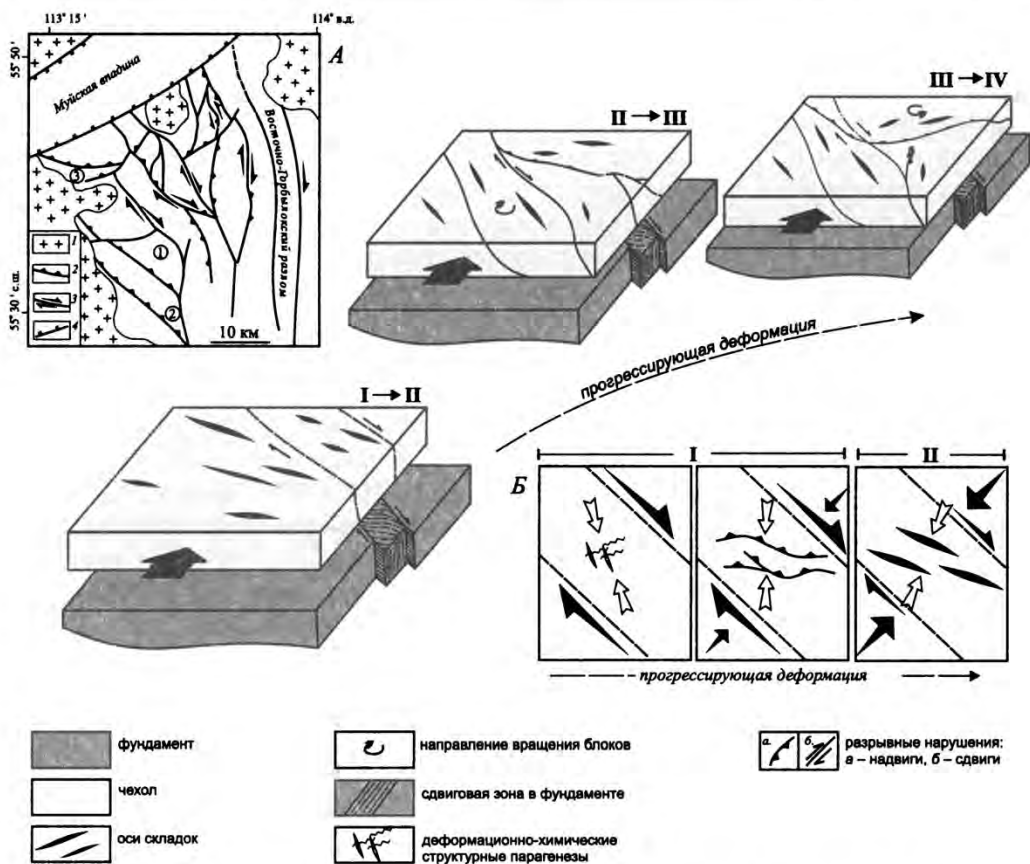


Рис. 9.13. Модель структурной эволюции мухтунной толщи [Кирмасов, 2003] (I–IV – стадии деформации): на врезке А показан общий структурный рисунок и кинематическая характеристика разрывных нарушений Уакитской зоны (1 – позднепалеозойские граниты, 2–4 – разрывные нарушения: 2 – взбросы, взбросо-надвиги, надвиги, 3 – сдвиги, 4 – кайнозойские сбросы); на врезке Б – стадийность структурообразования и ориентировки осей сжатия над правосдвиговой зоной в фундаменте (Уакитский разрез).

разрез, р. Олня). На последней стадии деформации в обстановке ВСВ–ЗЮЗ сжатия формируются поздние сдвиги и взбросо-сдвиги (см. рис. 9.13, IV).

Установленный эволюционный ряд структурных парагенезов отражает стадийность их образования и изменение доминирующих деформационных механизмов на разных стадиях этапа D_1 . Главным фактором смены этих механизмов является перестройка структуры деформируемого объема. На примере мухтунной толщи можно рассмотреть критерии применимости модели структурных перестроек. Так, наиболее сложно строго доказать отнесение к единому деформационному этапу процессов формирования крупных надвиговых пластин и сдвигов поздних стадий, но, опираясь на общие закономерности, можно говорить о непротиворечивости предложенного эволюционного сценария. Например, межслоевым срывам предшествует образование ранних деформационно-химических структурных парагенезов, т.е. в данных условиях нагружения происходила определенная подготовка, обусловленная изменением свойств пород. Об-

разование срывов происходит преимущественно в переходной внутриформационной терригенно-карбонатной пачке, где после формирования кливажа (стилолитов) возникает дополнительный контраст вязкостей, достаточный для перехода деформации на уровень слоев. В остальных частях разреза ортогональные слоистости структуры растворения под давлением (кливаж, стилолиты) развиты фрагментарно и эволюционируют главным образом при формировании складок. При дальнейшем нагружении релаксационные возможности уровня слоев утрачиваются за счет увеличения трения на крыльях растущих складок, и при образовании взбросо-надвигов и надвигов деформация переходит на уровень блоков, при вращении которых происходит разворот простираций складчатых структур. Конечно, в общем случае формирование этого разворота может быть оторвано по времени от выделяемого для мухтунной толщи этапа D_1 и соответствовать более позднему деформационному этапу.

Предложенная модель структурной эволюции мухтунной толщи является ярким примером, иллюстрирующим общий стиль структурообразования в пределах северо-восточного фланга Баргузинского террейна [Гусев, Хаин, 1995]. Мозаичная структура района резко отличается от строения шовных зон восточной части Байкало-Муйского пояса, где общий структурный план совпадает с простирающими сутурных зон, с развитием системы дивергентных взбросо-надвигов (см. разд. 9.2, рис. 9.4, разд. 9.3.2). Формирование складчато-разрывной структуры Уakitской зоны определяется взаимодействием разбитого зонами древних разломов основания (сложенного раннедокембрийскими или островодужными образованиями) и постаккреционного чехла.

9.3.1.2. Карбонатные брекчии и меланжи

Данные о структурообразовании внутри карбонатных массивов Уakitской зоны (см. рис. 9.6) можно рассмотреть в качестве примера образования суперпозиционных структурных парагенезов и латеральной зональности структурообразования, обусловленной разными условиями нагружения в различных частях некогда единого карбонатного чехла [Кирмасов, 2005].

Для всех валунно-глыбовых образований кембрийской(?) юктоконской свиты отмечается мономиктовость состава. Глыбы повсеместно представлены только карбонатными породами, по составу соответствующими различным породам юктоконской свиты (за исключением меланжа в зоне Тале-Юктоконского разлома, где отмечены тектонические линзы базальтоидов). Размер глыб обычно не превышает десятков сантиметров – первых метров, редко – до 10–20 м. Матрикс-заполнитель – карбонатный, карбонатно-глинистый, примесь терригенно-глинистой составляющей колеблется от первых процентов (иногда отсутствует) до 20–30 %, практически никогда не превышая 50 % объема породы.

Выделяется несколько основных типов микститовых комплексов, различающихся по структурно-текстурным признакам и палеотектонической природе: седиментогенные эндолистостромы, карбонатные катаклазиты и брекчии, меланжи.

Осадочные карбонатные брекчии Дулешминского массива с редкими более крупными глыбами-олистолитами массивных доломитов могут быть отнесены к седиментогенным эндолистостромам. Крупные олистолиты лишены шлейфов мелкообло-

мочного материала, складки оползания с субширотными простираниями шарниров отмечаются фрагментарно.

С этапом надвигообразования связано формирование тектонических брекчий, катаклазитов (рис. 9.14), меланжей (рис. 9.15, 9.16). Общим и важным фактором в обоих случаях является концентрация напряжений и деформаций на контрастном ритмично-слоистом интервале разреза свиты с формированием внутриформационных надвигов и срывов (см. рис. 9.14, А), зон тектонических брекчий и меланжа (см. рис. 9.15).

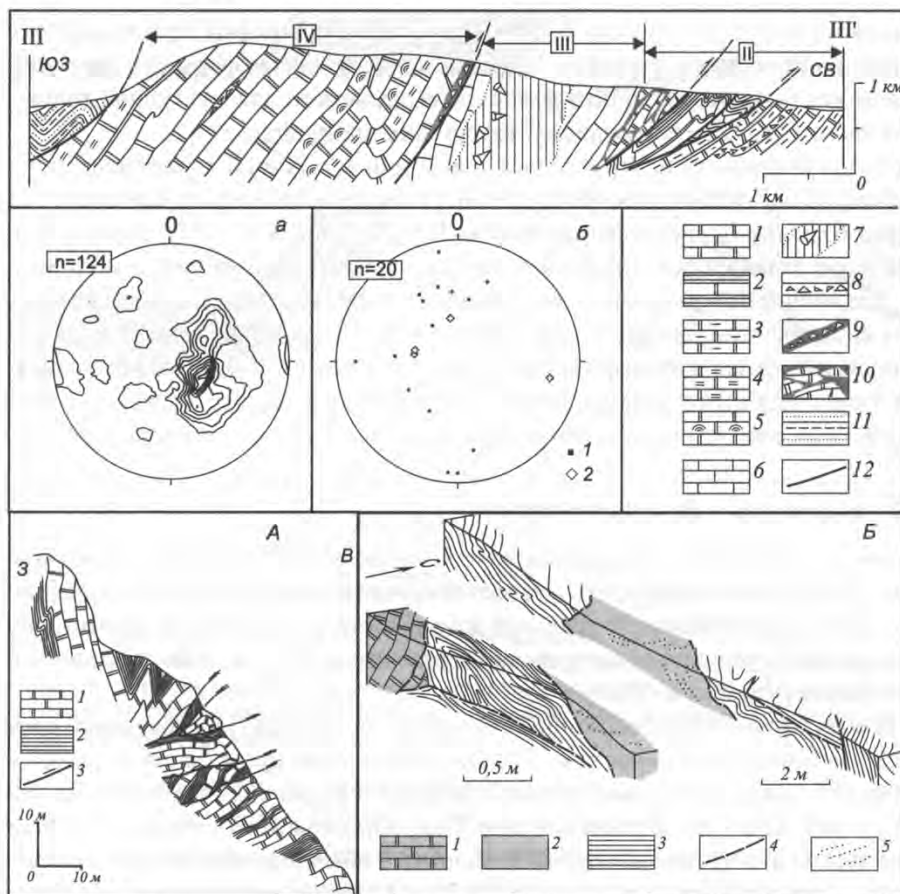


Рис. 9.14. Структура Дулешминского карбонатного массива [Кирмасов, 2005] (положение профиля см. на рис. 9.6): 1–10 – южтоконская свита (II, III, IV – подсвиты): 1 – доломиты, 2 – пакки переслаивания доломитов и глинистых доломитов, 3 – глинистые и алевролитистые доломиты, 4 – битуминозные грубослоистые доломиты; 5 – водорослевые доломиты; 6 – известняки и известковистые водорослевые доломиты; 7 – зона окремнения и окварцевания пород с археоциатами; 8 – карбонатные хаотические брекчии; 9 – мелкодресвяные и глыбовые тектонические брекчии и катаклазиты с карбонатным матриксом, 10 – автокластические глыбовые тектонические брекчии; 11 – терригенные породы мухунной свиты; 12 – разрывные нарушения. На врезках: А – зона внутриформационных надвигов, восточный склон Дулешминского карбонатного массива (1 – среднеслоистые доломиты, 2 – тонкослоистые глинистые доломиты, 3 – надвиги); Б – карбонатные мономиктовые олистоостромы, восточный склон Дулешминского карбонатного массива (1 – среднеслоистые брекчированные доломиты, 2 – неяснослоистые и неслоистые доломиты; 3 – тонкослоистые глинисто-алевритистые доломиты, 4 – ограничения глыб, зоны трещиноватости; 5 – минеральные жилы). На сферических диаграммах (нижняя полусфера) показаны ориентировки полюсов слоистости (а), шарниров тектонических (1) и оползневых (2) складок (б); n – количество замеров.

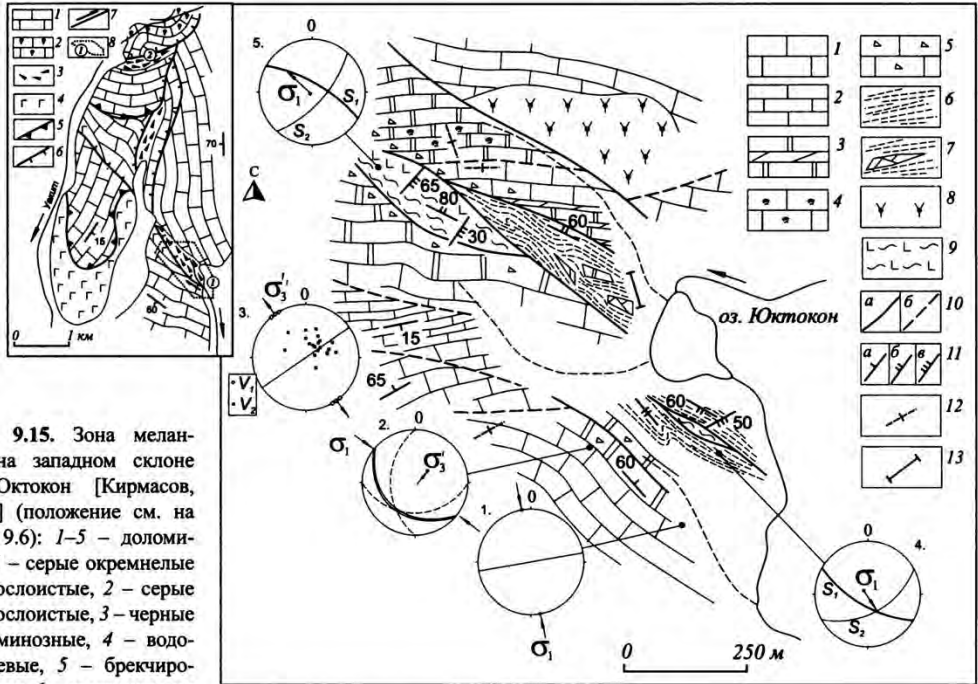


Рис. 9.15. Зона меланжа на западном склоне г. Юктокон [Кирмасов, 2005] (положение см. на рис. 9.6): 1–5 – доломиты: 1 – серые кремнистые грубослоистые, 2 – серые тонкослоистые, 3 – черные битуминозные, 4 – водорослевые, 5 – брекчированные; 6 – тектониты по глинистым доломитам (милониты); 7 – глыбовый карбонатный меланж; 8 – граносиениты; 9 – милониты по габброидам и базальтоидам; 10 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 11 – элементы залегания: а – слоистости, б – сланцеватости (рассланцевания и полосчатости), в – кливажа пloidчатости по сланцеватости; 12 – элементы залегания отдельности; 13 – линия разреза (см. рис. 9.16, А). На сферических диаграммах в проекции на нижнюю полусферу показаны ориентировки структурных элементов и осей сжатия (σ_1)–растяжения (σ_2 ; пояснения в тексте). На врезке – геологическая схема Уакит–Юктоконского водораздела: 1, 2 – юктоконская свита: 1 – доломиты, в том числе водорослевые, тонко- и грубослоистые (поздний девон?), 2 – археоциатовые известняки; 3 – зоны карбонатного меланжа; 4 – габброиды бирамьинского комплекса; 5–7 – разрывные нарушения: 5 – надвиги и взбросо-надвиги, 6 – взбросы; 7 – сдвиги; 8 – участок детальных исследований (1 – рис. 9.15; 2 – рис. 9.16, Ж).

Катаклазиты и тектонические брекчии маркируют вытянутые вдоль простирания Дулешминского массива зоны взбросо-надвигов (см. рис. 9.6, 9.14, А), реже отмечаются в виде нечетко обособленных геологических тел в различных частях грубослоистых карбонатных пачек.

Для карбонатных меланжей характерна высокая степень тектонизации пород, вплоть до образования милонитов. В составе меланжей помимо крупных глыб карбонатных пород отмечаются тектонические клинья и линзы милонитизированных долеритов суховского комплекса, а также карбонатные брекчии. Последние частично сформировались за счет взламывания, брекчирования прослоев доломитов в тонкослоистой глинисто-доломитовой толще. В результате вторичной перекристаллизации карбонатов двухкомпонентное (матрикс–глыбы) строение меланжированных карбонатных пород сохраняется в виде реликтов.

Тектониты по карбонатным породам приурочены к внутриформационным надвигам и взбросо-надвигам (тектонические брекчии Дулешминского массива, см. рис. 9.14), сдвиго-надвигам (меланжи в зоне Тале–Юктоконского разлома, см. рис. 9.15), взбросам, ограничивающим Уакитский прогиб с севера. В структурной эволюции

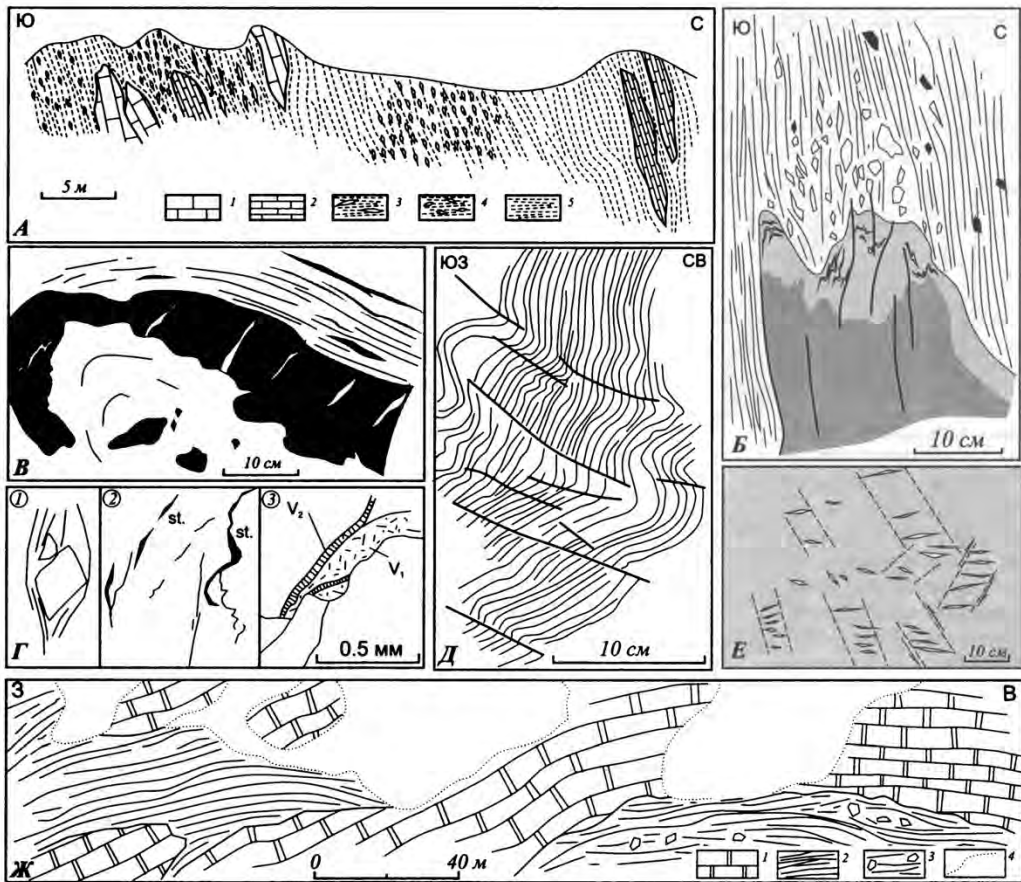


Рис. 9.16. Структуры и структурные парагенезы в породах зоны меланжа [Кирмасов, 2005]: *А* – структурный разрез; *Б, В, Д–Ж* – рисунки по фотографиям, *Г* – рисунки по микрофотографиям. *А* – фрагмент разреза через зону меланжа (см. рис. 9.15): 1, 2 – глыбы серых грубослоистых (1) и темных битуминозных тонкослоистых (2) доломитов; 3, 4 – карбонатные брекчии глыбовые (3) и дресвяные (4); 5 – милониты. *Б* – фрагмент будины темных битуминозных доломитов с пигматитовыми карбонатными жилами и перемещенными в тени давления мелкими обломками. *В* – прослой черных битуминозных доломитов, погруженный в тектонизированный матрикс глинистых доломитов; прослой смят в складку, будинирован, разбит кварц-карбонатными, в том числе деформированными жилами. *Г* – деформационно-химические структурные парагенезы (1 – начальные стадии растворения, 2 – крупные стилолитовые швы, 3 – волокнистые кальцитовые жилы (V_2), наложенные на перекристаллизованные жилы (V_1)). *Д* – макрокливаж плейчатости по милонитизированным габброидам сувовского комплекса. *Е* – системы кулисных кварц-карбонатных жил в грубослоистых доломитах. *Ж* – разрез зоны карбонатного меланжа на северозападном склоне г. Юктокан (см. 2 на врезке к рис. 9.15, а также рис. 9.6): 1 – крупные глыбы серых грубослоистых доломитов; 2, 3 – карбонатные милониты (2) и глыбовые брекчии (3); 4 – границы коренных выходов.

карбонатного комплекса выделяется ранний, додеформационный этап, связанный с образованием мономиктовых внутриформационных карбонатных эндоолистостромов с признаками меридионального направления перемещения материала. Деформация карбонатного комплекса характеризуется полистадийной (полиэтапной?) структурной эволюцией. Наряду со структурными парагенезами, сформировавшимися в обстановке ВСВ-3Ю3–субширотного сжатия, фиксируются наложенные структуры, связанные с более поздними обстановками СЗ-ЮВ (ССЗ-ЮЮВ) сжатия.

Наиболее интенсивные деформации приурочены к карбонатным меланжам зоны Тале-Юоктоконского сдвига-надвига (см. рис. 9.15), где наблюдается постепенный латеральный переход от брекчированных, разбитых кварцевыми и кварц-кальцитовыми жилами доломитов второй подсвиты юктоконской свиты к сильно тектонизированным карбонатным сланцам, содержащим линзы милонитизированных долеритов и базальтов бирамьинского комплекса.

В грубослоистых доломитах западного блока фиксируются редкие стилолиты (см. диаграмму 1, рис. 9.15), повсеместно отмечаются сопряженные кулисные системы полового падающих к ЮЗ кварцевых и кварц-карбонатных жил (см. рис. 9.16, *E*, диаграмму 2, *V₁* на диаграмме 3 рис. 9.15). Деформация грубослоистых доломитов протекала в обстановке СЗ-ЮВ сжатия (см. диаграмму 2 на рис. 9.15) за счет образования минеральных жил, концентрирующихся в зонах, отстоящих одна от другой на расстояние нескольких сотен метров. Вблизи разлома количество минеральных жил увеличивается. Более поздние кварцевые жилы имеют СВ простирания (см. *V₂* на диаграмме 3 рис. 9.15).

В осевой части разломной зоны в рассланцованный карбонатный матрикс погружены сильно вытянутые глыбы массивных или тонкослоистых доломитов длиной до 10 м при мощности до 1–2 м (см. рис. 9.16, *A*, *B*). Тектонические линзы аподолеритовых милонитов сформировались при деформации даек и силлов небольшой мощности, будинированных и «раздавленных» в зоне разлома. Видимая мощность зоны тектонитов вкрест простирания составляет около 150–200 м. Тектониты по карбонатным породам представлены тонкосланцеватыми слюдисто-алевритистыми доломитовыми сланцами (апокарбонатными милонитами), базальтоиды преобразованы в полевошпат-карбонат-хлоритовые сланцы с бластопорфирами актинолитизированных клинопироксенов (аподолеритовые милониты). Сланцеватость в милонитах смята в складки, формируя макрокливаж плейчатости (см. диаграммы 4, 5 рис. 9.15, рис. 9.16, *D*).

Наиболее интенсивно деформирована пачка ритмичного переслаивания глинисто-алевритистых и битуминозных пелитоморфных доломитов второй подсвиты. Выделяется ряд структур, характеризующих различные стадии деформационных преобразований пород (см. рис. 9.16, *A-E*): складчатые деформации (см. рис. 9.16, *B*) с последующим будинированием и растаскиванием обломков (см. рис. 9.16, *B*, *B*), милонитизация пород матрикса (глинисто-алевритистых доломитов) и отжатие материала в межбудинное пространство (см. рис. 9.16, *A*, *B*), наложение на милонитизированный рассланцованный матрикс мелких складок и кливажа плейчатости (см. рис. 9.16, *D*), поздние деформационно-химические структуры (стилолиты, «волоконистые» кальцитовые жилы, см. рис. 9.16, *Г*). По данным петроструктурного анализа, деформация карбонатов характеризуется регрессивной направленностью: дробление и рекристаллизация зерен карбонатов в зоне разлома, возникающие при высоких скоростях деформации, сменяются более «медленными» деформационно-химическими процессами растворения под давлением.

В зоне тектонитов помимо крупных будин и линз отмечаются также мономиктовые карбонатные валунные и дресвяные брекчии. Эти образования в ряде случаев могут быть отнесены как к деформированным в зоне разлома первично осадочным брекчиям, так и к тектонитам, развитым по пачкам тонкого переслаивания глинисто-алевритистых и битуминозных пелитоморфных доломитов.

