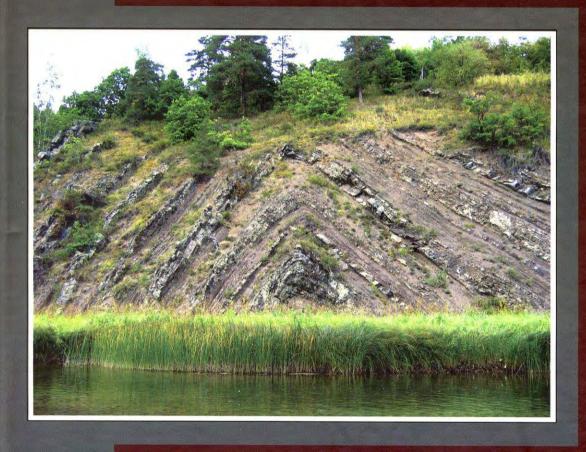
A. K. KOPCAKOB



СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ







A. K. KOPCAKOB

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УЧЕБНИК

Допущено УМО по образованию в области прикладной геологии в качестве учебника для студентов высших учебных заведений, обучающихся по направлениям подготовки 130300 – «Прикладная геология» и 130200 – «Технологии геологической разведки»



УДК 551.243(075.8) ББК 26.324я73-1 К69

Репензенты:

доктор геолого-минералогических наук E. A. Долгинов; доктор геолого-минералогических наук B. B. Стогний

На обложке – Позднепротерозойские отложения Башкирского антиклинория Фото: E. A. Успенской

Корсаков А. К.

К69 Структурная геология : учебник / А. К. Корсаков — М. : КДУ, 2009. — $328\,\mathrm{c.}$: табл., ил., цв. ил.

ISBN 978-5-98227-269-0

В учебнике рассмотрены основные формы залегания осадочных, интрузивных, вулканических и метаморфических пород. Дана морфологическая характеристика образованных ими тел и элементы их внутреннего строения. Для осадочных образований приведены морфологическая и генетическая классификация слоистости, виды и признаки несогласий, методы определения кровли и подошвы слоев. Для интрузивных тел рассмотрены элементы их строения, типизация по морфологии и соотношению с вмещающими породами. Охарактеризованы условия залегания и морфологические типы тел вулканитов эффузивной, жерловой и субвулканической фаций. Приводится строение лавовых и пирокластических потоков и покровов в разрезе и по латерали. Для метаморфических комплексов изложены особепности деформаций, новообразованные элементы (полосчатость, сланцеватость, будинаж), даны строение и морфологические типы мигматитов. Рассмотрены морфологическая, геолого-генетическая и физико-генетическая классификации складок, элементы строения разрывных нарушений, типы разрывов, особенности их проявления в осадочных, магматических и метаморфических комплексах. Дана характеристика глубинных разломов. Значительное внимание уделено надвигам и тектоническим покровам: рассмотрены условия их образования, элементы строения, хаотические комплексы. Изложены основные структурные элементы континентов и оксанов. Учебник написан в соответствии (по содержанию, объему представленного материала, последовательности его изложения) с типовой программой по дисциплине «Структурная геология» для специальности 130 301 «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождения полезных ископаемых».

Для студентов университетов и вузов геологического профиля, обучающихся по направлению «Прикладная геология».

УДК 551.243(075.8) ББК 26.324я73-1

[©] А. К. Корсаков, 2009

[©] Издательство «КДУ», 2009

Оглавление

OT ABTOPA	7
введение	9
1. Предмет изучения структурной геологии	9
2. Методы исследований, применяемые в структурной геологии	9
	8
	22
ГЛАВА 1. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ДЕФОРМАЦИЙ ГОРНЫХ ПОРОД	25
	26
	28
	32
1.4. Виды деформаций	36
	36
1.4.2. Пластическая деформация	37
1.4.3. Предел прочности и разрывные деформации 4	i 1
1.4.4. Моделирование деформаций горных пород	í 6
Литература2	1 6
ГЛАВА 2. СЛОЙ, СТРОЕНИЕ СЛОИСТЫХ ТОЛЩ	18
	1 8
2.2. Мощность слоя и способы ее измерения 4	19
	52
2.4. Однородность пород слоя 5	53
2.5. Поверхности наслоения и их строение 5	53
2.6. Линзы 5	57
2.7. Слоистость	58
2.7.1. Морфологические типы слоистости 5	59
$2.7.2$. Генетические типы слоистости ϵ	34
2.8. Согласное и несогласное взаимоотношения слоев	72
Литература 8	36
ГЛАВА 3. ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СЛОЕВ	37
Литература 9) 4

ГЛАВА 4. НАКЛОННОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СЛОЕВ	. 95
4.1. Элементы залегания наклонных слоев	. 95 . 96
4.2. Замеры элементов залегания наклонных слоев горным компасом	98
4.5. Признаки наклонного залегания слоев на геологической	
трафике	101
4.4. Флексуры	106
4.5. ПОРМАЛЬНОЕ И ОПРОКИНУТОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СЛОЕВ	
Признаки опрокинутого залегания	107
литература	112
ГЛАВА 5. СКЛАДЧАТЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЕВ	440
 Складки как волнообразные изгибы слоев 	112
3.2. Олементы строения складок	110
э.э. Антиклинальные и синклинальные склалки	110
5.4. Мара —	119
 морфологическая классификация складок и особочности. 	
их изооражения на геологических картах	191
3.4.2. Складчатость: голоморфная, илиоморфная	
дистармоничная	136
 1.4.3. Генетические классификации складок 	120
литература	151
ГЛАВА 6. РАЗРЫВЫ СО СМЕЩЕНИЕМ	150
6.1. Элементы строения разрывов со смещением	152
6.2. Прямые признаки разрывов со смещением	152
6.3. Косвенные признаки разрывов со смещением	104
6.4. Классификация разрывов со смещением	161
6.4.1. Сбросы и взбросы	163
6.4.2. Горсты, грабены, ступенчатые сбросы	163
6.4.3. Раздвиги	170
6.4.4. Сдвиги	175
6.4.5. Надвиги	177
6.4.6. Тектонические покровы — шарьяжи	:80
6.4.7. Глубинные разломы	.81
6.4.7. Глубинные разломы	.87
ГЛАВА 7 ХАОТИЧЕСКИЕ КОМИНИРИСТ	88
ГЛАВА 7. ХАОТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ 1	89
7.1. Олистостромы	90
7.1.1. гравитационные олистостромы	വ
7.1.2. Тектоно-гравитационные одистостромы	00
7.2. Тектонический меланж	വ
7.2.1. Терригенный мономиктовый меданж	0.7
7.2.2. Терригенный полимиктовый меланж	n a
7.2.3. Серпентинитовый меланж	94

7.2.4.Полимиктовый гипсо-карбонатный меланж	196
7.2.5. Отличительные особенности тектонического меланжа	196
Литература	197
ГЛАВА 8. РАЗРЫВЫ БЕЗ СМЕЩЕНИЯ — ТРЕЩИНЫ	198
8.1. Морфологическая классификация трещин	
8.2. Генетическая классификация трещин	
8.2.1. Тектонические трещины	
8.2.2. Нетектонические трещины	202
8.2.3. Кливаж	207
Литература	209
ГЛАВА 9. ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД	[210
9.1. Общие сведения об интрузивном магматизме	210
9.2. Элементы строения интрузивных тел	212
9.3. Согласные (конкордантные) интрузивные тела	220
9.4. Несогласные (дискордантные) интрузивные тела	
9.5. Частично согласные тела	
9.6. Недифференцированные и дифференцированные интрузивны тела	
9.7. Прототектоника интрузивных тел	230
Литература	232
ГЛАВА 10. ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД	233
10.1. Классификация вулканов по типу постройки и характеру	
извержения	233
10.2. Продукты вулканической деятельности	236
10.3. Условия залегания пород собственно-эффузивной	
(поверхностной) фации	
10.4. Жерловая фация	
10.5. Субвулканическая фация	
10.6. Нарушенные формы залегания вулканических пород	
Литература	
ГЛАВА 11. ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД	
11.1. Особенности метаморфических пород	
11.2. Элементы строения метаморфических пород	255
11.3. Особенности складчатых деформаций в метаморфических породах	259
11.4. Разрывные нарушения в метаморфических породах	261
11.5. Мигматизация метаморфических пород	
11.6. Гнейсовые овалы и гранито-гнейсовые купола	
Литература	274
ГЛАВА 12. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ	
КОРЫ	
12.1. Основные структурные элементы океанов	277

12.2. Структуры континентальных окраин	283
12.3. Основные структурные элементы континентов	
12.3.1. Платформы	287
12.3.2. Складчатые пояса	294
Литература	298
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	299
ПРИЛОЖЕНИЯ	301
Приложение 1. Условные обозначения к учебной геологической карте № 1	301
Приложение 2. Условные обозначения к учебной геологической карте № 2	302
Приложение 3. Условные обозначения к учебной геологической карте № 4	303
•	304
<u>.</u>	305
Приложение 6. Условные обозначения к учебной геологической карте № 14	306
Приложение 7. Условные обозначения к учебной геологической карте № 16	308
Приложение 8. Условные обозначения к учебной геологической карте № 17	310
Приложение 9. Условные обозначения к учебной геологической карте № 20	312
Приложение 10. Условные обозначения к учебной геологической карте № 23	
Приложение 11. Условные обозначения к учебной геологической карте № 24	
Приложение 12. Условные обозначения к учебной геологической карте № 25	
Приложение 13. Условные обозначения к учебной геологической карте № 26	
Приложение 14. Условные обозначения к учебной геологической карте № 28	
Приложение 15. Условные обозначения к учебной геологической карте № 29	

Посвящается крупному ученому, талантливому педагогу, настоящему Человеку — Бахтееву Михаилу Козьмичу

OT ABTOPA

В основу учебника положен курс лекций по структурной геологии, читаемый многие годы автором студентам геологоразведочного факультета Российского государственного геологоразведочного университета имени Серго Орджоникидзе. При разработке лекционного материала, а следовательно, и составлении учебника автор в первую очередь ориентировался на учебное пособие А. Е. Михайлова «Структурная геология и геологическое картирование», выдержавшее несколько изданий, а также на курс лекций «Структурная геология», ныне покойного профессора кафедры Общей геологии и геологического картирования М. К. Бахтеева, светлой памяти которого и посвящается настоящий учебник. Указанные издания были переработаны и дополнены новыми данными, появившимися в последние годы, а также иллюстративными материалами, чье появление на страницах книги стало возможным благодаря современному уровню цифровых технологий.

Таким образом, в учебнике сохранены основные традиции преподавания курса «Структурная геология» на кафедре общей геологии и геологического картирования Московского геологоразведочного института, ныне — Российского государственного геологоразведочного университета.

Поскольку структурная геология тесно связана с геологическим картированием, то многие учебники и учебные пособия имеют название «Структурная геология и геологическое картирование» и кроме форм залегания горных пород рассматривают отдельные приемы картирования. Однако автор данного издания вполне сознательно ограничился названием «Структурная геология», так как геологическое картирование — это отдельная дисциплина, которая рассматривает этапность проведения геолого-съемочных работ, отдельные виды работ и их результаты, особенности проведения геологической съемки в разных природных обстановках (районы развития осадочных, вулканогенно-плутонических, метаморфических комплексов и др.). Элементы картирования необходимо давать в отдельном курсе, как и предусмотрено учебным планом подготовки специалистов по направлению «Прикладная

геология» по специальности 130 301 «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых». Но поскольку формы залегания осадочных, вулканно-плутонических, метаморфических пород изучаются как по результатам документации обнажений, так и по геологическим картам, то отдельные элементы геологического картирования в учебнике присутствуют, но объем и детальность их рассмотрения не позволяют выносить «геологическое картирование» в его название.

По этой же причине в книге не рассматриваются такие темы, как «виды аэрофотоматериалов и свойства аэрофотоснимков», «применение геофизических методов в структурной геологии и при геологическом картировании», «организация и проведение геолого-съемочных работ». Все это преподается в отдельных курсах.

В настоящем учебнике не рассматриваются: стратиграфические колонки, разрезы к геологическим картам, условные обозначения, правила оформления геологической графики. Эти и некоторые другие вопросы будут изложены в отдельном пособии к лабораторным работам по структурной геологии.

Объем и структура учебника даны исходя из типовой программы «Структурная геология» для направления 130 300 «Прикладная геология», разработанной автором учебника. Материал книги изложен и иллюстрирован таким образом, чтобы студенты не только дневной, но и вечерней и заочной форм обучения смогли самостоятельно изучить теоретическую часть курса и подготовиться к сдаче экзамена.

В учебнике использованы фрагменты учебных геологических карт (Атлас учебных геологических карт, ВСЕГЕИ, 1987 г., под редакцией Ю. А. Зайцева, В. В. Козлова, М. М. Москвина): № 1–2 (автор Д. Н. Утехин), № 4 (автор Д. С. Кизевальтер), № 5 (автор В. Я. Медведев), № 13 (автор А. К. Уфлянд), № 14 (авторы Л. Ф. Волчегурский, А. А. Фрейдлин), № 16 (авторы А. А. Максимов, С. Б. Розанов), № 17 (автор Ю. А. Зайцев), № 20 (авторы А. А. Максимов, В. С. Милеев), № 23 (автор Н. В. Короновский), № 24 (автор Б. Я. Журавлев), № 25 (автор Т. О. Федоров), № 26 (автор В. Г. Тихомиров), № 28 (автор А. Е. Михайлов), № 29 (авторы Т. М. Дембо, Б. Я. Журавлев).

Автор выражает благодарность коллегам-преподавателям кафедры общей геологии и геологического картирования Российского государственного геологоразведочного университета: профессору М. И. Никитиной, профессору Е. П. Успенскому, доценту Л. К. Филатовой, взявшим на себя труд прочесть рукопись и сделавшим ценные замечания. Автор признателен также Н. Ф. Кузнецовой за помощь в подготовке иллюстраций.

ВВЕДЕНИЕ

1. ПРЕДМЕТ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Структурная геология является разделом геотектоники и изучает формы залегания горных пород, их происхождение и последующую эволюцию. Все многообразие форм залегания делится на два типа.

- 1. Ненарушенное (первичное), сохранившееся с момента образования горных пород, например горизонтальное залегание слоев осадочных пород.
- 2. Нарушенное, которое возникает чаще всего в результате тектонических движений. При данном типе залегания у пород изменяется то положение, которое они занимали в момент образования. Так горизонтальные слои осадочных пород становятся наклонными, приобретают волнообразные изгибы (сминаются в складки), их части смещаются по разрывным нарушениям.

Структурная геология рассматривает морфологию геологических тел малого и среднего размера (от сантиметров до десятков километров) и их внутреннее строение. Геологические объекты большего размера (сотни и тысячи километров) являются предметом исследования геотектоники — науки о строении Земли. Она изучает в основном структуры верхних оболочек нашей планеты (земная кора и мантия), их движение и развитие в пространстве и во времени.

Синонимами структурной геологии являются: геотектоника морфологическая, геотектоника описательная.

2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ, ПРИМЕНЯЕМЫЕ В СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

1. Основным методом структурной геологии является метод геологического картирования, сущность которого заключается в том, что в ходе геологических маршрутов наблюдаемые объекты (границы тел, разрывные нарушения, складки и др.) изучаются, зарисовываются и наносятся на геологическую карту. Данный метод позволяет выявлять геологические тела, изучать их форму, внутреннее строение и другие особенности.

В ходе геологического картирования применяют следующие методы.

А. Морфологический метод сводится к описанию и зарисовке форм и условий залегания геологических тел или группы тел в обнажении.

Под обнажением понимают выход интересующих нас геологических объектов (горных пород, разрывов, рудных тел и др.) на дневную поверхность из-под чехла современных рыхлых отложений. Бывают обнажения некоренных отложений (аллювиальных, ледниковых, флювиогляциальных), т. е. тех, которые образованы ледником, временными и постоянными водными потоками. Есть обнажения коренных пород (они образовались на месте своего современного залегания). Также обнажения бывают естественные (природные: борта долин рек (рис. 1), вершины сопок и т. д.) и искусственные (карьеры (рис. 2), канавы, выемки вдоль железнодорожных и шоссейных дорог).

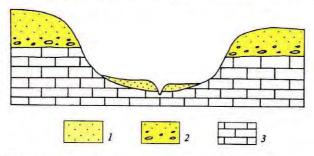


Рис. 1. Естественное обнажение известняков в борту речной долины:

Некоренные отложения: t — пойменные отложения (супесь и песок); 2 — ледниковые отложения (валуны, суглипки). Коренные породы: 3 — известняки

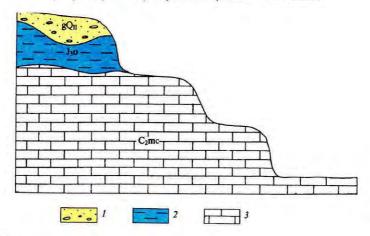


Рис. 2. Искусственное обнажение (стенка карьера стройматериалов в окрестностях г. Домодедово Московской области) коренных пород: доломитизированных известняков мячковского горизонта среднего карбона и глин оксфордского яруса верхней юры и некоренных четвертичных (моренных) отложений:

¹⁻ моренные (ледниковые) отложения (gQ_{Π}): суглинки, валуны, глыбы; 2- черные глины оксфордского яруса верхней юры J_3 о; 3- доломитизированные известняки мячковского горизонта среднего карбона C_2 mc

На рисунке 1 изображено естественное обнажение в борту реки. Некоренные (аллювиальные) и моренные (ледниковые) отложения являются привнесенными (рекой, ледником). Известняки — коренные отложения.

На рисунке 2 изображено искусственное геологическое обнажение—стенка карьера стройматериалов в окрестностях г. Домодедово (Московская область), где обнажаются коренные породы (глины оксфордского яруса верхнего отдела юрской системы и доломитизированные известняки мячковского горизонта московского яруса среднего отдела каменноугольной системы), а также четвертичные (моренные gQ_{II}) отложения. На фото 1 показана южная стенка того же карьера.



Фото 1. Южная стенка карьера стройматериалов в окрестностях г. Домодедово Московской области. Светло-серое — доломитизированные известняки

В отдельных обнажениях изучаются форма и внутреннее строение тел небольшого размера (метры — первые десятки метров). Величина изучаемых тел зависит от размера обнажений. Чем больше их протяженность, тем больше размер исследуемых тел. В отдельных обнажениях внимание уделяется мелким складкам, разрывным нарушениям, дайкам, слоям горных пород и т. д. (рис. 3).

На фото 2 показана гребневидная складка в метаморфических породах Становой области. Она также может быть полностью изучена в одном обнажении.

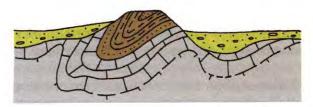


Рис. 3. Мелкая складка, которая сопоставима по размерам с обнажением и может быть изучена в пределах данного обнажения

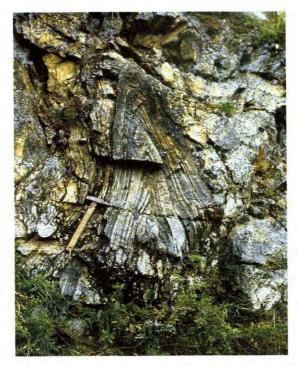


Фото 2. Гребневидная складка в метаморфических породах Становой области

Б. Структурно-морфологический метод сводится к исследованию и сопоставлению форм залегания пород в различных обнажениях. Этот метод применяется когда геологические тела крупные, значительно превышают размер обнажений. В этом случае одно обнажение не дает представления о морфологии и строении тела. На рисунке 4 изображено складчатое залегание горных пород, которые выходят на поверхность в двух соседних обнажениях. Изучая только одно обнажение, можно сделать вывод, что породы имеют наклонное залегание (в первом обнажении породы падают на запад, во втором — на восток). Только сопоставляя информацию по двум обнажениям, можно сделать вывод о том, что породы смяты в антиклинальную складку, так как в соседних обнажениях слои падают в противоположные стороны.

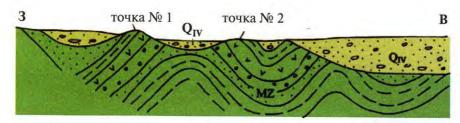


Рис. 4. Крупная складка, перекрытая рыхлыми четвертичными отложениями (Q_{IY}). Единичные фрагменты складки наблюдаются в нескольких обнажениях: точка № 1 и точка № 2

В. Литолого-морфологический метод устанавливает связь состава пород с формой образуемых тел. Так, осадочные и вулканогенно-осадочные породы чаще всего образуют слои и фиксируются вытянутыми в плане полосами, в то время как интрузивные породы, как правило, чаще всего имеют изометричную или близкую к ней форму (рис. 5).

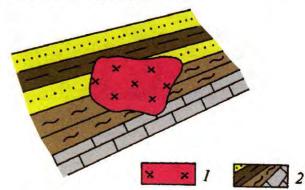


Рис. 5. Вытянутые в плане слои осадочных пород (2) и изометричные контуры интрузивного тела (1)

В зависимости от литологического состава породы образуют разные формы рельефа. Так, глинистые породы формируют пологие формы, в то время как песчаники дают уступы и гривки. Такой рельеф получил название структурного рельефа (рис. 6).

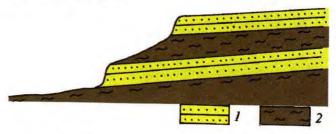


Рис. 6. Структурный рельеф, обусловленный различной устойчивостью к выветриванию песчаников (1) и аргиллитов (2). Песчаники образуют уступы, а аргиллиты — пологие склоны

Пример структурного рельефа приведен на фото 3, где дана фотография урочища в окрестностях пос. Былым (Кабардино-Балкария, Приэльбрусье).



Фото 3. Слои песчаника образуют гривки и карнизы среди преобладающих в разрезе аргиллитов (окрестности пос. Былым в Кабардино-Балкарии, Приэльбрусье)

- 2. В дополнение к методу геологического картирования применятются дистанционные методы. С помощью их изучают форму геологических тел и элементы их внутреннего строения с определенной дистанции. В зависимости от вида дистанционной информации выделяют:
 - а) дешифрирование аэрофото- и космических снимков;
 - б) геологическую интерпретацию геофизических данных.

Дешифрирование аэрофотоснимков и космоснимков заключается в анализе изображений территорий с целью выделения в их составе геологических тел. Изображения получаются при регистрации электромагнитного излучения летательными аппаратами — самолетами, спутниками (рис. 7). Если регистрируется излучение видимой части спектра, то получают привычные для нас фотоснимки в цифровом виде или на бумажном носителе. В этом случае процедура дешифрирования сводится к опознанию на фотоснимках геологических тел по характерным комплексам признаков. Каждому элементу фотоизображения ставится в соответствие геологическое тело.

В простейшем варианте получают фотоснимок участка Земли, на котором опознаются геологические тела по характерным признакам: плотности фототона, морфологии, рисунку рельефа, характеру геологических границ (фото 4,5).

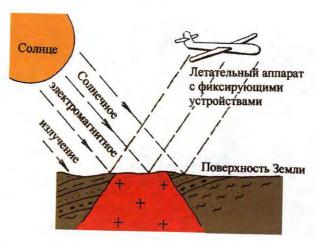


Рис. 7. Схема получения изображения поверхности Земли с летательных аппаратов

Так, разрывные нарушения устанавливаются по положению линеаментов (прямолинейных участков изображений), прямолинейным участкам речных долин, резкому смещению геологических границ. Интрузивные тела опознаются по изометричной форме, характеру рельефа, фототону.



Фото 4. Аэрофотоснимок речной долины и водораздельного хребта

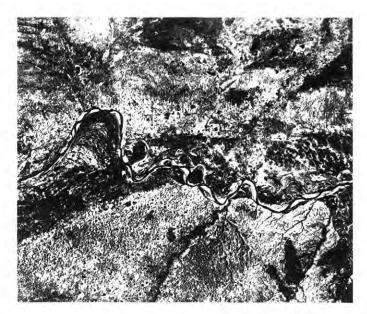


Фото 5. Космический снимок участка речной долины (равнинная местность)

В последние годы кроме анализа изображений в видимой части спектра часто производят съемку территорий в ультрафиолетовой или инфракрасной областях спектра, а также в радиоволновом диапазоне.

Применение методов дешифрирования материалов аэрофотосъемок и космоснимков наиболее эффективно при хорошей обнаженности территорий (когда площади выхода на дневную поверхность коренных пород значительно превышают площади распространения рыхлых четвертичных отложений и густой растительности). Ограничивает использование данных методов принцип эквивалентности, согласно которому разные по составу и генезису тела характеризуются одними и теми же дешифровочными признаками, т. е. разные объекты имеют общий фотопортрет и часто трудно установить, каким именно геологическим телам соответствуют конкретные участки изображения.

Геологическая интерпретация геофизических данных решает обратную задачу: по особенностям физических полей, создаваемых геологическими телами, устанавливается их природа.

Геофизические методы применяются для изучения морфологии и внутреннего строения геологических тел, находящихся на глубине (ниже дневной поверхности), когда нельзя применить методы геологического картирования. Геофизическими приборами регистрируются физические поля (магнитные, электромагнитные, гравиметрические, радиометрические, электрические и др.), которые затем анализируются на предмет установления их геологической природы. Горные породы отличаются между собой по многим свойствам; породы, содержащие магнитные минералы, отличаются повышенными значениями магнитной восприимчивости; железистые кварциты, содержащие в большом количестве магнетит, будут выделяться высокими значениями магнитного поля, т. е. контрастными положительными магнитными аномалиями, в то время как над известняками эти аномалии будут отрицательными.

На рисунке 8 видно, что среди метаморфических пород железистые кварциты выделяются по высокой напряженности магнитного поля, по сравнению со сланцами и гнейсами. Геофизические методы дают возможность по графику напряженности магнитного поля определить также угол наклона железистых кварцитов.

На рисунке 9 приведен график кажущегося сопротивления горных пород (ρ_k) . На нем видно, что минимальными значениями отличается зона разрывного нарушения. Низкие показатели сопротивления обусловлены тем, что по зоне разлома циркулируют подземные минерализованные воды, обладающие ионной проводимостью (\int).

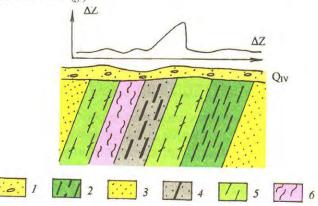


Рис. 8. График напряженности магнитного поля (ΔZ) над метаморфическими породами: t — рыхлые перекрывающие отложения; 2 — амфиболиты; 3 — песчаники; 4 — железистые кварциты; 5 — кристаллические сланцы; 6 — гнейсы

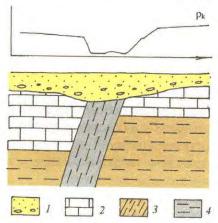


Рис. 9. График кажущегося сопротивления над зоной разрывного нарушения: 1- рыхлые отложения: 2- известняки: 3- аргиллиты; 4- зона разрывного нарушения

3. Существуют также методы моделирования тектонических деформаций. Структурная геология не только описывает существующие формы геологических тел, но и исследует условия их образования. Для проверки правильности теоретических разработок используется моделирование процессов деформации горных пород (складок, флексур, разрывных нарушений и т. д.) в лабораторных условиях. Моделирование проводят не на горных породах, а на материалах, их заменяющих (парафин, технические масла, глицерин, пластилин, глины и др.). Трудность процессов моделирования и невозможность использования естественных природных материалов обусловлена тем, что в лабораторных условиях нельзя повторить в точности процессы, протекающие в природе. К числу таких особенностей, невоспроизводимых в лабораторных условиях относятся: огромные объемы деформируемого вещества (толщи мощностью в несколько километров), длительность деформационных процессов (тысячи и миллионы лет), высокие значения температуры и давления на глубине.

В последние годы методы математического моделирования тектонических процессов используются достаточно широко.

3. СВЯЗЬ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ С ДРУГИМИ ДИСЦИПЛИНАМИ

Как отмечалось, структурная геология тесно связана с **геотектоникой**, являясь ее составной частью. Немыслима данная дисциплина в отрыве от **геологического картирования**. Знания структурной геологии необходимы при составлении карт геологического содержания, поскольку основной геологической нагрузкой таких документов являются данные о морфологии и условиях залегания горных пород. В то же время изучение крупных структурных форм невозможно без карт — результата геологического картирования территорий. Только при анализе геологических карт устанавливается морфология, размеры, особенности внутреннего строения крупных геологических тел, их взаимоотношение с окружающими геологическими объектами.

Согласно А. Е. Михайлову геологические карты представляют собой изображение на топографической основе с помощью условных знаков распространений и условий залегания горных пород на земной поверхности, разделенные по возрасту, составу и происхождению.

Геологические карты являются основой рационального природопользования. Они делятся по масштабу и содержанию.

По содержанию карты делятся на:

- геологические карты дочетвертичных отложений;
- карты четвертичных образований;
- карты полезных ископаемых и закономерностей их размещения;
- геологические карты погребенных поверхностей;
- гидрогеологические карты;
- эколого-геологические карты;

- геоморфологические карты;
- карты нефтегазоносности и угленосности территорий;
- геологические карты акваторий;
- тектонические карты;
- литологические карты;
- инженерно-геологические карты.

В зависимости от вида геологосъемочных работ, а также при проведении тематических геологических исследований могут составляться и другие карты геологического содержания, которые здесь не рассматриваются в силу их специфичности.

Геологические карты дочетвертичных отложений составляются для районов с повсеместным развитием чехла четвертичных отложений мощностью более 1–3 м. На геологических картах с помощью условных обозначений показываются: возраст, состав и происхождение коренных горных пород, условия их залегания, характер границ между отдельными комплексами и т. д. Четвертичные отложения на этих картах не показывают, за исключением тех участков, где строение коренных пород под четвертичными отложениями установить невозможно либо когда с четвертичными отложениями связаны полезные ископаемые.

На *картах четвертичных* отложений показываются четвертичные отложения, разделенные по генезису, возрасту и составу.

На картах полезных ископаемых и закономерностей их размещения на геологической основе отображаются все известные сведения о полезных ископаемых на данной территории: месторождения и рудопроявления, рудоконтролирующие и рудолокализующие структуры; выделяются перспективные территории. Кроме этого, на карту наносятся результаты металлогенического анализа, являющегося основой для дальнейшего развития поисковых и геологоразведочных работ на данной территории.

Геологические карты погребенных поверхностей (фундамента) составляются для районов с многоярусным геологическим строением. В качестве примера можно привести участки платформ, где в верхней части разреза горизонтально залегают осадочные породы (платформенный чехол), а на глубине находится фундамент, сложенный метаморфическими, смятыми в складки отложениями. Карта погребенной поверхности будет представлять собой геологическую карту фундамента, составленную по результатам бурения и геофизическим данным. Образно говоря, для составления такого документа нужно с геологической карты снять всю горизонтальную толщу осадочных пород и то, что после этого мы увидим, показать на топооснове.

На *гидрогеологических картах* отражаются водоносные свойства пород, условия залегания и размещения, динамика, химическая характеристика и другие свойства подземных вод. Выделяются по данным особенностям комплексы пород, водоносные горизонты и т. д.

Эколого-геологические карты составляются для неблагоприятных в экологическом отношении районов. На них показываются природные и техногенные объекты, оказывающие негативное воздействие на экологическую обстановку в регионе, степень загрязнения территории.

На *геоморфологических картах* отображаются основные типы рельефа, его отдельные элементы с учетом их происхождения и возраста. Карты данного типа чаще всего составляются для территорий, на которых находятся россыпные месторождения полезных ископаемых.

На *тектонических картах* показываются основные структурные элементы земной коры: формы их залегания, время и условия формирования. Конкретное содержание этих карт сильно зависит от их масштаба.

На литологических картах дается характеристика состава осадочных и вулканогенно-осадочных пород, выходящих на поверхность или скрытых под покровом четвертичных образований. В практике работ чаще составляются крупномасштабные и детальные литологические карты.

Инженерно-геологические карты отображают инженерно-геологические условия территории, влияющие на строительство инженерных сооружений, хозяйственное использование. На картах показываются различные физические свойства горных пород.

По масштабу карты геологического содержания делятся на следующие виды:

- обзорные (мельче 1 : 1 000 000);
- мелкомасштабные (1:1 000 000, 1:500 000);
- среднемасштабные (1:200 000, 1:100 000);
- крупномасштабные (1:50 000, 1:25 000);
- детальные (крупнее 1 : 25 000).

На обзорных картах показываются общие черты геологического строения отдельных регионов, континентов или земного шара в целом. Они составляются путем обобщения более крупномасштабных карт с привлечением материалов дистанционных и геофизических исследований.

Мелкомасштабные карты дают представление о геологическом строении и закономерностях размещения полезных исконаемых отдельных регионов. Карты данного масштаба издаются полистно в рамках топографических планшетов и составляются путем обобщения более крупномасштабных карт.

Среднемасштабные карты составляются в рамках геодезических трапеций. Они передают основные черты геологического строения изображаемой территории, показывают весь комплекс месторождений и рудопроявлений, дают прогнозную оцепку территории. Карты данного масштаба составляются в процессе геологосъемочных работ. Они являются картографической основой рационального природопользования. Листы сопровождаются стратиграфической колонкой, разрезами и объяснительной запиской.

Крупномасштабные карты составляются полистно для районов, перспективных в отношении полезных ископаемых, сельскохозяйственного освоения, строительства городов, крупных инженерных сооружений.

Детальные геологические карты подробно отражают геологическое строение участков и районов, на которых находятся месторождения полезных ископаемых, возводятся гидротехнические, промышленные и гражданские объекты. Карты позволяют решать вопросы, связанные с закономерностями локализации рудных тел, подсчетом запасов полезных ископаемых и возможностями гражданского и промышленного строительства.

На современном этапе структурная геология очень тесно взаимодействует с **геофизикой**, так как последняя дает сведения о строении геологических тел на глубине. Без помощи этой науки, в которой есть целое направление — структурная геофизика, невозможно оценить форму интрузивного массива на глубине, установить магмоподводящие каналы в крупных вулканических постройках, определить местоположение и мощность зон разрывных нарушений, перекрытых рыхлыми отложениями и т. д.

Большое значение для изучения форм и закономерностей размещения геологических тел имеет **геоморфология**, в тех случаях, когда геологические тела хорошо проявлены в рельефе (о структурном рельефе речь шла выше). Так, на фото 6 видно, как хорошо выражены в рельефе дайки магматических пород.



Фото 6. Возвышающиеся в рельефе вытянутые гряды, образованные дайками базальтового состава

По вопросам строения вулканических аппаратов структурная геология тесно «сотрудничает» с вулканологией, так как последняя в полном объеме изучает вулканические процессы и структуры: строение лавовых покровов и потоков, морфологические особенности жерловых и экструзивных образований и др.

Ограниченный объем учебника не позволяет привести примеры тесного сотрудничества структурной геологии с другими геологическими дисциплинами.

4. ЗНАЧЕНИЕ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Структурная геология имеет необычайно широкую область применения.

- 1. Ее достижения используются в геологическом картировании при составлении карт геологического содержания, о чем уже было подробно сказано.
- 2. Знания структурной геологии играют большую роль при прогнозировании и эксплуатации месторождений полезных ископаемых. Давно, например, известно, что с антиклинальными структурами связаны месторождения нефти и газа. А выявление и изучение таких антиклинальных купольных структур является прерогативой структурной геологии. Многие месторождения твердых полезных ископаемых (свинца, цинка, молибдена, золота, урана и др.) связаны с разрывными нарушениями и трещинами, которые тоже изучаются методами этой дисциплины. Совокупность факторов, влияющих на размещение полезных ископаемых (складки, трещины, разрывы и др.). получила название структурного контроля.

При эксплуатации месторождений полезных ископаемых также важно знание структурной геологии для того, чтобы предсказывать положение в пространстве рудных тел. На рисунке 10 видно, как пластообразное рудное тело смещается по разрывному нарушению. В таком случае знания структурной геологии позволяют установить, куда «уехало» рудное тело и где его нужно искать. Методы структурной геологии используются также при прогнозировании месторождений полезных ископаемых, на стадии подсчета запасов.

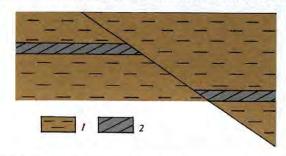


Рис. 10. Смещение рудного пласта по разрывному нарушению:

1 — вмещающие породы, 2 — рудный пласт

3. Важная роль отводится структурной геологии при гидрогеологических исследованиях. Проницаемость горных пород для подземных вод зависит не только от внутренней структуры (например, пористости) пород, но и от того, насколько в них развиты трещины. Магматическая монолитная порода без трещин не будет пропускать воду. Если же в ней много разноориентированных, пересекающихся трещин, то по такой породе будут циркулировать воды, которые могут затопить подземные горные выработки. В этом случае необходимо постоянно откачивать просачившиеся подземные воды. Знание степени трещиноватости пород позволяет заранее прогнозировать объемы поступаемой в горные выработки воды и планировать производительность откачивающих насосов.

Условия залегания пород, по которым циркулируют подземные воды влияют и на динамику самих вод. Так, напорные (артезианские) подземные воды существуют в местах, где породы смяты в синклинальные складки. Как видно на рисунке $11\,A$, напорные воды образуются в синклинальной складке и благодаря глубокому эрозионному врезу рельефа выходят под давлением на поверхность. На рисунке $11\,B$ воды, циркулирующие по слабонаклонным пластам, лишь спокойно изливаются на поверхность.

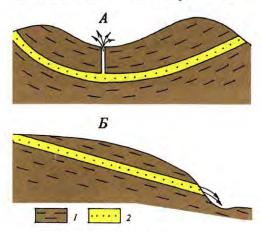


Рис. 11. Циркуляция подземных вод:

A —напорных (артезианских), B — ненапорных. 1 — глины-водоупоры; 2 — песчаники — водоносные горизонты

4. При инженерно-геологических изысканиях выявляются особенности залегания пород, влияющие на физико-механические свойства грунтов. Характеристики последних имеют исключительно важное значение при промышленном и гражданском строительстве. Наличие трещин, разрывов в сочетании с легко растворимыми (известняки, соли) породами может привести к образованию карстовых пустот, что грозит провалом зданий в образовавшиеся полости (рис. 12). В случае пластичных пород могут произойти оползни, которые также приведут к уничтожению зданий и сооружений.