К востоку от зоны тектонитов (см. врезку на рис. 9.15) доломиты юктоконской свиты имеют крутые падения с близмеридиональными простираниями, в породах наблюдается интенсивная складчатость. Меланж наложен на этот более ранний структурный план. Сланцеватость в матриксе меланжа ориентирована под острым углом к простиранию Тале-Юктоконского разлома: вероятно, это связано с праводвиговой кинематикой перемещения по разрыву. Кливаж плейчатости в тектонитах, сопряженные кулисные минеральные жилы и редкие стилолиты в грубослоистых доломитах образуют структурный парагенез, сформировавшийся в механической обстановке СЗ–ЮВ сжатия (см. диаграммы 1, 2, 4, 5 на рис. 9.15). Развитие наложенных структур и текстур по тектонитам в зоне меланжа происходило при «отмирании» разрыва на поздних стадиях единого цикла нагружения в обстановке СЗ–ЮВ сжатия.

Данный горизонт карбонатных меланжированных пород фрагментарно прослеживается к северу, на северо-западный склон г. Юктокон (см. врезку на рис. 9.15, рис. 9.16, Ж). Здесь мощность зоны меланжа не превышает 200 м. Простирание зоны близширотное – ВСВ, с пологими падениями к северу. Крупные (иногда до 10–15 м) глыбы темно-серых битуминозных доломитов погружены в ожелезненный милонитизированный матрикс, представленный тонкокристаллическими доломитами с глинисто-алевритовой примесью (до 5 %). В матриксе наблюдаются две генерации деформационных структур и текстур: ранние милонитовая сланцеватость и полосчатость, подчеркнутые планарными стилолитами, и наложенные мелкая складчатость и кливаж плейчатости. Общая структурная позиция (см. врезку на рис. 9.15) позволяет связывать данную зону с одним из опережающих Тале-Юктоконский разлом разрывных нарушений, а широкий разброс наложенных мелких складок и макрокливажа плейчатости свидетельствует о значительном перераспределении вещества в теле меланжа, обусловленном отжатием материала в тени давления крупных доломитовых глыб.

Таким образом, карбонатный комплекс выступает в качестве своеобразного маркера, деформационные преобразования которого протекали в общей динамической обстановке (обстановках), а латеральная структурная зональность является следствием неоднородного распределения напряжений в различных сегментах Уакитской зоны. На примере юктоконской свиты можно рассмотреть генетические аспекты структурообразования в карбонатных породах, отражающие различную реакцию пород на приложенные нагрузки в зависимости от динамики нагружения и положения в общей региональной структуре (рис. 9.17).

Зональность в породах карбонатного комплекса выражена различием структурно-текстурных преобразований, которые определяются характером динамического воздействия, зависящего, в свою очередь, от положения в тектонической структуре Уакитской зоны. В пределах Дулешминского массива в обстановке субширотного (в современных координатах) сжатия происходит образование складчато-надвиговой структуры массива, в которой основную роль играют зоны внутрiformационных срывов, катаклизитов и тектонических брекчий. Однозначно оценить временные взаимоотношения процессов тектонического брекчирования пород и формирования чешуйчатых внутрiformационных надвигов трудно: находясь в прямой зависимости от литологического состава пород, эти структуры развиты на разных интервалах разреза. На основании отдельных наблюдений можно предполагать, что брекчирование

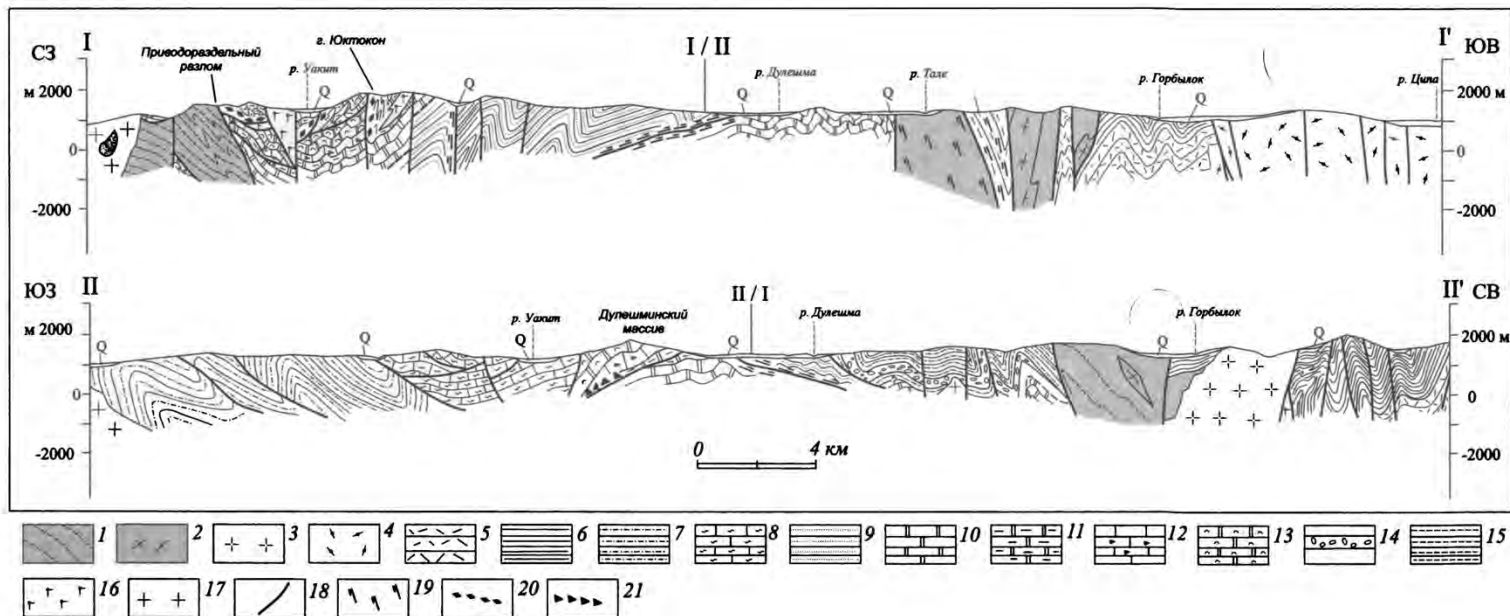


Рис. 9.17. Карбонатные толщи юктоконской свиты в складчато-надвиговой структуре Уакитской зоны [Кирмасов, 2005] (положение разрезов см. на рис. 9.6). 1–8 – рифей: 1 – келянская толща; 2 – граниты муйского комплекса; 3, 4 – гранитоиды (3), гранит-порфиры, субвулканические трахириолит-порфиры (4) жанокского комплекса; 5, 6 – вулканы (5) и терригенно-карбонатные породы (6) жанокской свиты; 7, 8 – терригенно-карбонатные отложения уакитской серии (7 – мухтунная, 8 – нерундинская свиты); 9 – конгломераты, песчаники, алевролиты сырыхской свиты (венд?); 10–13 – кембрийские карбонатные отложения юктоконской свиты: 10 – доломиты, брекчии первой подсвиты, 11 – доломиты, глинистые доломиты, карбонатные брекчии второй подсвиты, 12 – известняки, известковистые доломиты с археоциатами третьей подсвиты; 13 – доломиты четвертой подсвиты; 14, 15 – девонский (?) комплекс, санская серия: 14 – карбонатные конгломераты нижней санской свиты, 15 – карбонатно-полимиктовые песчаники верхней санской свиты; 16, 17 – позднепалеозойские интрузии: 16 – габброиды бирамьинского (суховского) комплекса, 17 – гранитоиды витимканского комплекса; 18 – разрывные нарушения; 19–21 – тектониты: 19 – милониты, 20 – зоны карбонатного меланжа, 21 – тектонические брекчии.

и катаклиз пород происходили позднее образования внутрiformационных срывов. В меньшей степени проявлены наложенные структуры иного деформационного плана, связанные с механическими обстановками СЗ(ССЗ)–ЮВ(ЮЮВ) сжатия. Такие структуры и структурные парагенезы (секущие слоистость стилолитовые швы, небольшие складки, макрокливаж плейчатости) отмечаются фрагментарно, преимущественно в зонах разрывных нарушений СВ простираения.

Зоны карбонатного меланжа распространены в северной части Уакитской зоны. Основная разгрузка напряжений происходит также за счет срыва и отслаивания карбонатных пластин, но здесь, в отличие от Дулешминского массива, структурные преобразования пород более глубокие. Важным фактором структурообразования является наличие зон разрывных нарушений со сдвиговой компонентой перемещения, вероятно, наследующих древние разломы основания. В зоне Тале-Юктоконского разлома после компрессионного раздавливания в обстановке СВ–ЮЗ сжатия фиксируются наложенные структуры, связанные с правосдвиговыми перемещениями по разлому в обстановке ССЗ–ЮЮВ сжатия.

С точки зрения модели структурных престроек, процесс деформации является последовательной сменой стадий упрочнения–разупрочнения в едином цикле нагружения (врезка на рис. 9.18). Применительно к карбонатным комплексам Уакитской зоны качественная схема соотношений механизмов и структурных уровней деформации показана на рис. 9.18.

Если проследить общий ход структурной эволюции Дулешминского массива (см. ряд I на рис. 9.18), то на начальных стадиях деформации формируются преимущественно механические структурные парагенезы – расслоенные объемы реагируют на приложенные напряжения формированием надвигов с перемещением по ним крупных тектонических пластин вышележащих более массивных однородных карбонатных толщ (см. стадию *C'* на рис. 9.18). Этот процесс мог протекать на самых ранних стадиях деформации карбонатного чехла или осуществляться на стадии изгиба (см. стадии *A–C* на рис. 9.18). Релаксационная работа по снятию приложенных напряжений на более поздних стадиях деформации при смятии сорванных пластин в складки (при достижении крутых падений на крыльях складок, см. стадию *D'* на рис. 9.18) выполняется при участии механизмов растворения под давлением и активном действии флюидов (см. *D'–E'* на рис. 9.18). В обломках тектонических брекчий фиксируются следы ранних деформационно-химических парагенезов (стилолитоподобные зоны растворения – карбонатные жилы, см. 1, *a* на рис. 9.18). Процесс брекчирования и катаклаза пород в РТ-условиях зеленосланцевой фации протекает, как правило, при активном участии флюидных потоков, возникающих из-за градиентов давлений в результате различных объемных эффектов при деформации. Одним из таких эффектов является механизм тектонического нагнетания [Файф и др., 1981; McCaig, 1988]. Действием подобного механизма можно объяснить структурные парагенезы, наблюдающиеся в тектонических брекчиях Дулешминского массива. При постепенном увеличении напряжений в зоне разрыва происходит релаксация напряжений за счет образования стилолитов механизмом растворения под давлением, при этом часть породного флюида вместе с растворенным в концентраторах напряжений веществом может выноситься из деформируемого объема или переоткладываться в приоткрывающихся трещинах (ста-

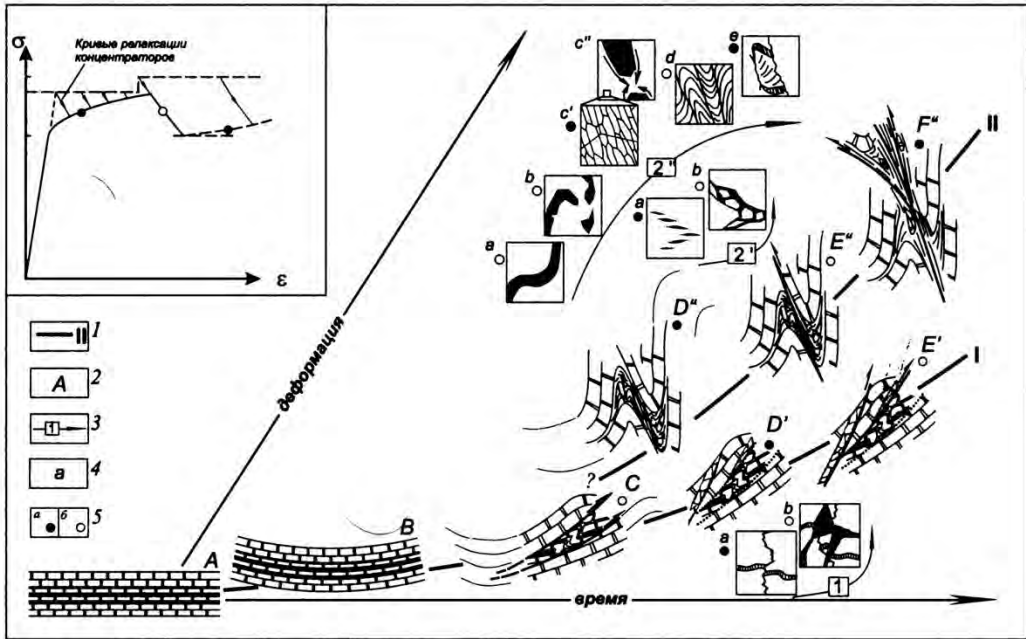


Рис. 9.18. Структурные парагенезы в карбонатных породах юктоконской свиты (пояснения в тексте). На врезке – фрагмент гипотетической кривой остаточной деформации геологической среды (ϵ – деформация, σ – напряжение) [Талицкий, 1994б]. 1 – ряды структурных парагенезов: I – Дулешминский массив, II – зоны Тале-Юктоконского и Приводораздельного разломов; 2 – стадии деформации; 3 – частные ряды структурных парагенезов, возникающие при образовании тектонических брекчий Дулешминского массива (1), катаклизитов (2') и меланжей (2'') зоны Тале-Юктоконского разлома; 4 – отдельные деформационные эпизоды; 5 – стадии деформации с упрочнением (а) и разупрочнением (б).

дия «пластичности» – упрочнения, см. 1, а на рис. 9.18). При увеличении скорости нагружения при подвижке по разрыву происходит брекчирование пород и, как следствие, падение давления флюида за счет дилатантного расширения при открытии трещин, по которым происходит движение флюида (стадия «хрупкой» деформации – разупрочнения, см. 1, б на рис. 9.18). После кристаллизации растворенного во флюиде минерального вещества в новом цикле нагружения брекчия выступает как двухкомпонентная порода, деформационные процессы в которой концентрируются в матриксе и протекают за счет его пластической деформации или перекристаллизации.

Качественный характер деформационной эволюции меланжированных карбонатных толщ показан на рис. 9.18 (ряд II). Предполагаемые ранние внутрiformационные срывы (см. стадию С на рис. 9.18) полностью затухают последующими процессами: формированием тесно сжатых складок над зоной разрывов фундамента (см. стадию D'' на рис. 9.18) с отжатием более пластичных тонкоритмичных доломитов второй подсвиты в замки складок. Образование меланжа по породам второй подсвиты начинается на этой стадии, достигая апогея при формировании крутопадающих вязких разрывов (см. E'' на рис. 9.18). Деформационная эволюция последних может приводить к выдавливанию милонитизированных и меланжированных карбонатов из зоны тектонического скучивания с формированием поздних надвигов по карбонат-

ным тектонитам(?) (см. F'' на рис. 9.18). В этом эволюционном ряду меланжи Тале-Юктоконского разлома (см. рис. 9.15) соответствуют стадии E'' .

Образование зон меланжа протекает за счет действия целого ряда механизмов, имеющих различное структурное выражение (см. рис. 9.16). В массивных грубослоистых доломитах деформация осуществляется образованием кулисных жил (упрочнение, см. $2'$, a на рис. 9.18), концентрация которых приводит к появлению зон тектонических брекчий (разупрочнение, см. $2'$, b на рис. 9.18). Для пород второй подсветы восстанавливается следующий ряд структурных парагенезов разных уровней: изгиб, раздавливание и будинаж более вязких прослоев (см. $2''$, a , b на рис. 9.18; уровень слоев, разупрочнение), милонитизация матрикса за счет его перекристаллизации (см. $2''$, c' на рис. 9.18; уровень зерен и агрегатов зерен, упрочнение) с одновременным перемещением материала в межбудинное пространство (см. $2''$, c'' на рис. 9.18; уровень слоев), смятие в складки рассланцованного милонитизированного карбонатного матрикса (см. $2''$, d на рис. 9.18; уровень слоев, разупрочнение), формирование деформационно-химических структурных парагенезов, включающих зоны растворения и переотложения карбонатов (см. $2''$, e на рис. 9.18; уровень зерен – агрегатов зерен, упрочнение).

Частные локальные ряды структурных парагенезов (см. 1, $2'$, $2''$ на рис. 9.18) существенно различаются по отношению к качественному параметру скорости релаксации. Подобные эволюционные ряды структурных парагенезов являются хорошей иллюстрацией процессов деформации с упрочнением и образования суперпозиционных структурных парагенезов. Если при формировании тектонических брекчий и катаклизитов (см. 1, $2'$ на рис. 9.18) стадия медленного «пластического» предразрушения (упрочнения) сменяется относительно быстрыми хрупкими деформациями с разупрочнением, то в эволюции меланжированных пород снятие приложенной нагрузки приводит к постепенному замедлению скорости процессов и отмиранию разрыва (см. $2''$ на рис. 9.18). Ряд $2''$ (см. рис. 9.18) соответствует деформации с упрочнением в зоне крупного разлома, при которой последовательная релаксационная работа деформационных механизмов разных структурных уровней приводит к локальным перестройкам структуры на фоне роста напряжений. При переходе деформации на новый структурный уровень происходит снижение напряжений в системе и увеличение скорости релаксации (стадии разупрочнения).

Отсутствие карбонатных меланжей в структуре Дулешминского массива объясняется его структурной позицией в теневой области деформации. Общая структура Уакитской зоны характеризуется, как было показано выше, мозаично-блоковым строением с широкими вариациями простираций складчатых и разрывных структур с преобладанием двух основных общебайкальских направлений – северо-восточного и северо-западного (см. рис. 9.6). Закономерности структурообразования определяются влиянием одного общего фактора – наличием относительно близко расположенного фундамента, разбитого разрывами на отдельные блоки. Нагружение системы приводит к активизации систем разрывов, которые, в свою очередь, определяют напряжения внутри блоков, и в итоге результирующее поле напряжений приобретает сложный интегральный характер. Дулешминский массив расположен над крупным блоком фундамента, тогда как зоны карбонатного меланжа тяготеют к крупным межблоковым структурам и зонам пересечения разломов двух направлений – СЗ (Тале-Юктоконс-

кий сдвига-надвиг) и ВСВ (Приводораздельная зона разломов и западный фланг Сырхской зоны разломов, трассирующийся телами габброидов). Маломощные (не более первых сотен метров) зоны карбонатных меланжей и милонитов разделяют блоки карбонатных пород, формируя мегаглыбовую структуру комплекса в северо-западной части Уакитской зоны (см. рис. 9.6, врезку на рис. 9.15).

Для карбонатных меланжей Уакитской зоны определяющим фактором (при близких РТ-параметрах и механических свойствах пород второй подсвиты юктоконской свиты) является действие структурных концентраторов уровня блоков: меланжи тяготеют к разломам между крупными тектоническими блоками (Тале-Юктоконский сдвиг) и отсутствуют в зонах ранних внутриформационных срывов и надвигов (Дулешминский массив). В каждой из обстановок деформация приводит к образованию суперпозиционных структурных парагенезов, связанных с последовательными структурными перестройками.

9.3.2. Компенсационные структурные парагенезы

Компенсационный характер тектонических деформаций с миграцией вещества из областей концентраторов сжимающих напряжений к концентраторам растягивающих проявлен на всех уровнях структурной организации и в разных динамических обстановках. Структурные парагенезы, сформированные компенсирующими друг друга структурами сжатия и растяжения, называются *компенсационными* [Талицкий, 1994а; Кирмасов и др., 2000]. В зависимости от РТ-условий деформаций, количества и состава флюида, условий нагружения компенсация может осуществляться различными механизмами.

В гл. 4–8 были рассмотрены примеры компенсационной организации тектонических деформаций и компенсационных структурных парагенезов: перемещение атомов и вакансий при диффузионной ползучести (см. рис. 4.13), процессы растворения под давлением при образовании деформационно-химических структурных парагенезов (см. разд. 4.6, кливаж ± минеральные жилы ± бороды нарастания, см. рис. 4.24, 5.10, 5.16, ж, 5.25, 5.44–5.46, 5.51), порфиروبласты (см. рис. 5.55, 5.57), порфирокластические системы (см. фиг. 5.4, вклейка, рис. 5.74), объемно-массовые эффекты при образовании кинк-бандов (см. рис. 6.10, 6.11) и будинаже (см. рис. 6.22, 6.26), в замках складок (см. рис. 5.41, 7.33, 7.35–37, 7.43, 7.44), у окончаний даек и разрывов (см. рис. 8.10, 8.17).

Подобные компенсационные процессы протекают также в крупных тектонических зонах, где компенсация происходит на уровне блоков и ансамблей блоков. При изучении структурной эволюции Келяно-Иракиндинской зоны (Северное Забайкалье, разд. 9.2, см. рис. 9.2–4) [Кирмасов и др., 2000] наиболее достоверно положение оси регионального сжатия определяется для палеозойского этапа сжатия D_3 (СВ–ЮЗ в современных координатах), в течение которого происходили складчатые деформации постаккреционного позднерифейско-кембрийского терригенно-карбонатного комплекса.

Изучение структурных парагенезов этого палеозойского деформационного этапа свидетельствует, что в процессе прогрессирующей деформации была подготовлена блоковая структура, использующаяся на заключительных стадиях этого этапа, когда деформация осуществлялась уже посредством перемещений блоков. Схема таких перемещений, построенная на основе кинематического анализа разрывных нарушений,

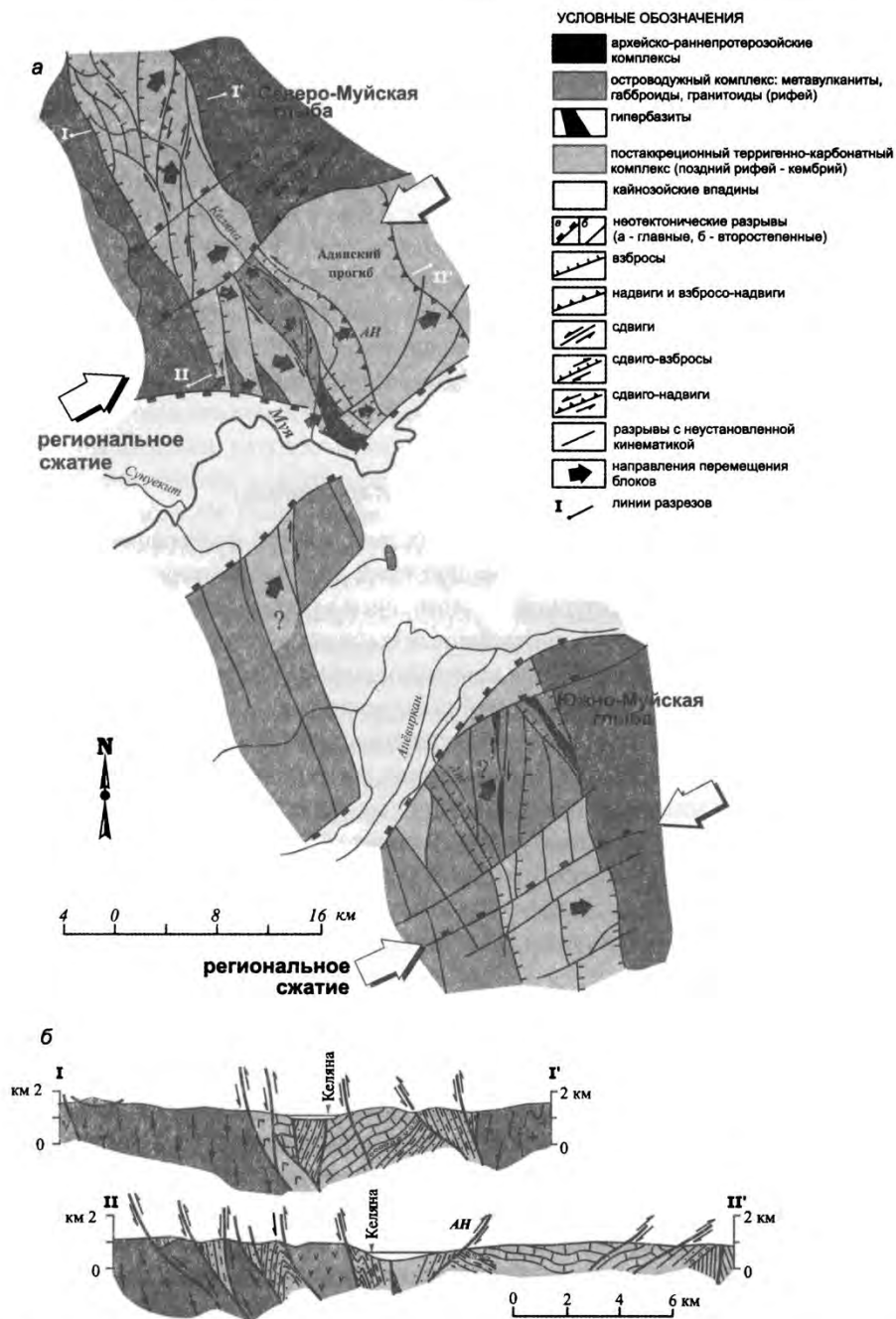


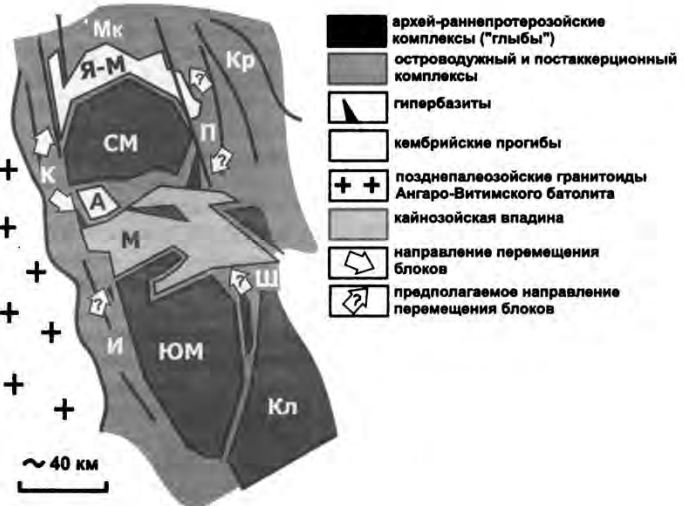
Рис. 9.19. Направление перемещения блоков, восстановленное на основе проведенного кинематического анализа в пределах Келяно-Иркиндинской зоны Северного Забайкалья (*а*) [Жирмасов и др., 2000]. Кинематический тип разрывов зависит от положения в структуре зоны: правосдвиговый – к северу от Аиктинского выступа, внутри Муйской впадины и в северо-западном обрамлении Южно-Муйской глыбы, левосдвиговый – к югу от Аиктинского выступа (АН – Адьянский надвиг). На рис. (*б*) показаны геологические разрезы к северу (I-I') и к югу (II-II') от Аиктинского выступа.

приведена на рис. 9.19. Анализ этой схемы показал, что кинематика перемещений блоков по разрывам на палеозойском этапе тектогенеза контролировалась крупными внешними неоднородностями строения Келяно-Иракиндинской зоны.

Муйская глыба, представляющая собой в структуре пояса крупную неоднородность, разделяется на две части одноименной кайнозойской рифтовой впадины, которая наследует, по крайней мере частично, древнюю зону погруженной части глыбы, существовавшую в позднем докембрии (Парамский трог) и, возможно, в кембрии (Адянский прогиб). В процессе деформации в обстановке СВ–ЮЗ сжатия тектонические блоки перемещались от концентраторов сжимающих к концентраторам растягивающих напряжений (см. рис. 9.19). В структуре западного обрамления Муйской глыбы естественным концентратором растягивающих напряжений является погруженная часть глыбы (Адянский прогиб). Аиктинский структурный выступ к северу от него можно рассматривать в качестве концентратора сжимающих напряжений. В процессе деформации происходит отжимание вещества к северу от Аиктинского выступа в сторону глобальной «тени давления» – Янгудо-Мамаканского прогиба (рис. 9.20); такое же отжимание вещества наблюдается к югу от Аиктинского выступа – в сторону Адянского прогиба (см. рис. 9.19). При этом в пределах последнего разрывы, и в том числе Адянский взбросо-надвиг, в отличие от большинства разрывов в западном обрамлении глыбы, приобретают восточную вергентность и характеризуются более пологими падениями поверхностей сместителей.

Таким образом, в западном обрамлении Муйской глыбы в присутствии естественных концентраторов сжимающих (Аиктинский выступ) и растягивающих (Адянский прогиб) напряжений происходит образование структурного парагенеза, включающего ансамбль тектонических блоков и разделяющие их разрывы различной кинематики. Этот парагенез характеризуется продольным перемещением блоков в условиях градиента напряжений между концентраторами, что способствует перераспределению вещества, приводящему к сглаживанию неоднородностей. Кинематика разрывов зависит от их структурной позиции по отношению к крупным региональным неоднородностям.

Рис. 9.20. Принципиальная схема перемещения ансамблей блоков из областей концентраторов напряжений (выступов) в области тектонических «кубежищ» в обрамлении Северо- и Южно-Муйской глыб, Северное Забайкалье. Буквами на схеме обозначены архейские блоки («глыбы»): Южно-Муйский (ЮМ), Северо-Муйский (СМ), Каларский (Кл); структурно-формационные зоны: Келянская (К), Иракиндинская (И), Мамаканская (Мк), Парамская (П), Шаманская (Ш), Каралонская (Кр); кембрийские прогибы: Янгудо-Мамаканский (Я-М), Адянский (А); Муйская (М) кайнозойская рифтовая впадина.



* * *

При образовании деформационно-магматических структурных парагенезов могут доминировать магматические или деформационные процессы. С одной стороны, горячие магматические расплавы приводят к разогреву пород рамы, к увеличению их пластичности и структурной переработке под действием внедряющейся магмы. С другой стороны, при внедрении магматических интрузий на фоне активного динамического воздействия продвижение расплавов происходит в компенсационных полосках, или тенях давления.

Анализ размещения и морфологии интрузивных массивов часто свидетельствует о синдеформационных магматических процессах. Например, в Кольской части Балтийского щита базитовые дайки тяготеют к борту Кильдинского грабена, и в то же

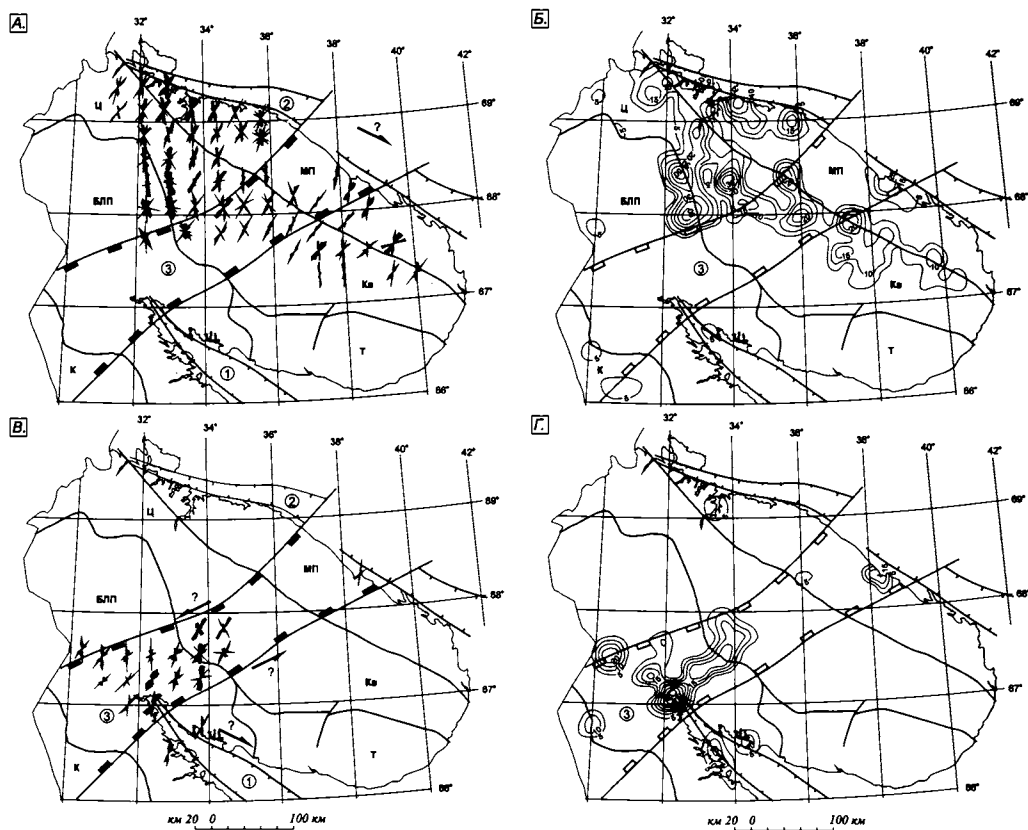


Рис. 9.21. Рифтогенные структуры и магматические комплексы рифейского(?)—среднепалеозойского этапов развития северо-восточной части Балтийского щита (деформационно-магматические(?) структурные парагенезы). Главные раннедокембрийские структурно-тектонические области: МП – Мурманский пояс, Ц – Центрально-Кольский блок, Кв – Кейвский блок, Т – Терский блок; К – Карельский кратон; БЛП – Беломорско-Лапландский пояс. 1, 2 – рифейские авлакогены, активизированные в среднем палеозое: Кандалакшский (1), Кильдинский (2); 3 – Хибинско-Ботническая зона. Схемы роз-диаграмм простираний (А) и плотностей (Б) даек основного состава рифейского(?) возраста, то же, соответственно, для ранне-среднепалеозойских щелочных даек (В и Г). Розы-диаграммы и значения плотностей построены скользящим окном с радиусом 15 км (дайковые комплексы по «Карте геологических образований платформенного этапа развития Карело-Кольского региона», Л.И. Увадьев, 1989 г.).

время они широко распространены в центральной части Кольского полуострова. В размещении щелочных даек устанавливается приуроченность к Хибинско-Ботнической линейной зоне СВ простирания, а также к бортам Кандалакшского рифта (рис. 9.21). Анализ простираний как долеритовых, так и щелочных даек показывает, что в обоих случаях их простирания не конформны рифтогенным структурам. Вне зависимости от того, к какому временному интервалу относить дайки баренцевоморского пояса (рифей-венд? ранний-средний палеозой?), они не соответствуют линейным синрифтовым дайковым поясам, и подавляющее большинство даек ориентировано ортогонально или косо к ограничению рифта. Такой структурный рисунок больше соответствует косому раскрытию рифта (рифейскому?) с правосдвиговой составляющей, такая же правосдвиговая составляющая устанавливается по ориентировке даек в обрамлении Кандалакшского рифта. Явный разброс простираний даек в области Ботническо-Хибинской зоны (см. рис. 9.21, В) может свидетельствовать о куполообразном воздымании центральной части Кольского полуострова в среднем палеозое.

Магматические расплавы интрузивных массивов компенсируют (выполняют) структуры растяжения, и в ряде случаев могут выступать как частный пример компенсационного типа структурных парагенезов (рис. 9.22).

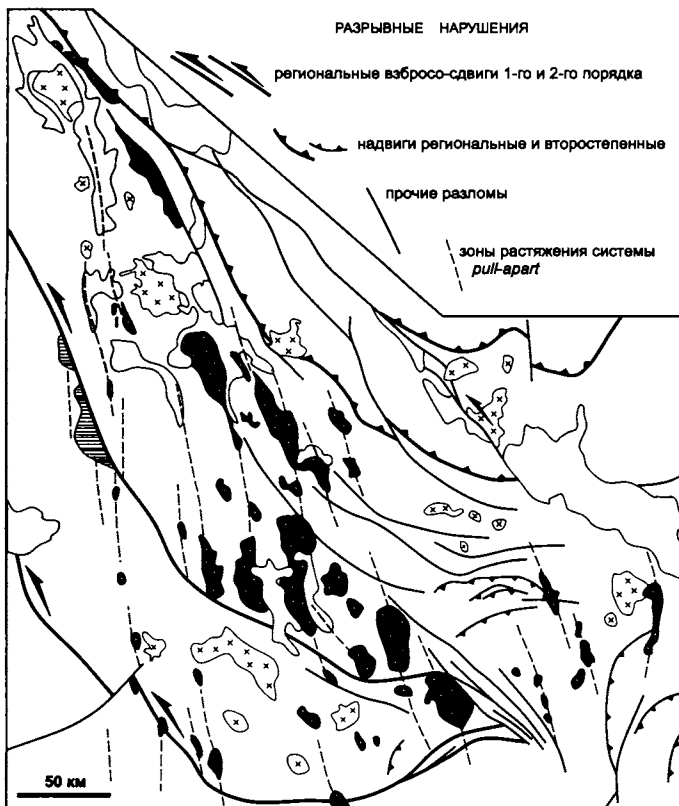


Рис. 9.22. Система зон растяжения типа *pull-apart* (сдвиго-раздвиги) в Центрально-Колымском районе, деформационно-магматические и деформационно-осадочные структурные парагенезы. По [Константиновский, 2007] с изменениями и упрощениями.

9.3.3. Прогрессивные и регрессивные ряды структурных парагенезов

Структурообразование протекает на фоне изменения РТ-условий. По аналогии с метаморфизмом можно выделять *прогрессивные* и *регрессивные ряды структурных парагенезов* – последовательность структур одного деформационного этапа, образующихся на фоне изменения РТ-условий (увеличения и уменьшения температур и давлений, соответственно). Прогрессивные ряды запечатлены в латеральной изменчивости структур в областях зонального метаморфизма. На фоне снижения температур и давлений формируются регрессивные ряды структурных парагенезов. Часто их можно наблюдать в тектонически переработанных зонах с диафоритами, в том числе – в зонах глубинных срывов, в процессе эволюции постепенно выведенных к поверхности [Кирмасов и др., 2004].

Подобный регрессивный ряд структурных парагенезов был установлен при изучении эволюции Андриановского шва (Срединный хребет, Камчатка, рис. 9.23). В строении автохтона отмечается структурно-метаморфическая зональность, выраженная увеличением степени метаморфизма с востока на запад. Гнейсы и мигматиты колпаковской серии практически не затронуты наложенными ретроградными метаморфическими процессами и характеризуются по отношению к образованиям камчатской серии дискордантной внутренней структурой. Деформационные преобразования сконцентрированы в породах камчатской серии (см. рис. 9.23, А), в зоне пластичного сброса с ретроградной направленностью метаморфической эволюции – от наиболее ранних гранат-ставролит-биотитовых минеральных парагенезисов к биотит-хлорит-мусковитовым низкотемпературным ассоциациям. На первой стадии (D^1) формируется сланцеватость, SC-тектониты, метаморфическая и милонитовая полосчатость (S_1), синкинематические порфиروبласты. Вторая стадия (D^2) характеризуется развитием складок и флексур, смятием ранних деформационных текстур и формированием кливажа плейчатости (S_2). На крыльях складок в зонах срывов образуются кварцевые жилы, впоследствии сминающиеся в складки, испытывающие расплющивание с появлением новообразованной кварцево-жильной полосчатости. На наиболее поздней третьей стадии (D^3) формируются кинкбанды, складки, кливаж плейчатости (S_3). Заключительные эпизоды структурной эволюции ($D^{4?}$) отражены в образовании деформационно-химических структурных парагенезов в милонитах (стилолиты (S_4), «волоконистые» кальцитовые жилы). Таким образом, образования камчатской серии представляют собой зону тектонитов, в составе которой присутствуют породы разной степени тектонической переработки – от фрагментов с хорошо сохранившимися ранними деформационно-метаморфическими структурными парагенезисами до испытавших полную переработку тектонитов (милонитов) с реликтами ранних порфиروبластов граната, ставролита, биотита. Наиболее сильно процессы диафореза, сопровождающиеся окварцеванием, проявляются на северном фланге разлома. В целом мощность зоны пластичного сброса в кровле камчатской серии достигает первых сотен метров.

Параавтохтон, представленный породами хозгонской свиты, залегает в виде тектонического клина между образованиями андриановской и ирунейской свит (см. рис. 9.23, Б). В структуре хозгонского клина фиксируется два события: первое – образование раннего сокливажного парагенеза; второе – на позднем этапе, возможно, при

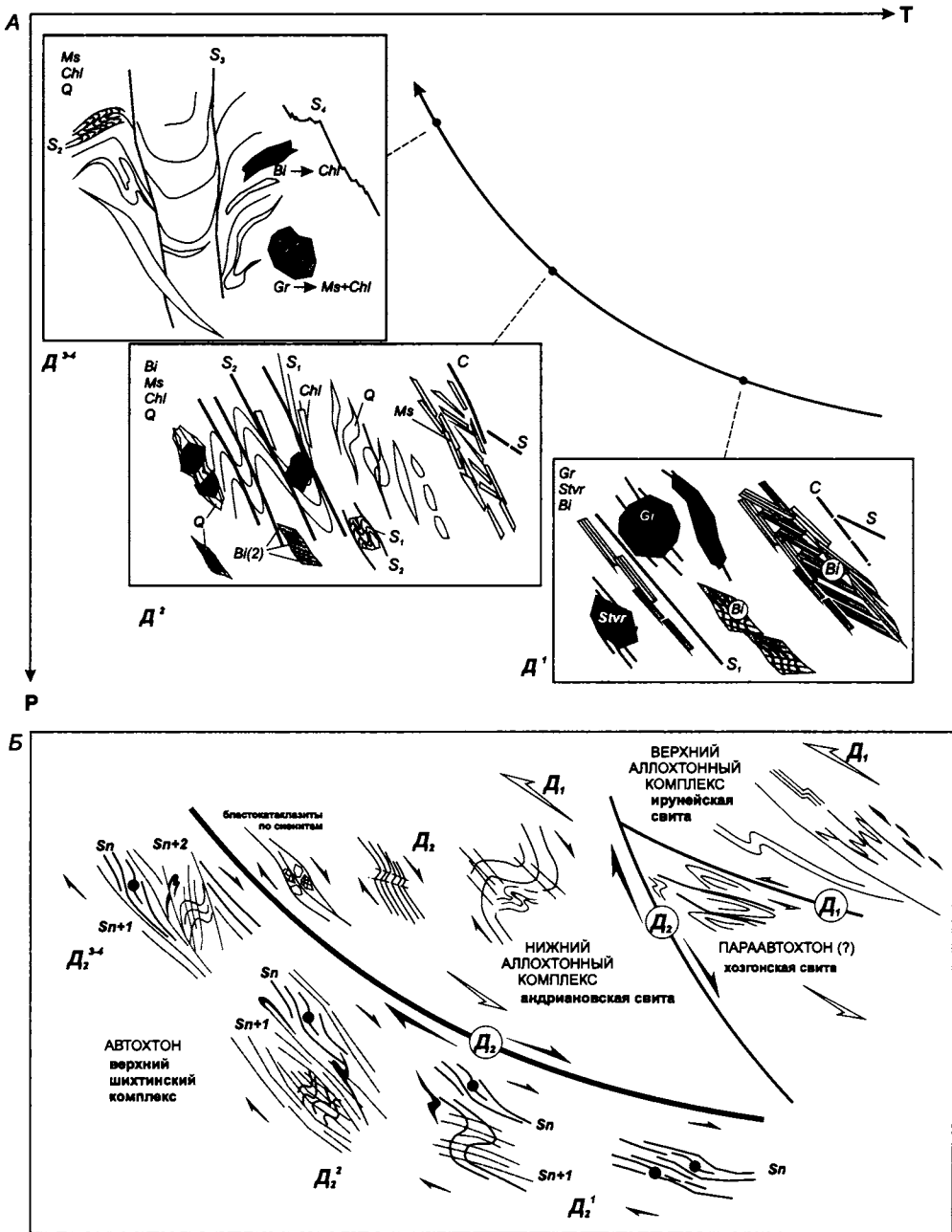


Рис. 9.23. Стадийность структурообразования в породах камчатской серии (А) и принципиальная модель структурной эволюции Андриановского шва на коллизийном (D_1) и постколлизийном (D_2) этапах (Б) [Кирмасов и др., 2004]. Пояснения в тексте. D_n – этапы, D^n – стадии деформации. Индексами минералов показаны минеральные ассоциации: *Gr* – гранат, *Bi* – биотит, *Stvr* – ставролит, *Q* – кварц, *Ms* – мусковит, *Chl* – хлорит. *S*, *C* – ориентировка сланцеватости в *SC*-тектонитах, S_{1-4} – генерации плоскостных текстур (1 – ранняя сланцеватость, метаморфическая и милонитовая полосчатость, 2 – кливаж плейчатости, 3 – кливаж плейчатости, наложенный на милонитовую и кварцево-жильную полосчатость, 4 – стилолиты).

сбросовых перемещениях по раннему кливажу формируются наложенные складки восточной вергентности.

Кинематический анализ показывает, что в породах нижнего аллохтонного комплекса (андриановская свита) часть структур сформировалась при западном направлении тектонического транспорта, по восстанию пород (см. рис. 9.23, Б). В меньшей степени развиты структуры и структурные парагенезы, которые являются кинематическими индикаторами сбросовых перемещений. Таким образом, можно предполагать формирование структур андриановской свиты в течение двух деформационных этапов – первого, связанного с надвигообразованием, и второго, соответствующего обстановке растяжения.

Верхний аллохтонный комплекс представлен ирунейской свитой с преимущественным развитием структур, свидетельствующих о западном направлении тектонического транспорта при надвигообразовании (см. рис. 9.23, Б).

Общий сценарий структурной эволюции представляется следующим образом. Ранний этап (D_1) характеризуется компрессионными обстановками, связанными с коллизионным надвигообразованием, за счет которого происходит тектоническое совмещение комплексов (см. рис. 9.23, Б). Структуры и структурные парагенезы в породах андриановской и ирунейской тектонической пластин, зажато между ними тектонического клина хозгонской свиты, отражают разные уровни глубинности (и соответственно различные РТ-условия) структурообразования. В метапелитах камчатской серии структуры раннего этапа проградного метаморфизма полностью переработаны в результате наложенных процессов, возможно, сохранившись лишь фрагментарно. Синколлизионный метаморфизм глубинных уровней сопровождается мигматизацией пород и гранитообразованием, в современной структуре проявленными в прилегающих к центральной части Срединного массива образованиях коллаковской серии.

В течение постколлизионного этапа в обстановке растяжения происходит формирование пластичного сброса, охватывающего на изученном сегменте Андриановского шва большую часть камчатской серии (см. рис. 9.23, Б). В зоне разрыва сосредоточены деформационные структуры, кинематическая интерпретация которых свидетельствует о сбросовой кинематике перемещения на фоне снижения РТ-параметров, отражающих полистадийный характер структурной эволюции пород камчатской серии при их тектоническом выведении к поверхности. В меньшей степени структуры постколлизионного растяжения проявлены в андриановской пластине и, возможно, в породах хозгонской свиты. В верхней части тектонического пакета (ирунейская пластина) преимущественно развиты хрупкие субвертикальные сбросы.

Для ранних, надвиговых событий, отраженных в структуре аллохтона, фиксируется левосдвиговая составляющая, для поздних, сбросовых движений характерно наличие правосдвиговой компоненты, возможно, даже преобладающей на поздних стадиях эволюции зоны.

Таким образом, на основании структурных исследований в эволюции Андриановского шва выделено два этапа: *коллизионный и постколлизионный*. Формирование надвига западной вергентности в зоне Андриановского шва связано с компрессионной обстановкой, обусловленной коллизией меловой островной дуги с северо-восточной окраиной Евразии в позднем палеоцене – начале эоцена [Константиновская, 2002] (рис. 9.24 А, Б).

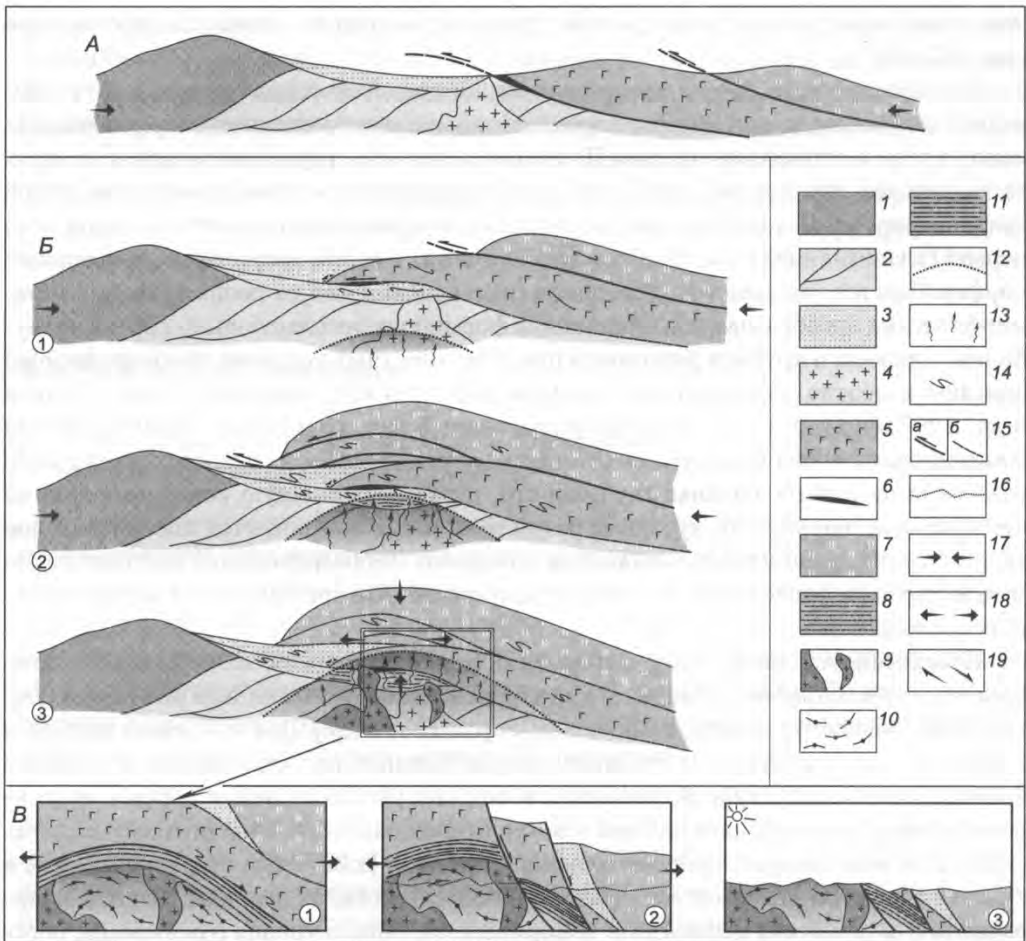


Рис. 9.24. Схема тектонической эволюции Андриановского шва (вне масштаба, пояснения в тексте [Кирмасов и др., 2004]). *А* – предколлизия (~ 60 млн лет назад); *Б* – коллизия (~ 55–52 млн лет назад); *В* – постколлизия (после 52 млн лет назад). 1 – гетерогенные комплексы северо-восточной окраины Евразии; 2 – терригенные комплексы аккреционной призмы; 3 – осадочный чехол аккреционной призмы; 4 – граниты крутогорского комплекса; 5 – образования андриановской свиты; 6 – базиты и гипербазиты; 7 – отложения ириунейской свиты; 8 – сланцы камчатской серии; 9 – синкинематические граниты; 10 – гнейсы колпаковской серии (только для схемы *В*), 11 – милониты по породам камчатской серии в зоне пластичного сброса (только для схемы *В*); 12 – метаморфический фронт; 13 – мигматизация, гранитизация; 14 – складки; 15 – разрывы (*а* – активные, *б* – неактивные); 16 – уровень современного эрозионного среза (для схемы *В*, 2); 17–19 – динамические обстановки: 17 – сжатие, 18 – растяжение, 19 – сдвиг.