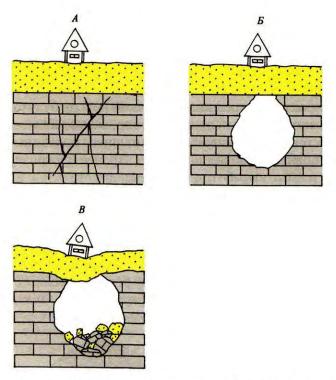


Рис. 12. Образование карстовых пустот, приводящих к деформациям грунта и построенных на нем зданий:

A — начало карстового процесса (растворение известняков по трещинам); B — образование закрытых карстовых пустот; B — частичное обрушение стенок карстовых пустот с деформациями грунта и построенных на нем зданий

Глава 1

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ДЕФОРМАЦИЙ ГОРНЫХ ПОРОД

В результате определенных геологических процессов (седиментации и литогенеза, магматизма и метаморфизма) образуются горные породы — природные ассоциации минералов. В одних случаях они представлены зернами одного минерала (например, кварцит состоит из кварца), в других — разными минералами (в состав гранита входят: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит и др.). Обособленные в пространстве горные породы образуют геологические тела (слои, штоки, дайки, батолиты и т. д.), которые в процессе существования могут сохранять свое первоначальное положение, форму и объем. Примером могут служить горизонтально залегающие слои. Они изначально образовались на плоских участках дна водоемов в результате осадконакопления и сохранили такое положение до настоящего времени. В этом случае принято говорить о ненарушенном залегании горных пород и соответственно геологических тел (рис. 1.1).

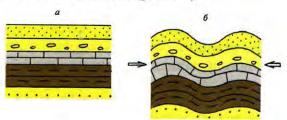


Рис. 1.1. Залегание горных пород:

a — первичное (ненарушенное, горизонтальное) и δ — нарушенное (породы смяты в складку). Стрелочками показано направление деформирующих сил

Часто в результате тектонических движений горные породы подвергаются воздействию напряжений, что в конечном итоге приводит к изменению их пространственного положения, а также объема и формы. Так, в случае воздействия на горизонтальные слои внешних сил они могут приобрести волнообразные изгибы и изменить свой объем. При этом говорят о деформациях пород, а сами породы называют деформированными (смятыми в складки, разлинзованными и т. д.).

Из-за большого разнообразия пород как по минеральному составу, так и по физико-механическим свойствам, разноплановости во времени и пространстве действующих полей напряжений, а также длительности их воздействия на породы, огромных объемов деформируемых масс, теория деформаций горных пород в настоящее время разработана недостаточно детально. При поверхностных условиях деформируемые породы обладают свойствами твердых и упругих тел, способных только к разрушению. В этом легко убедиться на практике. Подвергая деформациям мрамор в режиме реального времени мы никогда не добьемся его смятия в складку. В то же время археологические раскопки свидетельствуют о том, что мраморные блоки, закрепленные только на концах, со временем прогибаются. Известно также расплющивание нижних частей гранитных колонн. Это указывает на то, что горные породы при длительных нагрузках способны к пластическим деформациям без разрушения, что в экспериментах реального времени не удается осуществить.

Сведения, изложенные в настоящей главе, следует рассматривать как знакомство с общими основами деформаций горных пород. Они не предназначены для детальной реконструкции полей напряжений по известной морфологии деформированных геологических тел и не позволяют в деталях прогнозировать морфологию таких объектов по заданным полям напряжений. Задача изложенного здесь материала — подготовить читателей к восприятию разделов, в которых рассматриваются геологические тела, образовавшиеся при деформациях горных пород. Теория деформаций горных пород является одним из главных вопросов науки тектонофизики.

1.1. ИСТОЧНИКИ НАПРЯЖЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ

Источниками напряжений в литосфере служат три группы факторов: космические, экзогенные и эндогенные. Внутри каждой группы факторы дифференцируются по источникам, вызывающим временные или постоянные напряженные состояния больших площадей с вариациями напряжений от несущественных до значительных величин.

Главными источниками напряженного состояния в литосфере являются эндогенные процессы в ней, астеносферном слое и всей мантии. Они вызывают глобальные, генеральные и региональные поля напряжений.

Глобальные напряжения связаны с горизонтальным течением пластичного вещества в астеносфере, когда через силы вязкого трения напряжения передаются в литосферу. Напряжения возникают в литосфере и над восходящими и нисходящими потоками в астеносфере. Над первыми потоками возникают астеносферные выступы, над которыми породы литосферы испытывают поперечный изгиб. Над вторыми — образуются воронкообразные прогибы, которые тоже способствуют поперечному изгибу пород литосферы.

В местах нисходящих потоков в мантии происходит погружение литосферных плит. При этом погружающийся край старается увлечь в погружение (затянуть) всю плиту, что тоже выражается в возникновении напряжений.

При значительных поднятиях над астеносферными выступами участков плит возможно гравитационное соскальзывание вещества литосферы в обе стороны от поднятия. Сползание под действием сил тяжести приводит к растяжению над поднятиями и к сжатию вдали от него.

К числу источников напряжений можно отнести мембранные (оболочечные, пленочные) источники. Возникновение напряжений в этом случае вызывается изменением радиуса изгиба литосферной плиты при ее движении по поверхности Земли от экватора к полюсу или наоборот.

Большие значения имеют термоупругие напряжения, возникающие при изменении температуры литосферы. Так, при остывании океанической литосферы напряжения могут достигать до 400 МПа, однако это не вызывает особых деформаций. Не вызывают существенных изменений и фазовые переходы вещества, возникающие при погружении океанической плиты. В этом случае минералы ряда оливина переходят в шпинель.

К числу важных факторов, влияющих на напряженное состояние пород литосферы, относятся рельеф и процессы изостазии.

Локальные неровности рельефа, узкие хребты и долины создают в литосфере дополнительные напряжения. Горные сооружения создают значительно большие нагрузки на литосферу. Если все же нагрузки не столь значительны, то литосферная плита рассматривается как упругая пластина, жесткость которой достаточна, чтобы удержать эту дополнительную нагружающую силу. В том же случае, если нагрузка очень велика, литосфера «погружается» в астеносферу и для установления равновесия привлекаются архимедовы силы — силы изостатического выравнивания.

Космогенные источники напряжений оказывают влияния на напряженное состояние литосферы в целом. К числу космогенных факторов относятся ротационные силы, которые пропорциональны скорости вращения Земли, гравитационное взаимодействие между Землей и Луной, особенности поведения системы Земля — Луна как единого объекта со смещенным центром тяжести и др. Роль космогенного источника различными исследователями рассматривается по-разному: от ничтожно малой до главенствующей.

В числе экзогенных источников следует назвать следующие факторы, оказывающие влияние на напряженное состояние литосферы.

Первый — *оледенение*. Ледниковая нагрузка на большой площади приводит к погружению литосферы в астеносферу и создает в первой дополнительные напряжения. О величине нагрузки ледникового панциря можно судить по современному послеледниковому изостатическому всплытию Фенноскандинавии и других регионов, скорость которого доходила до 10 см/год.

В качестве экзогенного фактора напряженного состояния верхних горизонтов литосферы можно назвать антропогенные причины, в частности

искусственно создаваемые крупные водохранилища или выемки больших объемов горных масс или осушение крупных озер. На такие быстрые антропогенные изменения нагрузки земная кора реагирует как упругое тело, что иногда приводит даже к образованию разрывных нарушений.

К числу других экзогенных факторов, снижающих напряженное состояние, можно отнести эрозионную деятельность. Под эродированной поверхностью напряженное состояние будет уменьшено. Однако этот эффект будет прослеживаться на небольшую глубину (до 3 км).

1.2. ДЕФОРМАЦИИ

Геологические признаки деформаций. На наличие деформаций могут указывать геологические тела заранее известной формы, которые ее (форму) изменили в результате внешних воздействий. Такими объектами могут быть органогенные постройки, оолитовые текстуры, галька конгломератов и др. (рис. 1.2).

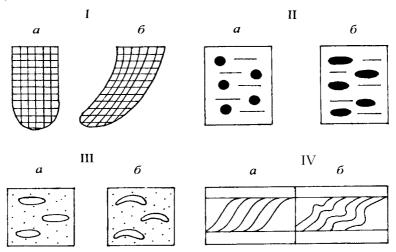


Рис. 1.2. Геологические тела известной формы, изменение которой указывает на наличие в горпых породах деформаций:

1 - кораллы; II — оолитовые текстуры (горошинообразные обособления вещества горных пород); III — галька конгломератов; IV - косая слоистость. a — недеформированные; δ — деформированные разности

Единицы измерения деформаций. Как уже было отмечено выше, под деформациями понимают искажение формы или объема тела либо совместное изменение данных параметров. В процессе деформаций происходит изменение взаимного расположения частиц элементарного объема. Деформации происходят за счет воздействия на тела внешних сил.

Единицы измерения деформаций удобно рассматривать на примере одномерной деформации — изменении длины отрезка прямой при действии на

него растягивающих напряжений (рис. 1.3). Если l_o — первоначальная длина отрезка, а l — конечная длина после деформации, то приращение длины будет $l-l_o=\Delta l$. В этом случае величину деформаций можно выразить двумя способами: через процентную (ϵ) и кратную меру (k).

 $\epsilon = (l-l_o)/\ l_o = \Delta l/l_o$ — процентная мера деформаций показывает, на сколько процентов изменилась длина отрезка. Эта мера применяется при оценке малых деформаций.

 $k = l/l_o$ — кратной мерой деформаций удобнее пользоваться для оценки больших изменений.

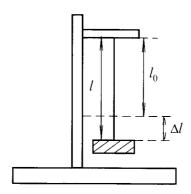


Рис. 1.3. Одномерная деформация растяжения:

 \mathbf{l}_{o} — первоначальная длина отрезка, \mathbf{l} — конечная длина после деформации, $\Delta \mathbf{l}$ — приращение длины

Обе меры представляют собой безразмерные величины. В случае многомерной (двух-трехмерной) деформации, ее величина определяется по каждому направлению.

Главные оси деформаций. При деформациях в теле все линии изменяют свою длину, как показано на рисунке 1.4. Если рассмотреть двумерную деформацию на примере круга (рис. 1.4 І а), то сначала у него все линии, соединяющие центр с окружностью (радиусы), будут равны. При деформации круг превращается в эллипс (рис. 1.4 І б). При этом первоначальные радиусы меняют свою длину по-разному, но есть два замечательных радиуса, которые в эллипсе называются большим и малым. Вдоль большого радиуса круг испытывает максимальное удлинение, а вдоль малого — максимальное сжатие. Все другие отрезки испытывают промежуточные сжатие и удлинение. Эти два направления получили название главных осей деформации.

Для рассмотрения объемной — трехосной — деформации возьмем шар (рис. 1.4 II *a*), который после деформации превращается в эллипсоид, с тремя осями (рис. 1.4 II *б*). Последний принято называть эллипсоидом деформации. У него три главные оси деформации — вдоль первой происходит максимальное удлинение, вдоль третьей — максимальное укорочение. Вдоль второй — удлинение или укорочение или отсутствуют деформации. Деформации удлинения считаются положительными, а деформации сжа-

тия — отрицательными. Эллипсоид деформации используется для наглядного представления о деформации тел (рис. 1.5). Если в объект сложной конфигурации вписать шар и затем тело деформировать, то по изменению конфигурации шара (превращенного в эллипсоид) можно судить о направлениях удлинения, укорочения тела и о величинах деформаций.

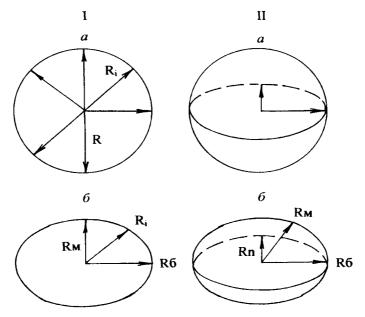


Рис. 1.4. Главные оси деформаций:

I-двумерная деформация. Круг (a) превращается в эллипс (б). $R_{_{\rm M}}-$ малый радиус; $R_{_{\rm G}}-$ большой радиус; соответственно $R_{_{\rm M}}$ и $R_{_{\rm G}}-$ главные оси при двумерной деформации. $R_{_{\rm I}}-$ имеет промежуточное значение ($R_{_{\rm M}}\!< R_{_{\rm I}}\!< R_{_{\rm G}}$). II- трехмерчая деформация: шар (a) деформируется в трехосный эллипсоид (б): $R_{_{\rm M}}-$ малый радиус; $R_{_{\rm G}}-$ большой радиус, $R_{_{\rm R}}-$ средний радиус, соответственно $R_{_{\rm M}},R_{_{\rm G}}$ и $R_{_{\rm R}}-$ три главные оси при трехмерной деформации, $R_{_{\rm R}}-$ имеет промежуточное значение ($R_{_{\rm M}}\!< R_{_{\rm G}}\!< R_{_{\rm G}}$

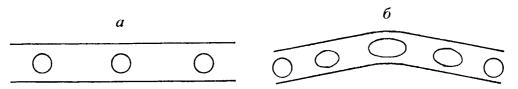


Рис. 1.5. Наглядное изображение деформаций отдельных участков слоя по эллипсоидам деформации:

a — до деформации, δ — после деформации. Характер полученных эллипсоидов деформации указывает на то, что центральная часть слоя наиболее искажена, в то время как краевые части практически не претерпели изменений

Существуют **однородные и неоднородные деформации** (рис. 1.6, 1.7). При однородной деформации все объемы тела изменяются одинаково. Прямые линии до и после деформации остаются прямыми; параллельные линии сохраняют свою параллельность (рис. 1.6 *a*).

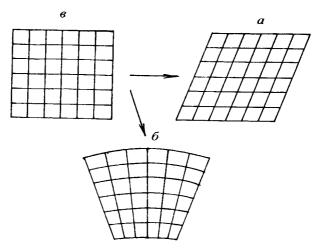


Рис. 1.6. Однородная (a) и неоднородная (b) деформации квадрата (a)

В случае неоднородной деформации прямые линии могут искривляться, нарушается их параллельность (рис. $1.6\,\delta$). Неоднородная деформация различных участков слоя показана на рис. 1.7.

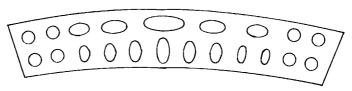


Рис. 1.7. Неоднородная деформация различных участков смятого в складку слоя, иллюстрируемая с помощью эллипсоидов деформации (по А. Е. Михайлову)

Типы деформаций. К основным типам деформаций относятся: деформации растяжения, сжатия, продольного изгиба, поперечного изгиба, сдвига, кручения (рис. 1.8).

Все деформации, в том числе сложные, можно свести к комбинации трех простейших типов: растяжению (рис. $1.8\,a$), сжатию (рис. $1.8\,\delta$), сдвигу (рис. $1.8\,\theta$). Деформации *сжатия и растяжения* определяются отношением изменения длины по выбранному направлению (Δ l) к его первоначальной длине по тому же направлению (l_0).

Сдвиг вызывается двумя силами (парой сил), действующими в противоположных параллельно друг другу направлениях. Его величина определяется величиной тангенса угла скашивания прямых линий, проведенных до начала деформаций, или величиной самого угла скашивания при небольших деформациях (у). Различают два вида сдвигов: простой и чистый. При простом расстояние по нормали между гранями сохраняется, а две другие грани поворачиваются и удлиняются. Этот вид сдвига встречается крайне редко. При чистом сдвиге грани квадрата сохраняют свои размеры, но расстояние по нормали между гранями уменьшается (рис. 1.8 в). *Изгиб* являет собой пример неоднородной деформации, когда нарушается первоначальная прямолинейность линий и они утрачивают параллельность (рис. $1.8 \ \ell$).

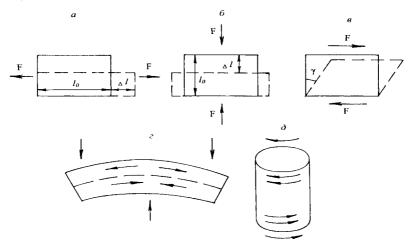


Рис. 1.8. Основные типы упругой и пластической деформаций:

a — растяжение; δ — сжатие; δ — сдвиг; ϵ — изгиб; ∂ — кручение

При деформации *кручения* каждое поперечное сечение тела поворачивается относительно другого вокруг оси на некоторый угол. Данный тип деформации возникает, например, если на стержень, один из концов которого закреплен, подействовать парой сил, лежащей в плоскости поперечного сечения стержня. При этом стержень закручивается. Кручение является сложным типом деформации, его можно разложить на простые деформации — сжатие и растяжение.

1.3. НАПРЯЖЕНИЯ

Когда на тело действуют внешние силы, называемые активными, то для сохранения первоначального состояния в нем возникают ответные, противоположно направленные силы, которые получили название реактивных. Они направлены на сохранение первоначального состояния тела. Таким образом, даже небольшие внешние воздействия вызывают в теле ответные реакции. Для характеристики ответных сил принято понятие напряжения — сила, действующая на единицу площади.

Если сила приложена перпендикулярно к площадке, то величина напряжения (σ) будет равна (рис. 1.9):

$$\sigma = F/S_o$$
,

где F- сила, действующая на площадку, $S_{\rm o}-$ площадь поперечного сечения.

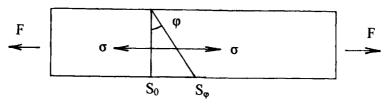


Рис. 1.9. Растягивающие силы F создают напряжения на перпендикулярной площадке S_o : σ = F/S_o и на произвольной площадке S_ϕ : σ_s = F/S_ϕ = σ cos ϕ

В общем случае площадка S_{ϕ} не будет перпендикулярна действующей силе. Ее площадь выразится через перпендикулярную площадку S_{ϕ} следующим образом:

$$S_{\varphi} = S_{o} / \cos \varphi$$

где ϕ — угол, между поперечным сечением и произвольно ориентированной площадкой, S_{ϕ} — площадь произвольной площадки.

В этом случае

$$\sigma_s = F/S_{\varphi} = \sigma \cos\varphi; \sigma_s = \sigma \cos\varphi,$$

поскольку $\cos \phi$ меньше 1, то σ_s будет меньше σ , т. е. напряжения, возникающие на площадке, перпендикулярной к действующим силам будут всегда больше, чем в любых других сечениях.

Общее горизонтальное растягивающее напряжение σ_s приложенное к сечению S_{ϕ} можно разложить на две составляющие (рис. 1.10). Одна из них будет направлена по нормали к сечению S_{ϕ} и поэтому получила название нормального напряжения (σ_{ϕ}). Другая направлена вдоль сечения и названа касательным напряжением (τ_{ω}).

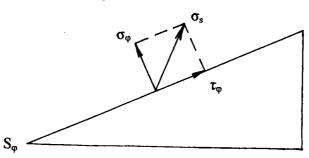


Рис. 1.10. Общее напряжение $\sigma_{_{\! \varsigma}}$, действующее на площадке $S_{_{\! \phi}}$, можно разложить по правилу параллелограмма на нормальную $\sigma_{_{\! \phi}}$ и касательную $\tau_{_{\! \phi}}$ составляющие

Для нормальных и касательных напряжений, действующих в произвольном сечении Sp напряжения будут составлять:

 $\sigma_{\phi} = \sigma_{_S} \cos \phi$; поскольку $\sigma_{_S} = \sigma \cos \phi$, то $\sigma_{\phi} = \sigma \cos^2 \phi$.

Равенство углов ф в большом и малом треугольниках следует из того, что у них стороны взаимно перпендикулярны.

 $au_{\phi} = \sigma_{_{\! S}} \sin \phi$, поскольку $\sigma_{_{\! S}} = \sigma \cos \phi$, то $au_{_{\! \Phi}} = \sigma \sin \phi \cos \phi$.

Vсходя из формулы разложения синуса двойного угла $\sin 2\alpha = 2 \sin \alpha \cos \alpha$ получаем

$$\tau_{\varphi} = (\sigma/2) \sin 2\varphi$$
.

Исходя из выведенной формулы, нормальное напряжение σ_{ϕ} при значении ϕ равном нулю ($\cos 0^{\circ} = 1$) имеет максимальное значение и становится равным напряжению σ . Оно максимально в сечении, перпендикулярном длинной стороне бруска. Другой экстремальный случай, когда угол ϕ равен 90° ($\cos 90^{\circ} = 0$), значение σ_{ϕ} равно нулю, т. е. отсутствуют напряжения в сечении, параллельном длинной стороне бруска (см. рис. 1.9).

Для касательных напряжений (τ_{ϕ}) при обоих экстремальных значениях угла (соответственно 0° и 90°) напряжения будут равны нулю, так как sin0° и sin 180° равны нулю (sin2 × 0° = 0, sin2 × 90° = sin180° = 0). При ф равном 45° оно будет максимальным и составит $\sigma/2$ (sin2 ϕ = sin2 × 45° = sin90° = 1). Это максимальное касательное напряжение действует вдоль биссектрисы прямого угла, образованного длинной и короткой сторонами бруска.

Главные оси напряжений. При всем многообразии способов приложения сил к телу существует только два варианта возникающих в нем напряжений.

Вариант 1. Во всех разноориентированных сечениях, проходящих через заданную точку будут действовать только нормальные сжимающие напряжения. Это равномерное всестороннее сжатие. Такая ситуация соответствует гидростатическому или литостатическому давлению.

Вариант 2. Если хотя бы в одном сечении обнаружено касательное напряжение, то и во множестве других сечений также обнаруживаются касательные напряжения. Но в этом случае всегда найдутся три (и только три!) взаимно перпендикулярных сечения, обладающие тем замечательным свойством, что именно на них отсутствуют касательные напряжения, а действуют только нормальные. Нормали к этим сечениям получили название главных осей напряжений (рис. 1.11). А сами напряжения, действующие по нормали к этим сечениям, называются главными нормальными напряжениями.

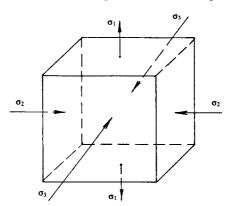


Рис. 1.11. Главные оси напряжений σ_1 , σ_2 , σ_3 при трехосной деформации растяжения

Растягивающие напряжения принято считать положительными, а сжимающие — отрицательными. В порядке алгебраического убывания главные нормальные напряжения располагаются следующим образом (см. рис. 1.11):

$$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$$

где σ_1 — главное растягивающее напряжение; σ_2 — главное промежуточное напряжение, которое может быть как растягивающим (положительным), так и сжимающим (отрицательным); σ_3 — главное сжимающее напряжение.

Напряжение всестороннего сжатия и девиаторное напряжение. Общее напряжение можно разложить на два компонента: напряжение равномерного всестороннего сжатия ($\sigma_{\rm m}$) и девиаторное напряжение (σ).

Напряжение равномерного всестороннего сжатия выражается формулой:

$$\sigma_{\rm m} = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) / 3,$$

где $\sigma_{\rm m}$ — это то напряжение, которое отвечает за уменьшение объема без изменения формы тела.

Если из общего напряжения вычесть напряжение равномерного всестороннего сжатия получается остаток, который называется девиаторным напряжением. Именно оно отвечает за изменение формы тела, т. е. за деформацию.

Значения девиаторного напряжения будут следующими:

$$\sigma_{1}{'} = \sigma_{1} - \sigma_{m}; \ \sigma_{2}{'} = \sigma_{2} - \sigma_{m}; \ \sigma_{3}{'} = \sigma_{3} - \sigma_{m}.$$

Таким образом, в общем напряженном состоянии можно выделить составляющую равномерного всестороннего сжатия $\sigma_{\rm m}$, а также девиаторную составляющую в виде трех главных нормальных девиаторных напряжений σ_1 ', σ_2 ', σ_3 ', где σ_1 ' — имеет положительный знак, так как относится к растягивающим напряжениям и приводит к удлинению тела по одной из осей; σ_2 ' — равно нулю, так как в третьем направлении никаких деформаций не происходит; σ_3 ' — имеет отрицательный знак и относится к сжимающим напряжениям, которые приводят к укорочению тела.

Размерность и единицы измерения напряжений. Напряжение — это сила, действующая на единицу площади: $\sigma = F/S$. В старой системе CGS (грамм, сантиметр, секунда) напряжение определяется как дин/см². В геологии из-за больших давлений за единицу напряжения берется бар, который имеет величину 10^6 дин/см² и по порядку величин соответствует атмосферному давлению. На больших глубинах, где давление высокое, используют кбар, равный 10^3 бар.

В системе SI (метр, килограмм, секунда) единица давления получила название $\Pi a -$ паскаль, равный H/m^2 . Так как эта единица очень маленькая, часто пользуются $M\Pi a$ (мегапаскаль = $10^6 \, \Pi a$), равный $10 \,$ кбар.

1.4. ВИДЫ ДЕФОРМАЦИЙ

По характеру зависимостей деформаций от величин приложенных сил, механизма их реализации и последствиям выделяют упругую, пластическую и разрывную деформации.

1.4.1. УПРУГАЯ ДЕФОРМАЦИЯ

С упругой деформации обычно начинается процесс изменения формы или объема тела. Главная ее особенность заключается в том, что после снятия напряжения тело возвращается в исходное состояние (восстанавливаются его форма и объем). Процесс упругой деформации подчиняется закону Гука, согласно которому в результате нормальных напряжений (σ) происходит удлинение или укорочение тела (ϵ) (рис. 1.12 a), а под действием касательных напряжений (τ) — простой сдвиг (рис. 1.12 δ).

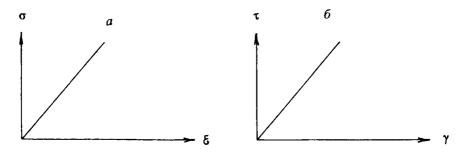


Рис. 1.12. Линейная зависимость между величиной упругой деформации тела и величиной напряжения для деформации удлинения — укорочения (a) и сдвига (δ)

По закону Гука

$$\sigma = E\varepsilon; \tau = G\gamma$$

где E- модуль упругости, или модуль Юнга, G- модуль сдвига, $\varepsilon-$ процентная мера удлинения (упрочения) тела, $\gamma-$ процентная мера скашивания угла прямоугольника.

Физический смысл модуля упругости (E) заключается в том, что он показывает, какое напряжение (σ) нужно приложить к телу, чтобы его деформация (ε) выразилась процентной мерой, равной 100 %, т. е. чтобы тело растянулось или сжалось в 2 раза. Модуль упругости имеет размерность напряжения. Так, модуль упругости для гранита равен 300 кбар. Но растянуть гранит в 2 раза невозможно из-за малого предела его прочности. При напряжении в 3 кбар гранит может быть растянут на 1 %. Такое давление возможно на глубине 10 км.

Модуль сдвига (G) — это касательное напряжение, которое нужно приложить к телу, чтобы деформация (γ) в процентном выражении оказалась равной единице, т. е. угол скашивания прямоугольника должен быть равен 45° .

Существуют предельные напряжения для любого материала, при которых тела продолжают деформироваться без дальнейшего возрастания напряжений. Это предельное напряжение получило название *предела упругости*. Явление нарастания деформаций без увеличения напряжений получило название *пластичности* (рис. 1.13).

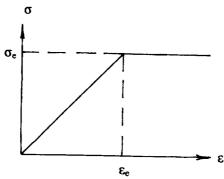


Рис. 1.13. Переход упругой деформации тела в пластическую (остаточную) при достижении напряжением (σ) предела упругости (σ_e)

1.4.2. ПЛАСТИЧЕСКАЯ ДЕФОРМАЦИЯ

Деформация при постоянном напряжении называется пластической. После снятия действующего на тело напряжения, объект уже не вернется к своей первоначальной форме, т. е. его форма и размер не восстановятся. Характер нарастания пластической деформации при постоянном напряжении нельзя отобразить в координатах $\sigma - \varepsilon$, как это сделано на рисунке 1.13 применительно к упругой деформации. Для отображения этого вида изменений применяются координаты $\varepsilon - t$ (рис. 1.14). Упругая часть деформации отображена на графике вертикальным отрезком оси ординат $(0-\varepsilon_e)$, где ε_e — предел упругости. Принято условно считать, что она происходит мгновенно, хотя на самом деле несколько растянута во времени.

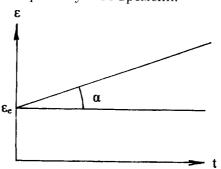


Рис. 1.14. Характер пластической деформации при достижении предела упругости

Возрастание пластической деформации со временем отображается наклонной линией, угол наклона (α) которой характеризует скорость дефор-

мации. Последняя зависит от двух факторов, которые на диаграмме ε – t не фигурируют. В аналитической форме это выглядит как

$$\sigma - \sigma_e = 2 \eta \epsilon'; 2 \eta = tg \theta,$$

где η — вязкость вещества, которая является мерой его сопротивления пластическому деформированию. Чем больше вязкость, тем большее необходимо приложить напряжение, чтобы поддерживать определенную скорость пластической деформации; $\sigma_{\rm e}$ — напряжение, при котором начинаются пластические деформации (напряжение предела упругости); ϵ — скорость пластической деформации тела.

В случае, когда σ_e стремится к нулю, тело при сколь угодно малых напряжениях начинает подвергаться пластическим деформациям. Такое поведение свойственно жидкостям, чем они и отличаются от твердых тел, и в частности от горных пород. Однако при длительном воздействии напряжений на горную породу последняя ведет себя подобно жидкости.

Вязкость измеряется в системе CGS в пуазах (П). Единица измерения вязкости названа так в честь французского ученого Ж.-Л. Пуазейля. В системе SI вязкость измеряется в Па×с (Паскаль-секунда), как произведение единицы напряжения на единицу времени. 1 Па×с = 10 П. На рис. 1.14 изображена модель идеального пластичного тела, когда вещество при достижении предела упругости в дальнейшем может течь без увеличения напряжения. На практике график деформаций несколько отличается от идеального (рис. 1.15). После завершения действия на тело упругой деформации (отрезок кривой 0A) начинается пластическая деформация, для развития которой необходим небольшой рост напряжения (отрезок графика АБ). Эта область деформации получила название пластической деформации с упрочением. Далее следует пластическая деформация с ослаблением тела перед разрывом, для ее протекания не нужен рост напряжения, но даже возможно его снижение (отрезок графика БВ).

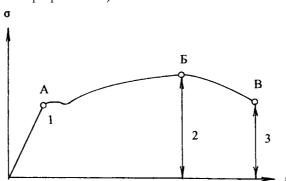


Рис. 1.15. Общая кривая деформации (рис. по А.Е. Михайлову)

0A — упругая деформация; AБ — пластическая деформация с упрочением; БВ — пластическая деформация с ослаблением тела перед разрывом. В — точка разрыва. 1 — предел упругости, 2 — предел прочности, 3 — конечная прочность

В природе существует несколько механизмов реализации пластических деформаций твердых тел.

1. **Перекристаллизация**, при которой происходит перемещение отдельных ионов таким образом, что под действием сжимающего напряжения кристаллы укорачиваются по ходу сжатия и удлиняются в перпендикулярном направлении (рис. 1.16).

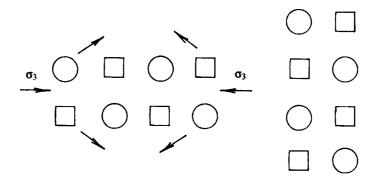


Рис. 1.16. Модель механизма пластической деформации тела посредством его перекристаллизации под действием сжимающего напряжения (по М. А. Гончарову, В. Г. Талицкому, Н. С. Фроловой)

Слева тело до деформации, справа — после пластической деформации за счет перекристаллизации. Стрелками показаны направления перемещения ионов

- 2. **Внутризерновая** деформация представляет собой процесс перемещения в определенном направлении цепочек ионов (рис. 1.17). При этом под действием касательных напряжений происходит сдвиг этих цепочек. Сначала он аналогичен упругому сдвигу, при котором не разрываются ранее существовавшие связи между ионами соседних цепочек. Но при определенном напряжении (τ_e предел упругости) начинаются необратимые пластические деформации, вызванные разрывами ранее существовавших связей и установлением новых. К внутризерновой деформации относится и смещение отдельных двойников в кальците по трещинам микроспайности.
- 3. **Межзерновая** деформация происходит за счет перемещения относительно друг друга отдельных минеральных зерен в породе.
- 4. Сдвиги отдельных блоков горной породы относительно друг друга по трещинам или разрывным нарушениям называются блоковой, или кусковой, деформацией. Иногда этот вид изменений выступает в качестве одного из основных механизмов пластической деформации.

Пластические деформации могут происходить в теле и при напряжениях $\sigma < \sigma_e$, если напряжения действуют не мгновенно, а достаточно длительное время. Это может происходить за счет того, что со временем часть упругой деформации переходит в пластическую. По этой причине не рекомендуется оставлять под нагрузкой материалы на длительный период. При натянутой долгое время тетиве лук подвергается пластической деформации и затем,

освобождаясь от нее, он сохраняет изогнутую форму. Это явление перехода упругой деформации в пластическую, получило название *релаксации* (ослабления) напряжений. Релаксация напряжения описывается формулой

$$\sigma = \sigma_0 e^{-t/v}$$
,

где σ — напряжение, которое сохраняется в теле при фиксации его деформации через t; σ_0 — начальное максимальное напряжение в момент t = 0; υ — время вязко-упругой релаксации, соответствующее отрезку времени, в конце которого, при фиксации деформации, напряжение, необходимое для ее поддержания, уменьшается в е ~2,7 (е — основание натурального логарифма); t — время, в течение которого тело находится под напряжением.

В другом случае если к телу приложить постоянно действующее напряжение (подвесить к пружине гирьку) меньшее предела упругости, то часть упругой деформации перейдет в пластичную, но первая вновь дополнится, а затем ее часть снова перейдет во вторую. При этом пластическая деформация будет нарастать, хотя напряжение будет оставаться ниже предела упругости. Это явление получило название получести.

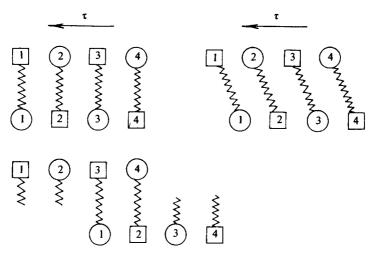


Рис. 1.17. Модель механизма пластической деформации тела посредством относительного смещения отдельных цепочек ионов (по М. А. Гончарову, В. Г. Талицкому, Н. С. Фроловой)

Слева вверху минеральное зерно до деформации; справа вверху— на стадии упругой деформации (без разрыва старых связей между цепочками ионов); внизу— после пластической деформации, когда между ионами соседних цепочек устанавливаются новые связи

Если длительность действия напряжений меньше времени вязко-упругой релаксации, то тело ведет себя как упругое и не будет подвергаться пластическим деформациям. Если время действия напряжений больше времени вязко-упругой релаксации, то даже при нагрузках, меньших предела упругости, в теле возникают пластические деформации (фото 1.1).



Фото 1.1. Пластическая деформация в амфиболитах (темно-серое)

1.4.3. ПРЕДЕЛ ПРОЧНОСТИ И РАЗРЫВНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

Кроме предела упругости существует также предел прочности (σ_s , τ_s) при достижении которого в теле происходят **разрывные деформации**, выраженные трещинами и разрывами (рис. 1.18, фото 1.2).

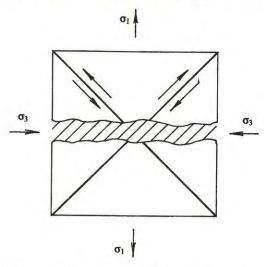


Рис. 1.18. Ориентировка трещин отрыва (извилистая широкая полоса) и скалывания (встречные стрелки) по отношению к главным осям напряжений

По отношению к осям главных нормальных напряжений существует два типа трещин: отрыва и скалывания. Первые образуются тогда, когда рас-

тягивающие напряжения превышают предел прочности на отрыв ($\sigma_1 > \sigma_s$). Такие трещины ориентированы перпендикулярно оси σ_1 и параллельно оси σ_3 (см. рис. 1.18).

Трещины скалывания образуются когда касательное напряжение превышает предел прочности на скалывание ($\tau > \tau_s$). В маловязких породах (например, глинах) они возникают в одной из плоскостей, образующей с осью σ_3 угол 45°. В более вязких породах они образуют сопряженные трещины, ориентированные к оси σ_3 под углом 45° (см. рис. 1.18). Этот угол получил название «угол скалывания», его усредненное значение для разных пород составляет 30°.



Фото 1.2. Разрывные нарушения в метаморфических породах. Алданский щит, Восточная Сибирь

Сопряженные трещины скалывания возникают по обе стороны от оси σ_3 и образуют между собой острый угол 2γ , меньше 90° . Они являются важным диагностическим признаком ориентировки главных осей напряжений; ось максимального сжатия (σ_3) лежит в биссекторной плоскости острого двугранного угла, образованного двумя сопряженными трещинами скалывания и перпендикулярно линии пересечения этих трещин. Ось максимального растяжения (σ_1) лежит в биссекторной плоскости тупого двугранного угла, перпендикулярно линии пересечения трещин. Промежуточная ось (σ_2) направлена вдоль линии пересечения трещин.

Для трещин скалывания характерна ровная поверхность, в отличие от неровной, волнистой поверхности трещин отрыва.

Общий характер деформаций материала зависит от ∂ иапазона пластичности ($\sigma_s - \sigma_e$). Если он невелик, то материал называется хрупким. При

значительной разности $\sigma_{\rm s} - \sigma_{\rm e}$ материал считается «пластичным». Примером хрупкого материала является гранит, пластичного — глины.

Деформационные свойства горных пород, такие как предел упругости (σ_e), предел прочности (σ_s), диапазон пластичности ($\sigma_s - \sigma_e$), модуль упругости, вязкость η и др., зависят как от внутренней структуры породы (в частности, анизотропии), так и от внешних параметров: длительности процесса деформации, равномерного всестороннего давления, обусловленного нагрузкой вышележащих толщ, флюидного давления, температуры.