После 55 млн лет назад начинается быстрое надвигание окраинноморских и островодужных пластин на гетерогенные образования окраины (см. рис. 9.24, *Б*), комплексы окраины и нижняя аллохтонная пластина подвергаются метаморфизму, пик (анатексис) которого приходится на 52 млн лет. В это же время происходит внедрение пегматитов и гранитов.

На постколлизии происходит растяжение и выведение к поверхности высокометаморфизованных комплексов Срединного хребта Камчатки, в результате

чего комплексы разной степени метаморфизма совмещены в современной структуре (рис. 9.24, В).

Зона пластичного сброса является главным свидетельством механизма тектонической денудации, за счет которого произошло выведение высокометаморфизованных пород в зоне Андриановского шва. Положение главного структурного шва на контакте камчатской серии и андриановской свиты определяется, главным образом, зоной сконцентрированных деформаций в основании Андриановской пластины. Структуры первой (коллизонной) стадии в породах камчатской серии отсутствуют, а вращение порфиробластов указывает на сбросовые перемещения уже на ранних стадиях метаморфических преобразований. Обстановки формирования пластичного сброса на глубинных уровнях и хрупких разломов в приповерхностных условиях наиболее хорошо описаны в модели эволюции метаморфических ядер кордильерского типа [Скляров и др., 1997 и др.]. Восстановленный регрессивный ряд структурных парагенезов для Андриановского шва хорошо соответствует вертикальной зональности структурообразования на разных уровнях глубинности, отражая различную реакцию пород на приложенные нагрузки. Полученные результаты не рассматриваются как однозначное свидетельство именно такого механизма выведения метаморфических комплексов, но модель метаморфических ядер может приниматься за отправную точку для дальнейших исследований.

Прогрессирующий характер деформаций в зоне пластичного сброса подтверждается многочисленными примерами структурной эволюции подобных зон [Lister, Davis; 1989; Vandenberg, Lister, 1996; Watson, Fujita, 1985 и др.]. Для зон вязких разрывов характерно многократное наложение деформационных преобразований при общей направленности структурной эволюции в сторону расплющивания пород и формирования проникающей плоскостной текстуры (сланцеватости, милонитовой полосчатости) с полной переработкой возникающих при этом складчатых структур. Смятие в складки сланцеватости и метаморфической полосчатости, их дальнейшее расплющивание за счет действия механизмов деформации зернового уровня (грануляция, перекристаллизация и др.) при значительных величинах деформации приводит к полному исчезновению этих ранних складок на фоне новообразованной сланцеватости, морфологически не отличимой от более ранней.

Качественное изменение происходит на менее глубинных уровнях при снижении температуры и давления. Образование складок приводит к упрочнению пород, но расплющивание новообразованных складок становится невозможным, поскольку внутризерновые деформационные механизмы в данных РТ-условиях уже не обладают достаточными релаксационными возможностями для снятия приложенной нагрузки. Более эффективным и энергетически выгодным в данных условиях является образование зон милонитов, в которых фрагменты ранних складок с кливажем плейчатости сохраняются в виде реликтов. Активная миграция флюида приводит к широкому развитию минеральных (в основном кварцевых) жил. Кварцево-жильная полосчатость, наряду с милонитовой, выступает в качестве главного структурного элемента, определяющего новообразованную расслоенность. Эволюция плоскостных текстур протекает при многократном смятии и последующем расплющивании жильной и милонитовой полосчатости до тех пор, пока деформируемый объем не достигает уровня глубин-

ности, при котором подобная цикличность структурообразования не обеспечивается внешними РТ-условиями. Действие механизмов растворения под давлением приводит к образованию наиболее поздних структур (грубых кливажных швов, стилолитов, планарных «волокистых» жил), и дальнейшая эволюция протекает за счет формирования хрупких сколов с образованием тектонических брекчий в зонах разрывов. Таким образом, одним из ведущих факторов структурных перестроек, определяющих стадийность деформации при образовании регрессивных рядов структурных парагенезов в зоне пластичного сброса, является изменение РТ-условий.

9.4. Некоторые следствия

9.4.1. Скорость тектонических деформаций и время формирования структур

Скорость тектонических деформаций не может быть оценена достаточно точно с использованием даже современного арсенала геохронологических методов. Методом геологических наблюдений длительность коллизионного структурообразования датируется промежутком между возрастом самых молодых пород, вовлеченных в деформации, и возрастом прорывающих складчатую толщу гранитоидов или перекрывающих постколлизионных комплексов. Для усредненных оценок в масштабе геологического времени длительность этапа коллизионного структурообразования составляет порядка первых миллионов – первых десятков(?) миллионов лет.

Датирование тектонических деформаций проводится с помощью определения возраста глинистых минералов кливажных зон [Kligfield et al., 1986] и тектонитов [Sherlock, Hetzel, 2001; Solum et al., 2005; Wang, Lu, 2000; Zhu et al., 2005; Zwingmann et al., 2004] с помощью современных методов изотопной геохронологии (К-Аг, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Rb-Sr и др.). Вместе с тем, чтобы оценить скорость коллизионных деформаций, нужно располагать данными не только о длительности процесса, но и о величине сокращения. В работе [Scharer et al., 2004] проведена оценка скорости сокращения Тяньшанско-Таримского форланда. Для оценки длительности деформаций был использован палеомагнитный метод, и скорость сокращения составила около 5 мм/год. Скорость коллизионного надвигообразования (Лесновский надвиг, Северная Камчатка), оцененная с помощью данных изотопной геохронологии, по порядку величины (см/год) близка скорости сближения плит в Тихоокеанском сегменте [Соловьев и др., 2001].

В целом, если рассматривать коллизионные пояса как структуры, деформации в которых релаксируют напряжения на коллизионных конвергентных границах, то скорость деформации в коллизионном поясе не может превышать величину первые миллиметры – первые сантиметры в год (т.е. скорость конвергенции литосферных плит). Однако если принять, что данное сокращение в разные периоды времени реализуется за счет деформации в более узких зонах (концентраторах деформаций), то скорость деформации сокращения на таком коротком базисе должна быть существенно выше и на несколько порядков превышает оценки скорости перемещения литосферных плит. Принцип совместимости деформаций и совместная работа концентраторов на-

пряжений сжатия и растяжения приводит к тому, что при значительно более высоких скоростях деформационных процессов на «низких» уровнях (зерен, агрегатов зерен и слоев) общая скорость деформации сокращения на более «высоких» уровнях (слоев, блоков) будет существенно ниже и должна приближаться к оценкам скорости перемещения плит. Соответственно, время формирования отдельных структур «низких» уровней должно быть существенно (на несколько порядков?) меньше, чем время формирования общей структуры коллизионных зон или поясов. Так, например, в присутствии водного кремнистого раствора микростилолиты на контактах кварцевых зерен образуются в лаборатории ($T=350^{\circ}\text{C}$, $\sigma_{\text{дифф.}}=50 \text{ МПа}$) всего за несколько недель [Gratier et al., 2005].

9.4.2. Масштабная шкала и скейлинговые числа

На уровне блоков и ансамблей блоков распределение деформаций подчиняется распределению напряжений на их границах и внутри них. При этом скольжение блоков по границам друг относительно друга и их поведение как некоторой цельной совокупности (с относительно небольшой внутренней деформацией, с той или иной компонентой вращения) представляет собой совершенно самостоятельный механизм, присущий только этому структурному уровню. Прекрасной иллюстрацией деформации уровня блоков являются основные положения тектоники плит. Действительно, представления о различных типах границ между плитами (блоками) и различных типах движений на этих границах позволяют увязать процессы, происходящие на удалении в сотни и тысячи километров друг от друга. С механической точки зрения, поведение ансамбля литосферных плит мало отличается от деформационного поведения ансамбля блоков любого другого масштаба.

При изучении масштабных свойств разрывов и серий разрывов (скейлинг-анализе) наиболее показательное свойство многих популяций разрывов состоит в степенной зависимости числа разрывов от их протяженности:

$$N = aS^{-D},$$

где S – длина (амплитуда) разрыва, N – число разрывов данной длины (амплитуды), a – коэффициент, зависящий от размера изученного образца (геологической карты), D – фрактальная размерность популяции разрывов данной длины. Само понятие *фрактальности* характеризует меру заполненности пространства (площади, линии) некоторым изучаемым признаком, в данном случае – разрывами. В математическом отношении это понятие связано с развитием теории отображений, множествами Мандельброта и др. [Mandelbrot, 1982]. Дробная размерность в принципе может варьировать: для одномерного образца – от 0 до 1, для двумерного – от 1 до 2, для трехмерного – от 2 до 3. Результаты измерений по разработанным методикам изображаются в виде графиков в логарифмическом масштабе зависимостей $\log N - \log S$ и др. В случае устойчивого распределения получается идеальная прямая линия, наклон которой определяется коэффициентом фрактальности. Более высокие значения D означают большую составляющую разрывов малого размера в популяции.

Результаты изучения размерности популяций использовались в разных областях: для проверки моделей роста разрывов или сравнения фрактальной размерности со-

вокупности разрывов в разных регионах [Шерман, Гладков, 1997; Sherman, Gladkov, 1999]. В практическом применении наблюдения ограниченной части популяции разрывов использовались для предсказания числа ненаблюдаемых разрывов на той же площади с целью оценки их вероятного влияния на продуцирование углеводородов. Именно нефтяная геология и геофизика являются главными заказчиками исследования фрактальных свойств популяций трещин и разрывов.

С другой стороны, иерархичность, соподчиненность масштабов разломных структур – следствия одного общего фактора, а именно – самоподобия блоковых структур, подтвержденного данными геофизики и геоморфологии [Садовский, Писаренко, 1991; Симонов, 1972]. Преобладающий размер блоковых структур в каждом объеме не произволен, а обладает дискретным шагом от 2 до 5, в зависимости от конкретных условий [Садовский и др., 1987]. Поскольку многие геологические процессы и явления происходят на границах блоков, в зонах разделяющих их разрывных нарушений, то подобная дискретность отражается в том числе в дискретном шаге расстояний между такими объектами.

Наиболее «интригующие» черты механического поведения ансамблей блоков установлены работами группы М.А. Садовского [Садовский, Писаренко, 1991], хотя сходные результаты получали многие исследователи. Первая черта – иерархичность отклика среды, представляющей многоуровневый блоковый ансамбль, на внешние воздействия. Вторая – своеобразная цикличность в деформационном поведении, когда периоды движения блоков или ансамблей по многочисленным границам («шевеление») сменяются периодами объединения блоков в относительно крупные жесткие ансамбли (блоки консолидации), которые или движутся как единое целое, или накапливают напряжения до некоторой предельной величины. После этого снова начинается «разваливание» системы на множество мелких блоков с новыми очертаниями – период «шевеления» [Галкин, 1997а, б].

Показано, что главные системы региональной делимости определяются мощностью литосферы [Симонов, 1972], и если мощность кратонной литосферы составляет около 200 км, то горизонтальные размеры литосферных блоков должны соответствовать примерно 300–400 км. Возможно, что размерность литосферных блоков определяется мощностью не всей литосферы, а только ее верхней хрупкоупругой части (при горизонтальных размерах блоков 150–200 км).

Подобный «шаг» устанавливается в размещении кимберлитовых полей (например на севере Восточно-Ев-

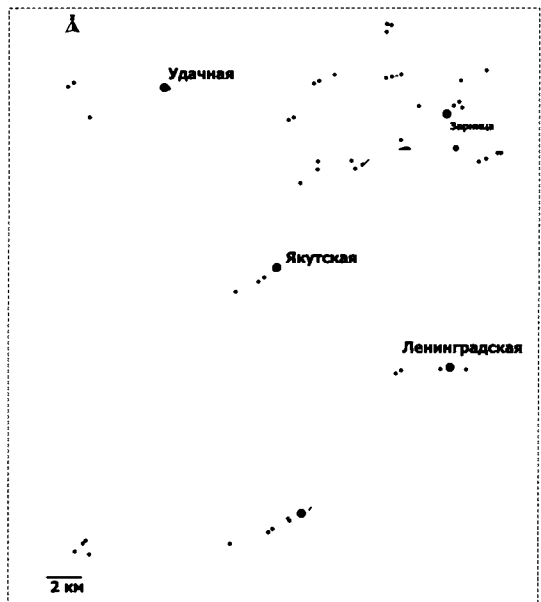


Рис. 9.25. Пространственная дискретность размещения кимберлитовых трубок Далдынского поля, Якутия.

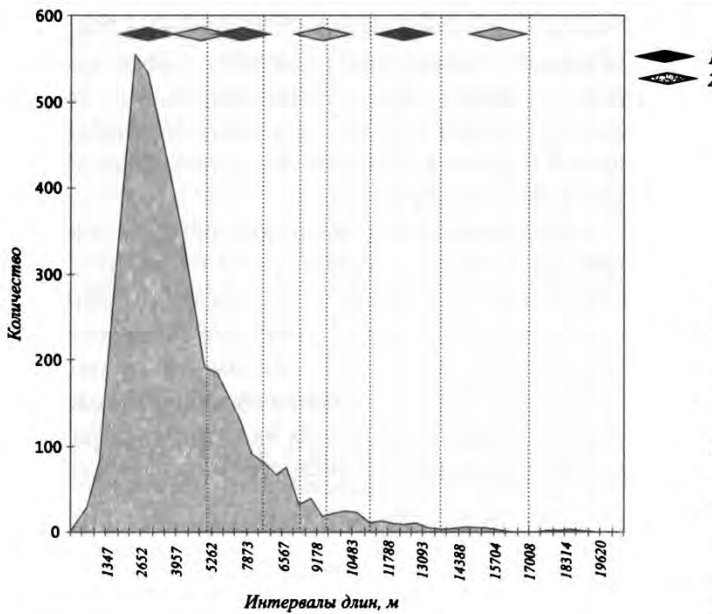


Рис. 9.26. Гистограмма частоты встречаемости длин морфолинеаментов и ее сопоставление со средними расстояниями между группами трубок Далдынского (1) и Алаkitского (2) полей.

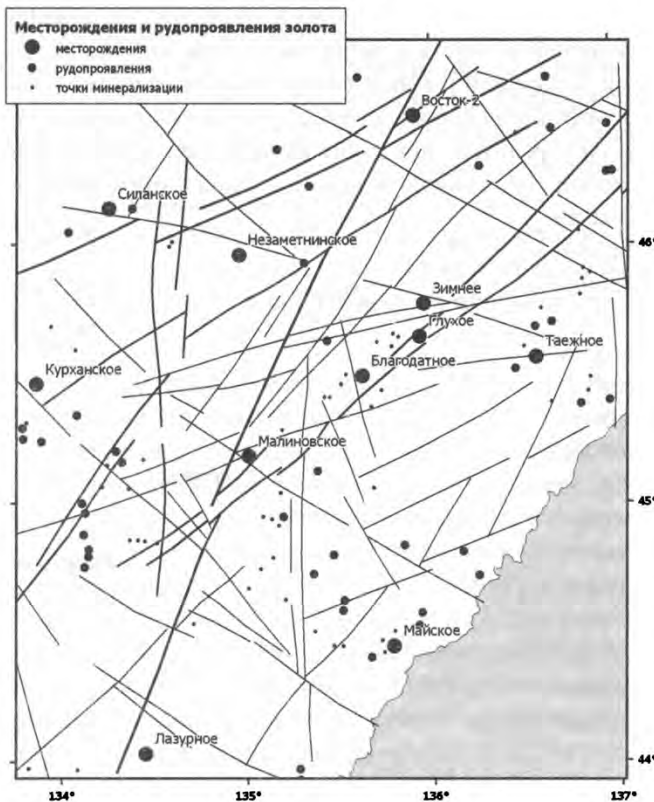


Рис. 9.27. Размещение золоторудных месторождений и проявлений вдоль разрывных межблоковых границ, Приморье.

ропейской платформы). Такая же дискретность (кластерность) наблюдается в пространственном распределении трубок внутри кимберлитовых полей. Для Далдынского и Алаkitского кимберлитовых полей (Якутия) небольшое (статистически недостоверное) количество объектов не позволяет точно оценить наиболее вероятные интервалы расстояний (x) между отдельными трубками и группами трубок, однако наиболее часто встречаемые расстояния можно оценить как 3, 5–6, 12 км (т.е. с шагом ~ 2 , рис. 9.25). Теоретически можно соотнести дискретность расположения трубок с линейными размерами блоков, к границам которых приурочены проявления кимберлитового магматизма. Для Алаkitского поля расстояния между группами трубок («размеры блоков») несколько отличаются, соответствуя 4–5, 8–10, 16 км (т.е. с шагом ~ 1.8 –2). Предполагается,

что такой масштабный коэффициент $K \approx 2$ отвечает показателю геометрической прогрессии (K равно от 2 до 5), характеризующему иерархическую последовательность преимущественных размеров блоковой делимости геологической среды [Садовский и др., 1987]. Расстояния между отдельными трубками и группами трубок в пределах полей обнаруживают взаимосвязи с длинами морфолинеаментов – разрабатываемыми современной гидросетью зонами платформенной трещиноватости (рис. 9.26).

Подобные закономерности в дискретности пространственного распределения в зависимости от размеров блоков в целом выдерживаются для многих месторождений полезных ископаемых, отражая давно эмпирически установленную закономерность их размещения в зонах пересечений разрывных нарушений с некоторым «шагом» (т.е. на границах блоков, рис. 9.27). Поскольку размеры блоков дискретны, то и шаг расстояний между месторождениями также характеризуется дискретностью.

9.4.3. Конвергенция морфологических признаков

Особенности структурообразования во многом зависят от типа структурных концентраторов. Вне зависимости от масштаба явлений, тип концентраторов (см. разд. 3.1, рис. 3.2) определяет структурный результат, приводя к конвергенции морфологических признаков структур. Действительно масштабно-инвариантных структур, которые могут быть проявлены одинаково на разных масштабных уровнях, не существует, но многие из структур обнаруживают тенденцию к очень широким вариациям разме-

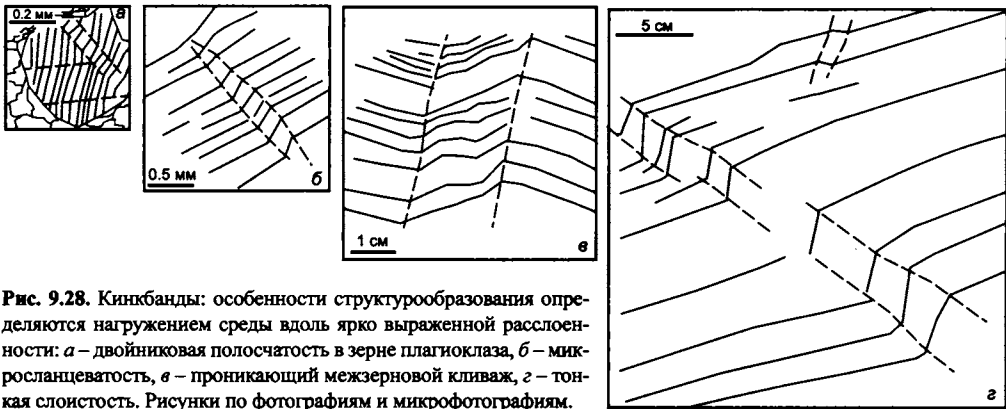


Рис. 9.28. Кинкбанды: особенности структурообразования определяются нагружением среды вдоль ярко выраженной расслоенности: *а* – двойниковая полосчатость в зерне плагиоклаза, *б* – микросланцеватость, *в* – проникающий межзерновой кливаж, *г* – тонкая слоистость. Рисунки по фотографиям и микрофотографиям.

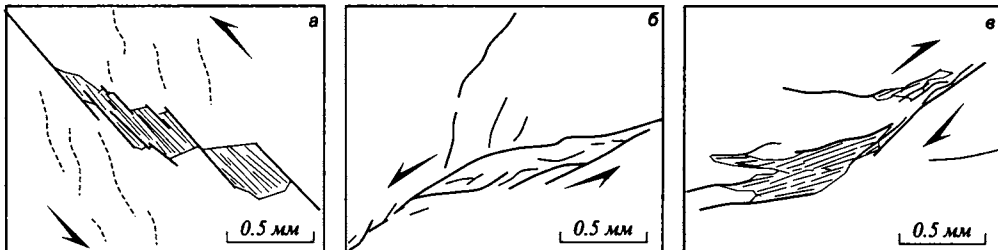


Рис. 9.29. Микросколовые парагенезы: *а* – дуплекс растяжения, или микро-«pull apart» (см. рис. 8.26, б, 8.27); *б* – дуплекс сжатия (см. рис. 8.26, а); *в* – расщепление сколовой трещины у ее окончания.

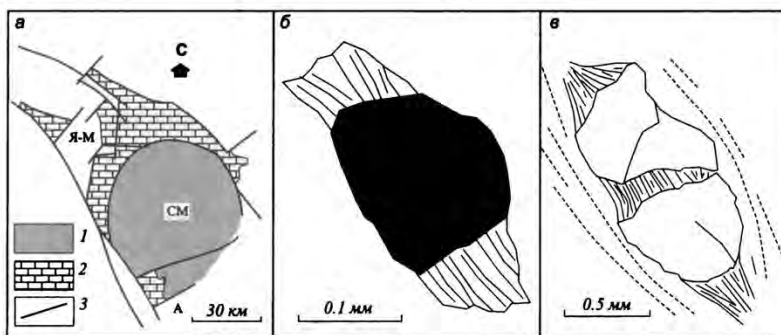


Рис. 9.30. Структуры теней давления и деформации: *а* – карбонатные кембрийские прогибы в тенях давления докембрийской Муйской глыбы, Северное Забайкалье (1 – «глыба», 2 – известняки и доломиты, 3 – разрывные нарушения), *б* – бороды нарастания в тенях давления пиритового зерна, *в* – дробление порфирокласта полевого шпата с выдавливанием необластов в тени деформации (*б, в* – тени деформации).

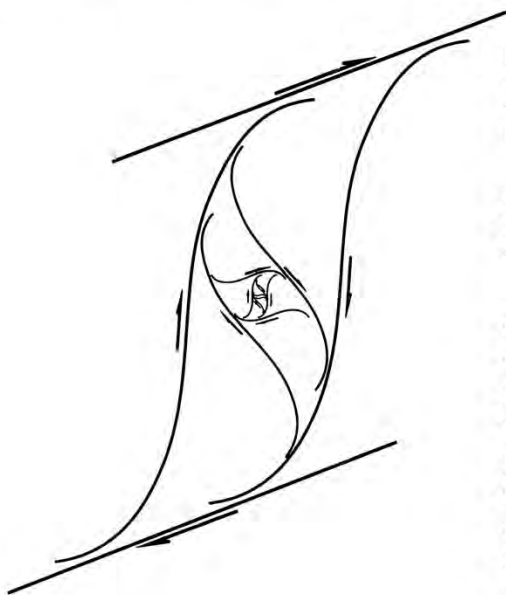


Рис. 9.31. Схематическая зарисовка, отражающая масштабную инвариантность SC-тектонов как совокупности основной и опережающей систем сколовых трещин. По [Hippert, 1999] с упрощениями.

ров – например, кинкбанды, сколовые разрывы, тени деформации (рис. 9.28–9.31, см. также рис. 3.5, фиг. 7.3, вклейка).

Морфологические характеристики структур уровня блоков имеют сходство со структурами уровня зерен и агрегатов зерен. Так, блоковое устройство какой-либо части геологической среды можно рассматривать как своеобразную «зернистость». Среда представляется в таких моделях как ансамбль блоков (зерен) разного размера, состава, с существенными скачками физических и других свойств на границах блоков друг с другом [Галкин, 1997а].

Практически идентичной моделью описывается любая обломочная порода, где роль блоков выполняют минеральные зерна или обломки пород. Деформационные структуры уровня блоков возникают как внутри блоков, так и по их границам. Внутренние структуры часто отличаются от структур, развивающихся вдоль границ, прежде всего из-за того, что границы являются концентраторами напряжений. Следовательно, при изучении блоковых ансамблей нужно выделять три динамически разных части блока: ядро (внутренняя часть блока), приграничные зоны вдоль границ, ориентированные под малыми углами к сжимающим напряжениям, и приграничные зоны вдоль границ, ориентированные под большими углами к сжимающим напряжениям. Таким образом, деформационные структуры уровня блоков могут иметь самый разный масштаб – от миллиметров до сотен и тысяч километров.

9.4.4. Критические точки и миграция деформационных процессов

В момент структурной перестройки, когда один из механизмов деформации уступает место другому, происходит смена типов концентраторов. Рассмотрим стандартный пример взаимодействия механизмов структурообразования при образовании кливажно-складчатого парагенеза. В начальной стадии складкообразования под действием точечных концентраторов зернового уровня происходит формирование инициального кливажа. Когда контакты зерен сглаживаются, срезаясь кливажными зонами, концентраторы преобразуются в объемно-плоскостные на границах зерен (типы концентраторов см. на рис. 3.2). Далее, при формировании складок (предположим, шарнирного изгиба) шарнир складки выступает в качестве линейного концентратора напряжений. При увеличении угла между крыльями складок сила трения возрастает, и с некоторого момента напряжения в системе снова распределяются более или менее равномерно, перераспределяясь вокруг локальных объемно-плоскостных концентраторов в шарнирах и на крыльях складок. В момент формирования разрыва происходит перераспределение напряжений в системе с образованием четко выраженного объемно-плоскостного концентратора на участке разрыва в момент его образования и затем – линейного концентратора на фронте распространяющегося разрыва. При переходе деформации на уровень ансамбля блоков перемещение блоков друг относительно друга (их «шевеление») приводит в действие множественные плоскостные концентраторы на границах блоков.

Если деформация имеет прогрессирующий характер в течение некоторого деформационного этапа, то эволюция типов структурных концентраторов происходит последовательно, от стадии к стадии, следуя за перестройкой структуры. В то же время, если в некоторый момент произойдет замедление тектонических процессов вплоть до их полной остановки, то выбор уровня и механизма деформации при дальнейшей деформации (при прочих равных условиях) будет осуществляться таким же образом, как если бы деформация протекала непрерывно, поскольку структурная подготовка среды определяет существующие в ней неоднородности и тип концентраторов. При интерпретации структурной эволюции можно выделять такие критические точки деформации – моменты, в которые происходили (или должны были происходить) структурные перестройки, разделяющие этапы или стадии деформации (разд. 9.3.1).

В процессе деформации за счет действия различных механизмов на разных структурных уровнях происходит постепенное усложнение структуры, ведущее к общему упрочнению системы. Этот процесс аналогичен явлению «спутывания» дислокаций в кристаллических средах, когда скопление разноориентированных дислокаций приводит к упрочнению кристалла – дислокации мешают сами себе (разд. 4.1.2). Точно так же определенный порядок расположения трещин приводит к их стабилизации, что связано с интенсивным взаимодействием упругих полей трещин друг с другом. При малых расстояниях между трещинами, когда они тесным образом слиты, эффект упрочнения оказывается наибольшим. Прочность тела с системой трещин может оказаться выше, чем у тела с одиночной трещиной (см. «Образование и развитие трещин в металлах» в разд. 8.4.2). Аналогичным образом происходит упрочнение среды при полифазной складчатости.

В целом, упрочнение среды, которая обладает многочисленными внутренними структурными неоднородностями, приводит к тому, что согласованная деформация должна требовать гораздо большей энергии, чем развитие деформации вокруг немногочисленных единичных концентраторов. Поэтому при структурной перестройке возникают немногочисленные концентраторы, быстрая деформация в которых ведет к эффективному снятию напряжений. В дальнейшем увеличение количества концентраторов ведет к упрочнению.

Следовательно, энергетически более выгодным должен быть мигрирующий, волнообразный характер деформации с последовательным вовлечением структурных концентраторов одного типа в разных участках тектонических зон, а сам процесс структурной эволюции приобретает «мигающий» характер как в пространстве, так и во времени. Можно считать, что структурные перестройки сопровождаются не только сменой типов концентраторов напряжений, но и изменением их количества. Усложнение структуры сопровождается увеличением числа структурных неоднородностей, а следовательно – концентраторов, и приводит к упрочнению системы. В условиях геологической среды такое упрочнение при деформации приводит к мигрирующему характеру деформационных процессов.



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

... Из глубины синей бесконечности набегают волны. Они бушуют, грохочут; они говорят о прекрасной мимолетности видимого, о постепенном изменении мира. Под нашими ногами теснятся в черной глубине Земли более медленные волны. Дальше, за ними, вплоть до сердца континента, новые и новые волны, истощенные временем, застывшие в великольном оцепенении старых хребтов, оживлены ценой огромных усилий в виде тяжелых глубинных изгибов. Так сминаются в ходе веков покровы, скрывающие старое сердце мира. Сколько раз солнце светило, сколько раз ветер стоил над унылыми тундрами, над мрачно простершейся сибирской тайгой, над рыжеватыми пустынями, над высокими вершинами в серебряных касках, над трепещущими джунглями, над туманными лесами тропиков. День за днем, в течение веков без числа менялась в неуловимых чертах картина. И наблюдая проносающуюся перед нами цепь проходящих явлений, вслушаемся в древний гимн, в эту чудесную песнь морей, которая приветствовала бесчисленные подымавшиеся к свету дня новые горные цепи Земли.

Эмиль Арган. «Тектоника Азии» (1922 г.)

Деформация горных пород приводит к формированию многочисленных структур и их сочетаний – парагенезов. Распределение напряжений в геологической среде неоднородно, поскольку неоднородно ее строение, поэтому протекающие в ней деформационные процессы не хаотично рассеяны по всему объему, а сосредоточены лишь в некоторых участках – концентраторах. Величина напряжений и скорость деформации в них многократно превосходят средние по объему значения. Для правильной интерпретации структурной эволюции нужно иметь четкое представление как о типах концентраторов, так и о возможных механизмах деформации в них.

При деформации могут работать концентраторы неоднородностей разных уровней, выбор которых осуществляется в зависимости от эффективности действующих в этих концентраторах механизмов деформации, смена которых происходит в случае, если альтернативный механизм оказывается более энергетически выгодным.

Деформационные структуры отражают кинематические и динамические условия их формирования. Структурный анализ позволяет восстановить эти условия: ориентировку действовавших сил и направление перемещения тектонических масс, иногда – величину этих сил. Вместе с тем, каждая деформационная структура формируется не обособленно, а образует с другими структурами сочетания (парагенезы). Структурный парагенез состоит из элементарных структур, которые, в свою очередь, на другом уровне рассмотрения являются парагенезами (сочетаниями) более мелких структур. И наоборот, каждый структурный парагенез может выступать элементом строения более крупного структурного парагенеза.

В сочетаниях структур (парагенезах) и их пространственно-временных рядах зафиксированы сведения о деформационной истории различных сегментов земной коры. Только комплексное рассмотрение «вложенных» друг в друга и сменяющихся по латерали структурных парагенезов разных уровней позволяет реконструировать структурную эволюцию – и представить, как *«сминались в ходе веков покровы, скрывающие старое сердце мира... в черной глубине Земли»*.



Интернет-ресурсы

http://www.ifz.ru/tecton_stress/ Виртуальная лаборатория по тектонофизическому анализу современных и палеонапряжений д-ра физ.-мат. наук Ю.Л. Ребецкого (ИФЗ РАН). Обзор методов реконструкции природных напряжений по данным о разрывных нарушениях, программы для расчета напряженного состояния региона по сейсмологическим и геологическим данным.

<http://www.structural-geology.org/> Коллекция ссылок по структурной геологии с рубрикой (базы данных и библиография, программное обеспечение, исследовательские организации и др.).

http://www.tf.uni-kiel.de/matwts/amat/def_en/ Учебное пособие «Дефекты в кристаллах» проф. Г. Фоля из Кельского университета (Германия).

<http://www.materialsknowledge.org/moodle/msonline/> Учебный курс по петроструктурному анализу проф. П. Бонса и проф. М. Джессела.

<http://www.geolab.unc.edu/Petunia/IgMetAtlas/mainmenu.html> Атлас структур и текстур магматических и метаморфических горных пород университета Северной Каролины (США).

<http://www.smenet.org/opaque-ore/> Минераграфический атлас рудных минералов Р. Иккера и П. Даллера из Бирмингемского университета (Великобритания).

<http://www.geology.sdsu.edu/visualstructure> Программы и иллюстрации к курсу структурной геологии проф. Г. Гирти из университета Сан-Диего (США).

<http://www.rci.rutgers.edu/~schlisch/structureslides/slides.html> Иллюстрации к курсу структурной геологии проф. Р. Шлише и проф. М. Витжак из университета Нью-Джерси (США).

<http://www.see.leeds.ac.uk/structure/learnstructure/> Учебные материалы по структурной геологии Лидского университета (Великобритания).

<http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/> Программное обеспечение, фотографии геологических структур, компьютерные визуализации процессов образования структур проф. Р. Альмендингера из Корнелльского университета (США).

http://www.holcombe.net.au/software/rodh_software.htm Программное обеспечение и визуализация процессов структурообразования проф. Р. Холкомба (Австралия).

http://pangea.stanford.edu/projects/structural_geology/ Иллюстрации и дополнения к книге «Основы структурной геологии» проф. Д. Полларда из Стэнфордского университета (США) и проф. Р. Флетчера из университета Пенсильвании (США).

http://serc.carleton.edu/NAGTWorkshops/structure/google_earth_mapping_locations.html Географические координаты структур для просмотра на спутниковых снимках (Google Earth, Google Maps и др.).



ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

- автохтон 274
- аллохтон 274
- амфиболы, механизмы деформации 120
- антиклиналь 228
- антиформа 228

Б

- базальный срыв 282
- бассейны типа *pull-apart* 284
- бластомилониты 277
- бороды нарастания 163–167
 - антитаксиальные 165
 - синтаксиальные 165
 - «криноидный» тип 164
 - «пиритовый» тип 164
- брекчии разломные (тектонические) 179
- будинаж, будины 216–224
- будинаж «хрупкий» 220
- будины асимметричные 221–223

В

- вакансии 88, 97
- вектор Бюргеса 88
- вергентность 239
- взброс 274
- внутрикристаллические деформации 90
- волнистое погасание 93
- вращение (компонент деформации) 12, 14
- вращение зерен, субзерен 104–106
- всестороннее давление 23
- вязкое течение 27
- вязкость 27
- вязкость эффективная 27
- вязко-упругие материалы 29
- вязко-упругое тело, см. тело Кельвина 28

Г

- гелицитовые структуры 173–175
- геостатическое давление 23
- гидроразрыв 38, 63, 152–154
- гидростатическое давление 23
- главные напряжения (главные оси напряжений) 20–24
- глинки трения 179

Д

- дайки 265–273
- дайки кластические (нептунические, осадочные) 266
- двойники деформационные 94–96
- двойникование деформационное 91, 94
- двойниковое скольжение 87
- декомпрессионные зоны, структуры 109
- дефект Френкеля 88
- дефект Шотке 88
- деформационно-метаморфический парагенез зон пластических сдвигов 182
- деформационные диаграммы 120
- деформационные парагенезы 82
- деформация 12–14
 - коаксиальная (соосная) 24
 - кусовая 112
 - некоаксиальная (несоосная) 24
 - неоднородная 13
 - непрерывная 13
 - однородная 13
 - пластическая 26–28
 - плоская 18
 - разрывная 14
 - упругая 25–30
 - чистая (компонент деформации) 12
- диаграммы механизмов деформации, см. деформационные диаграммы
- дилатансия 34
- динамическая обстановка 288
- динамический анализ 41
- динамопары 280
- дислокационная ползучесть 91–95
- дислокационное скольжение 86, 90–94
- дислокация 88–94
 - винтовая 89
 - комплексная 89
 - краевая 89
- диффузионная ползучесть 96–98
- доломит, механизмы деформации 115
- дуга большого круга 43
- дуплексы 284
 - растяжения 284
 - сжатия 284

Ж

жилы, минеральные жилы 148–162
 антитаксиальные 155
 выполнения 148
 замещения 148
 замковые 160
 кулисные 157–160
 лестничные 250
 оперяющие 160
 ромбовидные 151
 седловидные 160
 синтаксиальные 155
 эшелонированные, *см.* кулисные

З

замыкание складки 232–234
 периклинальное 234
 центриклинальное 234
 зеркало складок 234
 скольжения 279
 зоны декомпрессии, *см.* декомпрессионные зоны
 компрессии, *см.* компрессионные зоны
 транспрессии 283
 транстенсии 283

И

идеально вязкое тело 29
 идеально пластическое тело 28
 идеально упругое тело 29
 изогоны 231
 изоклина 50
 изохрома 50
 интенсивность деформации 18
 интерстициальные атомы 88

К

какириты 179
 кальцит, механизмы деформации 115
 катаклазиты 179
 катакластическое течение 112
 катодолюминесцентный метод 59
 кварц, механизмы деформации 113–115
 кинематический анализ 40
 метод 64
 кинкбанды 95, 204–216
 взбросовые 205
 односторонние 205

растяжения 205
 сбросовые 205
 сжатия 205
 сопряженные 205
 кливаж 132–143
 агрегатный, агрегатного типа 137–139
 веерообразный 254
 главный 254
 карандашный 139
 межзерновой 132–139
 обломочных пород 132–141
 осевой плоскости 139, 254
 параллельный 254
 плейчатости 141–143
 кливажная зона 133
 кливажно-складчатый парагенез 254
 кливажные швы 147
 компенсационные структурные парагенезы 83, 319–321
 компетентные слои 216, 240
 компрессионные зоны 109
 контраст вязкостей 218–220, 241–246
 концентратор деформаций 71
 напряжений 70–73
 линейный 72
 объемный 72
 плоскостной 72
 точечный 71
 коэффициент интенсивности напряжений 34
 критерий хрупкого разрушения Навье–Кулона 31
 критическое напряжение сдвига 90

Л

ламели деформационные 93
 линейная механика разрушения 34
 линейность 195
 агрегатная 196
 минеральная 195
 пересечения 196
 плейчатости 196
 линейные дефекты 88
 листрические сбросы 274, 275
 литостатическое давление 23
 локальные структурные парагенезы 296

- М**
- масштабные уровни 73–77
 - межзерновое проскальзывание 99
 - мезомеханика, см. физическая мезомеханика
 - меланж 278
 - мера деформации 14–16
 - кратная 15
 - простого сдвига 16
 - процентная 15
 - метод восстановления 62
 - декорирования 90
 - квазиглавных напряжений 64
 - конечных элементов 57
 - локализации разрушения 64
 - морфокинематического анализа 64
 - поясов трещин 64
 - снятия нагрузки 62
 - сопряженных сколов 64, 65
 - стресс-фаций 121, 122
 - структурно-геоморфологического анализа 64
 - травления 90
 - механика разрушения 32–34
 - механическая обстановка 82, 292–296
 - механические структурные парагенезы 83, 289
 - миграция границ зерен 103
 - микробрекчии 277
 - микролитон 133
 - микроскоп
 - лазерно-интерференционный 59
 - поляризационный 59
 - электронный сканирующий 59
 - электронный трансмиссионный 59
 - микросланцеватость 131
 - микроструктурный анализ 59
 - микротектоника 58
 - микроштокверки 148
 - милонитовые гнейсы 180
 - милониты 179–193
 - мимектический рост 131
 - минеральные жилы, см. жилы
 - многоножек структуры 176
 - модели среды со структурой, модели структурированных сред 75–81
 - моделирование 45–58
 - аналоговое 45–51
 - математическое 56
 - природное 54
 - тектоническое 52–54
 - численное 56
 - Мора диаграмма 21
 - морфологический анализ 40
 - муллионы 224–226
 - кливажные 224–226
 - неправильные 224
 - складчатые 224
- Н**
- наведенная сейсмичность 37
 - нагружение 25–30
 - надвиг 274
 - напряжение 18–30
 - девиаторное 23
 - дифференциальное 23
 - главное 21
 - касательное 19
 - нормальное 19
 - напряженное состояние 23
 - двуосное 23
 - одноосное 23
 - трехосное 23
 - плоское 23
 - некомпетентные слои 240
 - необласты 103–105
 - нуклеация 103–105
- О**
- оливин, механизмы деформации 118–120
 - олисторомы 278
 - определяющие уравнения 56
 - оптически активные материалы 49–51
 - ось будины 216
 - отдельность
 - карандашная 139, 264
 - текстурная 263
 - отжиг 106
- П**
- пакеты
 - минеральные 192
 - слюдяные 192
 - хлорит-мусковитовые, см. порфиробласты хлорит-мусковитовые
 - палеопьезометры 116
 - «пальмового дерева» структуры 284
 - парагенезы структур, парагенезы структурных форм, см. структурные парагенезы

- первые вступления землетрясений 66
 петроструктурный анализ 59
 петротектоника 58
 петрофизические методы 63
 пироксены, механизмы деформации 120
 плавление при деформации 107–109
 пластичность реакционная 183
 плоскости скольжения 90
 поверхностная энергия зерен 99–101
 полевые шпаты, механизмы деформации 116–118
 ползучесть 26
 Виртмана 97
 дислокационная см. дислокационная
 ползучесть
 диффузионная см. диффузионная
 ползучесть
 Кобле 97
 компрессионная 109
 Набарро–Херинга 97
 полифазная складчатость 258–260
 полосы излома 95, 204
 поляризационно-оптический метод моделирования 49
 порог разжижения 36
 порфиробласты 167–178
 додеформационные 172
 интердеформационные 176
 междеформационные 176
 постдеформационные 176
 синдеформационные 173
 хлорит-мусковитовые 172–174
 порфирокласты 189–192
 δ -тип 189
 φ -тип 190
 Θ -тип 190
 σ -тип 189
 последствие 27
 последовательные структурные парагенезы 298
 пояса даек 265
 предел пропорциональности 25
 прочности 30
 прочности на растяжение 31
 текучести 25–27
 упругости 25–27
 преимущественная кристаллографическая ориентировка 124–128, 193
 прогрессивные ряды структурных парагенезов 84
 проникающие структурные парагенезы 296
 простой сдвиг 14
 протомилониты 180
 прочность 30–38
 псевдотахилиты 193
 Пуассона коэффициент 15
- Р**
 равновеликая проекция 44
 равномерное всестороннее растяжение 23
 равномерное всестороннее сжатие 23
 равноплощадная проекция 44
 равноугольная азимутальная проекция 43, 44
 разжижение 36
 разломы 178–185, 274–286
 разориентировка кристаллических решеток минералов 124–128
 разрушение 30–38
 вязкое 32
 квасихрупкое 34
 хрупкое 32
 разупрочнение деформационное 26, 80
 рамповые складки 281
 рампы 281
 растворение под давлением 109–112
 Ребиндера эффект 108
 регрессивные ряды структурных парагенезов 84, 324–329
 рекристаллизация 99–107
 с миграцией границ зерен 103
 динамическая 105–107
 отжиговая 106
 посттектоническая 105–107
 с вращением зерен 104
 синтектоническая 105–107
 статическая 105–107
 релаксация 27–30, 75–82
 рентгеномография 60
 реологические модели 28–30
 реология 28
 Рикке принцип 132
 родинг-структуры 224
 розы-диаграммы 322
 рои даек 265
 ряды структурных парагенезов 84
 прогрессивные, см. прогрессивные

ряды структурных парагенезов
регрессивные, *см.* регрессивные ряды
структурных парагенезов

С

- сбалансированные разрезы 62
сброс 274
сверхпластичность 99
сдвиг 14, 178–193, 274, 278–286
сдвиговые полосы 188
сетка Вульфа 44
сетка Шмидта 44
сила 18–20
 внешняя 25
 массовая 25
 объемная 25
 поверхностная 25
силы уравновешенные 25
синклиналь 228
синформа 228
синхронные структурные парагенезы 82, 298
системы скольжения 90–92
складки элементы 227
 амплитуда 228
 длина волны 228
 замок 227
 крыло 227–232
 линия перегиба 227
 линия шарнира 227
 осевая плоскость 228
 осевая поверхность 228
 ось 228
 шарнир 227
 ядро 227
складки
 антиклинальные, *см.* антиклиналь
 асимметричные 228
 брахиморфные 234
 веерообразные 229
 волочения 234
 закрытые 229
 изгиба с течением 247–249
 изгиба со скольжением 248
 изоклинальные 229
 колчановидные 185–187
 конические 230
 концентрические 231
 лежащие 228
 линейные 234
 набегания 235
 наклонные 228
 опрокинутые 228
 открытые 229
 паразитические 234
 параллельные 221
 перевернутые 228
 пережатые 229
 подобные 231
 полифазные 258–260
 грибообразный тип 260
 тип пережатых складок 260
 ячеистый тип 260
 пологие 229
 поперечного изгиба 257
 продольного изгиба 240–257
 прямые 228
 птитматитовые 241–243
 развернутые 229
 сжатые 229
 симметричные 228
 синклинальные, *см.* синклиналь
 течения 257
 фульгаровидные 185–187
 цилиндрические 230
 шарнирного изгиба 248
складчатость 227
сколы Риделя 280
скорость деформации 27–30
скорость тектонических деформаций 329
сланцеватость 130–132
слюды, механизмы деформации 118
сопряженные системы жил 159
сочетания структурных форм 67–69
 исторические 68
 механические 67
 региональные 68
сплошная среда 12
 анизотропная 13
 изотропная 13
 неоднородная 13
 однородная 13
стадия деформации 293
 изгиба 247–251
 общего сплющивания 251–254
 продольного укорочения 245–247
стереографические проекции 42–45, 235–239, 254–257

- стилолиты, стилолитовые швы 143–147
 стрейн (компонент деформации), см. деформация чистая
 стрейн-анализ 60–62, 196–202
 стресс-анализ 62–66
 стресс-метаморфизм 289
 структура породы 129
 структура породы деформационная 130
 структурные концентраторы 287
 структурные парагенезы 66–69, 82–85, 287–336
 деформационно-магматические 83, 292
 деформационно-метаморфические 83, 182, 289–292
 деформационно-осадочные 83, 292
 деформационно-химические 83, 161
 компенсационные 83, 319–321
 механические 83, 289
 суперпозиционные 84, 299–319
 транспрессии 285
 транстенсии 285
 структурные перестройки 79–82, 288, 335
 структурный анализ 40–42
 структурный парагенетический анализ 66–69, 82–85, 287–329
 структурный рисунок 68
 структуры тыльных частей минеральных зерен и включений 162–167
 субзерна 92–94
 субзерновые структуры 92–94
 сутурный шов 149
- Т**
- текстура породы 129
 текстура породы деформационная 130
 текстуры плоскостные 130–143
 тектониты 178–195
 тектониты приразломные 112
 тектонические брекчии, см. брекчии разломные
 тектонофизика 45–58
 тело Бингама 28–30
 Гука 28–30
 Кельвина 28–30
 Маквелла 28–30, 80
 Ньютона 28–30
 Сен-Венана 28–30
- тени давления 163–166
 деформации 166
 теория подобия 46–48
 прочности 31
 разрушения, см. механика разрушения
 Гриффитса 32–34
 точечные дефекты 88–90
 трансляционное скольжение, см. дислокационное скольжение
 трансляция (компонент деформации) 12
 транспрессия 283–286
 транстенсия 283–286
 треугольник кинкбандов 212–214
 трещины 30–34, 151–160, 262–264, 279–281
 гидроразрыва 63, 153
 отдельности 144, 262–264
 отрыва 31, 151–160
 скальвания (скола) 31, 279–281
 среза 31
- У**
- угол погружения шарнира 229
 Уиллисов правило 242
 ультрамилониты 180
 ундуляция шарнира 229
 упрочнение деформационное 26, 79
 упруго-вязкое тело, см. тело Максвелла
 упруго-вязко-пластическое тело, см. тело Бингама
 упругость 25–30
 уравнения состояния, см. определяющие уравнения
 уровни структурной организации 73–82, 287–292
- Ф**
- физическая мезомеханика 75–77
 филлониты 180
 Флинна диаграмма 17
 фрагментация 92–94
 фрактальность 330
 Фрая метод 197–202
- Ч**
- четковидные структуры 217
 чистый сдвиг 14, 24

Ш

шейка будины 216–219

штокверки 148

Э

эквивалентные материалы 46

эксперименты по деформации горных пород
57элементарная деформационная структура
130

эллипсоид деформаций 16–18

конечных деформаций 16

напряжений 23

эндоолистостромы 278

энергетический критерий Гриффитса 34

этап деформации (структурообразования)
84, 293–296

эффект последействия 27

cusate – lobate folds 224, 241

flexural flow 247

flexural slip 247

mica fish 192

millipede structures 176

pinch-and-swell structures 217

pull-apart structure (basins) 284

pure shear 14

shear bands 188

simple shear 14

a-линейность 195*b*-линейность 195*L*-тектониты 181*M*-складки 235*PQR*-диаграмма 231*R-φ* метод 197*R*-тектониты 181*SC*-текстуры 187–190*SC'*-текстуры 187–189*SF*-тектониты 181*S*-складки 235*S*-тектониты 181*Z*-складки 235*β*-диаграммы 237–239*β*-ось 237–239*π*-диаграммы 237–239*π*-ось 237–239

- Ажгирей Г.Д.* 1956. Структурная геология. М., МГУ. 493 с.
- Андерсон Т.* 1990. Кинкбанды // Структурная геология и тектоника плит. Т. 1. М., Мир. С. 232–236.
- Ахмеров Р.Р., Хакимзянов Г.С., Чубаров Л.Б.* 2005. Математическое моделирование. Курс лекций ММФ НГУ (<http://www.ict.nsk.su/lab2.3/ru/stuff/listMM.htm>).
- Бахтеев М.К.* 1997. Структурные парагенезисы и структурно-парагенетические ряды активных континентальных окраин (на примере Восточной Камчатки) // Тектоника Азии. М., ГЕОС. С. 26–28.
- Белоусов В.В.* 1971. Структурная геология. М., МГУ. 278 с.
- Белоусов В.В.* 1986. Структурная геология. М., МГУ. 248 с.
- Божко Н.А., Кирмасов А.Б., Талицкий В.Г. и др.* 1999а. Геодинамическая модель развития Келяно-Иракиндинской зоны Прибайкалья в докембрий–палеозое // Бюлл. МОИП. Геология. Т. 74. Вып. 6. С. 3–13.
- Божко Н.А., Парфенова О.В., Кирмасов А.Б. и др.* 1999б. Структурно-метаморфическая эволюция и палеотектоническая природа раннедокембрийских комплексов восточной части Байкало-Муйского пояса // Вестник МГУ. Геология. № 2. С. 9–18.
- Божко Н.А., Талицкий В.Г., Кирмасов А.Б. и др.* 1999в. Структурно-метаморфические критерии расчленения позднедокембрийских толщ (на примере Келяно-Иракиндинской зоны Байкало-Муйского пояса) // Вестник МГУ. Геология. № 4. С. 14–25.
- Бондаренко П.М.* 1989. Моделирование полей напряжений элементарных деформационных структур // Экспериментальная тектоника: Методы, результаты, перспективы. М., Наука. С. 126–163.
- Бондаренко П.М.* 1990. Тектонофизическое моделирование деформационных структур и полей напряжений сдвиговых зон земной коры. Автореф. дисс. д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 1990.
- Бондаренко П.М., Зубков М.Ю.* 2002. Распределение внутрислоевых напряжений в оптически активных моделях деформируемых слоистых толщ и их значение для прогноза флюидоконтролирующих дислокаций в рудных и нефтеносных районах // Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского). М., ОИФЗ РАН. С. 407–419.
- Булгатов А.Н.* 1983. Тектонотип байкалид. Новосибирск, Наука. 193 с.
- Бутов Ю.П.* 1996. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). Улан-Удэ, БНЦ СО РАН. 153 с.
- Введенская А.В.* 1969. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М., Наука. 136 с.
- Вернон Р.Х.* 1980. Метаморфические процессы. М., Недра. 226 с.
- Вихерт А.В.* 1997. Эквивалентные вещества, полимеры и горные породы // Проблемы эволюции тектоносферы (к 90-летию В.В. Белоусова). М., ОИФЗ РАН. С. 259–274.
- Вознесенский В.Д.* 1984. Структурные парагенезисы // Изучение тектонических структур. Л., Недра. С. 76–101.
- Вознесенский В.Д., Горлов Н.В., Добливо-Добровольский А.В. и др.* 1980. Геологическая съемка сложно дислоцированных комплексов. Л., Недра. 239 с.