К внутренним особенностям породы, оказывающим влияние на деформационные свойства относятся следующие аспекты.

1. Минеральный состав. Так кварц мало пластичен, а глинистые минералы (каолинит, монтмориллонит), наоборот, обладают высокой пластичностью. По этой причине кварцит относится к хрупкой породе, а глина — к пластичной. Значительно отличаются между собой минералы и по сжимаемости (см. таблицу 1.1), что сильно влияет на деформационные свойства пород, в том числе на устойчивость к разрушению.

Минерал	$(V_o - V) / V_o$	Минерал	$(V_o - V) / V_o$	
Кальцит	0,0130	Оливин	0,0079	
Гранат	0,00538	Ортоклаз	0,0171	
Магнетит	0,00564	Пирит	0,00645	
Слюда	0,0092	Кварц	0,02440	

Таблица 1.1. Сжимаемость минералов (V_o –V) / V_o при 1 ГПа

2. Структурно-текстурные особенности. Породы резко анизотропные (слоистые, тонкослоистые и др.) легче подвергаются пластическим деформациям нежели массивные. Особенно влияют на деформацию пород взаимная ориентировка направления действующих напряжений и направление анизотропии. Если напряжения действуют перпендикулярно оси анизотропии (вдоль слоистости, полосчатости), то такие деформации будут отличаться большой скоростью протекания. Основные деформационные параметры горных пород (модуль Юнга, коэффициент Пуассона, прочность) приведены в таблицах 1.2. и 1.3.

Крупнозернистые породы более вязкие, чем мелкозернистые.

По вязкости М. В. Гзовский разделил все породы на четыре группы, в порядке возрастания показателя. Наименьшей вязкостью отличаются породы первой группы, куда входят: глины, соли, гипсы, тонкослоистые песчано-глинистые породы. Ко второй группе — тонкослоистые известняково-мергелевые породы, к третьей — массивные песчаники, конгломераты, известняки, вулканогенные породы. К четвертой группе по вязкости относятся интрузивные породы, гнейсы, кристаллические сланцы.

Таблица 1.2. Модуль Юнга (E) и коэффициент Пуассона (v) для главных типов
горных пород при нормальной температуре и давлении $10^{-1}\mathrm{M}\Pi\mathrm{a}$

Порода	Е, ГПа (от — до)	v	Порода	Е, ГПа (от — до)	v
Каменная соль	28-37	_	Гранит	21-70	0,04-0,27
Известняк	17-80	0,16-0,32	Андезит	40-54	0,16-0,18
Доломит	71-93	_	Диорит	55-87	_
Мрамор	23-95	0,10-0,28	Базальт	48-111	0,22-0,38
Песчаник	6-100	0,06-0,29	Диабаз	72-116	0,10-0,28
Глинистый сланец	12-44	0,04-0,12	Габбро	58-108	0,11-0,25
Филлит	9-27	0,06	Эклогит	123-142	_
Сланец	40-113	0,01-0,20	Анорто- зит	82	0,26
Гнейс	3-70	0,03-0,15	Дунит	89-195	0,27-0,40

Таблица 1.3. Условно мгновенная прочность сухих образцов горных пород при атмосферном давлении и комнатной температуре

Порода	Прочность на отрыв, МПа	Прочность на скалывание, МПа			
		минималь- ная	максимальная	Средняя статистическая	
Каменная соль	1,5-5,0	9	_	_	
Мрамор	5	12	130	50	
Кварцит	8	13	160	100	
Песчаник	2-6	20	75	_	
Глинистый сланец	3-4	18	26	_	
Гранит	3	60	180	75	
Диабаз	5	65	230	90	

К внешним условиям, влияющим на деформации горных пород, относят нижеприведенные.

1. Длительность процесса деформации, которая влияет на такие свойства как релаксация и ползучесть. Если напряжение в теле действует кратковременно, то пластическая (необратимая) деформация начинается только в том случае, когда напряжение превысит предел упругости. Однако при длительном воздействии напряжений пластическая деформация может иметь место, когда напряжения меньше предела упругости. В этом случае

изменения наступают при относительно низких значениях напряжений. Чем длительнее действует напряжение, тем при меньших его значениях тело будет подвергаться пластическим деформациям. Так как в природе напряжения действуют в течение миллионов лет, горные породы часто ведут себя как вязкие жидкости.

Было доказано, что при длительном нагружении тел, в том числе и горных пород, они разрушаются при напряжениях, меньших чем мгновенный предел прочности. Такие напряжения называются длительными пределами прочности. Хрупкие вещества, как, например, стекло, при длительном действии напряжений перед разрушением будут испытывать пластические деформации.

- 2. Равномерное всестороннее давление снижает предел упругости и одновременно повышает предел прочности, при этом диапазон пластичности заметно расширяется. При прочих равных условиях одни и те же горные породы будут более пластичными на глубине, чем на поверхности.
- 3. Давление флюидов, содержащихся в порах и трещинах, снижает предел упругости и расширяет диапазон пластичности, но вместе с тем уменьшает предел прочности.

Флюиды оказывают физико-химическое воздействие на породы. Вода растворяет вещество минералов на поверхностях, которые максимально сжаты и переотлагает его в зонах растяжения. Такое направленное перераспределение вещества ведет к изменению формы зерен, они становятся уплощенными по направлению сдавливания и увеличивают свои размеры по направлению растяжения. По мнению В. В. Белоусова, это один из механизмов образования ориентированных плоских или линейных структур.

Механическое воздействие поровой воды оказывает двоякое влияние. С одной стороны, вода является смазкой и облегчает скольжение между зернами, что ведет к снижению вязкости породы и более легкой ее деформируемости. С другой — флюидное давление снимает часть нагрузки с твердого каркаса породы. Эффективное давление на твердый каркас в этом случае будет равно разности между литостатическим давлением и давлением поровой воды. Если последнее велико, то оно ведет к понижению и предела прочности породы.

4. Температура влияет на деформационные свойства материалов, в том числе и горных пород, так же как и флюидное давление. Это связано с возрастанием флюидного давления в породе, так как флюиды при повышении температуры расширяются и давят на твердый каркас. С другой стороны, каркас тоже увеличивается в объеме при нагревании, что приводит в совокупности к снижению предела упругости. Породы в таких условиях в большей степени подвергаются пластическим и разрывным деформациям.

Таким образом, длительность процессов деформации, флюидное давление и температура приводят к разрыхлению структуры породы и, как следствие, породы в таком состоянии предрасположены к пластическим деформациям,

снижению предела прочности. Всестороннее давление, наоборот, способствует упрочению породы.

1.4.4. МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИЙ ГОРНЫХ ПОРОД

Моделирование — это всегда сложный творческий процесс, особенно при создании образца природных объектов и механизмов взаимодействия между ними. Особые трудности вызваны тем, что теоретические расчеты и выкладки, полученные в ходе математического моделирования, результаты лабораторных исследований, невозможно проверить экспериментально. В случае с деформациями горных пород провести натурный эксперимент невозможно по ряду причин.

Во-первых, в природных условиях осуществляются деформации огромных объемов горных пород. Так, например, осадочные толщи мощностью в несколько километров сминаются в складки. Современный уровень развития техники не позволяет провести эксперименты с такими объемами пород.

Во-вторых, нет возможности создать те силы, которые приводят к деформациям на значительных глубинах.

В-третьих, деформации пород происходят длительное время, в течение миллионов лет. У человечества нет возможности осуществлять столь длительные эксперименты.

Поэтому в настоящее время ученые быотся над тем, не как повторить природные процессы во всех их деталях, а как создать модель этого процесса, воспроизводящую его в ином пространственном и динамическом масштабе в режиме реального времени. С помощью моделирования в тектонофизике можно лишь выяснить общие закономерности развития тектонических деформаций, а отнюдь не ге частности, которые свойственны конкретным структурам. Уровень развития науки не позволяет доказать как возникла та или иная тектоническая деформация, а может лишь подсказать, как она могла образоваться. Ценность моделирования в том, что с его помощью мы можем наблюдать ход развития деформаций или ход разрушения твердого тела во времени и результаты этих наблюдений переносить на геологические объекты. Это необходимо знать для того, чтобы иметь представление о происхождении структур не в части знания первопричины, а в области кинематики и динамики процессов, ведущих к образованию структур. Важно также изучать стадии развития процесса деформации, так как в этом случае среди тектонических структур мы можем найти такие, которые соответствуют этим отдельным этапам, находящимся как бы в «застывшем» виле.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Белоусов В. В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 208 с.
- 2. *Белоусов В. В.* Структурная геология. М.: МГУ, 1961. 207 с.

- 3. Гончаров М. А., Талицкий В. Г., Фролова Н. С. Введение в тектонофизику. М.: КДУ, 2005. 495 с.
- 4. *Михайлов А. Е.* Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1984. 463 с.
- 5. *Бахтеев М. К.* Краткий курс лекций по структурной геологии. М.: МГГА, 1998. С. 120.
- 6. *Шерман С. И., Днепровский Ю. И.* Поля напряжений земной коры и геологоструктурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 174 с.
- 7. Методы моделирования в структурной геологии / Под ред. В. В. Белоусова, А. В. Вихерта. М.: Недра, 1988. 222 с.

Глава 2

СЛОЙ, СТРОЕНИЕ СЛОИСТЫХ ТОЛЩ

2.1. СЛОЙ И ЭЛЕМЕНТЫ ЕГО СТРОЕНИЯ

Как уже было отмечено, предметом изучения структурной геологии являются формы залегания горных пород, их происхождение и эволюция. Горные породы по происхождению, составу и особенностям внутреннего строения делятся на осадочные, магматические и метаморфические.

Рассмотрение морфологии тел и их строения в настоящем учебнике мы начнем с **осадочных пород**. Основной формой залегания осадочных пород является слой (пласт), линза. Пластом называют слой, содержащий полезное ископаемое. Правильно будет сказать: слой песчаника, слой известняка, но пласт угля, пласт марганцевых руд, пласт фосфоритов.

Под слоем (следовательно, и под пластом) понимают геологическое тело плоской формы, по краям линзообразное, сложенное на всем протяжении одновозрастными горными породами и ограниченное двумя разновозрастными поверхностями наслоения, обосабливающими его по каким-либо признакам от смежных (вышележащих и нижележащих) слоев (рис. 2.1).

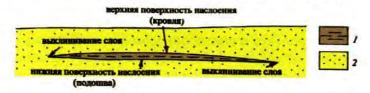


Рис. 2.1. Элементы строения слоя:

1 — глины: 2 — пески

Особенностями слоя как геологического тела являются следующие параметры.

- 1. Однородные свойства слагающей породы: состав, цвет, структурнотекстурные особенности, насыщенность органикой, другими включениями.
- 2. Горизонтальная протяженность слоя, которая значительно превышает его толщину (мощность).

- 3. Ограниченная мощность слоя: от сантиметров до первых десятков метров.
- 4. Линзовидная по краям форма (выклинивание слоя).
- 5. Наличие поверхностей наслоения.

Большие площади распространения слоев обусловлены размерами водного бассейна (озера, моря, океана), на дне которого накапливались осадки, затем превратившиеся в твердые (литифицированные) осадочные горные породы. По площади слоя можно судить и об условии его образования. Если она мала, то слой, скорее всего, образовался на дне небольшого озера. Большая площадь указывает на образование слоя в морском бассейне. Однако площадь слоя не является единственным показателем условий его образования.

2.2. МОЩНОСТЬ СЛОЯ И СПОСОБЫ ЕЕ ИЗМЕРЕНИЯ

Мощность слоя — это любое расстояние между его кровлей и подошвой. В зависимости от того, по какому направлению измеряется расстояние между кровлей и подошвой слоя, выделяют следующие виды мощностей (рис. 2.2):

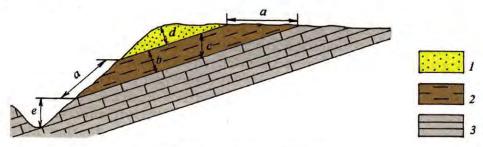


Рис. 2.2. Виды мощностей слоя:

a— видимая; b— истинная; c— вертикальная; d,e— неполная. 1— пески; 2— глины; 3— известняки

Видимая мощность — расстояние между кровлей и подошвой слоя по какому-то наблюдаемому направлению (часто по линии рельефа). Истинная мощность — кратчайшее расстояние между кровлей и подошвой слоя (расстояние по перпендикуляру). Вертикальная мощность — расстояние между кровлей и подошвой слоя по вертикали. Неполная мощность — неполное расстояние между кровлей и подошвой слоя. Последнюю измеряют в случае, когда одна из поверхностей наслоения не видна: или не выходит на поверхность или уничтожена эрозией.

Мощность слоя определяется следующими способами.

1. Рулеткой или рукояткой геологического молотка, если последняя имеет разметку. Такой способ измерения применяется в случае, когда мощность слоя небольшая (как правило, до метра) и доступна непосредственному

измерению. Часто этим способом измеряют мощность слоев на небольших естественных обнажениях (в оврагах, бортах речных долин и т. д., рис. 2.3). В последние годы, в связи с использованием геологических молотков с металлической рукояткой, на которой трудно делать разметку, данный метод применяется реже.

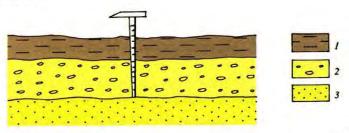


Рис. 2.3. Измерение полной (истинной) мощности слоя конгломератов (2) и неполной мощности слоя глин (3) с помощью рукоятки молотка:

1 — глины; 2 — конгломераты; 3 — пески

2. Визированием роста измеряющего на слой (рис. 2.4). Этот способ применяется, когда мощность слоя составляет метры и первые десятки метров, а склон, в пределах которого слой обнажается, имеет пологий угол наклона (до 20–30°). В процессе измерения определяется, сколько раз рост измеряющего (от подошвы ног до уровня глаз) укладывается в пределах разреза слоя. Затем это число умножается на рост измеряющего. Так, если в пределах слоя уложились 3,5 роста измеряющего, а его рост (от подошвы ног до уровня глаз) составляет 1,63 метра, то мощность слоя будет равна 5,71 метра. При этом будет измерена вертикальная мощность слоя. Если последний залегает горизонтально, то вертикальная мощность будет соответствовать истинной. Следует иметь в виду, что этот метод отличается небольшой точностью. Это связано главным образом с ошибками визирования. Относительная ошибка измерения может достигать 10 %.

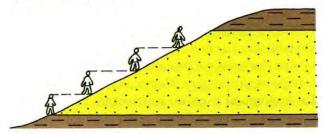


Рис. 2.4. Измерение мощности путем визирования ростом на слой

3. Барометром-анероидом (фото 2.1). Этот способ применяется для приблизительных измерений, когда мощность слоев превышает 10 метров, а также, когда непосредственное определение мощности затруднено или невозможно.



Фото 2.1. Внешний вид барометра-анероида

Сущность метода заключается в том, что берется показание барометра у подошвы слоя, а затем на кровле (рис. 2.5). Из-за того что кровля слоя находится выше подошвы, второй замер всегда будет меньше первого, так как с высотой атмосферное давление падает. Вычтя из первого значения второе мы получаем разницу давлений в делениях шкалы барометра. Умножая эту разницу на цену деления барометра, мы получим превышение кровли над подошвой слоя, а следовательно, и его вертикальную мощность. Цена деления шкалы (барометрическая ступень) — это та высота, на которую нужно подняться, чтобы показания барометра уменьшились на одно деление. Цена деления конкретного барометра определяется экспериментально и обычно составляет от 10 до 12 метров. Если показания прибора изменились на 3 единицы, а определенная экспериментально барометрическая ступень для данного прибора составила 11,5 метра, то неполная вертикальная мощность слоя равняется 34,5 метра (рис. 2.5)

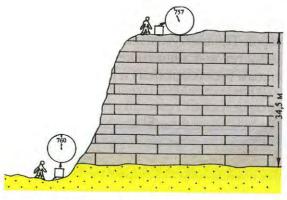


Рис. 2.5. Измерение неполной мощности слоя известняков с помощью барометра-анероида

4. С использованием GPS. В настоящее время точное определение координат местности (в том числе и абсолютных высотных отметок) проводится с помощью приборов (навигаторов) типа GPS (Глобальная система позицирования). Навигатор (фото 2.2), поддерживая связь как минимум с тремя спутниками связи, способен в любой точке определить три координаты (широту, долготу и высотную отметку) местности. С помощью прибора определяется высота (координата Z) в начале для подошвы (Z_n), затем для кровли (Z_k) слоя. Вертикальная мощность слоя (h_b) получается как разность значений $Z_k - Z_n$. Однако для слоев небольшой мощности навигаторы дают существенную относительную погрешность. Учитывая стремительное развитие научно-технического прогресса, возможно, в ближайшее время этот недостаток будет устранен.



Фото 2.2. Внешний вид навигатора GPS (Глобальная система позицирования)

2.3. ВЫКЛИНИВАНИЕ СЛОЕВ

Слой как плоское тело не бесконечен по своему распространению. Теоретически его размер ограничен размером того водного бассейна, на дне которого он образовался (рис. 2.6). С приближением к береговой линии слой становится более тонким и наконец исчезает у кромки береговой линии, так как за ее пределами происходит не накопление осадков, а разрушение ранее образовавшихся пород. Процесс уменьшения мощности слоя до его полного исчезновения называется выклиниванием. Выклинивание слоя (рис. 2.7) может быть медленным (постепенным) и резким (быстрым).

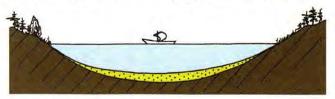


Рис. 2.6. Область распространения слоя ограничивается площадью водоема, в котором этот слой образовался

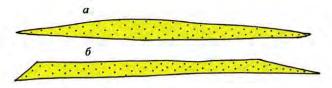


Рис. 2.7. Характер выклинивания слоя: a — постепенное; δ — резкое

2.4. ОДНОРОДНОСТЬ ПОРОД СЛОЯ

Слой в физическом выражении является обособленным в пространстве объемом горных пород. Породы внутри этого объема (слоя) должны быть однородными по минеральному составу, структуре, текстуре и другим особенностям (цвету, насыщенности органическими остатками, другими включениями и т. д.). Рассмотрим эти особенности на примере песчаников.

В пределах всего слоя песчаники должны быть или мономиктовыми (состоящими из одного минерала) или полимиктовыми (состоящими из нескольких минералов), например аркозовые песчаники, состоящие из кварца, полевых шпатов и биотита. Песчаники должны обладать однородной структурой — равномернозернистой или неравномернозернистой. В случае равномернозернистой структуры они могут быть мелко-, средне-, крупно-или грубозернистыми. По текстурным особенностям песчаники могут быть массивными, косослоистыми и т. д. По всему объему песчаник должен иметь одинаковый цвет: серый, ржаво-бурый, зеленовато-серый и т. д. В пределах слоя могут быть или не быть включения (фосфоритовых, сидеритовых, марказитовых конкреций).

2.5. ПОВЕРХНОСТИ НАСЛОЕНИЯ И ИХ СТРОЕНИЕ

Как уже было отмечено, слой отделяется от соседних слоев поверхностями наслоения. Поверхность наслоения — это граница между смежными слоями. У каждого слоя выделяют две поверхности: верхнюю, которая является кровлей, и нижнюю — подошву. Поскольку между смежными в разрезе слоями пограничная поверхность одна, то подошва вышележащего слоя одновременно является кровлей нижележащего слоя.

Поверхности наслоения могут иметь различную морфологию. Чаще всего встречаются ровные поверхности, но могут быть и неровности. Для кровли слоя чаще всего характерны отрицательные формы. Это трещины (диастемы) усыхания и выветривания, следы дождя, ряби, жизнедеятельности организмов. Трещины (рис. 2.8) в кровле слоя образуются в результате усыхания (сокращения объема), выветривания (при разрушении породы). Чаще всего они возникают в момент перерыва в осадконакоплении, т. е. когда территория является сушей. Если затем на трещиноватую поверхность кровли быстро

ложится новый слой осадка, то трещина запечатывается этим осадочным материалом и доходит до нас в таком виде. Таким образом, трещины свидетельствуют пусть и о небольшом, но перерыве в осадконакоплении. На фото 2.3 хорошо видны трещины усыхания на поверхности слоя глин. Если на поверхность этого слоя ляжет слой песка или другого осадка, то трещины заполнятся материалом вышележащего слоя и, таким образом, запечатаются в разрезе и сохранятся на многие тысячи и миллионы лет.

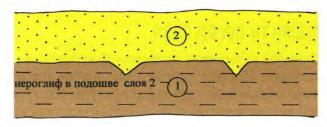


Рис. 2.8. Трещины усыхания в кровле слоя глин (1), заполненные материалом вышележащего слоя песков (2). Слепки (выступы) с трещин в подошве слоя песков получили название иероглифов



Фото 2.3. Трещины усыхания на поверхности слоя глин

Следы ряби образуются в прибрежных (мелководных) условиях, а также в результате ветровых (эоловых) процессов. В связи с этим и выделяют (по А. Е. Михайлову) рябь ветровую, рябь течения и рябь волнения. Ветровая рябь отличается крупными размерами и дугообразным расположением валиков в плане. Рябь течения — резко выраженными валиками меньшего размера. Самая мелкая — рябь волнения, которая имеет асимметричные валики. На фото 2.4 видна рябь в песках прирусловой отмели. Если на нее ляжет сверху осадок, то она сохранится также, как и трещины в упомянутом выше случае. Следы ряби видны в песчаниках верхневолжского подъяруса верхнего отдела юрской системы на окраине подмосковного г. Дзержинский (фото 2.5).



Фото 2.4. Рябь в песках прирусловой отмели р. Гилюй. Алданский щит, Восточная Сибирь



Фото 2.5. Следы ряби в песчаниках верхневолжского подъяруса. Окрестности г. Дзержинский, Подмосковье

На кровле слоев часто наблюдаются следы жизнедеятельности организмов. Это результат ползания крабов, червей, которые на поверхности слоя представляют собой извилистые канавки или углубления (в случае сверлящих моллюсков). Такие следы образуются на стадии еще не затвердевшего осадка.

К другим неровностям кровли могут относиться углубления, оставленные каплями дождя. Это происходит в момент, когда не затвердевший осадок выходит на поверхность (например, во время отлива) и дождь оставляет в нем ямочки. Если прилив идет медленно, то часть таких углублений может быть заполнена осадком (илом), и они в запечатанном виде сохраняются. На поверхности слоя могут также сохраняться отпечатки кристаллов льда. Они заносятся осадком, а после таяния, на поверхности образуется углубление по форме аналогичное кристаллу.

Если на кровлю слоя с отрицательными микроформами (трещинами, ямочками, канавками) ложится новый осадок, то он заполняет все неровности микрорельефа поверхности наслоения. И таким образом, на подошве вышележащего осадка, а затем и горной породы уже будут не отрицательные формы (углубления), а слепки рельефа кровли (выступы) нижележащего слоя (фото 2.6). Такие негативные отпечатки или слепки называют иероглифами. Иероглифы — это зеркальное отображение на подошве вышележащего слоя кровли нижележащего. По происхождению их принято делить на две группы: механоглифы — слепки неровностей механического происхождения (трещин, следов капель дождя и др.) и биоглифы — слепки следов организмов.



Фото 2.6. Иероглифы в подошве песчаников. Таврическая серия верхней юры. Крым, Бахчисарайский р-он, село Прохладное:

Серые — песчаники; темно-серые — аргиллиты

Таким образом, если на кровле слоя образуются отрицательные формы микрорельефа (канавки, углубления), то для подошвы слоя характерны слепки с углублений — иероглифы (см. рис. 2.8).

2.6. ЛИНЗЫ

Второй формой ненарушенного залегания горных пород (после слоев) являются линзы. Их отличие от слоев заключается в меньшей площади распространения и соотношениях между длиной и мощностью (рис. 2.9). Длина и ширина линз не более чем в 10 раз превосходит максимальную ее мощность (измеренную в центре). В абсолютном выражении линзы, как правило, по длине не превышают сотен метров при мощности не более первых десятков метров.

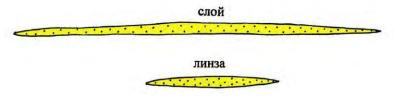


Рис. 2.9. Слой и линза

Для линз кроме соотношения размеров характерны те же особенности, что и для слоев (такие же виды мощности, наличие кровли и подошвы, однородность слагающих пород). Наличие линз указывает на специфические условия осадконакопления. Они более характерны для континентальных отложений и в первую очередь — для аллювиальных.

Контакт, по которому линза граничит с окружающими породами, называют контактом прислонения.

По условиям образования выделяют линзы двух генетических типов (рис. 2.10).

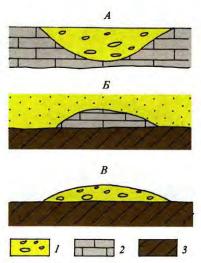


Рис. 2.10. Генетические типы линз:

A — линзы заполнения; B, B — линзы нарастания; B — линза представлена биогермой, B — конусом выноса временного водного потока. 1 — обломочный материал; 2 — органогенные известняки; 3 — породы основания

- 1. Линзы заполнения. Общим для этого типа линз является заполнение осадочным материалом отрицательных форм рельефа. Это могут быть аллювиальные, пролювиальные или озерные отложения. Линзы этого генетического типа обращены выпуклостью вниз.
- 2. Линзы нарастания. При формировании линз данного генетического типа осадочный материал ложится на относительно ровную поверхность и линза обращена выпуклой стороной вверх. Данный тип чаще всего образуется в результате жизнедеятельности организмов (постройки кораллов биогермы). Могут линзы нарастания образовывать и пролювиальные конусы выноса (результат деятельности временных горных водных потоков).

2.7. СЛОИСТОСТЬ

В природе обычно встречается сочетание слоев или слоев и линз, которое принято называть слоистостью (фото 2.7). Возникновение слоистости, т. е. образование разных по составу, структурно-текстурным и другим особенностям слоев горных пород, связано с изменением условий осадконакопления. Это приводит к тому, что перестает формироваться ранее существовавший слой и над ним начинает образовываться новый. Это может быть связано как с изменением физико-географических условий в области осадконакопления, так и в области денудации (разрушения). В условиях теплого и влажного климата на шельфе морей и океанов образуются известняки, в то время как в условиях холодного климата — пески, глины.



Фото 2.7. Слоистость доломитизированных известняков мячковского горизонта среднего карбона. Карьер на окраине г. Домодедово в Подмосковье. Чередование органогенных, пелитоморфных, детритусовых, глинистых известняков

Области осадконакопления могут быть компенсированными и некомпенсированными. В случае образования областей первого типа весь бассейн заполняется осадками, так как скорость осадконакопления равна скорости прогибания (опускания) территории. В этом случае мощность осадочных пород соответствует суммарной амплитуде тектонических движений. Для некомпенсированных бассейнов скорость осадконакопления отстает от скорости прогибания территории и область полностью осадками не заполняется. Причина прогибания (углубления) бассейнов осадконакопления — тектонические движения. Причиной появления бассейна этого типа может стать его глубина, при которой известняки не накапливаются, а, наоборот, растворяются (с глубины 4800 м). Это объясняется тем обстоятельством, что давление на глубине свыше 4800 м такое, что растворимость углекислого газа в морской воде резко возрастает, и он не образует соединений с кальцием и магнием.

По морфологии и взаимоотношению между собой, а также по условиям образования выделяют морфологические и генетические типы слоистости.

2.7.1. Морфологические типы слоистости

Среди морфологических типов слоистости выделяют: параллельную, косую, волнистую, линзовидную.

Параллельная слоистость. Наиболее часто встречающимся морфологическим типом слоистости является параллельная. При ней, как можно понять из названия, подошва и кровля слоев параллельны. Такая слоистость образуется в крупных водоемах, у которых дно плоское, а поверхностные волнения водных масс не достигают дна. Среди параллельной принято выделять следующие виды слоистости.

А. Неупорядоченная параллельная слоистость, при которой нет закономерности в чередовании слоев разного состава (рис. 2.11). Именно она чаще всего встречается в природе.

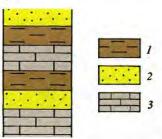


Рис. 2.11. Неупорядоченная слоистость:

1 — глины; 2 — пески; 3 — известняки

Б. Упорядоченная слоистость, при которой наблюдается определенная закономерность в чередовании слоев разного состава (рис. 2.12–2.15). Типичным ее представителем является ритмичная слоистость или флиш. Флиш — это ассоциация осадочных горных пород с параллельной ритмичной слоистостью. По составу слагающих его слоев выделяют терригенный (рис. 2.12), терригенно-карбонатный (рис. 2.13) и карбонатный (рис. 2.14) флиш.

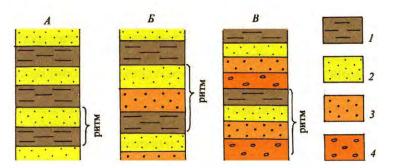


Рис. 2.12. Терригенный флиш:

A — двухкомпонентный; B — трехкомпонентный; B — четырехкомпонентный. 1 — глины; 2 — алевролиты; 3 — пески; 4 — гравелиты

Терригенный флиш (см. рис. 2.12) представляет собой закономерное изменение снизу вверх грубообломочных пород тонкообломочными. Так, например, песчаники сменяются вверх по разрезу алевролитами, а затем глинами. Далее этот фрагмент разреза повторяется много раз. Постоянно повторяющийся фрагмент разреза получил название флишевого ритма. Отдельные слои в его составе называют элементами ритма. По числу элементов в составе ритма выделяют двухкомпонентный, трехкомпонентный, четырехкомпонентный флиш (см. рис. 2.12). Для последнего возможны следующие элементы ритма: гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты.

Примером трехкомпонентного флиша может служить таврическая серия верхнеюрского отдела, которая обнажается в районе с. Прохладное Бахчисарайского района Крыма (фото 2.8). В разрезе таврической серии идет чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников. Как более устойчивые к выветриванию, песчаники образуют небольшие гривки в рельефе.



Фото 2.8. Трехкомпонентный флиш (чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов) таврической серии верхней юры. Крым, Бахчисарайский р-н, село Прохладное

Карбонатно-терригенным (рис. 2.13) называется флиш, в составе ритма которого присутствуют слои терригенных и карбонатных пород. Так, ассоциации, при которых в разрезе многократно повторяется ритм, состоящий из следующих слоев: песчаники — алевролиты-глины — известняки, следует называть карбонатно-терригенным флишем.

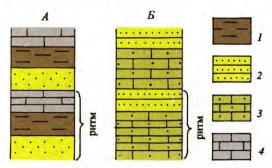


Рис. 2.13. Карбонатно-терригенный флиш:

A — трехкомпонентный глинисто-карбонатный, Б — двухкомпонентный песчано-карбонатный. 1 — глины; 2 — песчаник; 3 — песчаный известняк; 4 — известняк

Если в разрезе ритма присутствуют только карбонатные породы (снизу вверх): известняки — мергели — известковые глины, то мы имеем дело с *карбонатным* флишем (рис. 2.14), в данном случае трехкомпонентным. Для четырехкомпонентного флиша в основании ритма могут присутствовать известняковые брекчии.

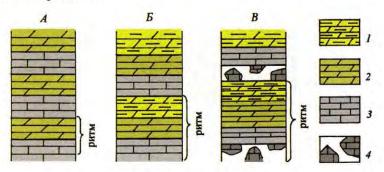


Рис. 2.14. Карбонатный флиш:

A — двухкомпонентный; B — трехкомпонентный; B — четырехкомпонентный. 1 — глинистые доломиты; 2 — доломиты; 3 — известняки; 4 — известняковые брекчии

Флиш характерен для складчатых поясов. Он образуется в условиях, когда периодически изменяются режимы осадконакопления. Чаще всего происходит периодическое колебание уровня вод в бассейне осадконакопления, что, в свою очередь, приводит к смене мелководных условий осадконакоплений (образуются гравелиты, песчаники) более глубоководными (образуются алевролиты, глины).

К разновидности упорядоченной слоистости относится градационная слоистость (рис. 2.15), которая обусловлена не относительно быстрыми периодическими изменениями условий осадконакопления, а постепенной направленной сменой условий осадконакопления. В этом случае границы между слагающими ритмами будут постепенными. На рис. 2.15 показана постепенная смена снизу вверх по разрезу конгломератов песчаниками затем глинами.

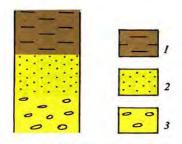


Рис. 2.15. Градационная слоистость: 1 - глины; 2 - пески; 3 - конгломераты

Косая слоистость. Особенностью косой слоистости является расположение в разрезе отдельных групп слоев под углом друг к другу (рис. 2.16). Такой тип часто встречается в аллювиальных, эоловых, флювиогляциальных отложениях. Косая слоистость вызвана изменениями направления движения водных потоков или, как в случае эоловых отложений, изменением направления перемещения воздушных масс (направлением ветра).

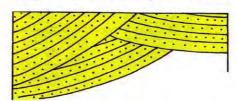


Рис. 2.16. Косая слоистость. Пачки слоев располагаются под углом друг к другу

Косая слоистость флювиогляциальных отложений хорошо проявлена в водно-ледниковых образованиях района подмосковного г. Домодедово (фото 2.9). Принадлежность отложений к флювиогляциальным доказывается кроме косой слоистости также плохой сортировкой и разной степенью окатанности материала.

Косая слоистость отложений прибрежно-морских равнин проявлена в песках верхневолжского яруса верхнеюрского отдела в окрестностях подмосковного г. Дзержинский (фото 2.10). Характер данного типа слоистости этих отложений отличается от косой слоистости флювиогляциальных тем, что все слойки падают в одном направлении. Это указывает на постоянное направление движения водной или воздушной среды.



Фото 2.9. Косая слоистость флювиогляциальных отложений в северной стенке Домодедовского карьера стройматериалов



Фото 2.10. Косая слоистость песков верхневолжского подъяруса верхней юры. Стенка карьера в окрестностях г. Дзержинский в Подмосковье

Волнистая слоистость. Она характеризуется синхронными волнообразными изгибами кровли и подошвы слоя. Типична для прибрежно-морских отложений, когда в процессе осадконакопления материал облекает плавные неровности поверхности осадконакопления (рис. 2.17).

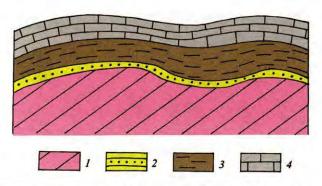


Рис. 2.17. Волнистая слоистость, обусловленная неровной поверхностью бассейна осадконакопления:

1 — породы основания; 2 — пески; 3 — глины; 4 — известняки

Волнистая слоистость также характерна для контуритов, которые накапливаются у подножия континентального склона за счет функционирования морских подводных течений.

Линзовидная слоистость. Представляет собой сочетание линз (рис. 2.18). Данный тип слоистости образуется в прибрежно-морских условиях (зона пляжа), в прирусловых речных отмелях.

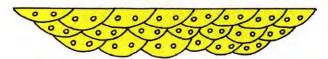


Рис. 2.18. Линзовидная слоистость

2.7.2. Генетические типы слоистости

В зависимости от того, какие факторы влияют на изменение условий осадконакопления, выделяют мутационную и миграционную слоистость.

Мутационная слоистость обусловлена изменением поверхностных (экзогенных) условий осадконакопления. В частности, в роли таких факторов, определяющих изменение условий осадконакопления, могут выступать следующие.

1. Изменения климата. В этом случае образуется климатическая слоистость. Это связано с тем, что в разное время года возможно отложение слоев различного состава. Так, весной, во время функционирования мощных водных потоков, переносится и накапливается достаточно грубообломочного материала, а в зимний период, когда вода находится в спокойном состоянии, из нее осаждаются мелкие — глинистые частички. Таким образом, в течение года накапливаются два слоя — один грубообломочный, другой — тонкообломочный. Ярким примером такой слоистости являются озерно-ледниковые отложения, в которых чередуются слои песка и глин. Первые накапливаются в озере в летнее время, вторые — в зимнее (рис. 2.19). Сочетание слоев глин

и песка получило название годичного цикла, или *варвы*. По количеству варв в разрезе озерно-ледниковых отложений можно определить количество лет, в течение которых данная толща формировалась. Сам процесс определения продолжительности формирования осадков таким способом получил название *варвометрии*.

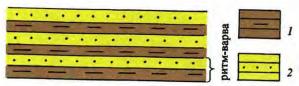


Рис. 2.19. Озерно-ледниковые отложения:

1 — глины; 2 — пески

- 2. Морские течения. Формирование слоистости при участии морских течений связано с динамикой движения водных потоков. При больших скоростях движения воды отлагается крупнообломочный материал, а при меньших тонкообломочный.
- 3. Мутьевые или суспензионные потоки. Эти геологические процессы представляют собой перемещение водонасыщенного ила по склонам морского дна. Мощные толщи таких илов скапливаются в дельтах крупных рек. Во время сейсмических толчков линзы ила начинают сползать по дну. В отдельных случаях скорость перемещения материала может достигать скорости селей.
- **4. Периодические штормы.** Они приводят к образованию штормовой слоистости (рис. 2.20). Во время штормов сильное движение морской воды приводит к перемещению и отложению грубообломочного материала (валунов, гальки), который оказывается среди тонкообломочного (песков).

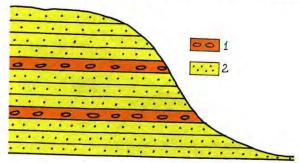


Рис. 2.20. Слоистость, связанная с периодическими штормами:

1- конгломераты, накапливающиеся во время штормов; 2- пески, образующиеся в условиях спокойного моря

5. Изменение химического состава морской воды. Оно часто происходит в результате изменения климата, особенно в сторону его засушливости.

Засуха приводит к интенсивному испарению морской воды и тем самым к повышению содержания растворенных в ней солей. Вследствие этого происходит пересыщение вод солями и отложение последних на морском дне. В этом случае среди терригенного и карбонатного материала появляются слои гипса, каменной соли, мирабилита (рис. 2.21). Общее название для пород подобного состава (солей) — эвапориты.