- Войтенко В.Н.* 2007. Количественная оценка деформаций разномасштабных структур Таласского Алатау, Кыргызстан. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М., ИФЗ РАН.
- Гаврилов Ю.О., Галкин В.А., Панов Д.И. и др.* 1999. Литолого-минералогические и структурно-геологические характеристики ниже- и среднеюрского терригенного комплекса Большого Кавказа (район р. Терек) // Литология и полезные ископаемые. № 1. С. 58–77.
- Галкин В.А.* 1988. Микродеформации неизмененных и слабометаморфизованных осадочных и вулканогенных пород и их значение в структурном анализе. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М., МГУ.
- Галкин В.А.* 1990. Доскладчатый кливаж – возможности и ограничения геометрического анализа // Вестник МГУ. Геология. № 4. С. 73–79.
- Галкин В.А.* 1992. Стресс-анализ в петроструктурном изучении горных пород // Вестник МГУ. Геология. № 4. С. 35–50.
- Галкин В.А.* 1993. Роль флюидов в формировании деформационных структурных парагенезов // Вестник МГУ. Геология. № 5. С. 59–70.
- Галкин В.А.* 1997а. Парагенетический анализ неоднородной геологической среды (развитие теории и методов изучения). Дисс. д-ра геол.-мин. наук. М., МГУ.
- Галкин В.А.* 1997б. Парагенетический анализ в геодинамике. Развитие терминологии и методов // Структурные парагенезы и их ансамбли. М., ГЕОС. С. 28–30.
- Геологические структуры. 1990. Под ред. Т. Уемуры, Ш. Мицунати. М., Недра. 292 с.
- Геологическое картирование хаотических комплексов. 1992. М. 230 с.
- Гзовский М.В.* 1954. Тектонические поля напряжений // Известия АН СССР. Геофизика. № 3. С. 390–410.
- Гзовский М.В.* 1975. Основы тектонофизики. М., Наука. 536 с.
- Гзовский М.В., Белоусов В.В.* 1964. Экспериментальная тектоника. М., Недра. 119 с.
- Гинтов О.Б., Исай В.М.* 1984. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов // Геофизический журнал. Т. 6. № 4. С. 3–14.
- Гончаров М.А.* 1979. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М., Недра. 246 с.
- Гончаров М.А.* 1993. Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // Геотектоника. № 4. С. 19–29.
- Гончаров М.А., Фролова Н.С.* 1995. Моделирование процесса формирования шарьяжей с применением ЭВМ // Вестник МГУ. Геология. № 3. С. 49–60.
- Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Галкин В.А. и др.* 1995. Деформационно-химические парагенезы и структурно-метаморфическая зональность // Геотектоника. №2. С. 49–60.
- Гончаров М.А., Геттнер Т.М., Фролова Н.С.* 1997. Шарьяжи как альтернатива складчатости общего смятия и генератор глыбовой складчатости (по результатам физического и компьютерного моделирования) // Проблемы эволюции тектоносферы (к 90-летию В.В. Белоусова). М., ОИФЗ РАН. С. 205–218.
- Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С.* 2005. Введение в тектонофизику. М., КДУ. 496 с.
- Горелик Я.Б., Колунин В.С.* 2002. Физика и моделирование криогенных процессов в литосфере. Новосибирск, Гео. 317 с.
- Гусев Г.С., Хаин В.Е.* 1995. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. № 5. С. 68–82.

- Гущенко О.И.* 1981. Кинематический метод определения параметров напряжений и характеристика их связей с тектоническими движениями по разрывам разных структурных уровней. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.
- Гущенко О.И., Сим Л.А.* 1974. Обоснование метода реконструкции напряженного состояния земной коры по ориентировкам сдвиговых тектонических смещений (по геологическим и сейсмологическим данным) // Механика литосферы. Тезисы докладов Всесоюзного научно-технического совещания. Л.-М. С. 5–8.
- Данилович В.Н.* 1961. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск, Иркутский политехнический институт. 47 с.
- Добржинецкая Л.Ф.* 1989. Деформация магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М., Наука. 288 с.
- Донат Ф.А.* 1991. Экспериментальные методы определения деформаций // Структурная геология и тектоника плит. Т. 3. М., Мир. С. 299–311.
- Жариков В.Г.* 1984. Оползнеобразование как природная модель механизма формирования надвигов // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. Новосибирск, ИГиГ. С. 105–112.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* 1995. Сейсмодислокации в сейсмических поясах Якутии // Геотектоника. № 1. С. 79–92.
- Казаков А.Н.* 1987. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л., Наука, 272 с.
- Кирмасов А.Б.* 1998. Структурная эволюция и палеогеодинамика Келяно-Иракиндинской зоны (восточная часть Байкало-Муйского пояса) в позднем докембрии–палеозое. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М., МГУ.
- Кирмасов А.Б.* 2000. Структурная позиция мезозойских трубок щелочно-ультраосновных пород гряды Чернышева, Республика Коми // Руды и металлы. № 2. С. 50–57.
- Кирмасов А.Б.* 2002. Стрейн-анализ кливажированных обломочных пород: механизмы и количественная оценка деформации // Вестник МГУ. Геология. С. 12–20.
- Кирмасов А.Б.* 2003. Механизмы и стадийность складкообразования при прогрессирующем характере деформации (Уakitская зона, Байкальская складчатая область) // Геотектоника. № 5. С. 41–56.
- Кирмасов А.Б.* 2005. Карбонатные олистостромы, брекчии и меланжи Уakitской зоны (Байкальская складчатая область): Структурная эволюция и механизмы образования // Геотектоника. № 2. С. 33–51.
- Кирмасов А.Б., Красильников А.С.* 2000. Формирование структурных парагенезов при деформациях даек в архейских кристаллических комплексах (на примере дайковых комплексов Лехтинской структуры, Северная Карелия) // Геология и геоэкология Фенноскандии, северо-запада и центра России. Материалы XI молодежной научной конференции, посвящ. памяти К.О. Кратца. Петрозаводск. С.33–36.
- Кирмасов А.Б., Талицкий В.Г., Божко Н.А.* 2000. Структурная эволюция Келяно-Иракиндинской зоны (восточная часть Байкало-Муйского пояса) в позднем докембрии и раннем палеозое // Геотектоника. № 1. С. 61–78.
- Кирмасов А.Б., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.* 2004. Коллизионная и постколлизионная структурная эволюция Андриановского шва (Срединный хребет, Камчатка) // Геотектоника. № 4. С. 64–90.
- Клоос Э.* 1958. Линейность // Вопросы структурной геологии. М., ИЛ. С. 7–95.

- Константиновская Е.А.* 2002. Механизм аккреции континентальной коры: пример Западной Камчатки // Геотектоника. № 5. С. 59–78.
- Константиновский А.А.* 2007. Структура и геодинамика Верхоянского складчатого пояса // Геотектоника. № 5. С. 3–22.
- Копп М.Л.* 1997. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М., Научный мир. 314 с.
- Лебедева Н.Б.* 1976. Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа // Геотектоника. № 2. С. 31–43.
- Леонов М.Г.* 1981. Олистостромы в структурах складчатых областей. М., Наука. 175 с.
- Леонов М.Г.* 1983. Тектоно-гравитационные микститы и формы проявления горизонтальных движений земной коры // Геотектоника. № 1. С. 14–23.
- Лукьянов А.В.* 1991. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М., Наука. 144 с.
- Лукьянов А.В.* 1997. Парагенетический анализ структур в решении задач теоретической и практической геологии // Структурные парагенезы и их ансамбли. М., ГЕОС. С. 87–90.
- Лукьянов А.В.* 2002. Некоторые особенности современной тектонофизики // Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского). М., ОИФЗ РАН. С. 22–46.
- Лукьянов А.В., Щерба И.Г.* 1972. Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднемасштабных структурных карт тектонических областей // Тектоника Сибири. Т. 5. М., Наука. С. 15–24.
- Мартынов Н.И., Танирбергенов А.Г.* 2006. Численное моделирование формирования соляных диапиров в земной коре // Математический журнал. Алматы. Т. 6. № 1 (19). С. 67–73.
- Международный тектонический словарь. 1991. Под ред. Дж. Денниса, Г. Муравски, К. Вебера. М., Мир. 190 с.
- Метаморфизм и тектоника. 2001. Под ред. Е.В. Склярова. М., Интернет Инжиниринг. 216 с.
- Методы моделирования в структурной геологии. 1988. Под ред. В.В. Белоусова, А.В. Вихерта. М., Недра. 222 с.
- Милеев В.С.* 1978. Структурный парагенезис – основа корреляции структурных форм, сформированных в единых динамо-кинематических условиях // Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л., Наука. С. 44–55.
- Милеев В.С.* 1997. Линейность – 50 лет спустя // Структурные парагенезы и их ансамбли. М., ГЕОС. С. 103–105.
- Миллер Ю.В.* 1997. Важнейшие структурные парагенезисы кристаллических комплексов // Структурные парагенезы и их ансамбли. М., ГЕОС. С. 110–112.
- Минина О.Р.* 2003. Стратиграфия и комплексы миоспор отложений верхнего девона Саяно-Байкальской горной области. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, ИЗК СО РАН.
- Митрофанов Г.Л.* 1978. Поздний докембрий и ранний палеозой центральной части Байкальской горной области. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, ВостСибНИИГГиМС.
- Морозов Ю.А.* 2001. Структура и кинематическая эволюция области сочленения Урала и Южного Тянь-Шаня (хребет Султан-Увайс) // Геотектоника. № 6. С. 32–55.

- Морозов Ю.А.* 2002. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника. № 6. С. 3–24.
- Морозов Ю.А., Геттнер Т.М.* 1997. Сопоставление природных и экспериментально воспроизведенных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и транстенсии // Проблемы эволюции тектоносферы (к 90-летию В.В. Белоусова). М., ОИФЗ РАН. С. 219–258.
- Николаев П.Н.* 1977. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений. // Известия вузов. Геология и разведка. № 12. С. 113–127.
- Николя А.* 1992. Основы деформации горных пород. М., Мир. 167 с.
- Норри Д., де Фриз Ж.* 1981. Введение в метод конечных элементов. М., Мир. 304 с.
- Оксман В.С.* 2000. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М., ГЕОС. 269 с.
- Осокина Д.Н.* 1963. Пластичные и упругие низкомолекулярные оптически-активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования. М., АН СССР. 196 с.
- Очеретенко И.А., Троценко В.В.* 1978. Стереографические проекции в структурной геологии. Л., Недра. 135 с.
- Панин В.Е., Гриняев Ю.В., Данилов В.И. и др.* 1990. Структурные уровни пластической деформации и разрушения. Новосибирск, Наука. 225 с.
- Панин В.Е., Егорушкин В.Е., Макаров П.В. и др.* 1995. Физическая мезомеханика и компьютерное конструирование материалов. Т. 1. Новосибирск, Наука. 298 с.
- Партон В.З.* 1990. Механика разрушения: от теории к практике. М., Наука. 240 с.
- Парфенов В.Д.* 1984. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. № 1. С. 60–72.
- Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В.* 1996. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. Т. 15. № 4. С. 3–15.
- Паталаха Е.И.* 1985. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М., Недра. 169 с.
- Петрография.* 1976. Т. 1. Под ред. А.А. Маракушева. М., МГУ. 355 с.
- Петрография.* 1986. Т. 3. Под ред. А.А. Маракушева. М., МГУ. 288 с.
- Пономарев В.С.* 1987. Структуры самопроизвольного разрушения в горных породах // Изучение тектонических деформаций. М., Наука. С. 117–136.
- Пуарье Ж.П.* 1988. Ползучесть кристаллов. М., Мир. 287 с.
- Рамберг Х.* 1985. Сила тяжести и деформации в земной коре. М., Недра. 399 с.
- Рамберг Х.* 1991. Складки волочения // Структурная геология и тектоника плит. Т. 2. М., Мир. С. 303–305.
- Расцветаев Л.М.* 1987. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. 2. М., ГИН АН СССР. С. 173–235.
- Ребецкий Ю.Л.* 2002. Обзор методов реконструкций тектонических напряжений и приращений сейсмотектонических деформаций // Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского). М., ОИФЗ РАН. С. 227–243.
- Рибиндер П.А.* 1979. Поверхностные явления в дисперсных системах: Физико-химическая механика. Избранные труды. М., Наука.
- Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М.* 1986. Основы геомеханики. М., Недра. 301 с.

- Родыгин А.И.* 1991. Признаки направления смещения при деформации сдвига. Томск, Томский университет. 99 с.
- Родыгин А.И.* 1992. Азимутальные проекции в структурной геологии. Томск, Томский университет. 137 с.
- Родыгин А.И.* 1994. Микроструктурный анализ кварца (с методическими указаниями и примерами геологической интерпретации). Томск, Томский университет. 217 с.
- Родыгин А.И.* 1996. Методы стрейн-анализа. Томск, Томский университет. 170 с.
- Родыгин А.И.* 2001. Динамометаморфические породы. Томск, Томский университет. 356 с.
- Садовский М.А.* 1989. О значении и смысле дискретности в геофизике // Дискретные свойства геофизической среды. М., Наука. С. 5–14.
- Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* 1991. Сейсмические процессы в блоковой среде. М., Наука. 95 с.
- Садовский М.А., Полховитинов Л.Е., Писаренко В.Ф.* 1987. Деформирование геофизической среды и сейсмические процессы. М., Наука.
- Сальников Д.И., Траскин В.Ю.* 1987. Основные представления физико-химической геомеханики // Изучение тектонических деформаций. М., ГИН АН СССР. С. 33–83.
- Сегерлинд Л.* 1979. Применение метода конечных элементов. М., Мир. 392 с.
- Сим Л.А.* 1996. Неотектонические напряжения Восточно-Европейской платформы и структур обрамления. Автореф. дисс. д-ра геол.-мин. наук. М., МГУ.
- Симонов Ю.Г.* 1972. Региональный геоморфологический анализ. М., МГУ. 250 с.
- Склярёв Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* 1997. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск, СО РАН, НИЦ ОИГТМ. 182 с.
- Соловьёв А.В., Брэндон М.Т.* 2000. Кинематика разрывных нарушений в слоистых толщах: метод анализа структур срезания слоистости // Геотектоника. № 4. С. 85–96.
- Соловьёв А.В., Шатино М.Н., Гарвер Дж.И.* 2001. Оскоростях формирования коллизионных надвигов (Лесновский надвиг, Северная Камчатка) // Бюлл. МОИП. Геология. Т. 76. Вып. 5. С. 29–32.
- Старостин В.И.* 1988. Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. М., Недра. 261 с.
- Старостин В.И., Дергачев А.Л., Хркович К.Х.* 1994. Структурно-петрофизический анализ месторождений полезных ископаемых. М., МГУ. 288 с.
- Талицкий В.Г.* 1983. Кливаж плейчатоности в метаморфических породах Макбальского брахиантиклинория (Северный Тянь-Шань) // Вестник МГУ. Геология. № 5. С. 34–39.
- Талицкий В.Г.* 1989а. Механизм образования кливажа в обломочных горных породах // Вестник МГУ. Геология. № 1. С. 19–27.
- Талицкий В.Г.* 1989б. О соотношении кливажа со складками (генетический аспект) // Вестник МГУ. Геология. № 4. С. 3–14.
- Талицкий В.Г.* 1991. Модель структурообразования в неоднородной геологической среде // Вестник МГУ. Геология. № 1. С. 27–33.
- Талицкий В.Г.* 1992. Механизмы деформаций и структурообразования в неоднородной геологической среде. Дисс. д-ра геол.-мин. наук. М., МГУ.
- Талицкий В.Г.* 1994а. Генетические типы структурных парагенезов // Вестник МГУ. Геология. № 4. С. 65–72.
- Талицкий В.Г.* 1994б. Новые подходы к моделированию геологической среды // Геотектоника. № 6. С. 78–84.

- Талицкий В.Г.* 2002. Роль неоднородностей геологической среды в механизмах тектонических деформаций // Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского). М., ОИФЗ РАН. С. 374–383.
- Талицкий В.Г., Галкин В.А.* 1986. К природе хлорит-мусковитовых порфириобластов // Вестник МГУ. Геология. № 4. С. 30–34.
- Талицкий В.Г., Галкин В.А.* 1988. Морфологические и генетические различия кливажа и сланцеватости горных пород // Геотектоника. № 5. С. 15–24.
- Талицкий В.Г., Галкин В.А.* 1989. Неоднородности земной коры как фактор структурообразования // Дискретные свойства геофизической среды. М., Наука. С. 61–70.
- Талицкий В.Г., Галкин В.А.* 1997а. Структурная организация геологической среды и некоторые закономерности ее динамических перестроек // Вестник МГУ. Геология. № 2. С. 12–17.
- Талицкий В.Г., Галкин В.А.* 1997б. Физическое моделирование механизмов тектогенеза на средах с исходными структурами // Проблемы эволюции тектоносферы (к 90-летию В.В. Белоусова). М., ОИФЗ РАН. С. 189–204.
- Талицкий В.Г., Галкин В.А.* 1997в. Экспериментальное изучение деформаций структурированных сред в приложении к механизмам тектогенеза // Геотектоника. № 1. С. 82–89.
- Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия). 2001. М., МАИК Наука/Интерпериодика. 571 с.
- Теркот Д., Шуберт Дж.* 1985. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. М., Мир. Т. 1. 374 с. Т. 2. 230 с.
- Трумбачев В.Ф., Молодцова Л.С.* 1963. Применение оптического метода для исследования напряженного состояния вокруг горных выработок. М., АН СССР. 95 с.
- Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* 1981. Флюиды в земной коре. М., Мир. 436 с.
- Финкель В.М.* 1989. Портрет трещины. М., Металлургия. 192 с.
- Фойгт Б.* 1990. Будинаж // Структурная геология и тектоника плит. Т. 1. М., Мир. С. 35–45.
- Фрохт М.* 1948. Фотоупругость. Т. 1. М., ОГИЗ. 432 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* 1995. Геотектоника с основами геодинамики. М., МГУ. 480 с.
- Шейдеггер А.Е.* 1987. Основы геодинамики. М., Недра. 384 с.
- Шерман С.И., Гладков А.С.* 1997. Фракталы в исследовании деструктивных зон литосферы и сейсмичности // Структурные парагенезы и их ансамбли. М., ГЕОС. С. 197–199.
- Эверетт К.Р.* 1990. Криотурбация // Структурная геология и тектоника плит. Т. 1. М., Мир. С. 304–311.
- Энгельдер Т.* 1990. Катакластические породы // Структурная геология и тектоника плит. Т. 1. М., Мир. С. 229–231.
- Янаскурт О.В.* 1995. Стадиальный анализ литогенеза. М., МГУ. 142 с.
- Ярошевский В.* 1981. Тектоника разрывов и складок. М., Недра. 245 с.
- Aerden D.G.* 2004. Correlation deformation in Variscan NW-Iberia using porphyroblasts; implications for the Ibero-Armorican Arc // J. Struct. Geol. V. 26. P. 177–196.
- Allmendinger R.W.* 1998. Inverse and Forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds // Tectonics. V. 17. P. 640–656.
- Anderson E.M.* 1951. The dynamics of faulting. Edinburgh, Oliver and Boyd.
- Anderson T.B.* 1964. Kink-bands and related geological structures // Nature. V. 202. P. 272–274.

- Anderson T.B.* 1974. The relationship between kinkbands and shear fractures in the experimental deformation of slate // *J. Geol. Soc. London*. V. 130. P. 367–382.
- Angelier J.* 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets // *Geophys. Res.* N 89, B7. P. 5835–5848.
- Antonellini M.A., Aydin A., Pollard D.A.* 1994. Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah // *J. Struct. Geol.* V. 16. P. 941–959.
- Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. 1980. Berlin, Heidelberg, New York.
- Ave Lallemand H.G., Carter N.L.* 1971. Pressure dependence of quartz lamellae orientations // *Am. J. Sci.* V. 270. P. 218–235.
- Azcarraga J., Abalos B., Gil Ibarguchi J.I.* 2002. On the relationship between kilometer-scale sheath folds, ductile thrusts and minor structures in the basal high-pressure units of the Cabo Ortegal complex (NW Spain) // *J. Struct. Geol.* V. 24. P. 1971–1989.
- Azuma N.* 1994. A flow law for anisotropic ice and its implication to ice sheets // *Earth and Planetary Science Letters*. V. 128. P. 601–614.
- Balagansky V.V., Timmerman M.J., Kozlova N.Ye. et al.* 2001. A 2.44 Ga syn-tectonic mafic dyke swarm in the Kolvitsa Belt, Kola Peninsula, Russia: implication for early Palaeoproterozoic tectonics in the north-eastern Fennoscandian Shield // *Precambrian Res.* V. 105. P. 269–287.
- Barker A.J.* 2002. Crack-fill porphyroblastesis // *J. Metamorph. Geol.* V. 20. P. 283–294.
- Barnhoorn A., Bystricky M., Burlini L. et al.* 2004. The role of recrystallisation on the deformation behaviour of calcite rocks: large strain torsion experiments on Carrara marble // *J. Struct. Geol.* V. 26. P. 885–903.
- Barrett P.J.* 1964. Residual seams and cementation in Oligocene shell calcarenites, Te Kuiti group // *J. Sediment. Petrol.* V. 34. P. 524–531.
- Bastida F., Aller J., Bobillo-Ares N.C.* 1999. Geometrical analysis of folded surfaces using simple functions // *J. Struct. Geol.* V. 21. P. 729–742.
- Bastida F., Bobillo-Ares N.C., Aller J. et al.* 2003. Analysis of folding by superimposition of strain pattern // *J. Struct. Geol.* V. 25. P. 1121–1139.
- Bauer P., Palm S., Handy M.R.* 2000. Strain localization and fluid pathways in mylonite: inferences from in situ deformation of a water-bearing quartz analogue (norcamphor) // *Tectonophysics*. V. 320. P. 141–165.
- Beach A., King M.* 1978. Discussion on pressure solution // *J. Geol. Soc. Lond.* V. 135. P. 649–651.
- Beaumont-Smith C.J.* 2003. The role of conjugate crenulation cleavage in the development of «millipede» microstructures // *J. Struct. Geol.* V. 23. P. 973–978.
- Becker A.* 1995. Quartz pressure solution influence of crystallographic orientation // *J. Struct. Geol.* V. 17. P. 1395–1405.
- Bell T.H., Bruce M.D.* 2007. Progressive deformation partitioning and deformation history: Evidence from millipede structures // *J. Struct. Geol.* V. 29. P. 18–35.
- Bell T.H., Hammond R.L.* 1984. On the internal geometry of mylonite zones // *Jour. Geol.* Vol. 92. P. 667–686.
- Bell T.H., Rubenach M.J.* 1980. Crenulation cleavage development – evidence for progressive inhomogeneous shortening from «millipede» microstructures in the Robertson River Metamorphics // *Tectonophysics*. V. 68. P. T9–T15.
- Bell T.H., Hickey K. A., Upton, G. J. G.* 1998. Distinguishing and correlating multiple phases of metamorphism across a multiply deformed region using the axes of spiral, staircase and sigmoidally curved inclusion trails in garnet // *J. Metamorphic Geol.* V. 16. P. 767–794.

- Bhattacharyya T., Longiaru S.* 1986. Ability of the Fry method to characterize pressure-solution deformation – Discussion // *Tectonophysics*. V. 131. P. 199–200.
- Biot M.A.* 1961. Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis // *Geol. Soc. Am. Bull.* V. 72. P. 1595–1620.
- Bjornerud M., Magloughlin J.F.* 2004. Pressure-related feedback processes in the generation of pseudotachylytes // *J. Struct. Geol.* V. 26. P. 2317–2323.
- Boer de R.B.* 1977. Pressure solution: theory and experiments // *Tectonophysics*. V. 39. P. 287–305.
- Bons P.* 2000. The formation of veins and their microstructures // *Stress, Structure and Strain: a volume in honour of Win D. Means*, Ed. by Mark Jessell, and Janos Urai. J. Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, V. 2, Pap. 4, doi:10.3809/jvirtex.2000.00007.
- Bons P.D.* 2001. Development of crystal morphology during uniaxial growth in a progressively widening vein: I. The numerical model // *J. Struct. Geol.* V. 23. P. 865–872.
- Bos B., Spiers C.J.* 2001. Experimental investigation into the microstructural and mechanical evolution of phyllosilicate-bearing fault rock under conditions favouring pressure solution // *J. Struct. Geol.* V. 23. P. 1187–1202.
- Borradaile G.J.* 1980. Chlorite mica blasts in slate with continuous cleavage // *Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics*. Berlin, Heidelberg, New York. P. 458–459.
- Brandon D.G.* 1966. The structure of high angle grain boundaries // *Acta Metall.* V. 14. P. 1479.
- Brun J.-P., Sokoutis D., van den Driessche J.* 1994. Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes // *Geology*. V. 22. P. 319–322.
- Brune J.N., Ellis M.A.* 1997. Structural features in a brittle-ductile wax model of continental extension // *Nature*. V. 387. P. 67–70.
- Burkhard M.* 1993. Calcite-twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicator of tectonic regimes: a review // *J. Struct. Geol.* V. 15. P. 351–368.
- Busch J.P., van Der Pluijm B.A.* 1995. Calcite textures, microstructures and rheological properties of marble mylonites in the Bancroft shear zone, Ontario, Canada // *J. Struct. Geol.* V. 17. P. 677–688.
- Canole P., Odonne F., Polve M.* 1997. Heterogeneous strain associated with normal faulting: evidence of mass transfer by pressure solution associated with fault displacement // *Tectonophysics*. V. 283. P. 129–143.
- Chamberlin R.T.* 1910. The Appalachian folds of central Pennsylvania // *J. Geol.* V. 18. P. 228–251.
- Chan Yu-Ch., Crespi J.M.* 1999. Albite porphyroblasts with sigmoidal inclusion trails and their kinematic implications: an example from the Taconic Allochthon, west-central Vermont // *J. Struct. Geol.* V. 21. P. 1407–1417.
- Cloos E.* 1946. Lineation: a critical review and annotated bibliography // *Geol. Soc. Amer. Mem.* V. 18.
- Couzens-Schultz B.A., Vendeville B.C., Wiltchko D.V.* 2003. Duplex style and triangle zone formation: insights from physical modeling // *J. Struct. Geol.* V. 25. P. 1623–1644.
- Craddock J.P., Nielson K.J., Malone D.H.* 2000. Calcite twinning strain constraints on the emplacement kinematic pattern of the upper plate of the Heart Mountain Detachment // *J. Struct. Geol.* V. 22. P.983–991.
- Crespi J.M.* 1986. Some guidelines for practical application of Fry's method of strain analysis // *J. Struct. Geol.* V. 8. P. 799–808.
- Dahlstrom C.D.A.* 1969. Balanced cross sections // *Can. J. Earth Sci.* V. 6. P. 743–757.

- Davidson S.G., Anastasio D.J., Bebout G.E. et al. **1998**. Volume loss and metasomatism during cleavage formation in carbonate rocks // *J. Struct. Geol.* Vol. 20. P. 707–726.
- De Bresser J.H.P., Spiers C.J. **1993**. Slip systems in calcite single crystals deformed at 300–800 °C // *JGR.* V. 98. P. 6397–6409.
- Delaney P.T., Pollard D.D. **1981**. Deformation of host rocks and flow of magma during growth of Minette dikes and breccia-bearing intrusions near Snip Rock, New Mexico. USGS Prof. Pap. 1202.
- Delaney P.T., Pollard D.D., Ziony J.I., McKee E.H. **1986**. Field relations between dikes and joints: emplacement processes and paleostress analysis // *JGR.* V. 91. P. 4920–4938.
- Den Brok B. **1996**. The effect of crystallographic orientation on pressure solution in quartzite // *J. Struct. Geol.* V. 18. P. 859–860.
- Dewey J.F. **1965**. Nature and origin of kink bands // *Tectonophysics.* V. 1. P. 459–494.
- Dimanov A., Wirth R., Dresen G. **2000**. The effect of melt distribution on the rheology of plagioclase rocks // *Tectonophysics.* V. 328. P. 307–327.
- Doblas M. **1998**. Slickenside kinematic indicators // *Tectonophysics.* V. 295. P. 187–197.
- Donath F.A. **1969**. The development of kink bands in brittle anisotropic rock // *Geol. Soc. Amer. Mem.* V. 115. P. 453–493.
- Dooley T., McClay K. **1997**. Analogue modeling of pull-apart basins // *AAPG Bull.* V. 81. P. 1804–1826.
- Drury M.R. **1993**. Deformation lamellae in metals and minerals // *Defects and Processes in the Solid State: Geoscience Applications*. Ed. by Boland J.N., Fitz Gerald J.D. The McLaren Volume, Developments in Petrology 14. Elsevier, Amsterdam. P. 195–212.
- Durney D.W., Ramsay J.G. **1973**. Incremental strains measured by syntectonic crystal growth // *Gravity Tectonics*. Ed. by K.A. de Jong, R. Scholten. New York. P. 67–96.
- Erslev E.A. **1988**. Normalized center-to-center strain analysis of packed aggregates // *J. Struct. Geol.* V. 10. P. 201–210.
- Erslev E.A., Ge H. **1990**. Least-squares center-to-center and mean object ellipse fabric analysis // *J. Struct. Geol.* V. 12. P. 1047–1059.
- Evans M.A., Elmore R.D. **2006**. Fluid control of localized mineral domains in limestone pressure solution structures // *J. Struct. Geol.* V. 28. P. 284–301.
- Ez V. **2000**. When shearing is a cause of folding // *Earth Sci. Rev.* V. 51. P. 155–172.
- Faccenna C., Davy P., Brun J.-P. et al. **1996**. The dynamics of back-arc extension; an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea // *Geophys. J. International.* V. 126. P. 781–795.
- Farver J., Yund R. **2000**. Silicon diffusion in a natural quartz aggregate: constraints on solution-transfer diffusion creep // *Tectonophysics.* V. 325. P. 193–205.
- Ferrill D.A., Morris A.P., Evans M.A. et al. **2004**. Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer // *J. Struct. Geol.* V. 26. P. 1521–1529.
- Fleuty M.J. **1964**. The description of folds // *Proc. Geol. Assoc.* V. 75. Pt. 4. P. 461–492.
- Fliervoort T.F., White S.H., Drury M.R. **1997**. Evidence for dominant sliding deformation in greenschist- and amphibolite-grade polymineralic ultramylonites from the Redbank Deformed Zone, Central Australia // *J. Struct. Geol.* V. 19. P. 1495–1520.
- Fliervoort T.F., Drury M.R., Chopra P.N. **1999**. Crystallographic preferred orientations and misorientations in some olivine rocks deformed by diffusion or dislocation creep // *Tectonophysics.* V. 303. P. 1–27.

- Fowler T.J. 1996. Flexural-slip generated bedding-parallel veins from central Victoria, Australia // *J. Struct. Geol.* V. 18. P. 1399–1415.
- Fowler A.-R., El Kalioubi B. 2002. The Migif-Hafafit gneissic complex of the Egyptian Eastern Desert: fold interference patterns involving multiply deformed sheath folds // *Tectonophysics*. Vol. 346. P. 247–275.
- Frank F.C., Stroh A.N. 1952. On the theory of kinking // *Phys. Soc. Lond. Proc.* V. 65B. P. 811–821.
- Fry N. 1979. Random point distributions and strain measurement in rocks // *Tectonophysics*. V. 60. P. 89–105.
- Fry N. 1999. Fry plots: warning about summed moments // *J. Struct. Geol.* V. 21. P. 129–134.
- Fueten F., Robin P.-Y. F., Schweinberger M. 2002. Finite element modelling of the evolution of pressure solution cleavage // *J. Struct. Geol.* V. 24. P. 1055–1064.
- Garlick S.R., Gromet L.P. 2004. Diffusion creep and partial melting in high temperature mylonitic gneisses, Hope Valley shear zone, New England Appalachians, USA // *J. Metamorphic Geol.* V. 22. P. 45–62.
- Gardner D.A.C. 1980. Chlorite grains and mica films in calcareous slates // *Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics*. Berlin, Heidelberg, New York. P. 262–263.
- Gaudemar Y., Tapponier P. 1987. Ductile and brittle deformation in the northern Snake Range, Nevada // *J. Struct. Geol.* V. 9. P. 159–180.
- Gay N.C., Jaeger J.C. 1975. Cataclastic deformation of geological materials in matrices of differing composition: II Boudinage // *Tectonophysics*. V. 27. P. 323–339.
- Gay N.C., Weiss L.E. 1974. The relationship between principal stress directions and the geometry of kinks in foliated rocks // *Tectonophysics*. V. 21. P. 287–300.
- Ghosh S.K., Ramberg H. 1976. Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear // *Tectonophysics*. V. 34. P. 1–70.
- Glazner A.F., Bartlet J.M., Carl B.S. 1999. Oblique opening and noncoaxial emplacement of the Jurassic Independence dike swarm, California // *J. Struct. Geol.* V. 21. P. 1275–1283.
- Goldstein A., Knight J., Kimball K. 1998. Deformed graptolites, finite strain and volume loss during cleavage formation in rocks of the Taconic slate belt, New York and Vermont, U.S.A. // *J. Struct. Geol.* V. 20. P. 1769–1782.
- Goodman D.J., Frost H.J., Ashby M.F. 1981. The plasticity of polycrystalline ice // *Philosophical Magazine*. V. 43. P. 665–695.
- Goscombe B. 1991. Intense non-coaxial shear and the development of mega-scale sheath folds in the Arunta Block, Central Australia // *J. Struct. Geol.* Vol. 13. P. 299–318.
- Goscombe B.D., Passchier C.W. 2003. Asymmetric boudins as shear sense indicators – an assessment from field data // *J. Struct. Geol.* V. 25. P. 575–589.
- Goscombe B.D., Passchier C.W., Hand M. 2004. Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures // *J. Struct. Geol.* V. 26. P. 739–763.
- Gower R.J.W., Simpson C. 1992. Phase boundary mobility in naturally deformed, high-grade quartzofeldspathic rocks: evidence for diffusion creep // *J. Struct. Geol.* V. 14. P. 301–313.
- Grange F., Hatzfeld D., Cunningham P. et al. 1984. Tectonic implication of the microearthquake seismicity and fault plane solutions in Southern Peru // *JGR*. V. 89. P. 6139–6152.
- Gratier J.-P., Renard F., Labaume P. 1999. How pressure solution creep and fracturing processes interact in the upper crust to make it behave in both a brittle and viscous manner // *J. Struct. Geol.* V. 21. P. 1189–1197.

- Gratier J.P., Muquet L., Hassani R. et al. 2005. Experimental microstylolites in quartz and modeled application to natural stylolitic structures // *J. Struct. Geol.* V. 27. P. 89–100.
- Gratz A.J. 1991. Solution-transfer compaction of quartzites: progress toward a rate law // *Geology*. V. 19. P. 901–904.
- Gray D.R. 1977. Some parameters which affect the morphology of crenulation cleavage // *J. Geol.* V. 85. P. 763–780.
- Gray D.R. 1979. Microstructure of crenulation cleavage: an indicator of cleavage origin // *Am. J. Sci.* V. 279. P. 97–128.
- Gray D.R., Foster D.A. 1998. Character and kinematics of faults within the turbidite-dominated Lachlan Orogen: implications for tectonic evolution of eastern Australia // *J. Struct. Geol.* V. 20. P. 1691–1720.
- Green H.W., Griggs D.T., Christie J.M. 1970. Syntectonic and annealing recrystallization of fine grained quartz aggregates // *Experimental and natural rock deformation*. Berlin, Heidelberg, New York, Springer. P. 272–335.
- Griffiths R.W., Hackney R.I., van der Hilst R.D. 1995. A laboratory investigation of effects of trench migration on the descent of subducted slabs // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 133. P. 1–17.
- Grotenhuis ten S.M., Trouw R.A.J., Passchier C.W. 2003. Evolution of mica fish in mylonitic rocks // *Tectonophysics*. V. 372. P. 1–21.
- Groshong R.H. 2006. 3-D structural geology. A practical guide to quantitative surface and sub-surface map interpretation. 2nd ed. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag.
- Hall J. 1815. On the vertical position and convolutions of certain strata and their relationship with granite // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. V. 7. P. 79–108.
- Handy M.R. 1998. The origin of shape preferred orientations in mylonite: inferences from *in-situ* experiments on polycrystalline norcamphor // *J. Struct. Geol.* V. 20. P. 681–694.
- Hanmer S., Mengel F., Connelly J. et al. 1997. Significance of crustal-scale shear zones and synkinematic mafic dykes in the Nagsugtoqidian orogen, SW Greenland: a re-examination // *J. Struct. Geol.* V. 19. P. 59–75.
- Harker A. 1939. *Metamorphism: a study of transformations of rock-masses*. London, Methuen Ltd.
- Harker D., Parker E.R. 1945. Grain shape and grain growth // *Trans. Amer. Soc. Metals*. V. 34. P. 159–195.
- Harland W.B. 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen // *Geol. Mag.* V. 108. P. 27–42.
- Hayward N. 1990. Determination of early fold axis orientations within multiply deformed rocks using porphyroblasts // *Tectonophysics*. V. 179. P. 353–369.
- Hervegh M., Handy M.R. 1998. The origin of shape preferred orientations in milonite: inferences from *insitu* experiments on polycrystalline norcamphor // *J. Struct. Geol.* V. 20. P. 681–694.
- Herwegh M., Kunze K. 2002. The influence of nano-scale second-phase particles on deformation of the fine grained calcite mylonites // *J. Struct. Geol.* V. 24. P. 1463–1478.
- Higgins M.W. 1971. Cataclastic rocks. US Geol. Survey Prof. Paper. V. 687.
- Hilgers C., Urai J.L. 2002. Experimental study of syntaxial vein growth during lateral fluid flow in transmitted light: first results // *J. Struct. Geol.* V. 24. P. 1029–1043.
- Hippert J. 1999. Are S-C structures, duplexes and conjugate shear zones different manifestations of the same scale-invariant phenomenon? // *J. Struct. Geol.* V. 21. P. 975–984.

- Hirth G., Kohlstedt D.L.* **1995.** Experimental constraints on the dynamics of the partially molten upper mantle: Deformation in the diffusion creep regime // *JGR*. V. 98. P. 16213–16222.
- Hirth G., Tullis J.* **1994.** The brittle-plastic transformation to experimentally deformed quartz aggregates // *JGR*. V. 11. P. 731–747.
- Hobbs B.E.* **1968.** Recrystallization of single crystals of quartz // *Tectonophysics*. V. 6. N 5. P.353–401.
- Hobbs B.E.* **1985.** The geological significance of microfabric // *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks*. Ed. by H.R. Wenk. New York, Academic Press.
- Hobbs B.E., Means W.D., Williams P.F.* **1976.** An outline of structural geology. New York, Wiley.
- Hoek J.D. Seitz H.-M.* **1995.** Continental mafic dyke swarms as tectonic indicators: an example from the Vestfold Hills, East Antarctica // *Precambrian Res.* V. 75. P. 121–139.
- Holcombe R.J.* **1980.** Microprobe analysis of slaty cleavage lamella // *Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics*. Berlin, Heidelberg, New York. P. 252–253.
- Hubbert M.K.* **1937.** Theory of scale models as applied to the study of geologic structures // *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 48. P. 1459–1520.
- Hubbert M.K.* **1951.** Mechanical basis for certain familiar geologic structures // *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 62. P. 355–372.
- Huddleston P.J.* **1973.** Fold morphology and some geometrical implications of the theories of fold development // *Tectonophysics*. V. 16. P. 1–46.
- Imon R., Okudaira T., Fujimoto A.* **2002.** Dissolution and precipitation processes in deformed amphibolites: an example from the ductile shear zone of Ryoke metamorphic belt, SW Japan // *J. Metamorphic Geol.* V. 20. P. 297–308.
- Imon R., Okudaira T., Kanagawa K.* **2004.** Development of shape- and lattice-preferred orientations of amphibole grains during initial cataclastic deformation and subsequent deformation by dissolution – precipitation creep in amphibolites from the Ryoke metamorphic belt, SW Japan // *J. Struct. Geol.* V. 26. P. 793–805.
- Ingrin J., Doukhan N., Doukhan J.C.* **1992.** Dislocation glide systems in diopside single crystals deformed at 800–900 °C // *Eur. J. Mineral.* V. 4. 1291–1302.
- Ismat Z., Mitra G.* **2001.** Folding by cataclastic flow at shallow crustal levels in the Canyon Range, Sevier orogenic belt, west-central Utah // *J. Struct. Geol.* V. 23. P. 355–378.
- Jessel M., Bons P.* **2002.** Microstructures Online (<http://www.materialsknowledge.org/moodle/msonline/>).
- Johnson S.E., Williams M.L.* **1998.** Determining finite longitudinal strains from oppositely-concave microfolds in and around porphyroblasts: a new quantitative method // *J. Struct. Geol.* V. 20. P. 1521–1530.
- Jolly R.J.H., Sanderson D.J.* **1995.** Variation in the form and distribution of dykes in the Mull swarm, Scotland // *J. Struct. Geol.* V. 17. P. 1543–1557.
- Jones R.R., Tanner P.G.* **1995.** Strain partitioning in transpression zones // *J. Struct. Geol.* V. 17. P. 793–802.
- Karacz Z., Scholz C.H.* **2003.** The fractal geometry of some stylolites from the Calcare Massiccio Formation, Italy // *J. Struct. Geol.* V. 25. P. 1301–1316.
- Katterhorn S.A., Watkeys M.K.* **1995.** Blunt-ended dyke segments // *J. Struct. Geol.* V. 17. P. 1535–1542.
- Keep M.* **2000.** Models of lithospheric-scale deformation during plate collision; effects of indenter shape and lithospheric thickness // *Tectonophysics*. V. 326. P. 203–216.

- Kenis I., Sintubin M., Muchez Ph. et al.* **2002.** The «boudinage» question in the High-Ardenne Slate Belt (Belgium): a combined structural and fluid-inclusion approach // *Tectonophysics*. V. 348. P. 93–110.
- Kenis I., Urai J. L., van der Zee W. et al.* **2004.** Mullions in the High-Ardenne Slate Belt (Belgium): numerical model and parameter sensitivity analysis // *J. Struct. Geol.* V. 26. P. 1677–1692.
- Kennedy L.A., Logan J.M.* **1997.** The role of veining and dissolution in the evolution of fine grained mylonites: The McConnell thrust, Alberta // *J. Struct. Geol.* V. 19. P. 785–797.
- Kirschner D.L., Teixell A.* **1996.** Three-dimensional geometry of kink bands in slates and its relationship with finite strain // *Tectonophysics*. V. 262. P. 195–211.
- Kligfield R., Hunziker J., Dallmeyer R. D. et al.* **1986.** Dating of deformation phases using K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar techniques: results from the Northern Apennines // *J. Struct. Geol.* V. 8. P. 781–798.
- Knipe R.J.* **1989.** Deformation mechanisms—recognition from natural tectonites // *J. Struct. Geol.* V. 11. P. 127–146.
- Koehn D., Bons P.D., Passchier C.W.* **2003.** Development of antitaxial strain fringes during non-coaxial deformation: an experimental study // *J. Struct. Geol.* V. 25. P. 263–275.
- Koehn D., Hilgers C., Bons P.D., Passchier C.W.* **2000.** Numerical simulation of fibre growth in antitaxial strain fringes // *J. Struct. Geol.* V. 22. P. 1311–1324.
- Kohlstedt D.L., Weathers M.S.* **1980.** Deformation induced microstructures, paleopiezometers and differential stresses in deeply eroded fault zones // *JGR*. V. 85 (B11). P. 6269–6285.
- Krabbendam M., Urai J.L., van Vliet L.J.* **2003.** Grain size stabilisation by dispersed graphite in a high-grade quartz mylonite: an example from Naxos (Greece) // *J. Struct. Geol.* V. 25. P. 855–866.
- Kruse R., Stunitz H.* **1999.** Deformation mechanisms and phase distribution in mafic high-temperature mylonites from the Jotun Nappe, Southern Norway // *Tectonophysics*. V. 303. P. 223–249.
- Labaume P., Sheppard S.M.F., Moretti I.* **2001.** Fluid flow in cataclastic thrust fault zones in sandstones, Sub-Andean Zone, Southern Bolivia // *Tectonophysics*. V. 340. P. 141–172.
- Lapworth T., Wheeler J., Prior D.* **2002.** The deformation of plagioclase investigated using backscatter diffraction crystallographic preferred orientation data // *J. Struct. Geol.* V. 24. P. 387–399.
- Lee Y.-J., Wiltschko D.V.* **2000.** Fault controlled sequential vein dilation: competition between slip and precipitation rates in the Austin Chalk, Texas // *J. Struct. Geol.* V. 22. P. 1247–1260.
- Lin A.* **1999.** Roundness of clasts in pseudotachylytes and cataclastic rocks as an indicator of frictional melting // *J. Struct. Geol.* V. 21. P. 473–478.
- Lister G.S., Davis G.A.* **1989.** The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA // *J. Struct. Geol.* V. 11. P. 65–94.
- Lister G.S., Hobbs B.E.* **1980.** The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history // *J. Struct. Geol.* V. 2. P. 355–371.
- Lister G.S., Snoke A.W.* **1984.** SC-mylonites // *J. Struct. Geol.* V. 6. P. 617–638.
- Lister G.S., Boland J.N., Zwart H.J.* **1986.** Step-wise growth of biotite porphyroblasts in pelitic schists of the western Lys-Caillaouas massif (Pyrenees) // *J. Struct. Geol.* V. 8. P. 543–562.
- Lloyd G.E., Farmer A.B., Mainprice D.* **1997.** Misorientation analysis and the formation and orientation of subgrain and grain boundaries // *Tectonophysics*. V. 279. P. 55–78.