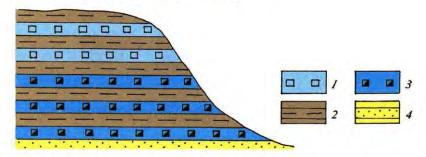


Рис. 2.21. Слоистость, обусловленная изменением химического состава воды:

1 — каменная соль; 2 — глины; 3 — гипс; 4 — пески

6. Пульсационная подача воды. В результате быстрой подачи воды образуются мощные бурные потоки захватывающие на своем пути тонкообломочный и грубообломочный материал, который в процессе перемещения не успевает отсортироваться. В результате в разрезе мы наблюдаем среди относительно хорошо сортированного и окатанного материала отдельные слои, в пределах которых обломочный материал имет разную степень окатанности и слабую сортировку (рис. 2.22). Причиной пульсационного поступления воды могут быть: ливневые дожди, интенсивное таяние ледников, прорыв перемычек горных озер при землетрясениях, извержения вулканов. Пример грубой слоистости пролювиальных отложений, обусловленной изменением динамики водного потока виден в останце пролювиального конуса выноса в борту урочища Ирик в Приэльбрусье (фото 2.11).

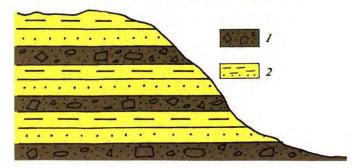


Рис. 2.22. Слоистость, обусловленная пульсационным поступлением воды:

1 — грубообломочный материал, накапливающийся во время бурных потоков, 2 — тонкообломочный материал, отлагающийся при спокойном течении воды

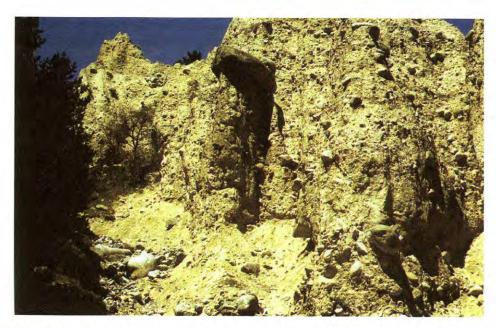


Фото 2.11. Грубая слоистость пролювиальных отложений, обусловленная пульсационным поступлением воды. Останец пролювиального конуса выноса в борту ущелья Ирик в Приэльбрусье

7. Изменение органической жизни. Изменение органической жизни в какой-то период времени может отразиться и на составе пород. В результате чего в отложениях появляется большое количество органических остатков. Так, массовая гибель рыб приводит к образованию глин, насыщенных костным детритусом, отличающихся по составу от окружающих слоев (рис. 2.23). Увеличение количества морских звезд приводит к уменьшению образования кораллов, так как первые уничтожают вторых. В этом случае из разреза будут исчезать коралловые известняки.

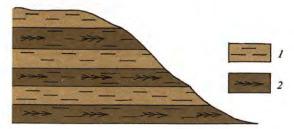


Рис. 2.23. Слоистость, вызванная изменением органической жизни (периодической массовой гибелью рыб):

1- глины, лишенные костных остатков рыб; 2- глины с костными остатками рыб

Особенностями мутационной слоистости являются: контрастность состава слагающих разрез слоев, их небольшие мощности, а также небольшие

площади их распространения. Все особенности, обусловленные локальным характером экзогенных факторов, действуют на ограниченной площади и непродолжительное время. Они не имеют глобального влияния.

Причина **миграционной слоистости** — тектонические движения, которые приводят к трансгрессии (наступлению) или регрессии (отступлению) моря. В результате таких движений изменяется глубина осадконакопления и соответственно условия образования пород, что выражается в образовании слоев разного состава.

Для миграционной слоистости характерны следующие особенности, которые отличают ее от мутационной слоистости: большие мощности слоев (N \times 100 м – N \times 1000 м); огромные площади распространения слоев (N \times 1000 км² – N \times 10 000 км²).

Закономерности формирования осадочных толщ при миграционной слоистости подчиняются **закону Головкинского–Иностранцева** (за рубежом этот закон получил название закона Вальтера).

Первое положение закона Головкинского—Иностранцева гласит о том, что в бассейне осадконакопления наблюдается закономерное изменение состава осадочных горных пород по мере удаления от береговой линии. В течение определенного времени вблизи от береговой линии накапливаются грубообломочные породы (галечники, гравелиты), с удалением от нее происходит их смена песками, алевритами и наконец глинами (рис. 2.24). В результате образуется стратиграфический горизонт, под которым понимают ассоциацию горных пород различного состава, сформировавшуюся одновременно в едином бассейне осадконакопления.

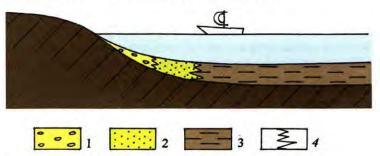


Рис. 2.24. Зависимость состава осадков от удаленности области осадконакопления от береговой линии:

1- конгломераты; 2- пески; 3- глины; 4- границы между фациями (разными по составу осадками)

Стратиграфический горизонт делится на составные части — *литофации*. Литофация — это часть стратиграфического горизонта, имеющая одинаковый состав и сформировавшаяся в определенных физико-химических условиях. Например, конгломераты у береговой линии — это одна литофация, а глины на удалении от береговой линии — другая (см. рис. 2.24). Переходы между ними постепенные.

Второе положение закона Головкинского-Иностранцева гласит о том, что трансгрессии и регрессии моря, связанные с опусканием и подъемом морского дна приводят к образованию слоистости (рис. 2.25). Это связано с тем, что глубина бассейна в конкретной точке меняется, а следовательно, меняется и состав накапливающихся осадков. Изменение же состава осадочного материала приводит к тому, что над существующем слоем начинает формироваться новый слой другого состава.

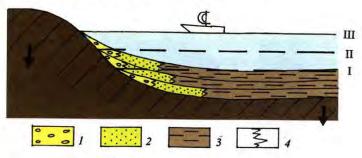


Рис. 2.25. Образование слоистой толщи:

І — уровень воды в бассейне осадконакопления на момент образования нижнего стратиграфического горизонта;
 І І — уровень воды в бассейне осадконакопления на момент образования среднего стратиграфического горизонта;
 І І — уровень воды в бассейне осадконакопления на момент образования верхнего стратиграфического горизонта.
 Состав осадков: 1 — конгломераты;
 2 — пески;
 3 — глины;
 4 — границы между фациями (разными осадками внутри слоя)

Поверхность Земли испытывает периодические опускания и поднятия в течение которых море то наступает (трансгрессия), то отступает (регрессия). Возникающие при этом особенности взаимоотношений между слоями получили название трансгрессивного и регрессивного взаимоотношения слоев.

Транстрессивное взаимоотношение слоистых толщ. При опускании участков поверхности Земли море в их пределах становится глубже, а площади прилегающей к нему сущи превращаются в мелководный морской бассейн. Например, на месте, где раньше была зона приливов и отливов и формировались галечники и крупнозернистые пески дно стало глубже и начали накапливаться среднезернистые и мелкозернистые пески. На галечники через поверхность наслоения отложились грубозернистые пески, т. е. стал образовываться новый слой. С дальнейшим углублением бассейна на данном участке грубозернистые пески сменяются среднезернистыми, затем мелкои тонкозернистыми и, наконец, формируются глины. Такое взаимоотношение слоистых толщ называется трансгрессивным.

Для трансгрессивного взаимоотношения характерны следующие особенности.

1. Снизу вверх по разрезу идет смена грубозернистых осадков (конгломератов) тонкозернистыми (алевролитами и глинами). На рис. $2.26\ A$ показан разрез по скважине в центральной части толщи с трансгрессивным взаимоотношением слоев.

2. При трансгрессивном залегании площадь, занимаемая породами более древнего возраста, меньше, чем площадь, занимаемая более молодыми породами. На рис. 2.26 Б сплошной линией (III) показана площадь распространения самых молодых пород, штриховыми линиями (I и II) — проекции на дневную поверхность границ распространения более древних слоев (1 и 2). Это связано с тем, что при наступлении моря площадь акватории увеличивается и соответственно расширяется область осадконакопления от более ранних эпох к поздним.

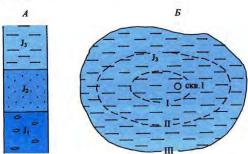


Рис. 2.26. Трансгрессивное взаимоотношение слоев:

A — в разрезе; B — по площади. I — граница распространения самых древних пород; II — граница распространения пород среднего возраста; III — граница распространения самых молодых пород

Регрессивное взаимоотношение слоистых толщ. При отступлении моря (регрессии) взаимоотношения слоев меняются на противоположные по сравнению с трансгрессивным залеганием. При отступлении моря происходит обмеление бассейна, и там, где раньше формировались глубоководные отложения — хемогенные известняки, аргиллиты — в мелководных условиях формируются пески и гравелиты (рис. 2.27 A). Возникает регрессивное взаимоотношение слоев, которое характеризуется закономерной сменой снизу вверх по разрезу глубоководных (тонкозернистых) осадков мелководными (грубозернистыми). При регрессии площадь бассейна осадконакопления уменьшается, поэтому более молодые породы будут занимать меньшие площади, чем породы более древнего возраста (рис. 2.27 Б).

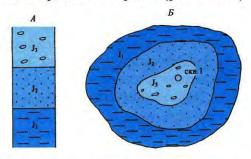


Рис. 2.27. Регрессивное взаимоотношение слоев:

A — в разрезе; E — в плане

Миграционное взаимоотношение слоистых толщ. Тектонические движения могут приводить не только к расширению площади осадконакопления (трансгрессия) или ее уменьшению (регрессия), но и ее смещению, без значительного изменения площади. В частности, такие явления отмечаются для миграции береговой линии озера Балхаш (рис. 2.28). В этом случае говорят о миграционном взаимоотношении слоистых толщ. Для него характерен контакт прислонения между слоями, которые имеют слабо наклонное положение. При этом площади, занимаемые и молодыми и древними отложениями, остаются примерно одинаковыми, только смещаются относительно друг друга в плане. В зависимости от того, в какую сторону мигрирует береговая линия, будут отличаться и взаимоотношения слоев по составу. Во фронтальной части более древние грубообломочные слои будут перекрываться более молодыми мелкозернистыми (как при трансгрессивном залегании), в тыловой части к более древним мелкозернистым породам будут прислоняться более молодые грубозернистые (как при регрессивном взаимоотношении).

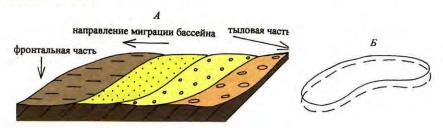


Рис. 2.28. Миграционное взаимоотношение слоев озера Балхаш:

A — в разрезе; B — в плане

Ингрессивное взаимоотношение слоистых толщ. Ингрессия — это наступление моря на устьевую часть речной долины. Она представляет собой начальную стадию трансгрессии и обусловлена прогибанием устьевой части рек, впадающих в моря. При ингрессивном залегании слои имеют линзовидную форму, они как бы вложены в более древние породы (рис. 2.29), также характерны контакты прислонения (рис. 2.29 *A*).

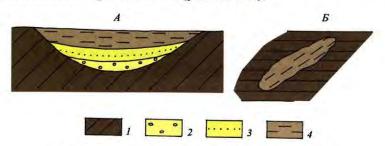


Рис. 2.29. Ингрессивное взаимоотношение слоев:

A-в разрезе; B-в плане. 1- породы основания; 2- конгломераты; 3- пески; 4- глины

При ингрессивном взаимоотношении слоев выделяют согласные контакты (рис. $2.30\,A$) и (рис. $2.30\,B$) несогласные контакты прислонения.

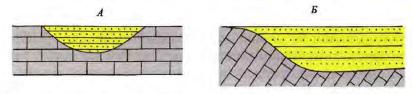


Рис. 2.30. A- согласный контакт прислонения; B- несогласный контакт прислонения

2.8. СОГЛАСНОЕ И НЕСОГЛАСНОЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ СЛОЕВ

Рассмотренные ранее трансгрессивное, регрессивное, миграционное и ингрессивное взаимоотношения слоев характеризуют соотношения слоев определенной возрастной последовательности по площади их распространения (молодые или древние имеют большую площадь распространения) и по составу (какого возраста слои представлены мелко- или грубообломочным материалом, что указывает на глубинность их образования). Кроме такой характеристики взаимоотношений между слоями в слоистых толщах часто необходимо знать, выдерживается ли их временная последовательность, т. е. не отсутствуют ли в разрезе слои определенного возраста. Если слои в геологическом разрезе расположены в строгой возрастной последовательности, то говорят о согласном залегании слоев (рис. 2.31 *A*), если в разрезе отсутствует слой какого-то возраста, то говорят о несогласном залегании слоев (рис. 2.31 *Б*).

Если территория в течение длительного времени являлась морским или океаническим бассейном, то на ней непрерывно шло осадконакопление и формировались слои разного состава. При этом возрастная последовательность слоев не нарушалась. Для любого интервала времени можно найти соответствующие ему горные породы. Такое взаимоотношение, когда не прерывается возрастная последовательность слоев (другими словами, из разреза не выпадают слои какого-то возраста), называют согласным взаимоотношением, или согласным залеганием.

Если же в результате тектонических движений рассматриваемая область приподнялась и превратилась из морской акватории в сушу, то процесс осадконакопления сменяется процессами разрушения и выноса обломочного материала реками в океаны, моря и озера. В этом случае мы не обнаружим на территории слои того возраста, когда она (территория) была сушей. Если через некоторое время участок начнет опускаться и превратится в морское дно, то процессы осадконакопления возобновятся и вновь образованные слои лягут на более древние, те которые образовались до поднятия суши и уцелели, несмотря на эрозионные процессы. Такие взаимоотношения слоистых толщ, когда в разрезе отсутствуют слои определенного возраста, называют

несогласным залеганием. Два слоя или две группы слоев залегают несогласно, если между ними отсутствует слой или слои определенного возраста.

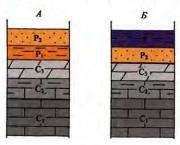


Рис. 2.31. Согласное (A) и несогласное (B) взаимоотношение слоев

Поскольку определение возраста слоев, а следовательно, и установление их временной последовательности дело трудоемкое, особенно в случае «немых» (когда отсутствует фауна) толщ или когда нет руководящих форм, то для первоначального выявления несогласного залегания используют ряд признаков, к числу которых относятся следующие.

- 1. Наличие неровной, с карманами поверхности между несогласно залегающими толщами или слоями. Такой характер контакта указывает на то, что в промежутке между формированием нижнего и верхнего слоев был период эрозионной деятельности, когда осадки не накапливались. Значит, есть вероятность того, что слой определенного возраста выпал из разреза и имеет место несогласное залегание между слоями (рис. 2.32 A). Неровная поверхность с карманами хорошо видна между доломитизированными известняками мячковского горизонта московского яруса среднего карбона и глинами оксфордского яруса верхней юры (фото 2.12) в Подмосковье (село Никитское, окрестности г. Домодедово). В данном разрезе отсутствуют слои позднекарбонового, пермского, триасового, ранне- и среднеюрского возрастов.
- 2. Наличие между слоями коры выветривания (рис. 2.32 *Б*). Данный признак безошибочно указывает на выпадение из разреза слоев определенного возраста. Дело в том, что кора выветривания это продукт химического выветривания, формируется в континентальных условиях в течение длительного времени. Ее наличие указывает на то, что был длительный перерыв в осадконакоплении между формированием нижнего и верхнего слоев. Примером может служить вышеописанное несогласие между доломитизированными известняками мячковского горизонта московского яруса среднего карбона и глинами оксфордского яруса верхней юры в Подмосковье. На фото 2.13 дан общий вид обнажения, где между нижними светло-серыми известняками и черными глинами располагается кора выветривания ржаво-бурого цвета. На фото 2.14 контакт между слоями показан крупным планом. На границе известняков мячковского горизонта и оксфордских глин отмечается кора выветривания мощностью 30–50 см, ее возраст определен как среднеюрский

(батский и байосский яруса). Примером несогласия могут служить взаимоотношения между слоями аптского и альбского ярусов на южной окраине Подмосковного города Дмитрова (фото 2.15, 2.16). На контакте аптского яруса (пески белого цвета) и альбского яруса (зеленовато-серые пески с конкрециями фосфоритов) развита кора выветривания бурого цвета с конкрециями лимонит-гематитового состава.

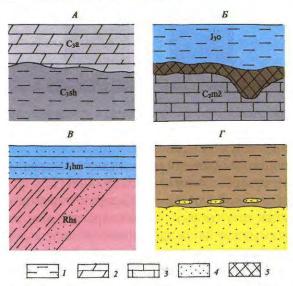


Рис. 2.32. Признаки несогласного взаимоотношения слоев:

A — неровности поверхностей несогласия; B — кора выветривания; B — различия в углах наклона слоев; Γ — наличие базальных конгломератов. 1 — глины; 2 — доломиты; 3 — известняки; 4 — пески; 5 — кора выветривания

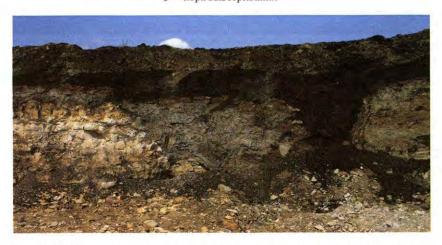


Фото 2.12. Неровная поверхность с карманами между доломитизированными известняками мячковского горизонта среднего карбона (серое внизу) и глинами оксфордского яруса верхней юры (черное вверху). Карьер стройматериалов у села Никитское, окрестности г. Домодедово в Подмосковье

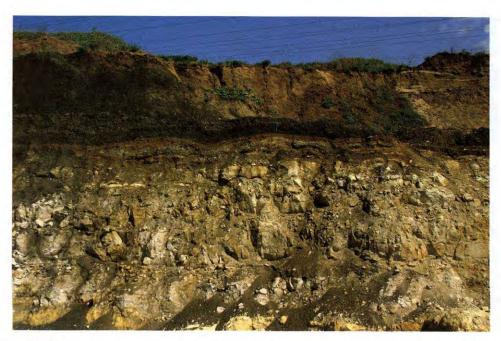


Фото 2.13. Кора выветривания (ржаво-бурое) между доломитизированными известняками мячковского горизонта среднего карбона (серое внизу) и глинами оксфордского яруса верхней юры (черная полоска). Вверху моренные отложения (бурое). Карьер стройматериалов у села Никитское, окрестности г. Домодедово в Подмосковье



Фото 2.14. Крупный план фрагмента фото 2.13 с корой выветривания. Темно-серое сверху (где лежит молоток) — глины оксфордского яруса верхней юры, ниже (ржаво-бурое) кора выветривания (химического), внизу (серое массивное) доломитизированные известняки мячковского горизонта среднего карбона



Фото 2.15. Неровный контакт между аптскими песками (внизу светло-серое) и альбскими глауконитовыми песками (сверху зеленовато-серые) нижнего мела. Окрестности г. Дмитров Московской области



Фото 2.16. Кора выветривания (ржаво-бурая) с гематит-лимонитовыми конкрециями (черное) на контакте между аптскими песками и альбскими глауконитовыми песками нижнего мела. Окрестности г. Дмитров Московской области

- 3. Резкое различие в степени метаморфизма между нижележащими и вышележащими породами. Так, например, в районе п. Былым (Приэльбрусье) на породах хасаутской свиты позднего протерозоя, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, залегают неметаморфизованные песчано-глинистые породы хумаринской свиты нижнеюрского отдела. Различие в степени метаморфизма свидетельствует о том, что после накопления нижней толщи был перерыв в осадконакоплении. В этот промежуток времени породы нижней толщи (хасаутская свита) подверглись метаморфизму, и только после этого стала образовываться верхняя толща (хумаринская свита). В случае отсутствия перерыва между формированием нижней и верхней толщ они бы совместно подверглись метаморфизму, и тогда различий, тем более резких, в их метаморфизме не было бы.
- 4. Резкое изменение характера ископаемой флоры и фауны нижележащих и вышележащих толщ, что хорошо видно в разрезе Домодедовского карьера стройматериалов. В доломитизированных известняках мячковского горизонта среднего карбона присутствуют остатки кораллов, брахиопод, морских ежей, а в глинах оксфордского яруса верхней юры аммониты, белемниты. Такие различия говорят о том, что в период между формированием верхней и нижней толщ был промежуток времени, в течение которого органический мир претерпел значительные изменения. В случае непрерывного формирования слоев наблюдается постепенная эволюция органического мира, которая прослеживается через весь разрез.
- 5. Изменение элементов залегания между нижележащими и вышележащими слоями (см. рис. 2.32 В). Так, в районе п. Былым (Приэлбрусье) отложения хасаутской свиты имеют наклонное залегание, а юрские отложения субгоризонтальны (фото 2.17). В районе села Прохладного Бахчисарайского района Крыма на отложениях таврической серии юрской системы, которые смяты в складки, залегают субгоризонтально (близко к горизонтальному) известняки мелового возраста (фото 2.18). Различия в элементах залегания слоев указывают на наличие промежутка времени, когда сформировавшаяся нижняя толща подверглась тектоническим деформациям. Только после этого на деформированную нижнюю толщу легли вышележащие слои. Часто поверхность между двумя толщами выравнена, что свидетельствует о наличии кроме периода деформаций еще и периода выравнивания (сглаживания в результате эрозионных процессов). После такого перерыва территория вновь прогибалась и превращалась в область осадконакопления для формирования верхней, часто недеформированной толщи.
- 6. Наличие в основании несогласно залегающей толщи горизонта базальных конгломератов (см. рис. 2.32 Г). Последние представляют собой конгломераты, галька которых сложена подстилающими (нижележащими) породами. Их наличие свидетельствует о том, что между образованием нижележащей и вышележащей толщ был перерыв, в течение которого породы нижней толщи разрушались с образованием крупных обломков, которые

впоследствии были окатаны и превращены в гальку и валуны и послужили материалом для формирования верхней толщи.



Фото 2.17. Угловое несогласие. Сланцы хасаутской свиты верхнего протерозоя имеют наклонное залегание (внизу), а перекрывающие их юрские аргиллиты и песчаники—субгоризонтальны. Окрестности п. Былым (Приэльбрусье)



Фото 2.18. Структурное несогласие. На отложениях таврической серии юрской системы, смятых в складки (внизу серое) субгоризонтально (близко к горизонтальному) залегают известняки мелового возраста (вверху кавернозные, ржавого цвета). Крым, Бахчисарайский р-н, село Прохладное

7. Резкий переход от морских отложений к континентальным и наоборот может свидетельствовать о перерыве в осадконакоплении или размыве слоев определенного возраста, что все равно приводит к несогласию.

Перечисленные признаки указывают на наличие несогласий. Однако их отсутствие еще не говорит о том, что несогласий в разрезе нет. Встречаются случаи, когда поверхность несогласия не проявлена и о ее наличии можно только догадываться.

Наличие несогласий (нарушения нормальной временной последовательности залегания слоев) может быть обусловлено двумя причинами.

- 1. Перерывом в осадконакоплении, когда слои не образовывались, а только разрушались. Такие несогласия стали называть *стратиграфическими*. Механизм их образования показан на рис. 2.33.
- 2. Тектоническими движениями, которые надвигают блоки горных пород друг на друга и существовавшая ранее временная последовательность слоев нарушается. Такие несогласия назвали *тектоническими*. Условия их образования приведены чуть ниже.

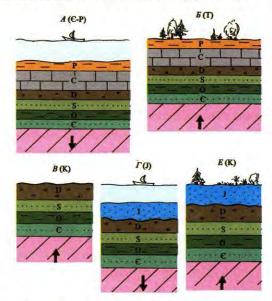


Рис. 2.33. Механизм образования стратиграфических несогласий:

A— прогибание территории, превращение ее в морской бассейн и образование слоев; B— поднятие территории, превращение ее в сушу; B— в условиях суши разрушение ранее образовавшихся слоев; Γ — прогибание территории, наступление моря, возобновление осадконакопления; \mathcal{J} — снова превращение территории в сушу, доступную для изучения возникшего стратиграфического несогласия между отложениями девона и юры

Как уже было отмечено, **стратиграфические несогласия** вызваны перерывами в осадконакоплении, т. е. их образование обусловлено вертикальными тектоническими движениями, что приводит к поднятию территорий до уровня суши и, как следствие, прекращению накопления осадков. В этом

случае в разрезе отсутствую слои, образовавшиеся в тот период, когда территория представляла собой сушу. При интенсивных эрозионных процессах могут быть уничтожены слои, образовавшиеся еще до поднятия территории. В этой связи отсутствие в разрезе слоев определенного возраста не всегда свидетельствует о том, что в это время территория являлась сушей. Перерыв в осадконакоплении мог быть значительно меньшим, чем это следует из анализа отсутствующих в разрезе слоев. Так, из рис. 2.33 \mathcal{A} следует, что начиная с каменноугольного по меловой период территория являлась сушей (в разрезе отсутствуют слои, образовавшиеся в эти периоды). На самом деле, как следует из рис. 2.33 \mathcal{A} , процессы осадконакопления происходили в каменноугольном и пермском периодах, только в течение триасового и мелового периодов породы этих систем были уничтожены эрозией.

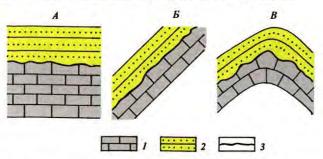


Рис. 2.34. Параллельные стратиграфические несогласия при горизонтальном (A), наклонном (B), складчатом (B) залегании горных пород:

1 — известняки; 2 — пески; 3 — поверхность несогласия

По взаимному расположению несогласно залегающих слоев выделяют три вида стратиграфических несогласий: параллельное, угловое, азимутальное (структурное).

1. При параллельном несогласии слои выше и ниже поверхности несогласия располагаются параллельно друг другу (кровли и подошвы несогласно залегающих слоев параллельны). Элементы залегания нижележащих и вышележащих слоев будут одинаковы. При этом их положение может быть горизонтальным (рис. $2.34\ A$), наклонным (рис. $2.34\ B$), складчатым (рис. $2.34\ B$). Этот вид несогласий наиболее трудно диагностируется в ходе геологического картирования. Достоверными признаками такого вида несогласий являются коры выветривания, так как их трудно пропустить при полевом изучении геологического разреза; наличие базального горизонта в основании несогласно залегающего слоя: резкое различие в характере фауны. При параллельном несогласии редко бывает резкое различие в степени метаморфизма. Примером являются взаимоотношения разновозрастных слоев в районе г. Москвы (рис. 2.35). Из рисунка видно, что выделяются три поверхности несогласия между: известняками мячковского горизонта среднего карбона (C_2 mz) и глинами оксфордского яруса верхней юры (J_3 0);

глинами оксфордского яруса верхней юры (J_3 о) и песками берриасского яруса нижнего мела (K_1 b); песками берриасского яруса нижнего мела (K_1 b) и песками барремского яруса нижнего мела (K_1 br). Примером параллельного несогласия являются взаимоотношения между известняками мячковского горизонта среднего карбона (C_2 mz) и глинами оксфордского яруса верхней юры (J_3 о), показанные на фото 2.13, 2.14, а также между аптским и альбским ярусами нижнего мела, показанные на фото 2.15, 2.16.

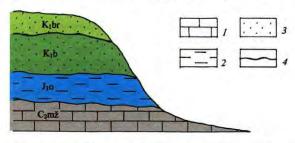


Рис. 2.35. Серия параллельных стратиграфических несогласий в геологических разрезах Подмосковья:

1 — известняки; 2 — глины; 3 — пески; 4 — поверхности несогласий

2. При угловом несогласии наблюдается разница в углах наклона между слоями нижней и верхней толщ, при этом азимуты падения остаются одинаковыми. Это указывает на относительно небольшие тектонические движения в период между формированием нижней и верхней толщ. Вместе с тем разница в углах наклона достаточное условие существования несогласия между слоями. Схема образования углового несогласия показана на рисунке 2.36 на примере взаимоотношений хасаутской свиты верхнего рифея и хумаринской свиты нижней юры в районе пос. Былым в Приэльбрусье (см. фото 2.17).

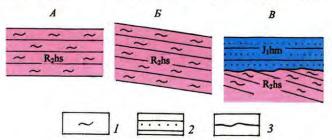


Рис. 2.36. Схема образования угловых несогласий:

A — образование горизонтальных слоев; B — наклон слоев в результате тектонических движений; B — отложение на поверхности наклонных слоев горизонтально залегающих слоев, $\mathcal I$ — сланцы; 2 — пески; 3 — поверхность несогласия

Разновидностью углового несогласия является географическое несогласие. В этом случае разница в углах залегания составляет $1-2^{\circ}$, обнаружить которую в одном отдельном обнажении невозможно, так как точность измерения компасом составляет 3°, точному измерению мешает и неровная поверхность кровли слоев. Обнаруживается такая разница в углах только на достаточно больших расстояниях. При построении геологического разреза в крест простирания слоя по протяженным профилям буровых скважин, в которых определяется не угол наклона слоя, а абсолютная отметка кровли и подошвы слоев мы увидим, что линии изображающие поверхности наслоения нижней и верхней толщи имеют разные углы наклона (рис. 2.37). Из-за того что разница в углах заметна на больших (географических) расстояниях, такие несогласия получили названия географических.

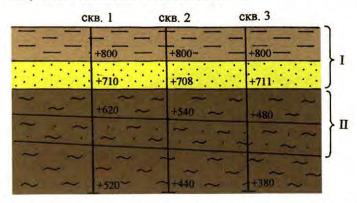


Рис. 2.37. Выявление географического несогласия между толщами I и II по данным буровых работ

 $3. \mathit{Структурные}$ или *азимутальные* несогласия характеризуются тем, что несогласно залегающие толщи отличаются не только углами наклона, но и азимутами падения или типом деформаций пород. На фото 2.18 видно, что породы таврической серии юрской системы смяты в складки, в то время как залегающие на ней известняки мелового возраста имеют слабо наклонное залегание. На рис. $2.38\,A$ несогласно залегающие толщи отличаются азимутами и углами падения слоев, а на рис. $2.38\,B$ нижняя толща смята в складки, а вышележащая имеет слабонаклонное залегание.

Структурное несогласие является наиболее ярко выраженным, оно свидетельствует о длительном перерыве между формированием залегающих толщ, так как за время перерыва в осадконакоплении должен был измениться характер тектонических движений. В случае, изображенном на рис. 2.38 *Б*, режим регионального сжатия, приведший к образованию линейной складчатости, сменяется дифференцированными вертикальными движениями, в результате которого слои приобретают слабонаклонное залегание.

Тектонические несогласия, как и стратиграфические, обусловлены тектоническими движениями. Только в случае стратиграфических несогласий осуществляются в основном вертикальные движения, что приводит к выводу территорий из области осадконакопления и прекращению формирования пород на ее поверхности. При образовании тектонических несогласий глав-

ную роль играют горизонтальные перемещения блоков горных пород по пологим разрывным нарушениям (надвигам и тектоническим покровам). В этом случае в едином разрезе совмещаются разновозрастные породы, сформировавшиеся в пределах соседних территорий, и нарушается временная последовательность пород в разрезе. Если в случае стратиграфических несогласий поверхность несогласия образуется до формирования верхней (несогласной) толщи, то при тектоническом несогласии поверхность несогласия, представленная зоной разрывного нарушения (надвига или шарьяжа), образуется после формирования как нижней, так и верхней несогласной толщи (рис. 2.39).

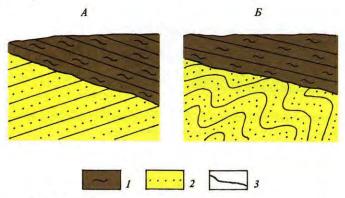


Рис. 2.38. Азимутальные (структурные) несогласия:

A — разные азимуты падения толіц; B — разный характер деформаций пород (наклонные слои верхней толіци и складчатость нижней толіци). 1 — сланцы; 2 — пески; 3 — поверхность несогласия

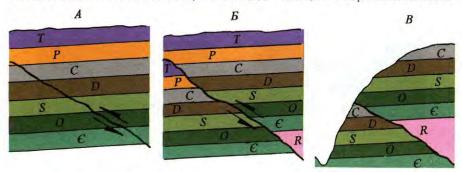


Рис. 2.39. Схема образования тектонических несогласий:

A- образование разрывных нарушений; B- смещение по разрывным нарушениям блоков горных пород; B- выход поверхности несогласия на дневную поверхность благодаря денудационным процессам

Данный вид несогласия легко диагностируется в том случае, когда в разрезе временная последовательность слоев неожиданно нарушается и на более молодой слой ложатся породы более древнего возраста, как это видно на рис. 2.39. Не чем иным, как надвиганием более древних пород на молодые не объяснить такое взаимоотношение слоев в разрезе. При тектонических

несогласиях сама их поверхность представляет собой зону тектонически нарушенных пород, которая может ошибочно приниматься за горизонт обломочных пород, на самом деле являющихся хаотическим комплексом, о которых речь пойдет в главе, посвященной разрывным нарушениям.

По масштабу проявления несогласия делятся на региональные и местные (локальные). Первые проявлены на огромных площадях, примером чего является несогласие в основании верхнеюрских отложений в Подмосковье. Вторые проявлены на расстояниях от нескольких единиц до десятков километров. Местные несогласия связаны с размывами или локальными тектоническими движениями (рис. 2.40).

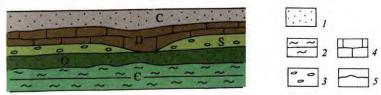


Рис. 2.40. В центре местное стратиграфическое несогласие между песчаниками (O) и известняками (D):

1 — песчаник; 2 — сланцы; 3 — конгломераты; 4 — известняки; 5 — поверхность несогласия

По степени проявления несогласия делятся на явные (четкие) и скрытые. Явные несогласия хорошо видны в разрезе по наличию вышеуказанных признаков несогласия. На рис. 2.41 А несогласие между известняками среднего карбона и глинами верхней юры четко фиксируется по наличию коры выветривания.

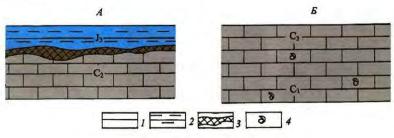


Рис. 2.41. Несогласия:

A-явные; B-скрытые. 1-известняки; 2-глины; 3-кора выветривания; 4-фауна

Скрытые несогласия чаще всего являются параллельными стратиграфическими несогласиями. В этом случае отсутствуют характерные признаки (неровные поверхности наслоения, коры выветривания, разница в метаморфизме, углах наклона, отсутствие базальных конгломератов).

Границы между несогласно залегающими слоями ровные, и на первый взгляд ничего не указывает на несогласное залегание. В плане (на геологических картах) границы несогласно залегающих стратиграфических под-

разделений параллельны. Установить наличие несогласия между слоями можно только по палеонтологическим данным, определив временной разрыв между формированием нижнего и верхнего слоев. На рис. 2.41 *Б* анализ фауны показал, что нижняя часть слоя известняков имеет раннекаменно-угольный возраст, а верхняя — верхнекаменноугольный. Фауна среднего карбона в слое зафиксирована не была. Таким образом несмотря на то, что по палеонтологическим данным устанавливается несогласное залегание между нижней и верхней частями известняков, поверхность несогласия не видна, ее положение, очевидно, можно будет определить по более детальным палеонтологическим наблюдениям. В случае отсутствия фауны несогласное залегание можно установить по аналогии с соседней территорией, где оно диагностируется по комплексу признаков.

При тектоническом несогласии поверхности несогласий выражены более четко, они маркируются зонами рассланцевания, хаотическими комплексами и пропустить их можно лишь в том случае, когда хаотические комплексы принимаются за грубообломочные терригенные образования и последние рассматриваются как стратиграфические подразделения.

На геологических картах угловые и структурные несогласия диагностируются по пересечению геологических границ несогласно залегающих слоев. На рис. 2.42 изображено параллельное несогласие между песками верхнего неогена и конгломератами верхнего палеогена. Границы на геологической карте (см. рис. $2.42\,A$) между этими подразделениями не пересекаются, они параллельны. Параллельность геологических границ видна и на разрезе (см. рис. $2.42\,B$). Несогласное залегание между средним и нижнем палеогеном на карте выражается в пересечении их геологических границ. На разрезе видно, что слои нижнего палеогена и верхнего мела срезаются пластом среднего палеогена.

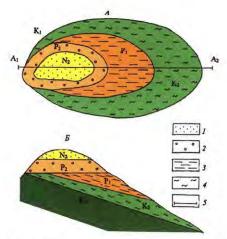


Рис. 2.42. Параллельное и угловое несогласия на геологической карте (A) и разрезе (B). 1- пески; 2- конгломераты; 3- глины; 4- сланцы; 5- линия разреза (A_1A_2)

При тектонических несогласиях поверхность надвига (зона волочения) будет являться поверхностью несогласия (рис. 2.43)

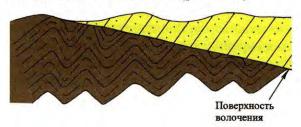


Рис. 2.43. Тектоническое несогласие

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Белоусов В. В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 208 с.
- Белоусов В. В. Структурная геология. М.: МГУ, 1961. 207 с.
- 3. *Михайлов А. Е.* Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1984. 463 с.
- 4. *Бахтеев М. К.*. Краткий курс лекций по структурной геологии. М.: МГГА, 1998. С. 120.
- 5. $\mathit{Muлосердова}\,\mathit{Л.}\,\mathit{B.}$, $\mathit{Mauepa}\,\mathit{A.}\,\mathit{B.}$, $\mathit{Camconos}\,\mathit{IO.}\,\mathit{B.}$ Структурная геология. М.: Нефть и газ, 2004. 537 с.
- 6. Полевая геология. Справочное руководство в 2 т. / Под ред. В. В. Лаврова, А. С. Кумпана. М.: Недра, 1989. 400 c. 455 c.

Глава 3

ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СЛОЕВ

Слоистость является главным и достаточным признаком осадочных пород, поскольку обусловлена их генезисом. Она образуется как реакция на изменение условий образования (углубления или обмеления бассейна осадконакопления). В момент формирования пород поверхности наслоения занимают горизонтальное положение, так как они параллельны поверхностям дна океана, моря, озера, в которых происходит накопление осадков. Небольшие отклонения от горизонтального положения слоев будут в случае неровного дна, неравномерного уплотнения осадка или слабых тектонических движений в процессе образования слоев. Условно за горизонтальное положение (залегание) принимаются случаи, когда слои имеют наклон до 1–2°. Как уже было отмечено, такой угол наклона невозможно измерить компасом, поскольку точность его измерения составляет 3°. Горизонтальное или близкое к нему залегание имеют осадочные породы чехла Восточно-Европейской и других платформ (фото 3.1, 3.2).

При горизонтальном залегании слоев их границы (подошва и кровля) располагаются горизонтально. По существу, подошву или кровлю слоя можно сравнить с условными, отстоящими друг от друга по вертикали на определенном расстоянии, горизонтальными поверхностями, которыми делаются срезы рельефа и следы от пересечения которых с рельефом получили название горизонталей. Из рисунка 3.1 следует, что при горизонтальном положении слоев на карте границы их будут повторять контуры горизонталей и не будут с ними пересекаться. Отсюда следует, что надежным признаком горизонтального залегания слоев является повторяемость их границами контуров горизонталей. Первые с последними нигде не пересекаются, если границы строго горизонтальны.

В природе строго горизонтальное залегание встречается редко, чаще всего слои имеют небольшой наклон (от минут до 1–2 градусов), в этом случае говорят о субгоризонтальном залегании. При таком (близком к горизонтальному) залегании границы слоев и горизонтали пересекаются под острым углом, как показано ниже.



Фото 3.1. Горизонтально залегающие глинистые известняки подольского горизонта среднего карбона. Стенка отработанного карьера на окраине г. Подольск в Московской области

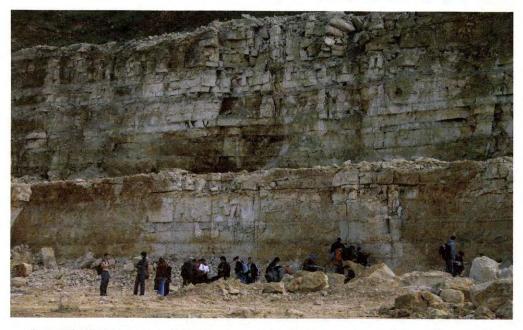


Фото 3.2. Горизонтально залегающие доломитизированные известняки мячковского горизонта среднего карбона. Стенка отрабатываемого карьера на окраине г. Домодедово в Московской области

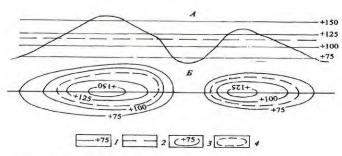


Рис. 3.1. A — профиль рельефа местности с условными гипсометрическими уровнями и поверхностями наслоения; B — план с горизонталями (следами от пересечения рельефа и гипсометрических уровней) и выходами слоев на поверхность:

t — гипсометрические уровни; 2 — поверхности наслоения; 3 — горизонтали; 4 — границы слоев

Нет необходимости останавливаться на том, что при образовании осадочных пород внизу будут более древние, а вверху молодые слои, так как их формирование идет снизу вверх. При горизонтальном залегании слоев возвышенные части рельефа будут сложены молодыми породами, а пониженные — древними. Это обстоятельство иллюстрируется на рис. 3.2, где последовательно показаны этапы развития территории. В условиях морского бассейна происходит накопление осадочных пород девонской и каменно-угольной систем (рис. $3.2\,A$). Затем, в результате восходящих тектонических движений, территория превращается в сушу (рис. $3.2\,B$), эрозионные процессы на которой расчленяют рельеф (рис. $3.2\,B$) на возвышенности и долины рек и ручьев. На возвышенностях обнажаются породы более молодые: верхне- и среднекарбоновые, а в долинах вскрываются верхне- и среднедевонские.

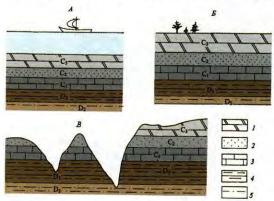
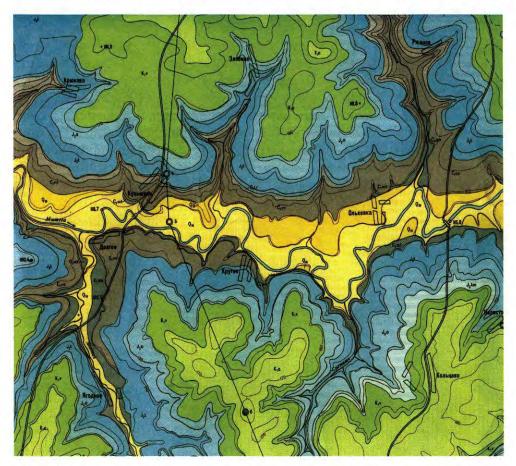


Рис. 3.2. Связь между рельефом и возрастом обнажающихся горизонтально залегающих горных пород:

A— накопление слоев в морском бассейне при прогибании территории; B— выход на поверхность Земли самых молодых слоев в условиях воздымания территории; B— пример сильного расчленения рельефа эрозионными процессами. В этих условиях в долинах рек и ручьев обнажились более древние породы (девонского возраста), в то время, как на водоразделах сохранились отложения карбона. 1— доломиты; 2— песчаники; 3— известняки; 4— глины; 5— супеси

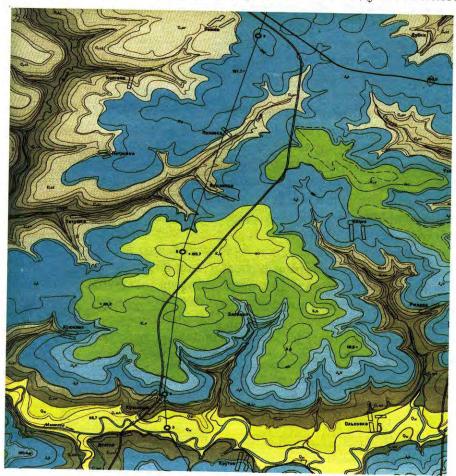
Взаимоотношения слоев и рельефа хорошо видны на фрагменте учебной геологической карты (фиг. 3.1). Самые молодые породы аптского яруса нижнего мела (светло-зеленые) залегают на возвышенностях (в частности, на вершине с отметкой +193,7 метра), а самые древние — михайловского горизонта нижнего карбона (темно-серые) обнажаются в долине реки Мышега. Следует обратить внимание также на тот факт, что подошва молодых песков и песчаников аптского яруса не пересекает горизонтали, что говорит о горизонтальном залегании этого слоя. Подошва же более древнего слоя — глин и песков валанжинского яруса (зеленый цвет) — пересекает горизонтали под острым углом, что указывает на слабонаклонное залегание слоя этого возраста. Таким образом, между слоями аптского и валанжинского ярусов есть небольшая разница в углах наклона, т. е. присутствует признак углового



Фиг. 3.1. Фрагмент учебной геологической карты № 1 территории с горизонтальным и субгоризонтальным (близким к горизонтальному) залеганием пород каменноугольного, юрского и мелового возрастов. На карте возвышенности сложены породами мела (молодыми), а долина реки и впадающих в нее оврагов — породами карбона (более древними). Условные обозначения см. в Приложении № 1

несогласия. О наличии такового говорит и тот факт, что подошва аптского и подошва валанжинского ярусов пересекаются. Это хорошо видно на увеличенном фрагменте учебной карты (фиг. 3.2). Здесь же четко видно, как пересекаются границы слоев валанжинского яруса нижнего мела и оксфордского яруса верхней юры. Таким образом, на данной территории наблюдается целый ряд несогласий. Самое крупное из них выделяется между отложениями пород юрской и каменноугольной систем (фиг. 3.3). На карте (см. фиг. 3.1, 3.2) видно, что при горизонтальном или близком к нему залеганию слоев она имеет пятнистый узор.

Пятна отвечают возвышенностям рельефа и соответствуют участкам распространения молодых пород, которые разделяются между собой полосами



Фиг. 3.2. Фрагмент учебной геологической карты № 1 территории с горизонтальным и субгоризонтальным (близким к горизонтальному) залеганием пород каменноугольного, юрского и мелового возрастов. В центре карты видно, что подошва слоя аптского возраста (светло-зеленое) и подошва слоя валанжинского возраста (зеленое) пересекаются, что указывает на различие в углах залегания. Условные обозначения см. в Приложении № 1



Фиг. 3.3. Геологический разрез по карте № 1 Толщи пород каменноугольного, юрского и мелового возрастов. Залегание слоев горизонтальное и субгоризонтальное. Условные обозначения см. в Приложении № 1

развития более древних пород, в морфологическом плане эти полосы представляют собой долины рек и оврагов. Как нетрудно заметить, контуры распространения древних пород (в нашем случае пород каменноугольной системы) повторяют очертания речной и овражной сети. Такой же рисунок речной сети повторяет границы слоев мелового, юрского и девонского возрастов на другой карте (фиг. 3.4). Строго горизонтально здесь залегает слой сеноманского яруса верхнего мела (параллельность подошвы слоя горизонталям), более древние слои мелового, юрского и девонского возрастов имеют небольшой угол наклона, так как их границы пересекаются как с горизонталями, так и между собой. Разница в углах наклона небольшая, так как границы слоев с горизонталями пересекаются под небольшим углом. Эти несогласия можно отнести к географическим.

Резкое несогласие наблюдается между отложениями верхнего неогена и нижележащей мезозойско-палеозойской толщей. Отложения первого перекрывают в южной части площади всю нижележащую толщу. Границы неогена и слоев других возрастов пересекаются под разными углами (от нескольких градусов до прямых углов).

Повторение геологическими границами контуров речной и овражной сети является важным признаком горизонтального залегания в том случае, когда на карте отсутствуют горизонтали. Такие четкие признаки данного типа залегания на геологических картах проявляются только в тех случаях, когда мощности слоев меньше глубины эрозионного вреза постоянных и временных водных потоков (рис. $3.3\,A$). Если рельеф слабо расчленен, а мощности слоев большие, то на карте на больших площадях будет выходить один и тот же слой (рис. $3.3\,B$).

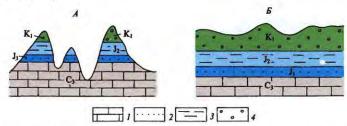
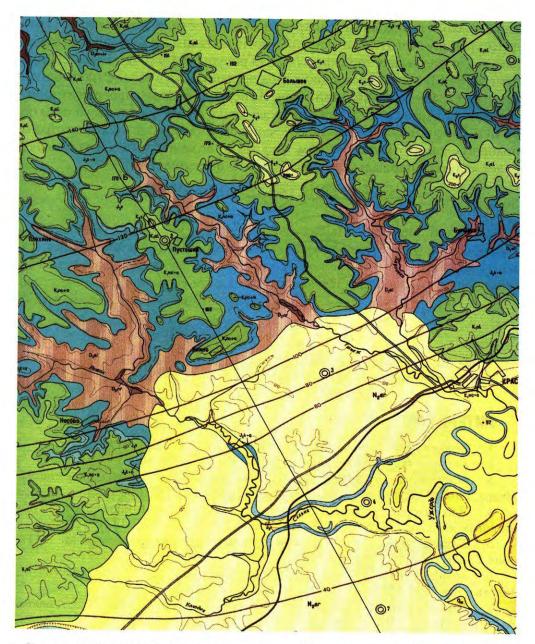


Рис. 3.3. Выход на поверхность горизонтально залегающих слоев. При сильной расчлененности рельефа (A) на поверхности будет обнажаться несколько слоев, при слабой расчлененности (E) — будет обнажаться только один слой:

1 — известняки; 2 — пески; 3 — глины; 4 — конгломераты



Фиг. 3.4. Фрагмент учебной геологической карты № 2 с субгоризонтальным залеганием пород девонского, юрского, мелового и неогенового возрастов. Условные обозначения см. в Приложении № 2

При горизонтальном залегании слоев довольно легко строить геологическую карту по одному выходу границы слоя. Принцип построения таких карт основывается на том, что при горизонтальном залегании слоев все точки подошвы или кровли слоя имеют одинаковую абсолютную отметку. Значит,

найдя выход его подошвы или кровли на местности, и нанеся его на карту, далее границу этого слоя нужно проводить по таким же абсолютным отметкам, т. е. параллельно горизонталям. На рисунке 3.4 в точке 1 (абсолютная отметка +243) обнажается кровля слоя песчаников, а в точке 2 (абсолютная отметка +234) — подошва этого слоя. Из первой точки мы проводим линию, которая на карте будет в каждой своей точке иметь абсолютную отметку +243 м. Эта линия — кровля слоя песчаников. Аналогичным образом строим подошву слоя по отметкам +234 м. Пространство между кровлей и подошвой будет являться площадью распространения песчаника.

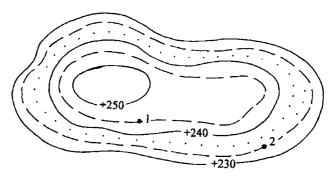


Рис. 3.4. Слой песчаника изображен на карте по выходам его кровли в точке 1 с абсолютной отметкой +243 м и подошвы в точке 2 с абсолютной отметкой + 234 м

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Белоусов В. В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 208 с.
- 2. Белоусов В. В. Структурная геология. М.: МГУ, 1961. 207 с.
- 3. *Михайлов А. Е.* Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1984. 463 с.
- 4. Лабораторные работы по структурной геологии, геокартированию и дистанционным методам / Под. ред. А. Е. Михайлова. М.: Недра, 1988. 197 с.
- 5. *Бахтеев М. К.* Краткий курс лекций по структурной геологии. М.: МГГА, 1998. С. 120.
- 6. $\mathit{Munocepdoba}$ Л. В., Mauepa А. В., $\mathit{Camcohob}$ Ю. В. Структурная геология. М.: Нефть и газ, 2004. 537 с.
- 7. Полевая геология. Справочное руководство в 2 т. / Под ред. В. В. Лаврова, А. С. Кумпана. М.: Недра,1989. 400 с., 455 с.

Глава 4

НАКЛОННОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СЛОЕВ

В случае, когда слои наклонены в какую-либо сторону, говорят об их наклонном залегании. Оно относится к нарушенному типу залегания осадочных пород, так как первоначальное их положение в пространстве (горизонтальное) нарушилось и слои приобрели наклон. Примеры наклонного залегания слоев приведены на фото 4.1 и 4.2.



Фото 4.1. Наклонное залегание известняков. Южное побережье Турции (Фетье)



Фото 4.2. Наклонное залегание пород (песчаники, алевролиты, аргиллиты) таврической серии верхней юры. Крым, Бахчисарайский р-н, село Прохладное

Наклонное положение слои приобретают в результате дифференцированных тектонических движений, когда разные участки слоистой толщи испытывают неодинаковые по амплитуде вертикальные движения (рис. 4.1).

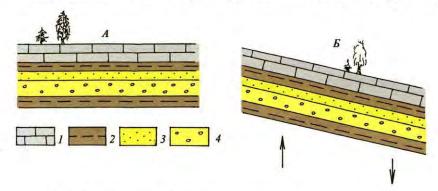


Рис. 4.1. Механизм образования наклонного залегания слоев:

A — первоначальное горизонтальное залегание слоев: B — наклонное залегание как результат дифференцированных тектонических движений. 1 — известняки; 2 — глины; 3 — пески; 4 — конгломераты

4.1. ЭЛЕМЕНТЫ ЗАЛЕГАНИЯ НАКЛОННЫХ СЛОЕВ

Наклонное залегание слоев описывается элементами залегания, по которым однозначно определяется их положение в пространстве. К элементам залегания относятся: азимут простирания, азимут и угол падения слоя (рис. 4.2, 4.3). Для определения элементов залегания необходимо установить положение линий простирания, падения и восстания (см. рис. 4.2).

Линия простирания — это любая горизонтальная линия в плоскости слоя. Линия падения — линия, лежащая в плоскости слоя, ориентированная перпендикулярно к линии простирания и направленная в сторону наклона слоя. Линия восстания — линия, лежащая в плоскости слоя, ориентированная перпендикулярно к линии простирания и направленная в противоположную от падения слоя сторону (см. рис. 4.2).

Азимут простирания слоя — это правый векторный угол между линией простирания и географическим меридианом. Как следует из рисунка 4.3, азимут простирания имеет два значения: γ_1 и γ_2 , отличающиеся друг от друга на 180°. Для определения положения линии простирания достаточно знать любое из этих значений.

Под азимутом падения понимают правый векторный угол между географическим меридианом и проекцией линии падения на горизонтальную плоскость. Существует только одно значение азимута падения, и оно отличается от азимута простирания на 90°. Под азимутом восстания понимают правый векторный угол между географическим меридианом и проекцией линии восстания на горизонтальную плоскость. Азимут восстания слоя отличается от азимута падения на 180°.

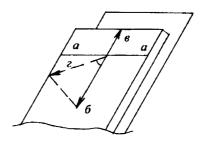


Рис. 4.2. Основные линии слоя:

a — линия простирания; δ — линия падения; ϵ — линия восстания; z — проекция линии падения на горизонтальную плоскость

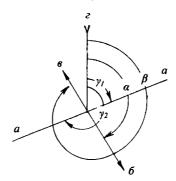


Рис. 4.3. Элементы залегания слоя:

 γ_1 н γ_2 — два значения азимута простирания; α — азимут падения; β — азимут восстания; a — линия простирания; δ — проекция линии падения на горизонтальную плоскость; a — проекция линии восстания на горизонтальную плоскость; ϵ — географический меридиан

Следует иметь в виду, что по азимуту простирания нельзя определить азимут падения слоя. Так, если нам известно, что азимут простирания слоя составляет 60°, но неизвестно в какую сторону слой падает, то прибавляя и вычитая 90° мы получим два значения: 150° и 330°. Какое из них соответствует азимуту падения, а какое — азимуту восстания без дополнительной информации определить невозможно. Для этого надо знать на юго-восток (как на рис. 4.3) или на северо-запад падает слой. По азимуту же падения можно легко найти азимут простирания. Зная, что первый равен 150°, можно либо прибавить, либо отнять 90°. Полученные значения 60° и 240° позволят нам однозначно определить положение линии простирания слоя (см. рис. 4.3). Таким образом, азимут падения более информативный показатель, нежели азимут простирания. По этой причине при замерах элементов залегания слоя в обязательном порядке необходимо измерять и записывать азимут падения, а азимут простирания можно вычислить.

Третьим важным показателем положения слоя в пространстве является угол падения — угол между линией падения слоя и проекцией линии падения на горизонтальную плоскость, измеренный в вертикальной плоскости (см. рис. 4.2).

4.2. ЗАМЕРЫ ЭЛЕМЕНТОВ ЗАЛЕГАНИЯ НАКЛОННЫХ СЛОЕВ ГОРНЫМ КОМПАСОМ

Элементы залегания слоев измеряются горным компасом (фото 4.3). Его принципиальное устройство показано на рисунке 4.4. Он отличается от обычного компаса тем, что градуировка лимба проведена против часовой стрелки. Это необходимо для того, чтобы ускорить и упростить отсчет замеров. Обычным топографическим компасом, где градуировка идет по часовой стрелке, направление определяется при совмещении нулевого деления лимба с северным концом магнитной стрелки и визировании в соответствии с выбранным азимутом. При работе с горным компасом на визируемый предмет направляется северная сторона пластины прибора, вместе с ней поворачивается и лимб компаса, а азимут сразу отсчитывается по северному концу магнитной стрелки.

Выпускаемый в настоящее время промышленностью горный компас (см. фото 4.3) представляет собой толстую пластину квадратного сечения, в которой сделано круглое отверстие, куда вмонтирован лимб с градуировкой на 360° против часовой стрелки; в центре на стальной игле находится магнитная стрелка. Северный конец стрелки окрашен в синий цвет. Под стрелкой на иглу надевается стопорное кольцо, укрепленное на конце рычага, которым магнитную стрелку можно поднимать с иглы и прижимать к стеклу, для того чтобы игла не изнашивалась. Кроме лимба, служащего для замера азимутов, есть шкала клинометра, предназначенного для измерения углов наклона. Она представляет собой половину окружности, на которую в обе стороны нане-сены деления от 0 до 90°. Нулевая отметка этой шкалы помещается против середины пластины компаса. Для отсчетов угла наклона служит отвес, надетый на иглу ниже кольца, поддерживающего стрелку компаса. На нижней расширенной части отвеса прорезано окошечко, на нижнем краю которого выступает короткий заостренный зубец, расположенный точно по оси отвеса. Сверху металлическая коробочка с вмонтированными в нее лимбами, стрелкой, клинометром закрывается стеклом. В нерабочем состоянии магнитная стрелка стопорным кольцом прижимается к стеклу.

Для определения азимута простирания нужно прежде всего найти линию простирания на поверхности слоя. С этой целью компас перемещают по поверхности слоя, сохраняя при этом вертикальное положение пластинки до тех пор, пока зубец отвеса не укажет на деление 0°. В таком положении компаса линия соприкосновения поверхности слоя с ребром пластинки и будет линией простирания. Прочертив найденную линию на поверхности слоя для замера ее азимута, освобождают стрелку от действия рычажка и при горизонтальном положении компаса, прикладывая его стороной «север — юг» к линии простирания, берут отсчет по северному концу магнитной стрелки. Следует отметить, что при проведении подобного замера отсчет можно брать и по южному концу стрелки компаса. При этом получатся два значения, отличающиеся друг от друга на 180°.



Фото 4.3. Внешний вид горного компаса, выпускаемого в настоящее время в России

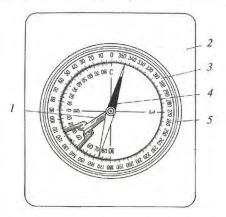


Рис. 4.4. Принципиальное устройство горного компаса:

1 — клинометр; 2 — корпус; 3 — лимб; 4 — магнитная стрелка; 5 — шайба для фиксации стекла

Для измерения азимута падения сначала необходимо определить положение линии падения на поверхности слоя и найти ее проекцию на горизонтальную плоскость. Компас прикладывают стороной «север — юг» к поверхности слоя и, держа в отвесном положении, передвигают до тех пор, пока зубец отвеса не укажет наибольший угол наклона. В таком положении сторона «север — юг» компаса будет совмещена с линией падения слоя. Для отсчета азимута падения компас переводят в горизонтальное положение и ориентируют его так, чтобы север на лимбе компаса был направлен в сторону падения слоя, и берут отсчет по северному концу магнитной стрелки (рис. 4.5 Б).

Чтобы замерить угол падения, горный компас прикладывают стороной «север — юг» к линии падения и, держа его в вертикальном положении, бе-

рут отсчет по зубцу отвеса (рис. $4.5\,A$). Точность отсчетов горным компасом составляет $2-3^\circ$.

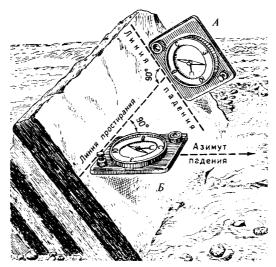


Рис. 4.5. Измерение горным компасом азимута падения и угла падения (по А. Е. Михайлову)

Компас в вертикальном (A) и горизонтальном (B) положениях

При вертикальном падении слоя азимут падения измерить невозможно, так как в этом случае линия падения на горизонтальную плоскость проектируется в виде точки. При вертикальном падении измеряют и записывают азимут простирания. Замеры, выполненные горным компасом, дают углы между заданным направлением и магнитным меридианом. Топографические карты, на которые наносятся замеры, ориентированы относительно географического меридиана. Магнитный и географический полюсы земного шара находятся в разных точках и, следовательно, направления из выбранной точки на них различны. Положение магнитного полюса неустойчиво и с течением времени меняется. Угол между направлениями на магнитный и географический полюсы называется магнитным склонением (рис. 4.6). Эта величина меняется в широких пределах и зависит от положения наблюдателя на поверхности земного шара.

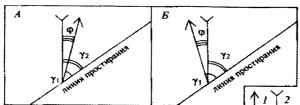


Рис. 4.6. Магнитные склонения: A — восточное; B — западное:

1 — направление на магнитный полюс (магнитный меридиан);2 — направление на географический меридиан)

Следует различать магнитный азимут и азимут истинный (отсчитанный от географического меридиана). Величина магнитного склонения указывается на топографических картах. На рис. 4.6 показано различие между магнитным и истинным азимутами. Если магнитный полюс относительно наблюдателя смещен к востоку (восточное склонение, рис. 4.6A), то для получения истинного азимута (γ_2) к магнитному (γ_1) следует прибавить величину магнитного склонения (ϕ). Если магнитный полюс смещен к западу (западное склонение, рис. 4.6 E), то для получения истинного азимута из магнитного азимута следует вычесть величину магнитного склонения. Для учета магнитного склонения при замерах горным компасом истинных азимутов лимб прибора с помощью специального винта перемещают на величину склонения.

4.3. ПРИЗНАКИ НАКЛОННОГО ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЕВ НА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ГРАФИКЕ

Элементы залегания слоев на геологических картах изображаются с помощью условных значков (рис. 4.7). Положение длинной стороны значка соответствует положению линии простирания слоя. Примыкающий к этой линии берг-штрих указывает направление падения слоя, а стоящая рядом цифра показывает величину угла падения слоя.

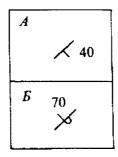


Рис. 4.7. Условные обозначения, с помощью которых на геологических картах показывают элементы залегания слоев (угол наклона, направление азимутов простирания и падения):

A — нормальное залегание слоя; B — опрокинутое залегание слоя

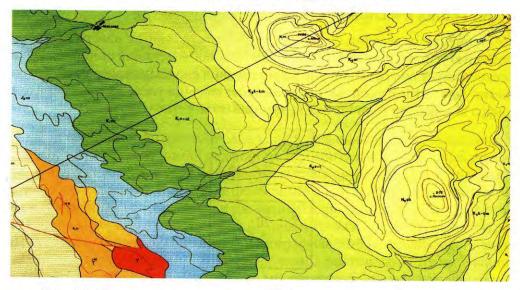
По величине угла наклона слоев выделяют залегания:

- слабонаклонное (2°-20°);
- крутопадающее (20°-80°);
- вертикальное $(80^{\circ}-90^{\circ})$.

Как частный случай наклонного залегания слоев выделяется моноклинальное залегание, когда слой на всем протяжении имеет постоянный угол наклона; часто это слабонаклонное залегание. Моноклинальное слабонаклонное залегание характерно для участков сочленения молодых складчатых поясов и платформ. Наклонное залегание четко определяется в обнажениях как визуально, так и по показаниям компаса. Хорошо видно наклонное залегание и на геологических разрезах, сопровождающих карты (фиг. 4.1). На самих же геологических картах оно определяется по характеру «узора» (фиг. 4.2): карта имеет полосовой рисунок; каждой полосе соответствует выход слоя определенного возраста. Впоследствии этот слой дальше на площади не встречается, он уходит на глубину.



Фиг. 4.1. Геологический разрез по карте № 5 с наклонным залегаюнием слоев. Условные обозначения см. в Приложении № 4



Фиг. 4.2. Фрагмент геологической карты № 5 с наклонно залегающими слоями. С юго-запада на северо-восток по территории протекает река, в долине которой слои изгибаются образуя пластовые треугольники. Условные обозначения см. в Приложении № 4

Как видно на карте (см. фиг. 4.2), границы слоев имеют не прямые линии, а изогнутые, причем изгибы слоев происходят в речных долинах и на водоразделах. Если соединить их линией, то можно получить треугольник, который получил название пластового. Вершина такого треугольника показывает направление падения или восстания слоя.

Для определения направления наклона слоев рассмотрим два случая.

1. Угол наклона слоя больше, чем угол наклона рельефа местности. В этом случае пластовый треугольник вершиной в долине реки или оврага показывает направление падения слоя (рис. 4.8, 4.9), а на водоразделе — угол

пластового треугольника вершиной ориентирован по направлению восстания слоя (рис. 4.10, 4.11).

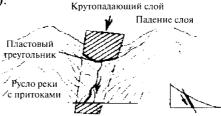


Рис. 4.8. Пластовый треугольник указывает направление падения слоя в речной долине. Слой имеет больший угол наклона, чем рельеф. Направление падения слоя и наклон рельефа совпадают

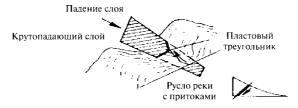


Рис. 4.9. Пластовый треугольник указывает направление падения слоя в речной долине. Слой имеет больший угол наклона, чем рельеф. Наклон рельефа и падение слоя имеют противоположные направления



Рис. 4.10. Пластовый треугольник указывает направление восстания слоя на водоразделе. Слой имеет больший угол наклона, чем рельеф. Направление падения слоя и наклон рельефа совпадают



Рис. 4.11. Пластовый треугольник указывает направление восстания слоя на водоразделе. Слой имеет больший угол наклона, чем рельеф. Наклон рельефа и падение слоя имеют противоположные направления

2. Угол наклона рельефа больше, чем угол наклона слоя. В этом случае в долине реки вершина пластового треугольника направлена в сторону восстания слоя (рис. 4.12, 4.13), а на водоразделе — в сторону падения слоя (рис. 4.14, 4.15).



Рис. 4.12. Пластовый треугольник указывает направление восстания слоя в речной долине. Слой имеет меньший угол наклона, чем рельеф. Направление падения слоя и наклон рельефа совпадают



Рис. 4.13. Пластовый треугольник указывает направление восстания слоя в речной долине. Слой имеет меньший угол наклона, чем рельеф. Наклон рельефа и падение слоя имеют противоположные направления



Рис. 4.14. Пластовый треугольник указывает направление падения слоя на водоразделе. Слой имеет меньший угол наклона, чем рельеф. Направление падения слоя и наклон рельефа совпадают



Рис. 4.15. Пластовый треугольник указывает направление падения слоя на водоразделе. Слой имеет меньший угол наклона, чем рельеф. Наклон рельефа и падение слоя имеют противоположные направления

Необходимо заметить, что величина угла пластового треугольника зависит от угла наклона слоя. Чем меньше угол наклона слоя, тем более острый угол у пластового треугольника (рис. $4.16\ A$). С увеличением угла падения слоя растет и угол при вершине пластового треугольника (рис. $4.16\ B$) и в случае вертикального падения пластовый треугольник превращается в прямую линию, которая без изгибов пересекает речные долины и водораздельные хребты (рис. $4.16\ B$). Ширина выхода слоя на поверхность зависит не только от мощности слоя (h), но и от угла его наклона. При небольшом — ширина выхода слоя на поверхность (h_1) будет больше, чем при крутопадающем залегании (h_2): $h_1 > h_2$ (рис. $4.16\ \Gamma - \mathcal{I}$). При вертикальном падении слоя ширина его выхода на поверхность соответствует мощности слоя (рис. $4.16\ E$).

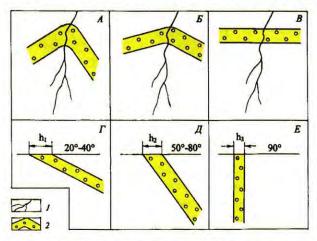


Рис. 4.16. Зависимость величины угла пластового треугольника от значения угла наклона слоя:

A — пологий угол падения; B — крутой; B — вертикальный; Γ –E — зависимость ширины выхода слоя на дневную поверхность от его угла наклона. 1 — речная долина; 2 — пластовый треугольник

Направление падения слоев можно определить по следующему правилу. Если залегание слоев нормальное, а не опрокинутое, то их падение направлено в сторону выходов более молодых пород (рис. 4.17).

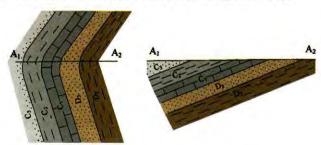


Рис. 4.17. Слои падают в сторону более молодых пород. Слева — план, справа — разрез по линии ${\rm A_1-A_2}$

4.4. ФЛЕКСУРЫ

Угол наклона слоев не обязательно является постоянным (рис. $4.18\,A$), он может меняться по падению слоя. Это изменение может быть плавным (рис. $4.18\,B$), а может — ступенчатым (рис. $4.18\,B$). При резком изменении угла наклона слоев по падению образуются коленообразные изгибы, которые получили название флексур (см. рис. $4.18\,B$, 4.19, фиг. 4.3).

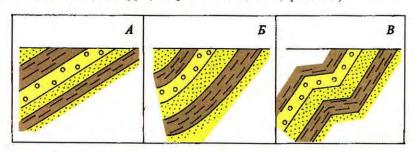


Рис. 4.18. Поведение наклонно залегающих слоев на глубине:

A — угол наклона не меняется (моноклинальное залегание); B — угол наклона меняется плавно; B — угол наклона меняется резко (флексурные изгибы)

В строении флексур выделяют следующие элементы: поднятое, опущенное и смыкающее крылья, углы их наклона. Поднятое и опущенное крылья могут залегать как горизонтально, так и наклонно.

Флексуры различаются по морфологии и условиям образования.

По морфологии (взаимоотношению поднятого, смыкающего и опущенного крыльев) флексуры делят на согласные (рис. 4.19~A) и несогласные (рис. 4.19~B). В первом случае все три крыла наклонены в одну сторону, во втором — смыкающее крыло падает в противоположную от поднятого и опущенного крыльев сторону.

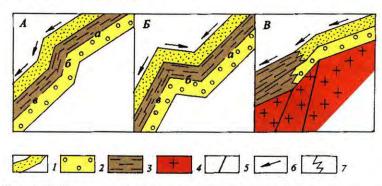


Рис. 4.19. Флексуры: A — согласные; B — несогласные; B — согласные консидементационные:

a — поднятое крыло; 6 — смыкающее крыло; s — опущенное крыло. 1 — пески; 2 — конгломераты; 3 — глины; 4 — породы фундамента; 5 — разрывные нарушения; 6 — направления падения крыльев; 7 — границы между фациями пород

По условиям образования различают консидементационные (рис. $4.19\,B$) и постседиментационые (рис. $4.19\,A-B$) флексуры.

Консидементационные флексуры образуются в процессе осадконакопления. В этом случае дно, на котором накапливаются осадки, имеет уступ. Осадки в большем количестве сносятся и накапливаются в понижениях океанического дна (в опущенном крыле), чем на поднятиях (в приподнятом крыле). В смыкающем крыле мощность будет непостоянной и увеличиваться в сторону опущенного блока (рис. 4.19 В). Кроме этого, в опущенном крыле накапливаются более глубоководные (тонкие) осадки, а в поднятом — мелководные (крупнообломочные), т. е. наблюдается фациальный переход (смена состава пород по падению слоя).

Под фацией понимается участок слоя, отличающийся от соседних участков по составу, текстурным или структурным особенностям.

Таким образом, в консидементационных флексурах от поднятого к опущенному крылу уменьшается размер обломочного материала и увеличивается мощность слоя.

Постседиментационные флексуры образуются после осадконакопления. В этом случае первоначально образовался слой постоянной мощности, а затем в результате тектонических движений приобрел коленообразный изгиб. У флексур данного вида мощности всех трех крыльев примерно одинаковы и нет фациальных переходов.

Флексуры характерны для отложений платформенного чехла, который образуется над фундаментом, имеющим блоковое строение. Чаще всего такие флексуры относятся к консидементационным (см. рис. $4.19\ B$).

4.5. НОРМАЛЬНОЕ И ОПРОКИНУТОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СЛОЕВ. ПРИЗНАКИ ОПРОКИНУТОГО ЗАЛЕГАНИЯ

При наклонном залегании слоев различают нормальное, вертикальное и опрокинутое залегание. Изначально горизонтальные (рис. 4.20~A) слои могут в результате тектонических движений приобрести *нормальное наклонное залегание* (рис. 4.20~B). При нем точка кровли a находится всегда гипсометрически выше соответствующей точки подошвы b. a и b— это точки кровли и подошвы, соединенные между собой перпендикуляром. На рисунке 4.20~B у точки a, принадлежащей кровле отметка +20, а у точки b, принадлежащей подошве слоя, - +10.

При вертикальном залегании угол наклона слоев составляет 90° , и, как нетрудно убедиться, соответствующие точки кровли и подошвы располагаются на одном гипсометрическом уровне (рис. 4.20~B).

При *опрокинутом залегании* (рис. $4.20~\Gamma$) точка кровли a располагается на уровне +10, а соответствующая ей точка подошвы δ на уровне +20. Таким образом, точки подошвы залегают выше соответствующих точек кровли.

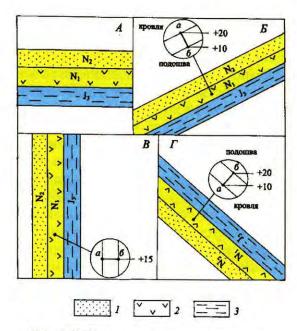


Рис. 4.20. Положение в пространстве слоев:

A — горизонтальное; E — нормальное наклонное (точки кровли слоя a расположены гипсометрически выше точек подошвы δ слоя); B — вертикальное залегание (точки кровли слоя a расположены на одном уровне с точками подошвы δ слоя); Γ — наклонное опрокинутое залегание (точки кровли слоя a расположены гипсометрически ниже точек подошвы δ слоя). 1 — пески; 2 — андезиты; 3 — глины

Задача определения нормального и опрокинутого залегания была бы достаточно простой, если бы в каждом конкретном случае можно было определить, где в слое кровля, а где подошва. На рис. 4.20 идентификация кровли и подошвы слоев производится благодаря указанным возрастам слоев. Очевидно, что у слоя туфов андезитов (слой 2) кровля будет граничить с более молодым слоем песков, а подошва — с более древним слоем глин.

Если возраст слоев заранее неизвестен, то для определения кровли и подошвы используется ряд признаков (по А. Е. Михайлову, с дополнениями).

- 1. При наличии в слоях фауны, по руководящим формам определяют возраст слоев и соответственно определяют кровлю и подошву в каждом слое (рис. $4.21\ A_1$ нормальное залегание, рис. $4.21\ A_2$ опрокинутое залегание).
- 2. Изучается морфология косой слоистости, если таковая имеется. Слойки обычно плавно причленяются к основанию слоя и резко обрываются у кровли слоя, что связано с их размывом. Если плавное причленение наблюдается к низу слоя, то залегание определяется как нормальное (рис. $4.21\ B_1$), если плавное причленение идет к верхней границе как опрокинутое (рис. $4.21\ B_2$). Пример нормального залегания пачки косослоистых песков плиоцена показан на фото 4.4.