- Maddock R.H., Groccot J., van Nes M. 1987.* Vesicles, amygdales and similar structures in fault-generated pseudotachylites // *Lithos*. V. 20. P. 419–432.
- Mandal N., Chakraborty C., Samanta S.K. 2000.* Boudinage in multilayered rocks under layer-normal compression: a theoretical analysis // *J. Struct. Geol.* V. 22. P. 373–382.
- Mandal N., Samanta S.K., Chakraborty C. 2001.* Numerical modelling of heterogeneous flow fields around rigid objects with special reference to particle paths, strain shadows and foliation drag // *Tectonophysics*. V. 330. 177–194.
- Mandelbrot B.B. 1982.* The fractal geometry of nature. San Francisco, Freeman.
- Marmo B., Wilson C. J. L. 1998.* Strain localisation and incremental deformation within ice masses, Framnes Mountains, east Antarctica // *J. Struct. Geol.* V. 20. P. 149–162.
- Masuda T., Shibutani T., Yamaguchi H. 1995.* Comparative rheological behaviour of albit and quartz in siliceous schists revealed by microboudinage of piedmontite // *J. Struct. Geol.* 1995. V. 17. P. 1523–1533.
- Masuda T., Kimura N., Okamoto A. et al. 2007.* Cessation of plastic deformation during exhumation of metamorphic tectonites revealed by microboudinage structures // *J. Struct. Geol.* V. 29. P. 159–169.
- Mauler A., Godard G., Kunze K. 2001.* Crystallographic fabrics of omphacite, rutile and quartz in Vendee eclogites (Armorican Massif, France). Consequences for deformation mechanisms and regimes // *Tectonophysics*. V. 342. P. 81–112.
- McCaig A.M. 1988.* Deep fluid circulation in fault zones // *Geology*. V. 16. P. 867–870.
- McClay K.R. 1989.* The mapping of geological structures. New York – Toronto.
- McClay K., Dooley T. 1995.* Analogue models of pull-apart basins // *Geology*. V. 23. P. 711–714.
- McClay K.R., Dooley T., Whitehouse P. et al. 2002.* 4-D evolution of rift systems: Insights from scaled physical models // *AAPG Bull.* V. 86. P. 935–959.
- McNaught M.A. 1994.* Modifying the normalized Fry method for aggregates of non-elliptical grains // *J. Struct. Geol.* V. 16. P. 493–503.
- McNaught M.A. 2002.* Estimating uncertainty in normalized Fry plots using a bootstrap approach // *J. Struct. Geol.* V. 24. P. 311–322.
- Microdynamics simulation. 2008.* Ed. by P.D. Bons, D. Koehn, M. Jessel. Springer.
- Newman J., Lamb W.M., Drury M.R. et al. 1999.* Deformation processes in a peridotite shear zone: reaction-softening by an H₂O-deficient, continuous net transfer reaction // *Tectonophysics*. V. 303. P. 193–222.
- Nicholson R., Ejiófor I.B. 1987.* The three-dimensional morphology of arrays of echelon and sigmoidal, mineral-filled fractures: data from north Cornwall // *J. Geol. Soc. London*. V. 144. P. 79–83.
- Nicholson R., Pollard D.D. 1985.* Dilation and linkage of echelon cracks // *J. Struct. Geol.* V. 7. P. 583–590.
- Nishikava O., Takeshita T. 1999.* Dynamic analysis and two types of kink bands in quartz veins deformed under subgreenschist conditions // *Tectonophysics*. V. 301. P. 21–34.
- Nollet S., Urai J.L., Bons P.D. et al. 2005.* Numerical simulations of polycrystal growth in veins // *J. Struct. Geol.* V. 27. P. 217–230.
- Orowan E. 1942.* A type of new plastic deformation in metals // *Nature*. V. 149. P. 643–644.
- Orzol J., Trepmann C.A., Stockhert B. et al. 2003.* Critical shear stress for mechanical twinning of jadeite – an experimental study // *Tectonophysics*. V. 372. P. 135–145.

- Paterson M.S., Weiss L.E.* 1966. Experimental deformation and folding in phyllite // *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 77. P. 343-374.
- Passchier C.W., Druguet E.* 2002. Numerical modelling of asymmetric boudinage // *J. Struct. Geol.* V. 24. P. 1789–1803.
- Passchier C.W., Simpson C.* 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators // *J. Struct. Geol.* V. 8. P. 831–843.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J.* 1996. *Microtectonics.* Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag.
- Peacock D.C.P., Azzam I.N.* 2006. Development and scaling relationships of a stylolite population // *J. Struct. Geol.* V. 28. P. 1883–1889.
- Pell J.A.* 1998. Kimberlites in Slave Craton, Northwest Territories // *Geoscience Canada.* V. 24. № 2. P. 77–90.
- Piazolo S., Passchier C.W.* 2002. Controls on lineation development in low to medium grade shear zones: a study from the Cap de Creus peninsula, NE Spain // *J. Struct. Geol.* V. 24. P. 25–44.
- Philpotts A.R.* 1964. Origin of pseudotachylites // *Amer. J. Sci.* V. 262. N 8. P. 1008–1035.
- Putnis A., Prieto M., Fernandez-Diaz L.* 1995. Fluid supersaturation and crystallization in porous media // *Geol. Mag.* V. 132. P. 1–13.
- Railsback L.B., Andrews L.M.* 1995. Tectonic stylolites in the «underformed» Cumberland Plateau of southern Tennessee // *J. Struct. Geol.* V. 17. P. 911–915.
- Ramberg H.* 1960. Relationship between length of arc and thickness of pygmatically folded veins // *Am. J. Sci.* V. 258. P. 36–46.
- Ramberg H.* 1963. Fluid mechanics of viscous buckling applicable to folding of layered rocks // *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.* V. 47. P. 484.
- Ramberg H.* 1967. Model experimentation of the effect of gravity on tectonic processes // *Geoph. J. Roy. Astron. Soc.* V. 14. P. 307–329.
- Ramberg H.* 1970. Folding of compressed multylayers in the field of gravity I, II // *Phys. Earth Planet. Interiors.* V. 2. P. 203–232. V. 4. P. 83–120.
- Ramsay J.G.* 1967. *Folding and fracturing of rocks.* New York, McGraw-Hill.
- Ramsay J. G.* 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation // *Nature.* V. 284. P. 135–139.
- Ramsay J.G., Huber M.I.* 1983. *The techniques of modern structural geology.* V. 1. *Strain Analysis.* London, New York, Academic Press.
- Ramsay J.G., Huber M.I.* 1987. *The techniques of modern structural geology.* V. 2. *Folds and Fractures.* London, New York, Academic Press.
- Randle V., Ralph B.* 1986. A practical approach to the determination of the crystallography of grain boundaries // *J. Mater. Sci.* V. 21. P. 3823–3828.
- Raymond L.A.* 1984. Classification of melanges. Melanges: their nature, origin, significance // *Geol. Soc. Am. Spec. Paper.* V. 198. P. 7–20.
- Ree J.-H., Park Y.* 1997. Static recovery and recrystallization microstructures in sheared octachloropropane // *J. Struct. Geol.* V. 19. P. 1521–1526.
- Renard F., Ortoleva P., Gratier J.P.* 1997. Pressure solution in sandstones: influence of clays and dependence on temperature and stress // *Tectonophysics.* V. 280. P. 257–266.
- Renner J., Rummel F.* 1996. The effect of experimental and microstructural parameters on the transition from brittle failure to cataclastic flow of carbonate rocks // *Tectonophysics.* V. 258. P. 151–169.

- Rice A.H.N., Frank W. 2003. The early Caledonian (Finnmarkian) event reassessed in Finnmark: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ cleavage age data from NW Varangerhalvoya, N. Norway // *Tectonophysics*. V. 374. P. 219–236.
- Roberts D. 2000. Pull-apart stepover structures in an asphalted road surface – a geological curiosity // *J. Struct. Geol.* V. 22. P. 1469–1472.
- Ross J.V., Mercier J.-C. C., Xu Y. 1996. Diffusion creep in the upper mantle: an example from the Tanlu Fault, northeastern China // *Tectonophysics*. V. 261. P. 315–329.
- Rowe K.J., Rutter E.H. 1990. Paleostress estimation using calcite twinning: Experimental calibration and application to nature // *J. Struct. Geol.* V. 12. P. 1–17.
- Rutter, E.H. 1976. The kinetics of rock-deformation by pressure-solution // *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* V. A 283. P. 203–219.
- Rutter E.H. 1995. Experimental study of influence of stress, temperature, and strain on the dynamic recrystallization of Carrara marble // *JGR*. V. 100 (B12). P. 24651–24663.
- Rutter E.H., Casey M., Burlini L. 1994. Preferred crystallographic orientation development during the plastic and superplastic flow of calcite rocks // *J. Struct. Geol.* V. 16. P. 1431–1447.
- Ryan B. 1995. Morphological features of multigeneration basic dykes near Nain, Labrador: clues to original emplacement mechanism and subsequent deformation // *Precambrian Res.* V. 75. P. 91–118.
- Sander B. 1930. *Gefugekunde der Gestein*. Wein, Springer Verlag.
- Sanderson D.J., Marchini W.R.D. 1984. Transpression // *J. Struct. Geol.* V. 6. P. 449–458.
- Sawyer E.W. 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks // *J. Metamorphic Geol.* V. 19. P. 291–309.
- Scharer K.M., Burbank D.W., Chen J. et al. 2004. Detachment folding in the Southwestern Tian Shan–Tarim foreland, China: shortening estimates and rates // *J. Struct. Geol.* V. 26. P. 2119–2137.
- Schaub R., Wahlstrom E., Ronnau A. et al. 2003. Oxygen-mediated diffusion of oxygen vacancies on the $\text{TiO}_2(110)$ surface // *Science*. V. 299. P. 377–379.
- Schmid S.M., Paterson M.S., Boland J.N. 1980. High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble // *Tectonophysics*. V. 65. P. 245–280.
- Schmid S.M., Zingg A., Handy M. 1987. The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone // *Tectonophysics*. V. 135. P. 47–66.
- Schwan W. 1964. Begriff und bedeutung der leitstrukturen // *Geotekt. Forsch.* H. 19.
- Selverstone J., Hyatt J. 2003. Chemical and physical responses to deformation in micaceous quartzites from the Tauern Window, Eastern Alps // *J. Metamorphic Geol.* V. 21. P. 335–345.
- Sharma B.K., Bhola A.M. 2005. Kink bands in the Chamba region, Western Himalaya, India // *J. Asian Earth Sci.* V. 25. P. 513–528.
- Shemenda A.I. 1992. Horizontal lithosphere compression and subduction; constraints provided by physical modeling // *JGR*. V. 97. P. 11097–11116.
- Sherlock S. C., Hetzel R. 2001. A laser-probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of pseudotachylite from the Tambach Fault Zone, Kenya: direct isotopic dating of brittle faults // *J. Struct. Geol.* V. 23. P. 33–44.
- Sherman S.I., Gladkov A.S. 1999. Fractals in studies of faulting and seismicity in the Baikal rift zone // *Tectonophysics*. V. 308. P. 133–142.
- Sibson R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms // *J. Geol. Soc. Lond.* V. 133. P. 191–214.

- Sibson R.H., Scott J.* 1998. Stress/fault controls on the containment and release of overpressured fluids: Examples from gold-quartz vein systems in Juneau, Alaska; Victoria, Australia and Otago, New Zealand // *Ore Geol. Rev.* V. 13. P. 293–306.
- Sibson R.H., Moore R.M., Rankin A.H.* 1975. Seismic pumping – a hydrothermal transport mechanism // *J. Geol. Soc. London.* V. 131. P. 653–659.
- Simakin A., Talbot C.* 2001. Tectonic pumping of pervasive granitic melt // *Tectonophysics.* V. 332. P. 387–402.
- Simpson C.* 1986. Determination of movement sense in mylonites // *J. Geol. Education.* V. 34. P. 246–261.
- Smith J.V.* 1996. Geometry and kinematics of convergent conjugate vein array systems // *J. Struct. Geol.* V. 18. P. 1291–1300.
- Smith J.V.* 1999. Inter-array and intra-array kinematics of en echelon sigmoidal veins in cross-bedded sandstone, Merimbula, southeastern Australia // *J. Struct. Geol.* V. 21. P. 387–397.
- Smith J.V.* 2000. Three-dimensional morphology and connectivity of stylolites hyperactivated during veining // *J. Struct. Geol.* V. 22. P. 59–64.
- Solum J.G., van der Pluijm B.A., Peacor D.R.* 2005. Neocrystallization, fabrics and age of clay minerals from an exposure of the Moab Fault, Utah // *J. Struct. Geol.* V. 27. P. 1563–1576.
- Spiers C.J., Schutjens P.M.* 1990. Densification of polycrystalline aggregates by fluid-phase diffusional creep // *Deformation Processes in Minerals Ceramics and Rocks.* Ed. by D.J. Barber, P.G. Meridith. London, Unwin Hyman. P. 334–353.
- Srivastava D.C.* 2000. Geometrical classification of conjugate vein arrays // *J. Struct. Geol.* V. 22. P. 713–722.
- Srivastava D.C., Lisle R.J., Imran M. et al.* 1998. The kink-band triangle: a triangular plot for paleostress from kink-bands // *J. Struct. Geol.* V. 20. P. 1579–1586.
- Staal van C.R., Pogers N., Taylor B.E.* 2001. Formation of low-temperature mylonites and phylonites by alcali-metasomatic weakening of felsic volcanic rocks during progressive, subduction-related deformation // *J. Struct. Geol.* V. 23. P. 903–921.
- Stallard A., Hickey K.* 2001. Fold mechanisms in the Canton Schists: constraints on the contribution of flexural flow // *J. Struct. Geol.* V. 23. P. 1865–1881.
- Stallard A., Ikei H., Masuda T.* 2002. Numerical simulations of spiral-shaped inclusion trails: can 3D geometry distinguish between end-member models of spiral formashion // *J. Metamorphic Geol.* V. 20. P. 801–812.
- Stallard A.R., Hickey K.A., Upton G.J.* 2003. Measurement and correlation of microstructures: the case of foliation intersection axes // *J. Metamorph. Geol.* V. 21. P. 241–252
- Starkey J.* 2002. Chemical changes and the development of quartz preferred orientation in zones of crenulation cleavage, Anglesey // *J. Struct. Geol.* V. 24. P. 1627–1632.
- Stromgard K.E.* 1973. Stress distribution during deformation of boudinage and pressure shadows // *Tectonophysics.* V. 16. P. 215–248.
- Talbot C.T.* 1970. The minimum strain ellipsoid using deformed quartz veins // *Tectonophysics.* V. 9. P. 47–76.
- Tan B.K., Gray D.R., Stewart I.* 1995. Volume change accompanying cleavage development in graptolitic shales from Gisborne, Victoria, Australia // *J. Struct. Geol.* V. 17. P. 1387–1394.
- Tapponnier P., Peltzer G., Le Dain A.Y., Armijo R., Cobbold P.* 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine // *Geology.* V. 10. № 12. P. 611–616.

- Timms N.E.* 2003. Garnet porphyroblast timing and behaviour during fold evolution: implications from a 3-D geometric analysis of a hand-sample scale fold in a schist // *J. Metamorph. Geol.* V. 21. P. 853–873.
- Trimby P.W., Drury M.R., Spiers C.J.* 2000. Recognising the crystallographic signature of recrystallisation processes in deformed rocks: a study of experimentally deformed rocksalt // *J. Struct. Geol.* V. 22. P. 1609–1620.
- Tullis J.* 1983. Deformation of feldspars // *Feldspar mineralogy*. Ed. by P.H. Ribbe *Min. Soc. Am. Rev. Mineral.* V. 2. P. 297–323.
- Tullis J., Yund R.A.* 1991. Diffusion creep in feldspar aggregates: experimental evidence // *J. Struct. Geol.* V. 13. P. 987–1000.
- Tullis J.A., Christie J.M., Griggs D.T.* 1973. Microstructural and preferred orientation of experimentally deformed quartzites // *Bull. Geol. Soc. Amer.* V. 84. P. 297–314.
- Tullis J., Snoko A.W., Todd V.R.* 1982. Significance and petrogenesis of mylonitic rocks // *Geology*. V. 10. P. 227–230.
- Tullis J., Dell'Angelo L.N., Yund R.A.* 1990. Ductile shear zones from brittle precursors in feldspathic rocks; the possible role of dynamic recrystallization // *The Brittle-Ductile Transition: The Heard Volume*. Ed. by A. Duba, W. Durham, J. Handin, H. Wang. *Amer. Geophys. Union Monograph*. V. 56. P. 67–82.
- Tullis J., Stunitz H., Teyssier C. et al.* 2000. Deformation microstructures in quartzo-feldspathic rocks // *Stress, Structure and Strain: A volume in honour of Win D. Means*. Ed. by Mark Jessell, and Janos Urai. *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142*, V. 2, Pap. 16, doi:10.3809/jvirtex.2000.00019
- Twiss R.J., Moores E.M.* 1992. *Structural geology*. New York, W.H. Freeman and Company.
- Ulrich S., Schulman K., Casey M.* 2002. Microstructural evolution and rheological behavior of marbles deformed at different crustal levels // *J. Struct. Geol.* V. 24. P. 979–995.
- Urai J.L., Williams P.F., Roermund H.L.M.* 1991. Kinematics of crystal growth in syntectonic fibrous veins // *J. Struct. Geol.* V. 13. P. 823–836.
- Vandenberg L.G., Lister G.S.* 1996. Structural analysis of basement tectonites from the Aegen metamorphic core complexes of Ios, Cyclades, Greece // *J. Struct. Geol.* V. 18. P. 1437–1454.
- Verhoogen J., Turner F.J., Weiss L.E. et al.* 1970. *The Earth. An introduction to physical geology*. New York, Holt, Rinehart and Winston, Inc.
- Vernon R.H.* 1968. Microstructures of high-grade metamorphic rocks at Broken Hill, Australia // *J. Petrology*. V.9. P. 1–22.
- Vernon R.H.* 2004. *A practical guide to Rock Microstructure*. Cambridge, Cambridge University Press.
- Voll G.* 1960. New work on petrofabrics // *Geol. J.* V. 2. P. 503–567.
- Wang Z.H., Lu H.F.* 2000. Ductile deformation and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Changle–Nanao ductile shear zone, southeastern China // *J. Struct. Geol.* V. 22. P. 561–570.
- Watanabe T., Masuyama T., Nagaoka K. et al.* 2002. Analog experiments on magma-filled cracks: Competition between external stress and internal pressure // *Earth Planets Space*. V. 54. P. 1247–1261.
- Watson B.F., Fujita K.* 1985. Tectonic evolution of Kamchatka and the Sea of Okhotsk and implications for the Pacific basin. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region // *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciens Series. № 1*. Ed. by G. David. Houston, Texas, USA, Howell. P. 333–348.

- Weinberger R., Lyakhovsky L., Baer G. et al. 2000. Damage zones around en echelon dike segments in porous sandstone // JGR. V. 105. NO. B2. P. 3115–3133.
- Weiss L.E. 1980. Nucleation and growth of kink bands // Tectonophysics. V. 65. P. 1–38.
- Wenk H.-R. 1998. Deformation of mylonites in Palm Canyon, California, based on xenolith geometry // J. Struct. Geol. V. 20. P. 559–571.
- Wheeler J., Jiang Z., Prior D.J. et al. 2003. From geometry to dynamics of microstructure: using boundary length to quantify boundary misorientations and anisotropy // Tectonophysics. V. 376. P. 19–35.
- White S.H. 1979. Large strain deformation: report on a tectonic studies group discussion meeting held at Imperial College, London; introduction // J. Struct. Geol. V. 4. P. 333–339.
- White S.H., Burrow S.E., Carreras J. et al. 1980. On mylonites in ductile shear zones // J. Struct. Geol. V. 2. P. 175–187.
- Wilkinson L., Kjarsgaard B.A., LeCheminant A.N. et al. 2001. Diabase dyke swarms in the Lac de Gras area, Northwest Territories, and their significance to kimberlite exploration: initial results // Geol. Surv. of Canada. Current Research. 2001-C8.
- Williams C.D., Chapman T.J. 1979. The geometrical classification of non-cylindrical folds // J. Struct. Geol. V. 1. P. 181–186.
- Wilson C., Marmo B. 2000. Flow in polycrystalline ice // Stress, Structure and Strain: A volume in honour of Win D. Means. Ed. by Mark Jessell, and Janos Urai. Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, V. 2, Pap. 100, doi:10.3809/jvirtex.2000.00023.
- Wilson C. J. L., Russell-Head D. S. 1982. Steady-state preferred orientation of ice deformed in plane strain at -1 °C // J. Glaciology. V. 28. P. 145–159.
- Wintsch R.P., Yi K. 2002. Dissolution and replacement creep: a significant deformation mechanism in mid-crustal rocks // J. Struct. Geol. V. 24. P. 1179–1193.
- Yardley B.W.C. 1989. An introduction to metamorphic petrology. Longman Earth Sci. Series. New York, Wiley.
- Zhu G., Wang Y., Liu G. et al. 2005. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of strike-slip motion on the Tan–Lu fault zone, East China // J. Struct. Geol. V. 27. P. 1379–1398.
- Zobak M.L. 1992. First- and second modern pattern of stress in lithosphere: The World stress map project // J. Geophys. Res. V. 97. N B8. P. 11703–11728.
- Zwart H.J. 1962. On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (central Pyrenees) // Geologische Rundschau. V. 52. P. 38–65.
- Zwingmann H., Offler R., Wilson T., Cox S.F. 2004. K–Ar dating of fault gouge in the northern Sydney Basin, NSW, Australia—implications for the breakup of Gondwana // J. Struct. Geol. V. 26. P. 2285–2295.



РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ✓ Белоусов В.В. Структурная геология. М., МГУ. 1986.
- ✓ Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М., КДУ. 2005.
- ✓ Николая А. Основы деформации горных пород. М., Мир. 1992.

К главе 1

- ✓ Партон В.З. Механика разрушения: от теории к практике. М., Наука. 1990.
- ✓ Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. М., Мир. Т.1. Т.2. 1985.

К главе 2

- ✓ Бондаренко П.М. Моделирование полей напряжений элементарных деформационных структур // Экспериментальная тектоника: Методы, результаты, перспективы. М., Наука. 1989. С. 126–163.
- ✓ Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М., Наука. 1975.
- ✓ Методы моделирования в структурной геологии (под ред. В.В. Белоусова, А.В. Вихерта). М., Недра. 1988.
- ✓ Родыгин А.И. Азимутальные проекции в структурной геологии. Томск, Томский университет. 1992.
- ✓ Родыгин А.И. Методы стрейн-анализа. Томск, Томский университет. 1996.
- ✓ Тектонофизику сегодня (к юбилею М.В. Гзовского). М., ОИФЗ РАН. 2002.
- ✓ Groshong R.H. 3-D structural geology. A practical guide to quantitative surface and subsurface map interpretation. 2nd ed. Berlin, Heidelberg. Springer-Verlag. 2006.

К главе 3

- ✓ Панин В.Е., Гриняев Ю.В., Данилов В.И. и др. Структурные уровни пластической деформации и разрушения. Новосибирск, Наука. 1990.
- ✓ Талицкий В.Г. Новые подходы к моделированию геологической среды // Геотектоника. 1994. №6. С. 78–84.
- ✓ Талицкий В.Г., Галкин В.А. Неоднородности земной коры как фактор структурообразования // Дискретные свойства геофизической среды. М., Наука. 1989. С. 61–70.
- ✓ Талицкий В.Г., Галкин В.А. Экспериментальное изучение деформаций структурированных сред в приложении к механизмам тектогенеза // Геотектоника. 1997. №1. С. 82–89.

К главам 4 и 5

- ✓ Вернон Р.Х. Метаморфические процессы. М., Недра. 1980.
- ✓ Добржинецкая Л.Ф. Деформация магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М., Наука. 1989.

- ✓ Метаморфизм и тектоника, под ред. Е.В. Склярова. М., Интернет Инжиниринг. 2001.
- ✓ Родыгин А.И. Микроструктурный анализ кварца (с методическими указаниями и примерами геологической интерпретации). Томск, Томский университет. 1994.
- ✓ Родыгин А.И. Динамометаморфические породы. Томск, Томский университет. 2001.
- ✓ Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Berlin, Heidelberg, New York, 1980.
- ✓ Microdynamics simulation. Ed. by P.D. Bons, D. Koehn, M. Jessel. Springer. 2008.
- ✓ Microstructures Online (<http://www.materialsknowledge.org/moodle/msonline/>)
- ✓ Passchier C.W., Trouw, R.A.J. Microtectonics. Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag. 1996.
- ✓ Vernon R.H. A practical guide to rock microstructure. Cambridge, Cambridge University Press. 2004.
- ✓ Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. V. 1. Strain Analysis. London, New York: Academic Press. 1983.

К главам 6–9

- ✓ Вознесенский В.Д., Горлов Н.В., Добливо-Добровольский А.В. и др. Геологическая съемка сложно дислоцированных комплексов. Л., Недра, 1980.
- ✓ Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М., Наука. 1991.
- ✓ Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы совещания. М., ГЕОС. 1997.
- ✓ Эз В.В. Складкообразование в земной коре. М., Недра. 1985.
- ✓ Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М., Недра. 1981.
- ✓ McClay K.R. The mapping of geological structures. New York – Toronto. 1989.
- ✓ Ramsay J.G. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York. 1967.
- ✓ Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. V. 2. Folds and fractures. London, New York, Academic Press. 1987.

Научное издание

Алексей Борисович Кирмасов

Основы структурного анализа

**Научный редактор
Алексей Викторович Соловьев**

«НАУЧНЫЙ МИР»

Тел./факс (495) 691 28 47; (499) 973 25 13

E-mail naumir@benran.ru; naumir@naumir.ru

Internet <http://www.naumir.ru>

Подписано к печати 03.12.2010

Формат 70x100/16. Гарнитура Times

Печать офсетная. Печ. л. 24,0

Тираж 1000 экз. Заказ 113

Отпечатано в типографии ООО «Галлея-Принт»
Москва, ул. 5-я Кабельная, 2-б



Кирмасов Алексей Борисович – кандидат геолого-минералогических наук (1998), научный сотрудник лаборатории тектонофизики геологического факультета МГУ (1998–2003) и отдела геологии, методов поисков и экономики месторождений алмазов ЦНИГРИ (1998–2001). С 2004 г. работает в области поисков и разведки золоторудных месторождений.

В книге «Основы структурного анализа» на современном уровне рассматриваются генетические аспекты структурной геологии, методы структурного анализа, структурные формы и их парагенезы. Для геологов широкого профиля, тектонистов, геологов-структурщиков, студентов старших курсов и аспирантов.

ISBN 9785915222105



9 785915 222105