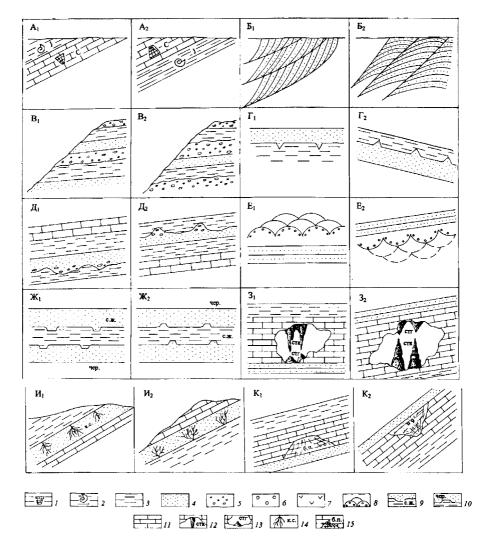


Рис. 4.21. Признаки наклонного и опрокинутого залегания слоев: по фауне $(A_1 - \text{нормальное}; A_2 - \text{опрокинутое});$ по косой слоистости $(B_1 - \text{нормальное};$ B_2 — опрокинутое); по взаимоотношению слоев с поверхностями размыва $(B_1$ — нормальное; B_2 — опрокинутое); по положению трещин (Γ_1 — нормальное, I_2 — опрокинутое); по положению линз и карманов, выполненных грубообломочными породами среди более тонкообломочных образований (\mathcal{I}_1 — нормальное; \mathcal{I}_2 опрокинутое); по положению кровли и подошвы лавовых потоков (E_1 — нормальное; $\it E_2-$ опрокинутое); по положению отрицательных и положительных форм микрорельефа на поверхностях наслоения (\mathcal{K}_1 — нормальное; \mathcal{K}_2 — опрокинутое); по положению сталактитов и сталагмитов в карстовых пустотах (\mathcal{J}_1 — нормальное; \mathcal{J}_2 — опрокинутое); по сохранившимся остаткам корневых систем (H_1 — нормальное; H_2 — опрокинутое); по наличию у подошвы слоев органогенных построек (K_1 — нормальное; K_2 — опрокинутое) 1 — кораллы; 2 — аммониты; 3 — глины; 4 — пески; 5 — гравелиты; 6 — конгломераты; 7 — вулканические породы; 8 — зона закалки лав с подушечной отдельностью; 9 — отрицательные формы рельефа поверхности наслоения; 10- положительные формы рельефа поверхности наслоения; 11- известняки; 12 — сталактиты; 13 — сталагмиты; 14 — остатки корневых систем растений; 15 — биогермы

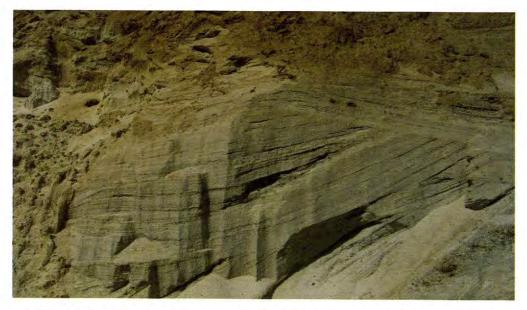


Фото 4.4. Косослоистые пески плиоцена. Слойки плавно выполаживаются к подошве и резко срезаются у кровли. Стенка карьера у д. Малино в Подмосковье

- 3. При наличии терригенных (обломочных) пород изучается взаимо- отношение слоев с поверхностями размыва. В условиях водного бассейна накапливается пачка слоев. При воздымании территории бассейн мелеет, поверхностные волны начинают размывать ранее накопившиеся осадки до тех пор, пока участок опять не начнет прогибаться и не возобновится осадконакопление. Поверхности размыва представляют собой неровные, волнистые границы слоев. Возобновление осадконакопления начинается с отложения грубообломочных пород, которые затем сменяются тонкообломочными. Таким образом, при нормальном залегании слоев над поверхностями (неровными, волнистыми) размыва будут находиться грубообломочные породы, которые вверх будут сменяться тонкообломочными (рис. $4.21B_1$). При опрокинутом залегании, наоборот, над поверхностью размыва будут тонкообломочные породы, а под ней грубообломочные (рис. $4.21B_2$).
- 4. В кровле слоев могут присутствовать трещины, чаще всего, усыхания, которые заполняются материалом вышележащих слоев. По положению этих трещин определяются кровля и подошва слоя, а следовательно, вид залегания: нормальное (рис. $4.21~\Gamma_1$) или опрокинутое (рис. $4.21~\Gamma_2$).
- 5. В слоях, залегающих выше поверхностей размыва, могут наблюдаться линзы и карманы, выполненные грубообломочными породами (конгломератами) среди более тонкообломочных образований (например, песчаников). Карманы и линзовидные углубления образуются на стадии размыва. При возобновлении осадконакопления в первую очередь заполняются осадками карманы и углубления на кровле нижележащего слоя. Так как в начале про-

цесса осадконакопления образуются грубообломочные осадки, то карманы и линзообразные углубления заполняются именно ими, а затем в процессе углубления бассейна размер обломочного материала уменьшается, и он перекрывает всю кровлю нижележащего слоя, в том числе и карманы и линзы, о которых речь шла выше. На рис. $4.21\,\mathcal{I}_1$ показано нормальное залегание слоев: линзы и карманы грубообломочных пород обращены выпуклостью вниз. В случае, когда выпуклость линз обращена вверх и они напоминают линзы нарастания, мы имеем дело с опрокинутым залеганием (рис. $4.21\,\mathcal{I}_2$).

- 6. При наличии в разрезе осадочных пород потоков или покровов лав (вулканических пород) для установления характера залегания определяется кровля и подошва потока или покрова. Зона закалки в кровле всегда больше (в 2-3 раза), чем в подошве. При этом часто на поверхности лавовых покровов образуется подушечная отдельность. Для верхних частей лавовых потоков и покровов характерно повышенное количество пустот (бывшие пузырьки газа). Если мощная зона закалки с подушечной отдельностью и обилием пустот от пузырьков газа обращена вверх, то толіца имеет нормальное залегание (рис. $4.21\ E_1$). В противном случае залегание будет опрокинутым (рис. $4.21\ E_2$).
- 7. В кровле слоев могут присутствовать отрицательные формы микрорельефа (следы ползания бентоса, капли дождя, отпечатки кристалликов льда и т. д.). В подошве же вышележащего слоя будут видны слепки с этих форм. Такие слепки, представляющие собой положительные формы микрорельефа (выступы), называются иероглифами и они характерны для подошвы слоя. По ориентировке в пространстве отрицательных и положительных форм микрорельефа поверхностей наслоения определяется кровля и подошва слоя, а затем нормальное (рис. $4.21~\text{ж}_1$) или опрокинутое (рис. $4.21~\text{ж}_2$) залегание.
- 8. Если в известняках или доломитах есть карстовые полости, в которых присутствуют сталактиты и сталагмиты, то по их ориентировке тоже можно определить положение кровли и подошвы слоя. Сталактиты растут от кровли к подошве, а сталагмиты, наоборот, от подошвы к кровле слоя. Первые в отличие от вторых более вытянуты (длиннее) и меньше в диаметре. Можно утверждать, что на рис. $4.21\ 3_1$ залегание слоев нормальное, а на рис. $4.21\ 3_2$ опрокинутое.
- 9. В некоторых случаях в слоях сохраняются окаменелые корневые системы растений. Разветвления корневых систем направлены к подошве слоя. Вниз при нормальном залегании (рис. $4.21\, M_1$) и вверх при опрокинутом (рис. $4.21\, M_2$).
- 10. При наличии в слоях (чаще всего известняков и доломитов) биогермных построек определение характера залегания упрощается. Необходимо иметь в виду, что постройки растут от подошвы слоя к кровле. Биогермная постройка прикрепляется к подошве слоя и имеет на этом уровне самый большой размер. По направлению к кровле слоя размер постройки уменьшается, она сужается в разрезе. На рисунке $4.21\,K_1$ показан пример нормального

залегания слоев, содержащих органогенную постройку (биогерму); на рис. $4.21~K_2$ залегание слоев опрокинутое.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Белоусов В. В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 208 с.
- 2. Белоусов В. В. Структурная геология. М.: МГУ, 1961. 207 с.
- 3. *Михайлов А. Е.* Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1984. 463 с.
- 4. Лабораторные работы по структурной геологии, геокартированию и дистанционным методам / Под ред. А. Е. Михайлова. М: Недра, 1988. 197 с.
- 5. *Бахтеев М. К.* Краткий курс лекций по структурной геологии. М.: МГГА, 1998. С. 120.
- 6. $\mathit{Munocepdosa}\,\mathit{Л}.\,\mathit{B}.,\,\mathit{Mauepa}\,\mathit{A}.\,\mathit{B}.,\,\mathit{Camcohos}\,\mathit{IO}.\,\mathit{B}.\,\mathit{C}$ труктурная геология. М.: Нефть и газ, 2004. 537 с.
- 7. Полевая геология. Справочное руководство в 2 т. / Под ред. В. В. Лаврова, А. С. Кумпана. М.: Недра, 1989. 400 с., 455 с.

ГЛАВА 5

СКЛАДЧАТЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЕВ

5.1. СКЛАДКИ КАК ВОЛНООБРАЗНЫЕ ИЗГИБЫ СЛОЕВ

В результате эндогенных (тектонические движения, метаморфизм), а иногда и экзогенных (подводно-оползневые явления, гляциодислокации и др.) процессов горные породы приобретают волнообразные изгибы слоев, которые называют складками (рис. 5.1).

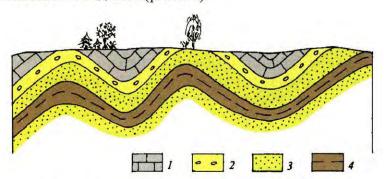


Рис. 5.1. Волнообразные изгибы слоев — складки: 1 — известняки; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — глины

Деформированные таким образом породы относят к складчатому залеганию, которое является частным случаем нарушенного залегания, так как изменяется первоначальное горизонтальное или слабонаклонное (в несколько градусов) положение слоев. В складки сминаются толщи, в разрезе которых чередуются породы с разными физико-механическими свойствами. На фото 5.1 в складки сминаются породы таврической серии юрской системы (аргиллиты, алевролиты и песчаники). Хорошо различимые волнообразные изгибы дают более прочные породы — песчаники. Наиболее часто смятию в складки подвергаются слоистые осадочные, вулканогенно-осадочные и полосчатые метаморфические породы.

Общим признаком складчатого залегания на геологической карте является симметрично повторяющееся расположение полос относительно цент-



Фото 5.1. Складки — волнообразные изгибы слоев в породах таврической серии юрской системы. Хорошо различимы волнообразные изгибы песчаников (коричневые полосы на темно-сером фоне). Бахчисарайский р-н Крыма

ральной непарной полосы (рис. 5.2), а также дугообразное расположение слоев на окончании складок, где погружается или воздымается шарнир. На фрагменте геологической карты (фиг. 5.1) показано складчатое залегание пород. Складки образованы породами пермского и триасового возрастов. На фиг. 5.2 в центре мы видим полосу (непарную) отложений среднего триаса (светло-фиолетовый цвет), по обе стороны располагаются две полосы (парные) отложений нижнего триаса (фиолетовый цвет), затем парные полосы верхнепермских отложений (светло-коричневый цвет). Описанная выше ситуация и является примером симметрично повторяющегося расположения полос относительно центральной непарной полосы. О волнообразных изгибах пород свидетельствуют и элементы залегания, которые обычно указывают на падение в разные стороны пород одного и того же возраста.

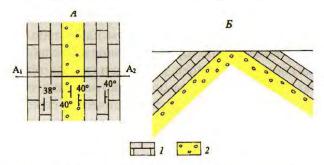
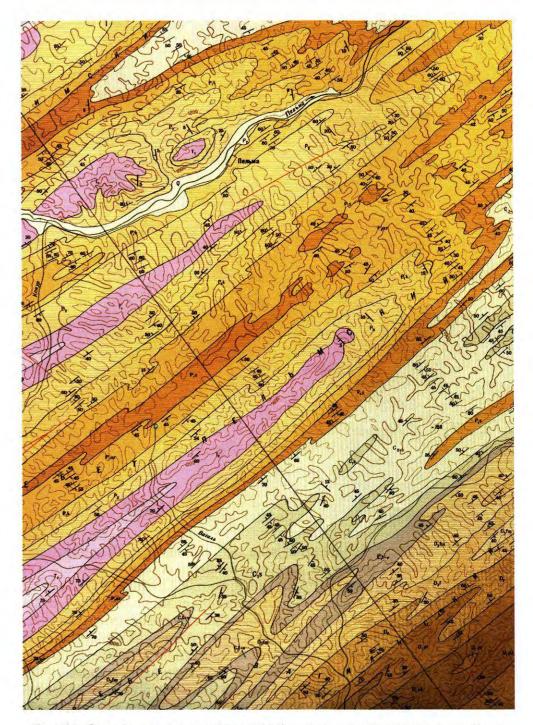
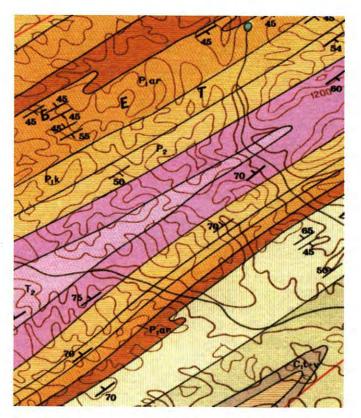


Рис. 5.2. Характерное для складчатого залегания симметрично повторяющееся расположение полос относительно центральной непарной полосы:

A — план; B — разрез. 1 — известняки; 2 — гравелиты



Фиг. 5.1. Фрагмент геологической карты № 5 со складчатым залеганием пород. Карта имеет полосовой рисунок с повторяющимися полосами пород одного и того же возраста. Условные обозначения см. в Приложении № 4



Фиг. 5.2. Фрагмент геологической карты № 5 с синклинальной складкой в центре Условные обозначения см. в Приложении № 4

5.2. ЭЛЕМЕНТЫ СТРОЕНИЯ СКЛАДОК

Основные элементы строения складок показаны в разрезе на рисунке 5.3. Замок складки — это участок перегиба слоев с внешней стороны (фото 5.2). Ядро — участок перегиба слоев с внутренней стороны. Крылья — фрагменты слоев, заключенные между их изгибами в замках соседних складок. Они могут представлять собой как прямолинейные, так и изгибающиеся отрезки пластов. На рисунке 5.3 видно, что у двух соседних складок одно крыло общее. Угол падения крыла — это угол, измеренный в вертикальной плоскости между линией падения слоя в крыле складки и ее проекцией на горизонтальную плоскость. Если продолжить крылья складки в сбласть замка, то они пересекутся под определенным углом, который называют углом складки.

Одним из основных элементов складок является *осевая поверхность*, которая делит угол складки пополам и проходит через точки перегиба слоев. Она может быть плоской, может изгибаться. Угол ее наклона может изменяться от 0° до 90°. Наклон осевой поверхности получил название «вергентность».

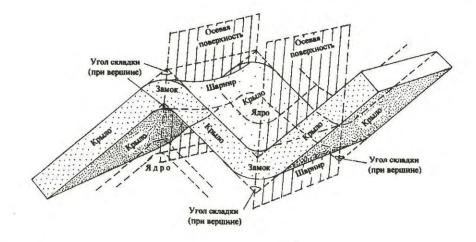


Рис. 5.3. Основные элементы строения складок: замок, ядро, крылья, угол складки, шарнир, осевая поверхность (или плоскость), ось складки



Фото 5.2. Замок складки — перегиб слоев с внешней стороны. Складки в метаморфических породах Алданского щита, Восточная Сибирь

Линия, образующаяся при пересечении осевой поверхности с поверхностью какого-либо слоя, называется *шарниром складки* (см. рис. 5.3). Он проходит через точки перегиба слоя. Это хорошо видно на фото 5.2. Поскольку в складки сминается много слоев, то и шарниров у складки много, их количество совпадает с количеством слоев. В зависимости от характера деформаций пород шарниры могут представлять собой прямую или волнистую линию. В случае волнистого шарнира выделяют отрезки его погружения и воздымания относительно дневной поверхности (рис. 5.4). Периодическое воздымание и погружение шарнира называют ундуляцией (о ней см. ниже).



Рис. 5.4. Волнистый шарнир (ундуляция шарнира: его воздымание и погружение)

Ось складки — это линия, образующаяся при пересечении осевой поверхности с поверхностью рельефа (рис. 5.5). Она в отличие от шарнира, у складки одна. В общем случае положение в плане оси и шарниров может не совпадать. Но в масштабе карты это несовпадение не проявляется. В отдельных случаях складка может расщепляться (рис. 5.6). Такое явление поучило название виргации, иногда оно может напоминать структуру конского хвоста.

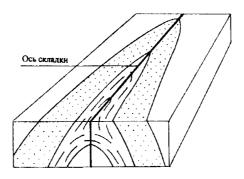


Рис. 5.5. Ось складки — линия пересечения осевой поверхности с поверхностью рельефа

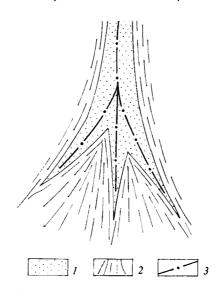


Рис. 5.6. Расщепление (виргация) оси складки:

1 - пески; 2 - глины; 3 - ось складки

Гребневой поверхностью называют поверхность, соединяющую самые высокие точки расположения слоев, образующих складку. Гребень складки представляет собой линию пересечения гребневой поверхности с кровлей или подошвой любого из слоев складки (рис. 5.7). Гребневая поверхность определяется при изучении наклонных и опрокинутых складок. В прямых складках она совпадает с осевой поверхностью.

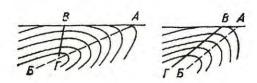


Рис. 5.7. Положение осевой (AE) и гребневой (BI) поверхностей в вертикальном поперечном разрезе складки (по А. Е. Михайлову)

5.3. АНТИКЛИНАЛЬНЫЕ И СИНКЛИНАЛЬНЫЕ СКЛАДКИ

Все многообразие складок по возрастному соотношению слоев в ядре и замковой части делится на антиклинальные и синклинальные (рис. 5.8). У антиклинальных складок в ядре находятся более древние породы, чем в замковой части. Поскольку на геологических картах мы не видим замковую часть (она уничтожена эрозией), то при определении типа складки сравнивают возраст пород в ядре (центральная часть складки на карте) и на ее крыльях (так как их породы слагали ее эродированный замок). Для антиклинальных складок возраст пород в ядре (центральной части) будет древнее, чем на их крыльях (см. рис. 5.8 I). На фрагменте геологической карты, изображенной на фиг. 5.3, в центре ярко выражена антиклинальная складка. Ядро сложено нижнепермскими породами сакмарского яруса (P_1 s), которые на крыльях сменяются сначала отложениями артинского (P_1 ar), затем кунгурского (P_1 k) ярусов.

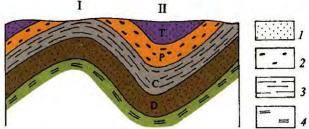
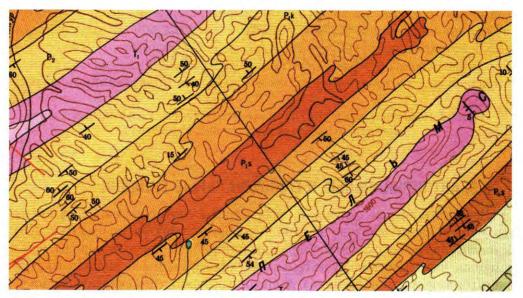
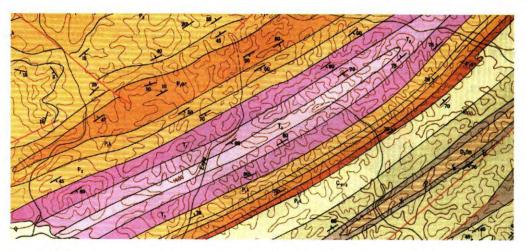


Рис. 5.8. Антиклинальная (I) и синклинальная (II) складки: 1 - пески; 2 - конгломераты; 3 - глины; 4 - гипсы

В синклинальных складках в ядре находятся более молодые породы, чем в замке. На геологических картах соответственно в центральной части (ядре) будут обнажаться более молодые породы, чем на крыльях. Пример синклинальной складки приведен на фрагменте геологической карты (фиг. 5.4). В ядре складки обнажаются самые молодые породы — позднетриасового возраста (T_3) , в обе стороны от него, на крыльях обнажаются более древние породы (сначала среднетриасового (T_2) , а затем раннетриасового (T_1) возрастов).

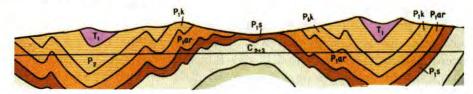


Фиг. 5.3. Фрагмент теологической карты № 13 с антиклинальной складкой в центре. Условные обозначения см. в Приложении № 5



Фиг. 5.4. Фрагмент геологической карты № 13 с синклинальной складкой в центре. Условные обозначения см. в Приложении № 5

Морфологически антиклинальные складки часто обращены выпуклостью вверх (к дневной поверхности), синклинальные — выпуклостью вниз (фиг. 5.5). Однако в случае лежачих складок этот критерий не работает, и единственный способ определить тип складки — возрастной анализ пород в ядре и замке (рис. 5.9).



Фиг. 5.5. Две синклинальные складки, в ядре которых отложения триасового возраста обращены выпуклостью вниз; между ними антиклинальная складка (в ядре породы карбонового возраста), обращенная выпуклостью вверх. Геологический разрез по фрагменту карты № 13. Условные обозначения см. в Приложении № 5

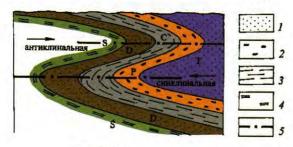


Рис. 5.9. Лежачие складки:

1- пески; 2- конгломераты; 3- глины; 4- соли; 5- положение осевых поверхностей

5.4. КЛАССИФИКАЦИИ СКЛАДОК

Существует множество классификаций складок. Одни из них в качестве классификационного признака берут особенности морфологии (формы) складок и тогда такие классификации называются морфологическими. Другие за основной признак, по которому группируются складки, берут условия их образования. Такие классификации получили название генетических.

5.4.1. МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ СКЛАДОК И ОСОБЕННОСТИ ИХ ИЗОБРАЖЕНИЯ НА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ

Складки различаются между собой по морфологии, что определяется условиями их образования. В настоящее время нет единого классификационного признака, по которому можно было бы детально типизировать складки, поэтому существуют классификации по отдельным признакам.

В плане складки делят по соотношению длины к ширине. Под длиной складки понимают расстояние (a) по оси складки между двумя соседними

точками перегиба шарнира (рис. 5.10). Ширина складки соответствует кратчайшему расстоянию (б) между осями двух соседних антиклинальных или синклинальных складок. Высотой складки (в) называется расстояние по вертикали между замком антиклинальной складки и смежной с ней синклинальной складки, измеренное по одному и тому же слою. Если соотношение длины к ширине больше трех — то такие складки называют липейными (рис. 5.11 I, фиг. 5.1), если меньше трех, но больше единицы — то складки относят к брахиформным (рис. 5.11 II, фиг. 5.6). При равной длине и ширине складки называют изометричными (рис. 5.11 III). В последнем случае синклинальные складки принято называть мульдами, а антиклинальные — куполами.

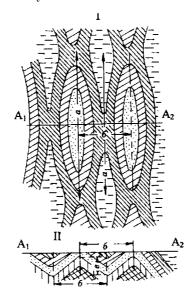


Рис. 5.10. Размеры складок:

a — длина; δ — ширина; s — высота. I — план; II — разрез. A_1 — A_2 — линия разреза

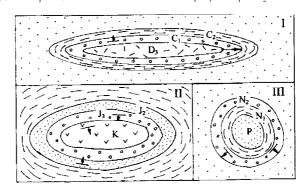


Рис. 5.11. Классификация складок по морфологии в плане (соотношению длины к ширине):

1 — липейные; П — брахиформные; П — изометричные (купола, мульды)



Фиг. 5.6. Фрагмент геологической карты № 16 в центральной части которой брахиформная складка, сложенная отложениями девона, карбона и перми. Условные обозначения см. в Приложении № 7

По положению осевой поверхности и наклону крыльев складки делят на прямые, наклонные, опрокинутые, лежачие, ныряющие (рис. 5.12). У *прямых складок* осевая поверхность имеет вертикальное положение. На геологических картах у них одинаковая ширина выхода одновозрастных слоев по обе стороны от оси, углы наклона крыльев также одинаковые, но падают крылья в разные стороны (рис. 5.12 *A*, фото 5.3, фиг. 5.4, 5.5).

Наклонные складки характеризуются наклонной осевой поверхностью, но при этом крылья падают в разные стороны. В плане у таких складок будет разная ширина выхода одновозрастных слоев по обе стороны от оси. Она будет больше у крыла с меньшим углом падения. Значки элементов залегания будут показывать, что крылья падают в разные стороны, но углы наклона слоев отличаются по обе стороны от оси складки (рис. $5.12\ E$, фото 5.4).

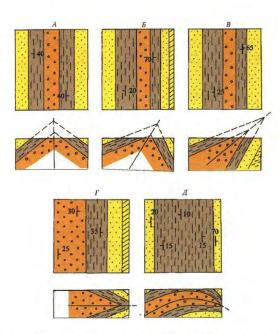


Рис. 5.12. Складки в плане и разрезе с различным положением осевой поверхности: A- прямые; B- наклонные; B- опрокинутые; $\Gamma-$ лежачие; $\mathcal{J}-$ ныряющие

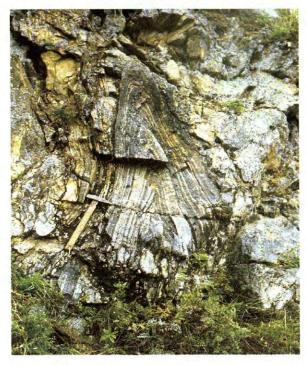


Фото 5.3. Складка с вертикальной осевой поверхностью в метаморфических породах (кристаллических сланцах)



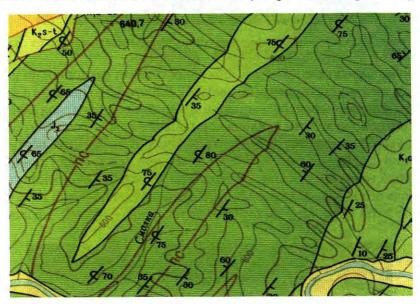
Фото 5.4. Складка с наклонной осевой поверхностью в кристаллических сланцах

У *опрокинутых складок* осевая поверхность имеет наклонное положение, а крылья падают в одну сторону (см. рис. 5.12 *В*, фото 5.5). При этом одно крыло называется нормальным, потому что в нем кровля любого слоя залегает выше, чем его подошва. Углы наклона нормального крыла чаще всего меньшие, чем у другого — опрокинутого. Если мысленно восстановить вертикальное положение осевой поверхности, то нормальное крыло будет по-прежнему падать в ту сторону, как и при опрокинутом залегании. В опрокинутом крыле (отсюда его название) кровля любого слоя будет залегать ниже, чем его подошва. Угол наклона у такого крыла чаще более крутопадающий. Если

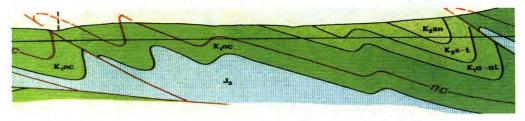


Фото 5.5. Опрокинутая складка в метаморфических породах

мысленно восстановить вертикальное положение осевой поверхности, то опрокинутое крыло будет падать в другую сторону, нежели в опрокинутой складке. На геологических картах опрокинутые складки диагностируются по наличию на одном из ее крыльев значка опрокинутого залегания. Он указывает какое крыло опрокинуто. По значкам элементов залегания видно, что оба крыла падают в одну сторону. Из-за того что опрокинутое крыло часто имеет больший угол наклона по сравнению с нормальным, ширина выхода слоев в нем будет меньше, нежели в нормальном (фиг. 5.7, 5.8).



Фиг. 5.7. Фрагмент геологической карты № 20, в центральной части которой опрокинутая синклинальная складка. Ее северо-западное крыло имеет нормальное падение, а юговосточное — опрокинуто. Условные обозначения см. в Приложении № 9



Фиг. 5.8. Опрокинутая синклинальная складка (в восточной части) в разрезе. nc — маркирующие слои. Геологический разрез по карте № 20. Условные обозначения см. в Приложении № 9



Фото 5.6. Лежачая складка. Осевая поверхность горизонтальна

У ныряющих складок осевая поверхность изогнута и меняет свой азимут падения на противоположный. Выявить подобные складки можно только в результате применения специальных методов структурного картирования (рис. $5.12\ \mathcal{L}$, фото 5.7).



Фото 5.7. Ныряющие складки с изогнутой осевой поверхностью. Алданский щит, Восточная Сибирь

По величине угла в замковой части складки делят на открытые — угол более 90° (рис. 5.13~A), средние — угол от 30° до 90° (рис. 5.13~B) и сжа-

тые — угол меньше 30° (рис. 5.13~B). Определить вид складки по величине угла можно только построив геологический разрез в крест простирания оси складки и измерив на нем величину угла складки, образованного продолжением крыльев в замковую часть.

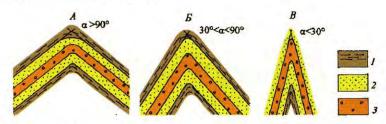


Рис. 5.13. Классификация складок по углу в замковой части: A — открытые; B — средние; B — сжатые. 1 — сланцы; 2 — песчаники; 3 — конгломераты

По взаимному расположению крыльев выделяют нормальные, изоклинальные, веерообразные складки (рис. 5.14). У нормальных складок крылья падают в разные стороны относительно осевой поверхности (рис. 5.14 A). В зависимости от наклона осевой поверхности у них будут меняться и углы наклона крыльев. К нормальным складкам относится большинство прямых и наклонных складок, частично — опрокинутые (фиг. 5.5). У изоклинальных складок крылья параллельны друг другу. Чаще других таковыми складками бывают опрокинутые и лежачие. На геологических картах для изоклинальных опрокинутых складок будут характерны одинаковые азимуты и углы падения крыльев (рис. 5.14 Б). Для веерообразных складок характерно пережатие крыльев, что делает их похожими на веер (рис. 5.14 В).

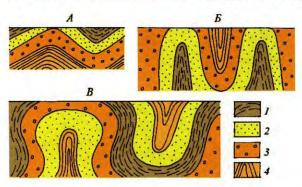


Рис. 5.14. Деление складок по взаимному расположению крыльев:

A— нормальные; B— изоклинальные; B— веерообразные. 1— глины; 2— песчаники; 3— гравелиты; 4— аргиллиты

Диагностировать складки по взаимному расположению крыльев лучше всего в разрезе. Однако по элементам залегания крыльев можно судить о виде складки и при анализе геологической карты. Если на карте видно, что крылья

падают в разные стороны, то это значит, что мы имеем дело с нормальными складками. В случае, когда крылья падают в одну сторону (опрокинутое залегание) и под одинаковым углом, складки — изоклинальны.

По форме замка складки делят на округлые или аркообразные (рис. 5.15 *A*, фото 5.1, фиг. 5.5), гребневидные (рис. 5.15 *B*, фото 5.3, фиг. 5.9), килевидные (рис. 5.15 *B*, фото 5.6), сундучные или коробчатые (рис. 5.15 *Г*, фиг. 5.10). Как видно на рисунках, фотографиях и фрагментах геологических карт, замковые части складок напоминают соответственно арки, гребни, кили морских судов и лодок, короба. Вид складки по форме замка хорошо определяется в разрезе. На геологических картах оценить форму замка можно по соотношению ширины выхода пород в ядре складки и на ее крыльях. Широкая полоса выхода слоев в ядре складки и узкие полосы пород на ее крыльях могут указывать на округлые и сундучные складки. В ядре последних падение пород будет близко к горизонтальному. В килевидных складках, наоборот, ширина выхода слоев в ядре будет значительно меньше ширины выхода слоев на ее крыльях. В ядерной части складки углы наклона слоев будут больше, чем на ее крыльях.

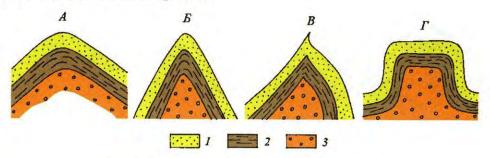
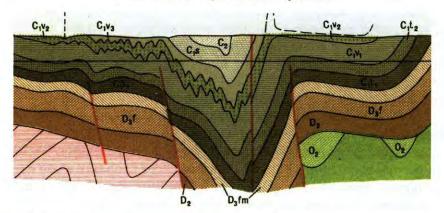
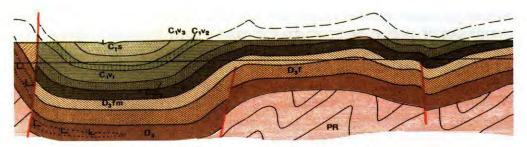


Рис. 5.15. Классификация складок по форме замка:

A — аркообразные (округлые); B — гребневидные; B — килевидные; Γ — коробчатые (сундучные). 1 — песчаники; 2 — аргиллиты; 3 — гравелиты



Фиг. 5.9. Разрез по геологической карте № 17. Гребневидная складка, образованная девонскими и карбоновыми породами. Условные обозначения см. в Приложении № 8



Фиг. 5.10. Разрез по геологической карте № 17. Складка с коробчатым замком, образованная отложениями девона и карбона. Условные обозначения см. в Приложении № 8

По соотношению мощностей в замке и на крыльях выделяют концентрические (рис. $5.16\,A$) складки (мощность в замке и на крыльях одинаковая), подобные (рис. $5.16\,B$) (мощность в замке больше чем на крыльях) и складки с утоненным замком, когда мощность слоев в замковой части меньше, чем на крыльях (рис. $5.16\,B$).

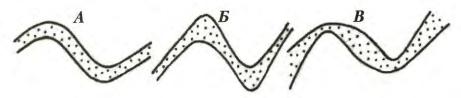


Рис. 5.16. Деление складок по соотношению мощности слоев в замковой части и на крыльях:

A — концентрические; B — подобные; B — c утоненным замком

В процессе складкообразования на горные породы воздействует сложное поле напряжений, в результате чего не только изгибаются слои с образованием замков и крыльев, но часто происходит деформация и самого замка складок. В результате чего шарниры имеют не форму прямой линии, а волнообразно изгибаются при этом то погружаясь на глубину, то воздымаясь к поверхности. Этот процесс погружения и воздымания шарниров получил название ундуляции.

При погружении или воздымании шарнира мы видим, как слои в замковой части пересекаются с поверхностью рельефа. Если шарнир расположен горизонтально, то выходы слоев мы видим по обе стороны от оси складки (как в западной части складок на рис. 5.17), но если он начинает воздыматься или погружаться (фиг. 5.11), то границы слоев сходятся к оси складки и соединяются (замыкаются), образуя своеобразные углы (в восточной части складок на рис. 5.17, участки замыкания показаны штриховой утолщенной линией). Выделяют два типа замыкания складок: *периклинальное* (рис. 5.17 а), когда погружение ширниров идет от ядра складки, что характерно

для антиклинальных складок, и *центриклинальное* (рис. 5.17~6), когда погружение шарниров идет к ядру складок, что характерно для синклинальных складок.

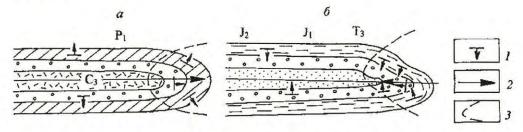
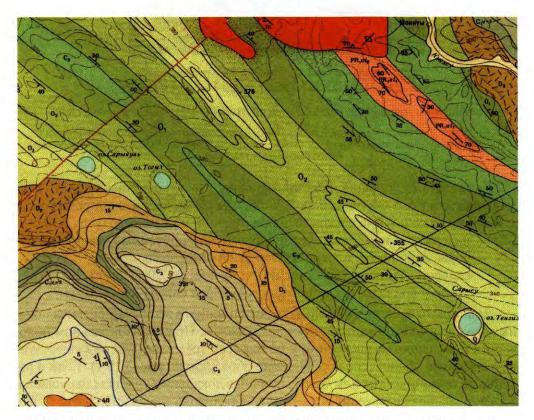


Рис. 5.17. Замыкание складок:

a — периклинальное (для антиклинальных скаладок); δ — центириклинальное (для синклинальных складок). 1 — направление падения слоев; 2 — направление погружения шаринира; 3 — участок замыкания складки



Фиг. 5.11. Фрагмент геологической карты № 16. В центральной части расположены участки замыкания слоев линейных синклинальной и антиклинальной складок. В ядре синклинальной складки породы верхнего ордовика, и шарнир падает в сторону ядра. В ядре антиклинальной складки обнажаются породы верхнего кембрия, и шарнир падает в сторону от ядра. Условные обозначения см. в Приложении № 7

Диапировые складки. К особому виду складок относят диапировые складки. Их особенностью является то, что в их строении обязательно присутствует такой элемент как *ядро протыкания* (рис. 5.18). В зависимости от состава ядра протыкания выделяют:

- 1) соляные диапиры;
- 2) глиняные диапиры (в ядре водонасыщенные глины);
- 3) гипсовые и ангидритовые диапиры, часто объединяемые вместе с солями в эвапоритовую формацию.

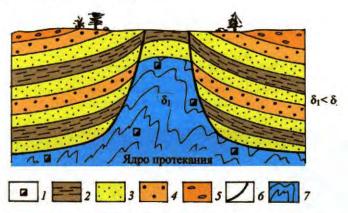


Рис. 5.18. Диапировая складка, ядро протыкания которой сложено гипсом:

1- гипс; 2- глины; 3- пески; 4- гравелиты; 5- конгломераты; 6- разрывные нарушения; 7- ложная складчатость ядра протыкания; δ_1- плотность гипса; δ_2- плотность перекрывающих пород (надсолевого комплекса)

Для пород, слагающих ядра протыкания, характерна низкая плотность, меньшая, чем у окружающих пород. Условием образования диапировых складок является сочетание в разрезе пород с разной плотностью (рис. 5.19):

- надсолевой комплекс разнообразные терригенные осадочные породы, карбонаты, плотность пород 2,3–2,6 г/см³;
- солевой комплекс (эвапориты) с плотностью 2,0-2,2 г/см 3 ;
- подсолевой комплекс с плотностью пород свыше 2,6-2,7 г/см³.

Диапиры относятся к складкам гравитационного всплывания, и механизм их образования выглядит следующим образом. При горизонтальном положении поверхностей наслоения у пород всех трех комплексов существует неустойчивое равновесие и складки не образуются (рис. 5.19 I). Если в результате тектонических или других причин в локальных участках нарушается горизонтальное положение границ, т. е. образуются небольшие изгибы, то в тех местах, где возникают антиклинальные поднятия, давление на солевой комплекс уменьшается, а в местах синклинальных изгибов — увеличивается. Это происходит за счет того, что над антиклинальными поднятиями на поверхности эрозионные процессы уничтожают часть надсолевого комплекса, в то время как в синклинальных впадинах породы не разрушаются. Из курса

общей геологии известно, что процесс разрушения пород идет на поднятиях, а в прогибах и впадинах наоборот происходит накопление (увеличение мощности) пород. Таким образом, над выступами солевого комплекса толща перекрывающего надсолевого комплекса меньше, чем во впадинах, а значит и давление будет меньше под поднятиями, чем под впадинами (рис. 5.19 II). Возникшее неоднородное давление в солевом комплексе приводит к тому, что вещество (соль, гипс и т. д.) начинает перетекать из области высокого давления (из-под впадин) в область низкого давления (в области антиклинальных поднятий). Такое горизонтальное перетекание вещества приводит к тому, что антиклинальные поднятия растут (и испытывают дальнейший подъем надсолевого и солевого комплексов), тогда как во впадинах происходит погружение обоих комплексов (рис. 5.19 III). Скорость формирования диапировых складок возрастает со временем. Она сильно увеличивается, если всплывание пород ядра сопровождается тектоническими движениями. Мощность соляных куполов по данным бурения может составлять более 2-3 км.

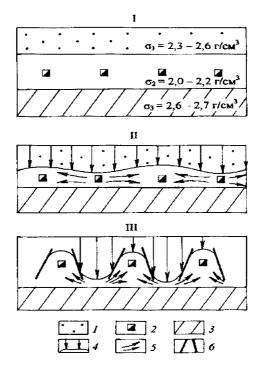


Рис. 5.19. Механизм формирования диапировых складок: 1 — надсолевой комплекс, 2 — солевой комплекс; 3 — подсолевой комплекс:

I— первоначально горизонтально залегающие комплексы с ровными поверхностями наслоения;
 II — возникновение изгибов поверхностей наслоения, приводящее к неравномерному давлению падсолевого комплекса на солевой комплекс. Стрелочками (4) показана величина давления на солевой комплекс;
 III — в солевом комплексе вещество течет из области высокого давления в область низкого давления (показано стрелочками (5)), что приводит к дальнейшему росту диапировых складок и образованию разрывных нарушений (6)

Среди диапировых складок выделяют два типа: открытые и закрытые. У открытых ядро протыкания выходит на дневную поверхность (рис. 5.20 Б, фиг. 5.12, 5.13). Примером открытых диапировых складок являются месторождения Эльтон и Баскунчак. Вышедшие на поверхность ядра протыкания растворились, и на их месте образовались озера. Каменная соль растворяется подземными водами, остается только нерастворенная часть, которая получила название соляной шляпы, или кепрока. Породы ядра протыкания высокопластичны, протыкая, они приобретают сложную складчатую структуру соляного ядра.

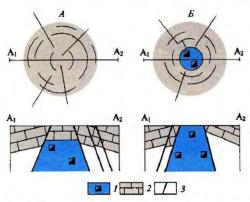
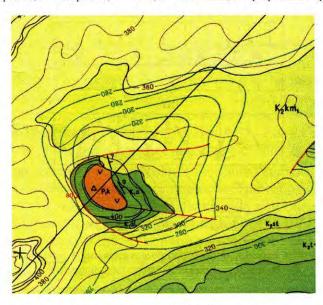
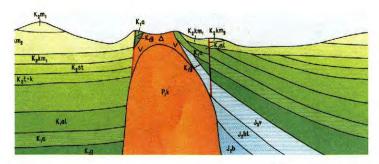


Рис. 5.20. Диапировые складки в плане и в разрезе:

A — закрытые; B — открытые; 1 — гипс; 2 — известняк; 3 — разрывные нарушения

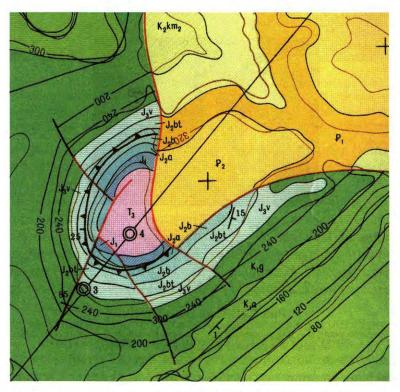


Фиг. 5.12. Фрагмент геологической карты № 14. Открытая диапировая складка ядро которой сложено солями кунгурского яруса нижней перми. Надсолевой комплекс представлен породами мезозойской группы. Условные обозначения см. в Приложении № 6

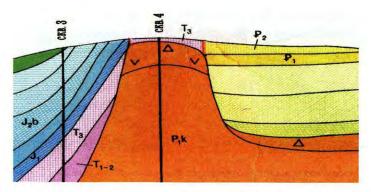


Фиг. **5.13.** Разрез через открытую диапировую складку по карте № 14. Линия разреза показана на фиг. **5.12**. Условные обозначения см. в Приложении № 6

У закрытых складок ядро протыкания находится на глубине и не выходит на поверхность, а на последней образуется обычная куполовидная антиклинальная складка (рис. $5.20\,A$, фиг. 5.14, 5.15). В этом случае купольная складка разбивается системой разрывных нарушений, по узору напоминающей рисунок трещин разбитой тарелки.



Фиг. 5.14. Фрагмент геологической карты № 14. Закрытая диапировая складка, ядро которой (соли кунгурского яруса нижней перми) не выходит на поверхность, а перекрыто отложениями верхнего триаса. Надсолевой комплекс представлен породами мезозойской группы. Условные обозначения см. в Приложении № 6



Фиг. 5.15. Разрез через закрытую диапировую складку по карте № 14. Линия разреза показана на фиг. 5.14. Условные обозначения см. в Приложении № 6

5.4.2. СКЛАДЧАТОСТЬ: ГОЛОМОРФНАЯ, ИДИОМОРФНАЯ, ДИСГАРМОНИЧНАЯ

Сложное сочетание складок разного размера и порядка получило название *складчатости*. По взаимному расположению и способу сочетания выделяют два типа складчатости: голоморфную (рис. $5.21\ A$, фиг. 5.1) и идиоморфную (рис. $5.21\ B$, фиг. 5.6, 5.16).

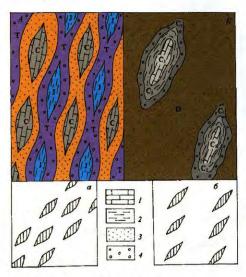


Рис. 5.21. Типы складчатости:

A — голоморфная (полная); B — идиоморфная: a — эшелонированная; b — кулисообразная. b — известняки, b — глины; b — пески; b — конгломераты

Голоморфная (полная) складчатость представляет собой равномерное расположение линейных складок (см. рис. 5.21 A). Такой тип складчатости характерен для складчатых поясов. В данном случае складки могут иметь эшелонированное (см. рис. 5.21 a) или кулисообразное (см. рис. 5.21 б) расположение.



Фиг. 5.16 Фрагмент геологической карты № 29. Идиоморфные (единичные) складки девонских пород, наложенные на голоморфную (полную) складчатость нижнепалеозойских отложений (кембрия, ордовика, силура). Голоморфная складчатость — линейная, идиоморфные складки — брахиформные. Условные обозначения см. в Приложении № 15

Идиоморфная (прерывистая) складчатость — единичные складки, часто брахиформные в плане. Нередко эти складки накладываются на более раннюю голоморфную линейную складчатость (см. фиг. 5.16).

Складчатость бывает *гармоничная*, когда идет равномерное чередование одинаковых по длине волны и амплитуде складок с одинаковым положением осевых поверхностей, и *дисгармоничная*, представляющая сочетание одновозрастных, различных по форме складок, развитых в разнородных по составу горных породах (рис. 5.22, фото 5.8, фиг. 5.8). Образование дисгармоничных складок обусловлено, по А. Е. Михайлову, условиями, в которых эти складки возникают, и составом слагающих их пород.

При дисгармоничной складчатости, сложные складки могут подстилаться толщами, в которых проявлены лишь плавные изгибы (рис. 5.23). Дисгармоничная складчатость обычно возникает в тонко слоистых толщах с резко отличающимися физико-механическими свойствами деформируемых пород: переслаивание аргиллитов, мергелей, известняков, доломитов, гипсов, солей. В мощных толщах массивных пород обычно образуются крупные плавные складки. Дисгармоничные складки могут образовываться как в пределах одной складчатой структуры, так и в пределах крупных площадей. Часто они

формируются в пластических породах ядер диапировых складок. Дисгармоничные складки широко развиты в таврическом флише горного Крыма (фото 5.12).

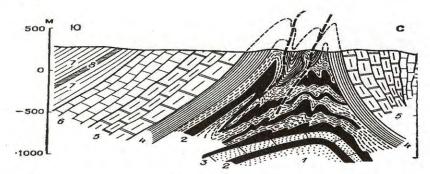


Рис. 5.22. Дисгармоничное смятие пластических пород в ядре крупной антиклинальной складки в Карпатах (по Свидзинскому):

1— песчаники; 2— пестрые сланцы; 3— известковистый песчаник; 4— менилитовые сланцы; 5—7— слои свиты кросно; 8— сланцы



Фото 5.8. Дисгармоничные складки в мраморах

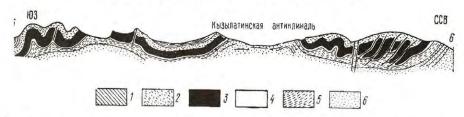


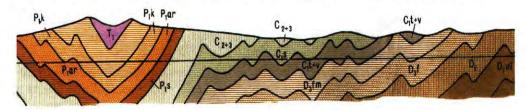
Рис. 5.23. Дисгармоничная складчатость в верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях северо-западной части Центрального Каратау (по В. В. Эзу):

1, 2— карбонатно-глинистые породы нижнего карбона (1— шукургунатский; 2— аккалпинский горизонты); 3-5— то же верхнего девона (3— жанкурганский; 4— джилагантанский; 5— карпешский горизонты); 6— песчаник франского яруса и среднего девона (тюлькубашская свита)

Складки могут быть простые, не осложненные и осложненные мелкими дополнительными складками (рис. 5.24, фиг. 5.17). Осложнениям чаще всего подвергаются крылья складок. В этом случае говорят о разнопорядковой складчастости. Наиболее крупные из таких структур получили название мегаантиклинориев и мегасинклинориев. Ширина таких складок более 100 км. Меньшие по размеру структуры называются антиклинориями и синклинориями. Их ширина колеблется от 40 до 100 км.



Рис. 5.24. Крылья крупной складки, осложненные более мелкой складчатостью



Фиг. 5.17. Разрез по геологической карте № 13. Крыло крупной складки, осложненное мелкой складчатостью. Условные обозначения см. в Приложении № 5

Для описания морфологии крупных складок, осложненных на крыльях и в замковой части более мелкими складками, используют понятие *зеркала складчатости*. Под этим термином понимают условную поверхность, которая строится по касательным к замкам осложняющей мелкой складчатости (рис. 5.25).

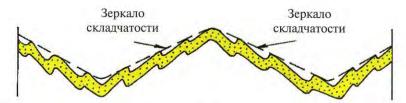


Рис. 5.25. Зеркало складчатости у крупных складок, осложненных мелкой складчатостью

5.4.3. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КЛАССИФИКАЦИИ СКЛАДОК

Существует две генетические классификации складок: физико-генетическая и геолого-генетическая. В основу первой положен физический механизм деформации горных пород, второй — геологические условия образования складок.

Физико-генетическая классификация складок

В основу физико-генетической классификации положены условия деформации горных пород, на которые существенное влияние оказывают:

- направленные тектонические усилия (стрессовое давление);
- особенности слоистой текстуры;
- величина литостатического (всестороннего давления);
- пластичность и вязкость деформируемых пород;
- температура пород, которая обусловливается тепловым потоком;
- насыщенность горных пород растворами.

По механизму деформаций выделяют складки продольного и поперечного изгиба, а также складки течения и диапировые.

- 1. Складки продольного изгиба (рис. 5.26). Деформирующие силы направлены вдоль слоистости горных пород. При этом происходит изгиб слоев с их проскальзыванием. Этот тип деформации приводит к образованию как гармоничных, так и дисгармоничных складок. Часто у складок данного типа проявляется вергентность (наклон осевых поверхностей). Складки продольного изгиба характерны для складчатых поясов, они имеют значительное морфологическое разнообразие.
- 2. Складки поперечного изгиба (рис. 5.27). Деформирующие силы направлены перпендикулярно слоистости. Такие условия деформации приводят к образованию складок с сундучной или коробчатой формой замка. Складки подобного типа характерны для платформенного чехла, когда поперечные деформации вызываются вертикально двигающимися блоками жесткого фундамента.
- 3. Складки *течения* (рис. 5.28, фото 5.9), которые образуются преимущественно при пластических деформациях пород. Это характерно для пород находящихся под большим литостатическим давлением и при высоких температурах, когда отдельные породы приобретают пластичность (соли, гипсы, глины, мраморы, кристаллические сланцы и т. д.).

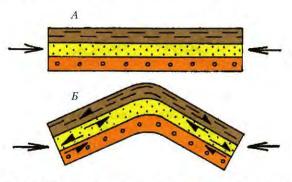


Рис. 5.26. Условия образования складок продольного изгиба:

A — положение слоев до изгиба; E — положение слоев после изгиба. Стрелками показано направление деформирующих сил и перемещение слоев относительно друг друга

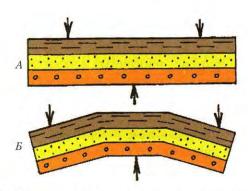


Рис. 5.27. Условия образования складок поперечного изгиба:

A — положение слоев до изгиба; B — положение слоев после изгиба, Стрелками показано направление деформирующих сил



Рис. 5.28. Складки пластичного течения вещества

4. Диапировые складки, которые образуются под действием механизма гравитационного всплывания более легких пород, залегающих на глубине между более плотными разностями (см. рис. 5.18).



Фото 5.9. Мелкие дисгармоничные складки в гнейсах

Геолого-генетическая классификация складок

По геологическим условиям образования всю совокупность складок можно разбить на две группы: эндогенные и экзогенные.

1. Эндогенные складки образуются в результате одноименных процессов: тектонических движений, высоких температур и литостатического давления. По совокупности взаимодействующих факторов на породы можно выделить складки покровные или поверхностные, в формировании которых главную роль играют тектонические движения, и складки глубинные, где к стрессовому давлению добавляются высокие температура и литостатическое давление.

Поверхностные складки характерны для складчатых поясов и платформенного чехла. Их длина может составлять несколько километров.

Среди них выделяются складки регионального сдавливания или смятия (рис. 5.29, см. фото. 5.1). В результате сжимающих усилий деформируется толща пород с образованием голоморфной складчатости. По геосинклинальной теории смятие в складки происходит при вертикальном воздымании накопившейся ранее слоистой толщи горных пород. По тектонике литосферных плит смятие толщи происходит в коллизионных зонах, где слоистая толща деформируется за счет сближения и последующего столкновения жестких блоков земной коры (континентов, микроконтинентов, террейнов).

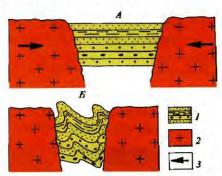


Рис. 5.29. Складки регионального смятия:

A— положение осадочных толщ до начала движения блоков; B— результат сдавливания слоистой толщи жесткими литосферными блоками. 1— слоистая толща осадочных пород; 2— жесткие литосферные блоки; 3— направления перемещения блоков

Глыбовые, или штамповые, складки, которые также выделяются в этой группе, образуются при дифференцированном перемещении блоков, подстилающих деформируемую толщу (рис. 5.30) По условиям деформации это складки поперечного изгиба. При этом образуются брахиформные и куполовидные складки.

Еще один вид — *приразломные складки*, они образуются в зоне влияния разрывных нарушений надвигового типа (с большими амплитудами перемещения блоков, пологой поверхностью смещения или зоной волочения). Особенность таких складок в том, что их осевые поверхности параллельны

поверхности сместителя (рис. 5.31, фото 5.10, фиг. 5.8). По морфологии это наклонные или опрокинутые складки, они образуются только в зоне влияния разломов. С удалением от надвига приразломные складки исчезают.

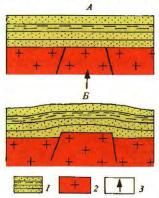


Рис. 5.30. Глыбовые или штамповые складки:

A — положение осадочных толщ до начала восходящего движения блока; B — результат воздействия на слоистую толщу жесткого литосферного блока. 1 — слоистая толща осадочных пород; 2 — жесткие литосферные блоки; 3 — направления перемещения блоков

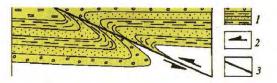


Рис. 5.31. Приразломные складки, образующиеся в зоне пологих разрывных нарушений: 1- слоистая толща; 2- направление движения блоков по разрывным нарушениям; 3- разрывные нарушения



Фото 5.10. Мелкие приразломные складки в метаморфических породах. Алданский щит, Восточная Сибирь

Среди поверхностных складок также выделяют приинтрузивные складки, которые образуются за счет деформации горных пород под воздействием бокового давления магматического расплава (рис. 5.32). Складки образуются в прилегающих к интрузивному массиву полосах вмещающих пород шириной от десятков метров до нескольких километров. Средняя ширина зоны складчатости вокруг интрузивного массива составляет сотни метров и в общем случае зависит от размеров магматических тел (чем больше размер тела, тем шире зона складчатости). Оси складок повторяют очертания интрузивных тел в плане.

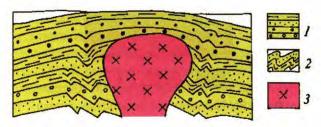


Рис. 5.32. Приинтрузивные складки в экзоконтакте интрузивного массива: 1 — вмещающие породы, 2 — приинтрузивные складки, 3 — интрузивное тело

Складки гравитационного соскальзывания образуются на склонах поднятий под воздействием гравитационных сил (рис. 5.33). Особенно благоприятны для их формирования дифференцированные тектонические движения, когда поднятия на одних участках сменяются опусканием (формированием впадин) на соседних площадях. Осадочные слои в таких условиях приобретают значительный наклон и под влиянием гравитационных сил перемещаются в сторону впадин с образованием голоморфной складчатости. По А. Е. Михайлову, максимальная амплитуда подобных перемещений может достигать 20–30 км. Способствуют гравитационному скольжению и образованию складчатости присутствующие в разрезе высокопластичные породы: соли, гипсы, глины. В морфологическом отношении складки гравитационного соскальзывания представлены наклонными, опрокинутыми или лежачими разностями.

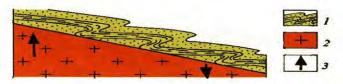


Рис. 5.33. Складки гравитационного соскальзывания:

1- слоистая толща; 2- подстилающие породы; 3- направления тектонических движений

Диапировые складки, которые также относятся к данному виду, были достаточно детально рассмотрены выше (см. рис. 5.20, фиг. 5.12–5.15).

Глубинные складки образуются на глубинах более 5–10 км при совместном воздействии стрессового и литостатического давлений и температуры. Последние два параметра являются обязательными факторами регионального метаморфизма. Образование таких складок идет параллельно с метаморфизмом, поэтому их можно называть и синметаморфическими.

К глубинным относятся складки *пластичного течения горных пород* в условиях метаморфизма. Они отличаются небольшими размерами; они разнопорядковые, дисгармоничные (рис. 5.34, см. фото 5.7, 5.11). По морфологии это наклонные, опрокинутые, лежачие, иногда ныряющие складки. Часто в их формировании принимают участие не только исходные метаморфические породы, но и гранитизирующий материал. Более подробно эти складки будут рассмотрены в главе, посвященной условиям залегания метаморфических пород.



Рис. 5.34. Глубинные метаморфические складки, часто мелкие, с субгоризонтальной осевой поверхностью:

1 — амфиболиты; 2 — кристаллические сланцы; 3 — гнейсы



Фото 5.11. Глубинные метаморфические складки. На снимке хорошо видна полоса амфиболитов (темно-серый цвет), смятая в складки. Алданский щит, Восточная Сибирь

Другая разновидность глубинных складок, значительно более крупных, нежели складки пластичного течения, — гранито-гнейсовые купола (рис. 5.35). В плане они выделяются как купольные структуры, в центральной части которых находится ядро, сложенное гранитами (рапакиви). Ядро окружено гранито-гнейсами, далее могут идти кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы. Степень метаморфизма увеличивается с приближением к ядру купола. Основная причина образования подобных складок — ультраметаморфизм с образованием гранитных расплавов, более легких, чем окружающие метаморфические породы. За счет этого (плотностной инверсии) легкий расплав гранитного состава поднимается (всплывает), деформируя окружающие породы и подвергая их тепловому воздействию.

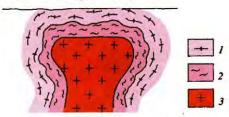


Рис. 5.35. Антиклинальная купольная складка в метаморфических породах, получившая название гранито-гнейсового купола:

1 — кристаллические сланцы; 2 — гнейсы; 3 — граниты

2. Экзогенные складки своим образованием обязаны экзогенным процессам. К числу таких складок относятся следующие виды.

Складки уплотнения (рис. 5.36). Они связаны с диагенезом (процессом превращения осадка в горную породу). В результате данного процесса происходит обезвоживание породы, ее уплотнение, перекристаллизация. Диагенез сопровождается уменьшением объема породы. Для разных по составу осадков это уменьшение будет разным. Так, глины за счет обезвоживания и перекристаллизации теряют значительно больший объем, нежели пески. При наличии в исходном осадке песчаной линзы мы будем наблюдать, как, уменьшившись в объеме, глины будут облекать линзу песка.



Рис. 5.36. Складка уплотнения: 1 — глины; 2 — пески

Складки облекания. Образуются при выпадения осадка на неровное волнистое дно водоема (рис. 5.37). При этом осадок будет повторять волнообразные изгибы дна, образуя тем самым складки.

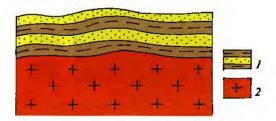


Рис. 5.37. Складки облекания фундамента:

1- слоистая осадочная толща; 2- фундамент (основание, на котором накапливаются осадки)

Второй причиной образования складок облекания могут быть биогермы — органогенные постройки на морском дне (рис. 5.38). На стадии формирования, органогенные постройки возвышаются над морским дном, образуют положительные формы подводного рельефа. При отмирании постройка постепенно покрывается слоем осадков, которые облекают ее, образуя при этом волнообразный изгиб — складку.

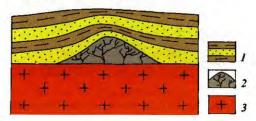


Рис. 5.38. Складка облекания слоистой толщей органогенной постройки:

1 — слоистая осадочная толща; 2 — органогенная постройка; 3 — фундамент

Складки разбухания. Они образуются в том случае, если есть породы, способные сильно увеличивать свой объем. Так, при наличии в породе прослоя или линзы ангидрита, образовавшегося в условиях засушливого климата, последний может превратиться в гипс и увеличиться в объеме при доступе к нему подземных вод (рис. 5.39). В этом случае мы увидим, что окружающие породы будут облекать линзу гипса. Аналогичная складка может образоваться в зоне вечной или сезонной мерзлоты, если есть линза верховодки в верхнем слое грунта. При замерзании вода увеличивается в объеме и образуется гидролакколит (рис. 5.40).

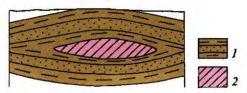


Рис. 5.39. Складка разбухания:

1 — слоистая осадочная толща; 2 — гипс

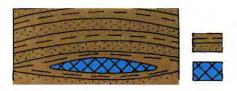


Рис. 5.40. Складка разбухания:

1 — слоистая осадочная толща, 2 — замерзшая вода (лед)

Складки выпирания. Образуются, когда в результате эрозионных процессов определенный объем пород разрушен и унесен с места своего первоначального залегания. В результате на нижележащие и окружающие породы давление уменьшается, и они приподнимаются (рис. 5.41).

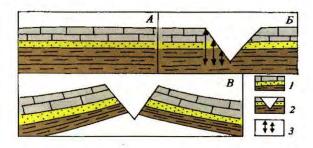


Рис. 5.41. Схема образования складок выпирания:

A— ненарушенная эрозионными процессами толща пород; B— врезанная в толщу пород речная долина; B— складка выпирания в слоистой осадочной толще. $\mathcal I$ — слоистая осадочная толща; $\mathcal I$ — речная долина; $\mathcal I$ — величина давления на породы основания речной долины

Подводно-оползневые складки. Образуются на наклонном дне водоемов, когда накопившийся на нем слой осадков под действием определенных причин (например, сейсмических толчков) сползает вниз по склону, образуя дисгармоничные складки (рис. 5.42, фото 5.12). На фотографии 5.12 показан склон оврага, сложенный флишевой толщей (аргиллиты, алевролиты, песчаники) таврической серии. Верхняя часть склона смята в складки дисгармонические, с наклонной осевой поверхностью. Нижняя часть залегает моноклинально, складки в ней отсутствуют. Наличие в верхней части толщи

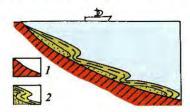


Рис. 5.42. Подводно-оползневые складки:

1 — дно осадконакопления; 2 — сползающий вниз по склону осадок

складок можно объяснить только результатом соскальзывания части осадка вниз по склону, именно за счет этого и произошло смятие. В случае тектонических причин в подобные складки была бы смята вся толща пород.



Фото 5.12. Подводно-оползневые складки в таврической серии верхней юры. Верхняя часть толщи смята в мелкие складки, в то время как в нижней части такие складки не наблюдаются, на данном участке она имеет моноклинальное залегание. Крым, Бахчисарайский р-он, с. Прохладное

Складки оседания. Они образуются, когда в нижележащих (подстилающих) породах появляются полости (карстовые пустоты, например). Над сформировавшимися пустотами вышележащие породы проседают, образуя в этом месте складки оседания (рис. 5.43). Складки оседания, образованные корой выветривания и лежащими на ней глинами оксфордского яруса верхней юры над древней карстовой полостью в доломитизированных из-



Рис. 5.43. Песчано-глинистая толща в результате ее проседания над карстовой полостью в известняках деформирована и образует синклинальную складку

вестняках мячковского горизонта среднего карбона, видны в стенке карьера стройматериалов у села Никитское (фото 5.13).



Фото 5.13. Складка оседания, образованная корой выветривания и лежащими на ней глинами оксфордского яруса верхней юры над древней карстовой полостью в доломитизированных известняках мячковского горизонта среднего карбона. Стенка карьера у села Никитское, окресности г. Домодедово Московской области

Складки гляциодислокаций. Это складчатые деформации в четвертичных породах, возникшие под напором масс льда при движении ледника (рис. 5.44, фото 5.14).

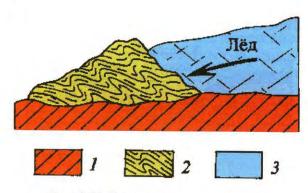


Рис. 5.44. Складки гляциодислокаций:

1— твердые породы— основание, по которому движется ледник; 2— смятые в складки мягкие (песчано-глинистые) породы; 3— лед



Фото 5.14. Складки гляциодислокаций в песчано-глинистых породах. Стенка Домодедовского карьера стройматериалов. г. Домодедово, Московская область

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Белоусов В. В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 208 с.
- 2. Белоусов В. В. Структурная геология. М.: МГУ, 1961. 207 с.
- 3. *Михайлов А. Е.* Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1984. 463 с.
- 4. Лабораторные работы по структурной геологии, геокартированию и дистанционным методам / Под ред. А. Е. Михайлова. М: Недра, 1988. 197 с.
- 5. *Бахтеев М. К.* Краткий курс лекций по структурной геологии. М.: МГГА, 1998. С. 120.
- 6. $\mathit{Muлосердова}\,\mathit{Л.\,B.}$, $\mathit{Maцерa}\,\mathit{A.\,B.}$, $\mathit{Cамсонов}\,\mathit{IO.\,B.}$ Структурная геология. М.: Нефть и газ, 2004. 537 с.
- 7. Полевая геология. Справочное руководство в 2 т. / Под ред. В. В. Лаврова, А. С. Кумпана. М.: Недра, 1989. 400 с., 455 с.
 - 8. Эз В. В. Складкообразование в земной коре. М.: Недра, 1985. 243 с.

ГЛАВА 6

РАЗРЫВЫ СО СМЕЩЕНИЕМ

Разрывы — это нарушения сплошности пород при деформирующих силах, превышающих предел их прочности. Разрывы разбивают породы на блоки. Если блоки не перемещаются относительно друг друга или смещаются на небольшие расстояния (миллиметры — несколько сантиметров), то такие разрывы называют без смещения, или трещинами (рис. 6.1 A). Если блоки смещаются относительно друг друга на значительные расстояния (метры, километры и более), то говорят о разрывах со смещением (рис. 6.1 Б). Деформации пород, сопровождающиеся нарушением их сплошности и образованием разрывов, получили название дизьюнктивных деформаций.

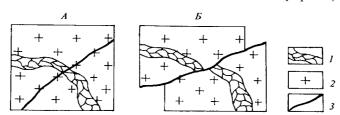


Рис. 6.1. Граниты (2) с жилой кварца (1) пересекаются разрывом (3): A — без смещения (трещиной); B — со смещением (разрывным нарушением)

6.1. ЭЛЕМЕНТЫ СТРОЕНИЯ РАЗРЫВОВ СО СМЕЩЕНИЕМ

Нарушение сплошности проявляется как в виде одной поверхности (см. рис. 6.1; фото 6.1, 6.2), так и в виде зон разной мощности, в пределах которых породы дробятся и перетираются (фото 6.3).

Для мелких разрывных нарушений с маленькой амплитудой смещения (сантиметры и несколько метров) характерны единичные поверхности смещения (см. фото 6.2), для крупных (сотни метров и более) — зоны нарушения сплошности пород (см. фото 6.3).

В любом разрывном нарушении выделяют два крыла (или два блока) и сместитель, по которому крылья (блоки) перемещаются и который может быть представлен поверхностью (рис. 6.2~A) или зоной (рис. 6.2~B).

Положение сместителя в пространстве определяется азимутом простирания, азимутом падения и углом наклона (α). При наклонной плоскости или зоне смещения выделяют висячее и лежачее крылья (блоки). Висячее крыло — то, в сторону которого наклонен сместитель (находится над ним), лежачее — то, от которого наклонен сместитель (находится под ним; см. рис. 6.2). В случае вертикального падения сместителя понятие висячего и лежачего крыльев теряет смысл.



Фото 6.1. Разрыв, смещающий дайку риолитового состава (белая полоса). Темно-серое — кристаллические сланцы



Фото 6.2. Разрывное нарушение в метаморфических породах, представленное одной поверхностью сместителя. Алданский щит



Фото 6.3. Разрывное нарушение в метаморфических породах, проявленное в виде многометровой зоны дробления и перетирания пород

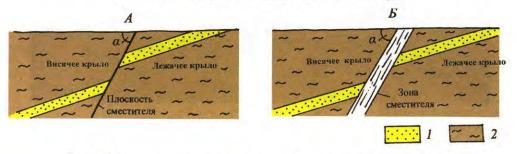


Рис. 6.2. Строение разрывных нарушений: висячее и лежачее крылья:

A — сместитель представлен плоскостью; B — сместитель представлен зоной нарушения сплошности пород; α — угол наклона сместителя. t — песчаники; t — аргиллиты

Разрывные нарушения не всегда хорошо видны на поверхности. Чаще всего это обусловлено тем, что они перекрываются рыхлыми четвертичными отложениями. Обнаружить их в этом случае на местности можно по прямым и косвенным признакам.

6.2. ПРЯМЫЕ ПРИЗНАКИ РАЗРЫВОВ СО СМЕЩЕНИЕМ

Прямые признаки — это отдельные проявления на местности разрывных нарушений, скрытых на глубине. Они часто однозначно указывают на наличие разрывных нарушений. К ним относятся следующие.

1. Резкое смещение геологических границ (рис. 6.3, фиг. 6.1) вдоль определенного направления трудно объяснить какими-либо особенностями залегания пород кроме смещения их по разрывным нарушениям.

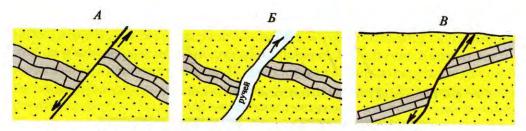
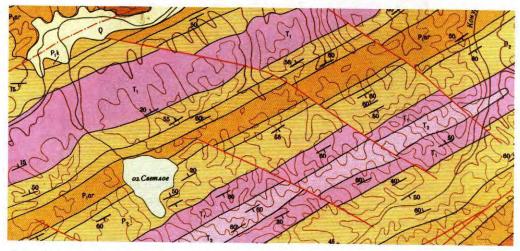


Рис. 6.3. Смещение границ пород по разрывному нарушению:

A — нарушение выходит на поверхность (план); B — нарушение скрыто руслом реки (план); B — смещение границ пород в разрезе



Фиг. 6.1. Смещение геологических границ на карте № 13. Три разрывных нарушения (в центре) показаны красными линиями. Условные обозначения см. в Приложении № 5

2. Наличие в породах зеркал и борозд скольжения, ступенчатых поверхностей (рис. 6.4, фото 6.4). Зеркала скольжения представляют собой гладкие площадки. Гладкая, иногда блестящая поверхность образуется за счет того, что поверхность сместителя покрывается тонким налетом мягких минералов (галенита, хлорита, серпентина, графита). Борозды скольжения образуются в том случае, когда на поверхность сместителя попадают зерна твердых минералов (рис. 6.4 A). В начале перемещения твердые зерна оставляют на поверхности узкие, но глубокие царапины. По мере того, как они раздавливаются, глубина царапин становится меньше, а ширина их увеличивается. По ориентировке борозд скольжения можно устанавливать относительное перемещение блоков. Если борозды имеют горизонтальное положение, то и смещение блоков происходило в горизонтальной плоскости, вертикальная ориентировка говорит о вертикальных движениях. По относительному расположению вершин и оснований борозд можно судить о том, перемещался блок вверх или вниз.



Рис. 6.4. Борозды на гладкой поверхности скольжения (A); ступенчатое строение поверхности скольжения (B)



Фото 6.4. Ступенчатое строение поверхности сместителя разрывного нарушения в метаморфических породах. Алдано-Становой щит, Восточная Сибирь

Ступенчатые поверхности сместителя часто образуются в полосчатых метаморфических породах (см. фото 6.4), так как породы, слагающие полосы, обладают разными физико-механическими свойствами.

3. Прямолинейные контакты между породами, резко отличающимися по возрасту, составу или степени метаморфизма (рис. 6.5). Стратиграфические прямолинейные в плане контакты между толщами пород встречаются редко, обычно только при вертикальном залегании. При наклонном и горизонтальном залегании на морфологию контактов влияет рельеф местности, что в итоге приводит к их криволинейным очертаниям. Протяженный прямолинейный контакт между толщами, скорее всего, указывает на его тектоническую природу. Особенно велика эта вероятность в том случае, когда между собой контактируют породы, резко отличающиеся по возрасту и степени метаморфизма.

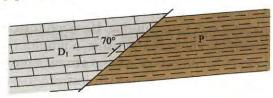
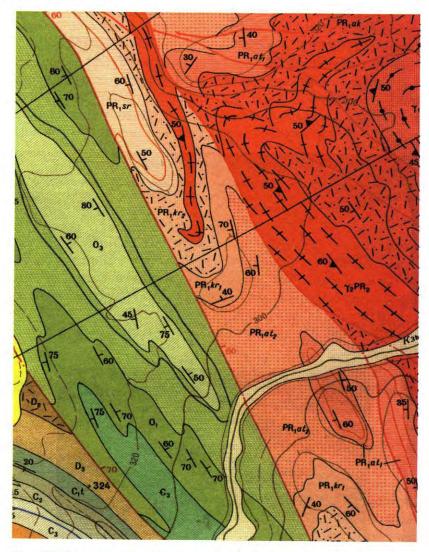


Рис. 6.5. Прямолинейный контакт между породами, резко отличающимися по возрасту (раннедевонскими известняками и пермскими аргиллитами) и составу указывает на его тектоническую природу. Породы контактируют по разрывному нарушению, падающему на северо-запад под углом 70°

На фрагменте учебной геологической карты (фиг. 6.2) показан прямолинейный контакт между осадочными неметаморфизованными породами палеозоя и метаморфическими породами раннего протерозоя. Контакт тектонический по крупному разлому. Под разломами понимают крупные разрывы со смещением протяженностью в десятки километров. Они представлены зонами дробления, катаклаза мощностью от десятков метров до нескольких километров. С точки зрения взаимоотношения пород — это пример тектонического несогласия.



Фиг. 6.2. Прямолинейный контакт по крупному разлому северо-западного простирания (красная линия в центре карты) между осадочной толщей палеозоя и метаморфическими породами раннего протерозоя. Фрагмент геологической карты № 16. Условные обозначения см. в Приложении № 7

4. Наличие тектонитов — деформированных и раздробленных пород в зонах разрывов. По размеру обломочного материала выделяют следующие их виды (рис. 6.6).

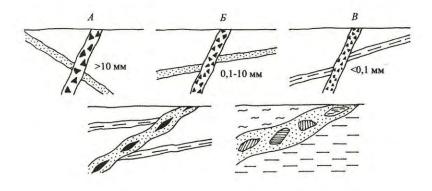


Рис. 6.6. Зоны разрывных нарушений, представленные:

A — тектоническими брекчиями; B — катаклазитами; B — милонитами; Γ — бластомилонитами; \mathcal{I} — хаотическими комплексами. На рисунке разрывное нарушение смещает слои песчаников и аргиллитов

А. Тектонические брекчии с размером обломков более 1 см, чаще всего это глыбовые брекчии. Обломки могут быть не сцементированными или сцементированы (см. рис. 6.6 A, фото 6.5). Цементом часто служит мелко раздробленный материал окружающих пород, реже продукты гидротермальной деятельности (кварц, кальцит и др.).

Б. *Катаклазиты* с размером обломков от 0,1 до 10 мм (см. рис. 6.6 B).



Фото 6.5. Тектоническая брекчия в зоне разрывного нарушения

В. *Милониты* с размером раздробленного материала менее 0,1 мм. Это может быть как рыхлая, так и сцементированная масса. Первая часто называется глинкой трения (рис. $6.6\,B$).

Степень дробления пород зависит от масштаба и вида разрывного нарушения. Для крупных нарушений характерна большая степень дробления материала. В таких зонах встречаются тектонические брекчии, катаклазиты и милониты. Наибольшая степень дробления пород присуща центральным частям зон. Для мелких разрывных нарушений больше характерны брекчии.

 Γ . *Бластомилониты* представляют наиболее древние разрывные нарушения, они образуются в метаморфических породах еще до метаморфизма в виде зон тонкоперетертых пород — милонитов. В процессе метаморфизма тонкоперетертый материал подвергается перекристаллизации с образованием основной тонкозернистой массы и крупных кристаллов — бластов, отсюда и название «бластомилонит» (рис. $6.6~\Gamma$, фото 6.6-6.8). Таким образом, наличие в метаморфических породах зон бластомилонитов указывает на разрывные нарушения дометаморфического заложения.



Фото 6.6. Разрывное нарушение, представленное бластомилонитом с обломками калишпатовых гранитов (общий вид). Бластомилонит представлен скрытокристаллической массой роговикового облика с вкрапленниками калиевого полевого шпата. Крупные блоки овальной формы в темно-серой массе бластомилонита — обломки розовых калишпатовых гранитов

В отдельных случаях процесс перекристаллизации милонита при метаморфизме приводит к образованию крупночешуйчатого биотита. В этом случае зоны древнего нарушения выполнены плотно сросшимися крупными черными листочками этого минерала. Такие образования можно назвать биотититы соответствуют бластомилонитам. Они хорошо узнаются с большого расстояния по черному цвету и линейным очертаниям.

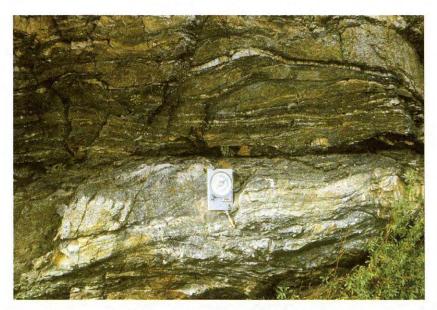


Фото 6.7. Основное тело бластомилонита, состоящее из роговиковоподобной массы и порфиробластов калиевого полевого шпата (красные пятна)



Фото 6.8. Роговиковоподобная масса — основная составляющая бластомилонита (из зоны, показанной на фото 6.6)

Д. Наличие хаотических комплексов — *микститов*. Они представляют собой образования, состоящие из основной тонкообломочной массы (тектонического или осадочного происхождения) — матрикса и обломков разного состава, размера и происхождения. Хаотические комплексы характерны для крупных разрывных нарушений — тектонических покровов. Их описание будет дано в главе 7.



Фото 6.9. Зона разрывного нарушения представлена биотититом (черная полоса в основании обнажения). Алдано-Становой щит, Восточная Сибирь

6.3. КОСВЕННЫЕ ПРИЗНАКИ РАЗРЫВОВ СО СМЕЩЕНИЕМ

К косвенным признакам относятся особенности строения и расположения геологических тел, вызванные разрывными нарушениями, не выраженными на дневной поверхности.

К таковым относят *прямолинейное расположение геологических тел*, поскольку разрывные нарушения, особенно крутопадающие, в плане имеют относительно прямолинейные очертания и отличаются повышенной проницаемостью для подземных вод и магматических расплавов. В качестве примеров можно рассматривать линейное расположение источников подземных вод; линейное расположение интрузивных тел и зон повышенного теплового потока (вулканы); линейное расположение зон высокоградиентного метаморфизма (рис. 6.7); прямолинейные участки речных долин (рис. 6.8), геофизические признаки: зоны повышенной проводимости и др. (рис. 6.9).

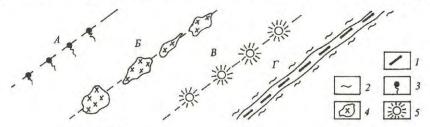


Рис. 6.7. Косвенные признаки разрывных нарушений:

A — линейное расположение источников подземных вод; B — линейное расположение интрузивных тел; B — зоны повышенного теплового потока (вулканы); Γ — линейное расположение зон высокоградиентного (быстро изменяющегося) метаморфизма. 1 — породы высоких фаций метаморфизма; 2 — породы низких фаций метаморфизма; 3 — родники; 4 — интрузивные тела; 5 — вулканы

Линейное расположение родников (выходов подземных вод на поверхность), интрузивных тел и вулканов обусловлено тем, что разрывные нарушения, особенно крупные, являются ослабленными зонами (зонами повышенной проницаемости). По этим зонам подземные воды и магматические расплавы движутся к поверхности, в результате чего образуются родники (см. рис. 6.7 A), интрузивные тела (см. рис. 6.7 B) и вулканы (см. рис. 6.7 B). Поскольку в плане очертания разрывных нарушений линейные, то и расположение вышеуказанных геологических тел тоже линейное. Линейные зоны высокоградиентного метаморфизма (см. рис. 6.7Γ) образуются, когда вдоль разрывного нарушения породы подвергаются воздействию высоких давлений и температуры за счет сил трения.

Один из косвенных признаков разрывного нарушения — *прямолинейные участки русел рек*. Прямолинейность участка русла обусловлена тем, что оно унаследует разрывные нарушения, так как воде гораздо легче разрушать породы и прокладывать себе русло по ослабленным, проницаемым зонам разрывных нарушений (см. рис. 6.8)

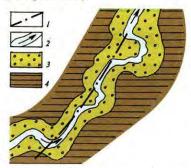


Рис. 6.8. Прямолинейные участки русла реки указывают на возможное наличие разрывного нарушения:

1- предполагаемое разрывное нарушение; 2- русло реки; 3- аллювиальные отложения; 4- коренные породы

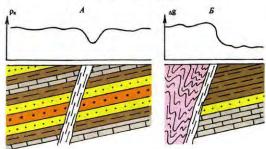


Рис. 6.9. Геофизические признаки разрывных нарушений:

A — низкое кажущееся электрическое сопротивление пород (ρ_{κ}) над зонами разрывных нарушений; B — граничащие по разлому блоки горных пород резко отличаются по значениям гравиметрического поля (Δg). На границе таких блоков образуется линейная аномалия, которая получила название гравиметрической ступени

К косвенным геофизическим признакам относятся также *особенности строения геофизических полей*, указывающие на возможное нахождение разломов. Это прежде всего геофизические аномалии, которые имеют линейный характер и указывают на неоднородность или высокую проницаемость горных пород. Над зонами разрывных нарушений отмечаются апомально низкие значения кажущегося электрического сопротивления пород, что обусловлено высокой ионной проводимостью циркулирующих по разломам подземных вод (см. рис. 6.9 *A*). По крупным (региональным) разрывным нарушениям обычно граничат блоки, отличающиеся по своему геологическому строению и, как следствие, по плотности пород. В этом случае при проведении гравиметрической съемки над зоной разлома образуется аномалия типа «гравиметрической ступени» (см. рис. 6.9 *Б*).

6.4. КЛАССИФИКАЦИЯ РАЗРЫВОВ СО СМЕЩЕНИЕМ

Разрывные нарушения классифицируются по многим признакам, в число которых входят: относительное положение крыльев разлома; положение плоскости, в которой происходит перемещение крыльев; угол наклона сместителя; взаимоотношение простирания зоны разрывного нарушения и простирания пород и др. Наиболее существенными из них являются первые два. По этим критериям выделяют следующие разрывные нарушения: сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги, раздвиги, тектонические покровы или шарьяжи, групповые разрывы (ступенчатые сбросы, грабены, горсты и др.).

6.4.1. СБРОСЫ И ВЗБРОСЫ

Под сбросами и взбросами понимают разрывные нарушения, как правило, с крутопадающей поверхностью сместителя. Относительные перемещения крыльев (блоков) при этом происходят в вертикальной или близкой к ней плоскости. Под сбросами понимают разрывные нарушения, у которых поверхность сместителя наклонена в сторону опущенного крыла (висячее крыло опущено), а под взбросом — разломы, у которых сместитель наклонен в сторону приподнятого крыла (висячее крыло приподнято).

Для определения относительного смещения крыльев разрыва и диагностики сбросов и взбросов необходимо, чтобы в разрезе были легко узнаваемые (маркирующие) породы или тела, по которым это можно установить. На рис. $6.10\,A$ разрывное нарушение рассекает толщу глин, которые полностью слагают оба крыла, и определить какое их них поднято, а какое опущено — невозможно. На рис. $6.10\,B$ в разрезе глипистой толщи находится небольшой слой песчаника. Анализируя положение слоя песчаника в обоих крыльях можно утверждать, что висячее крыло будет опущено, а лежачее — поднято.

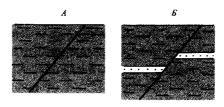


Рис. 6.10. Роль маркирующих пород в определении опущенного и поднятого крыльев:

A— по разрезу без маркирующего слоя нельзя сказать, какое крыло поднято, а какое опущено; B— маркирующий слой позволяет сказать, что висячее крыло опущено, а лежачее поднято

Сбросы — разрывные нарушения, у которых плоскость сместителя наклопена в сторону опущенного крыла. В их строении выделяют следующие элементы (рис. 6.11):

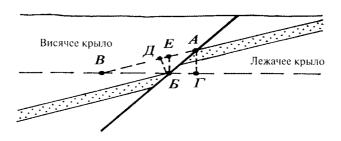


Рис. 6.11. Элементы строения сбросов:

AB — амилитуда по сместителю, $A\Gamma$ — вертикальная амилитуда, $B\Gamma$ — горизонтальная амилитуда, BA — стратиграфическая амилитуда, BE — вертикальный отход, $B\Gamma$ — горизонтальный отход. Дополнительные обозначения см. в тексте

Висячее крыло — крыло, в сторону которого наклонен сместитель.

Лежачее крыло — крыло, от которого падает сместитель. Для определения амплитуд и отходов проводятся дополнительные построения. Точки A и B — это точки кровли, по которым слой был разорван и смещен по плоскости сместителя. Если восстановить первоначальное (до разрыва) положение слоя, то эти точки совпадут. Расстояние между ними — амплитуда по сместителю. Через точку B проводим горизонтальную линию. Далее, продолжаем из точки A кровлю слоя до пересечения с горизонтальной линией и получаем отрезок AB. К нему из точки B проводим перпендикуляр BA, который будет являться стратиграфической амплитудой. Опустив из точки A на горизонтальную прямую перпендикуляр, получим отрезок $A\Gamma$ — вертикальную амплитуду. Расстояние $B\Gamma$ будет являться горизонтальной амплитудой, отрезок $B\Gamma$ — горизонтальным отходом. Вертикальный отход — расстояние BE, которое получится, если из точки B провести вертикальную линию до ее пересечения с отрезком AB.

Сбросы по амплитуде смещения делятся на малоамплитудные — до десятков метров и крупноамплитудные — более сотен метров.

По углу наклона сместителя выделяют сбросы пологие — угол наклона до 30° , крутые — от 30° до 80° и вертикальные — от 80° до 90° .

По отношению к слоистости выделяют: поперечные, продольные и диагональные сбросы (рис. 6.12).

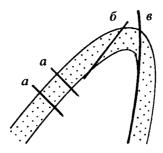


Рис. 6.12. Поперечные (a); диагональные (δ); продольные (ϵ) сбросы. Изображение складки и сбросов в плане

По направлению абсолютного перемещения крыльев выделяют сбросы: прямые и обратные, шарнирные и цилиндрические. При образовании прямых сбросов опущенное висячее крыло перемещается вниз (рис. $6.13\,a$). Обратные сбросы формируются при перемещении вверх лежачего крыла (рис. $6.13\,\delta$) При шарнирных — вертикальные перемещения блоков сопровождаются их вращением вокруг оси, перпендикулярной к поверхности сместителя (рис. $6.13\, B$, ϵ). В цилиндрических сбросах движение происходит по дуге или искривленной поверхности вокруг оси, расположенной в стороне от сместителя (рис. $6.13\, \partial$).

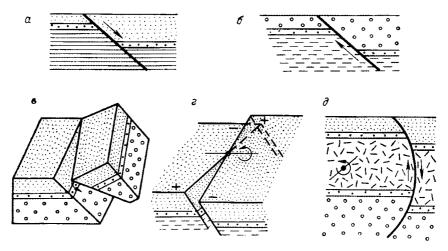


Рис. 6.13. Классификация сбросов (по А. Е. Михайлову) по направлению перемещения крыльев:

a — прямые; b — обратные; парнирные: b — с нахождением оси вращения за пределами сброса, ϵ — с нахождением оси вращения в плоскости сместителя в центре сброса; δ — цилиндрический

По соотношению падения сместителя и окружающих пород сбросы делят на согласные и несогласные (рис. 6.14).

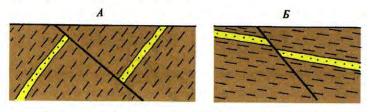


Рис. 6.14. Сбросы несогласные (A) и согласные (B)

По взаимному расположению в плане различают параллельные, радиальные (рис. 6.15) и перистые сбросы. В первых поверхности сместителей в плане и в разрезе параллельны, и смещение нередко носит ступенчатый характер. Радиальные сбросы расходятся из одной точки или определенного участка по радиусам. Перистые сбросы образуют ветвящуюся сеть, в которой выделяют основной, наиболее крупный, сброс и ответвляющиеся более мелкие.

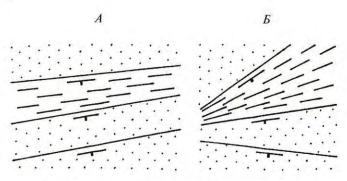


Рис. 6.15. Сбросы параллельные (A) и радиальные (B)

Крутопадающие у поверхности земли сбросы с глубиной выполаживаются и становятся субгоризонтальными. Такие сбросы называют листрическими. Угол наклона сместителя может быть непостоянным и меняться по падению сброса. В этом случае пологие участки сброса называют «флэт», а крутые — «рамп» (рис. 6.16).

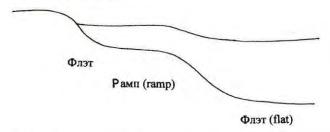


Рис. 6.16. Меняющийся по падению угол наклона сместителя сброса

По отношению к процессу осадконакопления сбросы делят на конседиментационные и постседиментационные (рис. 6.17). Конседиментационные или растущие сбросы возникают и развиваются параллельно с осадконакоплением. В них на поднятых блоках мощности пород сокращены и отдельные стратиграфические подразделения выпадают из разреза (рис. 6.17 *A*). На опущенных блоках мощности пород увеличиваются, они представлены более мелкозернистыми глубоководными разностями, наблюдаются полные стратиграфические разрезы. В постседиментационных (наложенных) сбросах мощность пород и их состав в обоих блоках одинаковые (рис. 6.17 *Б*).

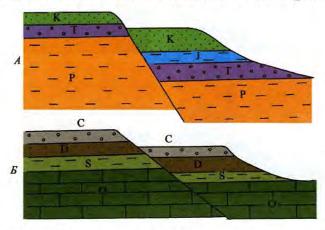


Рис. 6.17. A — консидементационный сброс с увеличенной мощностью отложений и полным стратиграфическим разрезом в опущенном блоке; B — постседиментационный сброс с одинаковой мощностью отложений и полными стратиграфическими разрезами в обоих блоках

На геологической карте сбросы диагностируются следующим образом. Направление наклона (падения) плоскости сместителя можно узнать по изгибу ее линии в плане (как в случае наклонного залегания слоев).

Изогнутость линии разрыва в речной долине указывает в сторону его падения, на водоразделе угол изгиба указывает направление восстания. Если линия разрыва прямолинейная и не изгибается на водоразделах и в речных долинах, то нарушение вертикальное. Определив направление падения плоскости сместителя, необходимо установить, какой блок опущен, какой поднят. Для этого на геологической карте анализируют возраст пород по обе стороны от плоскости сместителя. В опущенном блоке будут присутствовать более молодые породы , а в приподнятом — более древние. Это объясняется тем, что приподнятый блок подвергается эрозии, в результате которой в его пределах молодые отложения разрушаются и обнажаются более древние породы. В опущенном блоке, наоборот, накапливаются молодые отложения.

Сбросы образуются преимущественно в условиях растяжения земной коры. Модель их формирования приведена на рис. 6.18. В начале накапливается толща пород (A), которая затем испытывает деформации, в том числе

и разрывные (E). В опущенном блоке продолжается процесс осадконакопления, в то время как в поднятом преобладают процессы денудации (E). В итоге в поднятом (лежачем) блоке сохраняются только древние породы — девонского возраста, а в опущенном (висячем) — молодые пермского возраста (Γ).

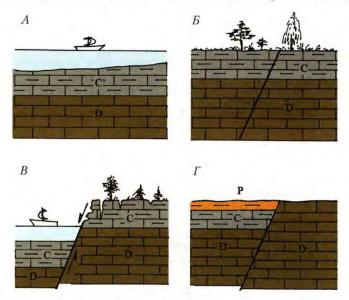


Рис. 6.18. Стадии образования сбросов: накопление пород (A); нарушение сплошности пород (B); перемещение блоков и образование сброса (B); современный вид сброса, образовавшегося в карбоне (Γ)

Взбросы — это разрывные нарушения, сместитель которых наклонен в сторону приподнятого крыла. Они имеют элементы строения, аналогичные сбросам, которые показаны на рисунке 6.18. Классификация взбросов аналогична классификации сбросов. На рисунке 6.19 показаны элементы строения взбросов.

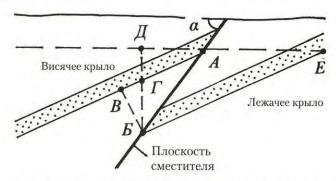


Рис. 6.19. Элементы строения взбросов (по аналогии со сбросами):

AB— амплитуда по сместителю; BB— стратиграфическая амплитуда; $B\mathcal{I}$ — вертикальная амплитуда; $A\mathcal{I}$ — горизонтальная амплитуда; $\mathcal{I}E$ — горизонтальный отход; $B\Gamma$ — вертикальный отход; α — угол наклона сместителя

Если сбросы — результат растягивающих напряжений, то взбросы — результат сжимающих напряжений. Механизм образования взбросов представлен на рисунке 6.20. В начале накапливается толща пород (A), которая затем испытывает деформации, в том числе и разрывы взбросового типа (B). Как и в случае сбросов в опущенном крыле продолжаются процессы осадконакопления, в то время как в поднятом преобладают процессы денудации (B). После выравнивания территории в результате эрозионных процессов в поднятом крыле, который является висячим, сохраняются только древние породы (девонского возраста), а в опущенном — лежачем крыле обнажаются молодые породы (пермского возраста; Γ).

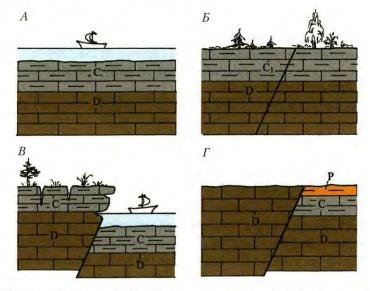


Рис. 6.20. Стадии образования вбросов: накопление пород (A); нарушение сплошности пород (B); перемещение крыльев и образование взброса (B); современный вид вброса (Γ)

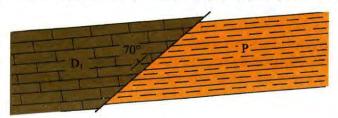


Рис. 6.21. Взброс, в приподнятом (висячем) крыле которого присутствуют отложения раннедевонского возраста, а в опущенном (лежачем) — пермского возраста. План

На рисунке 6.21 показан взброс в плане. Висячим блоком будет западный, так как под него наклонена плоскость сместителя (под углом 70°), а лежачим — восточный (от него падает плоскость сместителя). В приподнятом блоке обнажаются более древние породы(раннедевонские), чем в лежачем (пермские). Поэтому разрывное нарушение представляет собой взброс.

Классификация взбросов аналогична классификации сбросов. Они по амплитуде смещения делятся на малоамплитудные — до десятков метров и круппоамплитудные — более сотен метров.

По углу наклона плоскости сместителя выделяют взбросы пологие — угол наклона до 30° , крутые — от 30° до 80° , вертикальные — от 80° до 90° .

По отношению к слоистости выделяют: поперечные, продольные и диагональные взбросы.

По направлению перемещения крыльев они бывают прямые, обратные, шарнирные, цилиндрические. При образовании прямых взбросов поднятый висячий блок перемещается вверх. Обратные формируются при перемещении вниз лежачего блока. При шарнирных взбросах вертикальные перемещения блоков сопровождаются их вращением относительно оси, перпендикулярной плоскости сместителя. В цилиндрических движение происходит по дуге или искривленной поверхности вокруг оси, расположенной в стороне от сместителя.

По соотношению падения сместителя и окружающих пород взбросы делят на согласные и несогласные.

По отношению к процессу осадконакопления — на конседиментационные и постседиментационные.

6.4.2. ГОРСТЫ, ГРАБЕНЫ, СТУПЕНЧАТЫЕ СБРОСЫ

Разрывные нарушения сбросового и взбросового типов могут встречаться не только по одиночке, но и группами. В этом случае есть несколько сместителей, которые разбивают горную породу на отдельные блоки, смещенные относительно друг друга, образуя грабены и горсты.

Ступенчатые сбросы представляют собой сочетание отдельных сбросов. Молодые ступенчатые сбросы могут образовывать уступы в рельефе и напоминают лестничные ступеньки (рис. 6.22). Древние ступенчатые взбросы в результате денудационных процессов не выражены в рельефе. Выполаживающиеся на глубине сбросы называют листрическими, глубина их проникновения составляет километры.

Грабены — это линейные в плане структуры, образованные системой разрывных нарушений, у которых центральный блок опущен (рис. 6.23). Они могут быть образованы системами взбросов и сбросов. Грабены по протяженности могут достигать тысячи и более километров при ширине от десятков до нескольких сотен километров.

Различают простые и сложные грабены. Первые образуются двумя разрывными нарушениями, а вторые — большим количеством нарушений.

По времени образования грабены бывают наложенными (постседиментационными) или развивающимися параллельно с осадконакоплением (конседиментационные). Грабены первого типа накладываются на ранее сформированные структуры и могут возникать значительно позже процессов осадконакопления. В них мощности пород в центральных и периферических блоках одинаковы, при этом нет различий в составе и фациях пород.

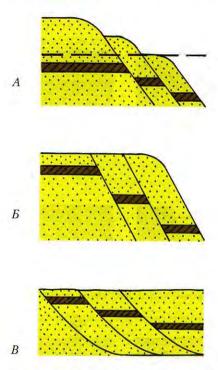


Рис. 6.22. Ступенчатые сбросы: молодые, выраженные в рельефе (A); древние, не проявленные в рельефе (B); листрические (B)

Системы грабенов регионального или планетарного масштабов, в которых проявлен магматизм, получили название рифтов. Выделяют океанические рифты, совпадающие с осевыми частями СОХ (срединно-океанических хребтов). Континентальные рифты располагаются на континентах. К этому типу относятся: Байкальский, протяженностью более 700 км, Восточно-Африканский рифт, протяженностью в несколько тысяч км, Рейнский грабен, к которому приурочена долина реки Рейн. Вертикальная амплитуда последнего составляет 1,5 км.

Механизм образования грабенов показан на рис. 6.23. В начале закладываются разрывные нарушения, по которым центральный блок опускается и становится дном бассейна осадконакопления. В его пределах накапливаются молодые осадки, в то время как в соседних блоках (плечах грабена), наоборот, идет разрушение пород и обнажаются все более древние породы.

Грабены могут образовываться как системой сбросов, так и системой взбросов (рис. 6.24). В плане (на геологической карте) грабены узнаются по более молодому возрасту пород в центральном блоке. На рисунке 6.25 центральная часть грабена сложена породами пермского возраста, в то время как на его плечах обнажаются более древние породы каменноугольного возраста.

Специфическим видом грабенов являются односторонние грабены или полуграбены (рис. 6.26). Они образуются, когда разрывы наклонены в одну сторону.

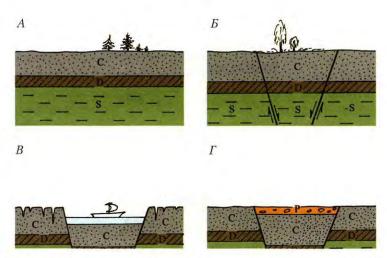


Рис. 6.23. Стадии образования грабена: накопление слоистой толщи (A), образование плоскостей сместителя (B), опускание центрального блока (B), накопление осадков в центральном опущенном блоке и денудация пород в соседних блоках (Γ)

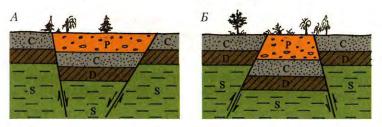


Рис. 6.24. Грабены двух видов: ограниченные сбросами (А) и взбросами (Б)

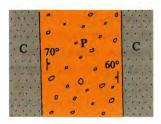


Рис. 6.25. Грабен в плане. Центральный блок опущен, так как в его пределах обнажаются более молодые породы (пермского (Р) возраста), а плечи приподняты, так как сложены более древними отложениями (каменноугольного (С) возраста). Образован грабен системой сбросов, так как опущенный центральный блок является висячим, под него падают разрывные нарушения (на это указывают элементы падения разрывов)

Возникновение грабенов связывают с растяжением отдельных участков земной коры и последующим оседанием их центральных частей. Так образуются грабены в сводах куполов и антиклинальных складок, затухающих обычно на глубине. Отдельные структурные элементы групповой системы нарушений показаны на рисунке 6.27. Листрические разломы — это выполаживающиеся на глубину разрывы, детачмент — пологий сброс, ограничивающий

сбросовую систему снизу. Детачмент еще называют региональным базальным срывом или региональным горизонтом скольжения.

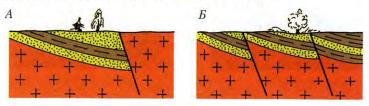


Рис. 6.26. Односторонние грабены, образованные как одним сместителем (A), так и группой сместителей (B)

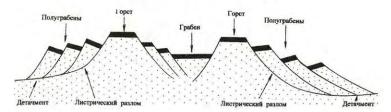


Рис. 6.27. Структурные элементы сбросовых систем (Twiss, Moores, 1992)

Горсты — линейные в плане структуры, образованные системами разрывных нарушений, у которых центральный блок приподнят. Механизм их формирования показан на рисунке 6.28, где даны стадии от накопления слоистой толщи до образования горста и выравнивания поверхности над ним. Горсты распознаются на геологических картах по наличию группы параллельных или субпараллельных нарушений, в пределах которых центральный блок будет представлен более древними породами, нежели переферийные (рис. 6.29). Горсты, как и грабены, могут быть образованы как системой взбросов, так и сбросов (рис. 6.30).

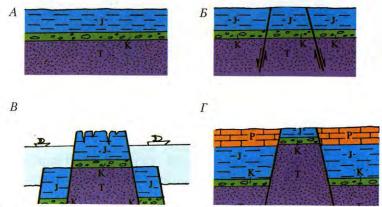


Рис. 6.28. Стадии формирования горста: накопление слоистой толщи (A); заложение поверхностей сместителя (B); поднятие центрального блока (B); выравнивание поверхности, денудация центрального блока и накопление слоев более молодых пород по периферии (Γ)

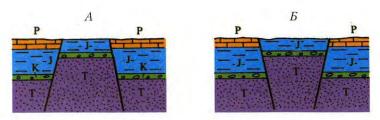


Рис. 6.29. Горсты, образованные системой сбросов (A) и взбросов (B)

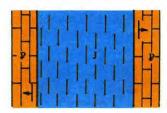
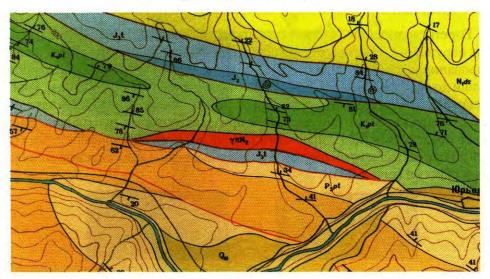


Рис. 6.30. Горст, образованный системой сбросов в плане. Центральный блок горста сложен более древними отложениями (юрской системы) по сравнению с плечами (отложения палеогена)



Фиг. 6.3. Фрагмент учебной геологической карты № 23. В центральной части изображен горст, центральный блок которого представлен породами юрского и мелового возраста, а боковые — породами неогена и палеогена. Условные обозначения см. в Приложении № 10

На фиг. 6.3 показан фрагмент учебной геологической карты. В ее центральной части находится горст, образованный системой разрывных нарушений северо-западного простирания. Центральный блок горста сложен более древними породами (юрской и меловой систем) по сравнению с его плечами (отложения палеогена и неогена). Разрывные нарушения, ограничивающие центральный блок с юга, имеют северо-восточное крутое падение, о чем свидетельствуют направления изгиба нарушений в долинах рек. Поскольку

изгиб небольшой (угол приближается к 180°), то угол падения нарушения близок к вертикальному. Таким образом, южные разрывы наклонены в сторону приподнятого блока и являются взбросами. Два северных нарушения не изгибаются в долинах рек и на водоразделах, поэтому они, скорее всего, вертикальные и к ним понятие взбросов и сбросов неприменимо. В пределах горста проявлен магматизм (находится интрузивное тело порфировидных гранитов), что свидетельствует о его большой глубине развития.

Горсты, так же как и грабены, делятся на простые и сложные, они образуются как одновременно с осадконакоплением, так и позже, накладываясь на уже сформированные структуры.

Сочетание разрывных нарушений со складчатыми деформациями приводит к образованию грабен-синклиналей и горст-антиклиналей. Особенности этих структур состоят в том, что в пределах грабена, породы смяты в крупную синклинальную складку, осложненную более мелкой складчатостью. В случае горст-антиклинали породы центральной части горста смяты в крупную антиклинальную складку, осложненную более мелкой складчатостью.

6.4.3. РАЗДВИГИ

Раздвиги представляют собой разрывные нарушения, у которых перемещение блоков происходит в направлении, перпендикулярном плоскости отрыва, т. е. в горизонтальной плоскости (рис. $6.31\ A_1$). При дальнейшем раздвижении стенки разрыва расходятся, и образуется зияющая трещина, пропасть, что можно иногда наблюдать сразу после землетрясений. Зияющие полости часто заполняются поднимающимся с глубины магматическими расплавами с образованием даек — плитообразных магматических тел (рис. $6.31\ A_2$). В ряде случаев неглубокие раздвиги заполняются сверху обломочным материалом (рис. $6.31A_3$). Такие образования называют кластическими дайками, в отличие от даек магматических пород.

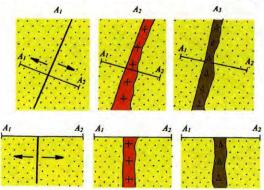


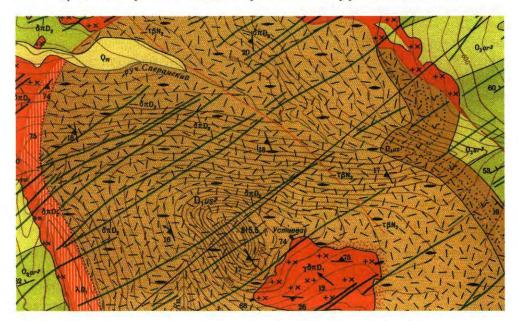
Рис. 6.31. Раздвиги:

 A_1 — начало образования раздвига (возникновение разлома); A_2 — раздвиг, «залеченный» магматической дайкой; A_3 — раздвиг, «залеченный» кластической дайкой. Вверху показаны планы с линиями разрезов, внизу — разрезы к ним

Если существовал не один раздвиг, а целая их система, то мы увидим дайковый пояс — систему сближенных даек (фиг. 6.4, фото 6.10). По суммарной мощности даек можно рассчитать суммарную амплитуду раздвига. Наиболее крупными раздвигами являются: раздвиг Красного моря, по которому расходятся Африканская и Аравийская плиты и раздвиг в Южной Африке, к которому приурочена Великая Дайка Замбези (амплитуда до 13 км).



Фото 6.10. Серия даек базальтового состава (серое) в гнейсах (светлое) приурочена к древней зоне растяжения в докембрийском метаморфическом комплексе



Фиг. 6.4. Фрагмент учебной геологической карты № 25. Дайковый пояс (зеленые линии на карте) приурочен к зоне растяжения в вулканической толще (коричневое). Условные обозначения см. в Приложении № 12

6.4.4. СДВИГИ

Сдвигами называются разрывы, смещения по которым происходят в горизонтальном направлении, по простиранию сместителя (рис. 6.32). Сместитель у сдвигов может быть представлен как одной плоскостью, так и сдвиговой зоной, состоящей из системы сближенных плоскостей.

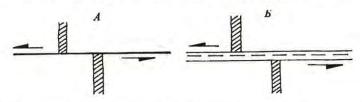


Рис. 6.32. Сдвиги, сместитель которых представлен: A — одной поверхностью; \mathcal{B} — сдвиговой зоной, состоящей из системы сближенных поверхностей

При диагностике сдвигов необходимо учитывать, что просто смещение геологических границ вдоль линии разрывного нарушения на карте еще далеко не является признаком сдвига. Дело в том, что если слой залегает наклонно, то при его смещении в вертикальном направлении проекция его точек на горизонтальную плоскость (т. е. на карту) тоже сместится, и на карте это смещение можно принять за сдвиг. Однозначно можно говорить о сдвиге только в том случае, если вдоль нарушения в плане происходит смещение границ вертикально залегающего тела. В этом случае проекции точек на горизонтальную плоскость при перемещениях в вертикальном направлении не смещаются. Геологические границы будут смещаться только при перемещениях в горизонтальном направлении. К числу часто встречающихся вертикальных или субвертикальных геологических объектов относятся осевые поверхности складок, которые при пересечении с поверхностью рельефа образуют оси, контакты интрузивных тел (рис. 6.33, фиг. 6.5).

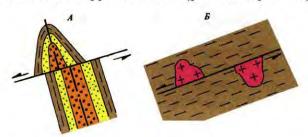


Рис. 6.33. Признаки сдвигов: смещение оси складки (A); смещение частей интрузивного тела (C)

Если смещение тела произошло по сдвигу, то при мысленной реконструкции первоначального положения блоков геологические границы тела должны совпасть по обе стороны плоскости сместителя. Так, при движении северного блока на юго-восток (см. фиг. 6.5) границы слоев синклинальной складки должны совпасть, как это было до сдвига. Если этого не происходит,

то мы имеем дело либо не со сдвигом, либо со сложным сдвигом, когда блоки перемещались не только в горизонтальной, но и в вертикальной плоскости.



Фиг. 6.5. Фрагмент учебной геологической карты № 20. Смещение по сдвигу оси синклинальной складки. Условные обозначения см. в Приложении № 9

В строении сдвигов выделяют блоки; сместитель, положение которого определяется азимутом простирания, азимутом падения и углом падения, и амплитуду смещения. По отношению к простиранию нарушенных пород сдвиги бывают: продольные, диагональные, поперечные (рис. 6.34).

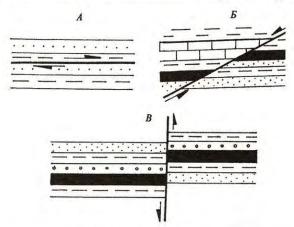


Рис. 6.34. Классификация сдвигов по отношению к простиранию нарушенных пород: продольные (A); диагональные (B); поперечные (B)

По углу наклона сместителя сдвиги делятся на горизонтальные (угол наклона от 0 до 10°), пологие (угол наклона от 10° до 45°), крутые (угол наклона от 45° до 80°), вертикальные (угол наклона от 80° до 90°)

В зависимости от направления перемещения крыльев сдвиги бывают левые и правые (рис. 6.35). Определяется вид сдвига следующим образом. Наблюдатель мысленно становится на смещаемую линию (кровлю или подошву слоя) лицом к плоскости сместителя и смотрит, в каком от него направлении сместилась данная граница по другую сторону разрыва. Если влево — то это будет левый сдвиг, если вправо — то правый сдвиг.

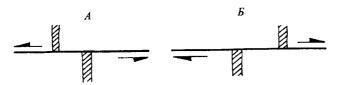


Рис. 6.35. Сдвиги: A — левый (левосторонний); B — правый (правосторонний)

Сдвиги бывают протяженные и короткие. У последних сместитель имеет прямолинейные очертания, у первых — как прямолинейные участки, так и изгибы. Изгибы подразделяются на свободные (рис. 6.36) и ограничивающие (рис. 6.37).



Рис. 6.36. Правосторонний сдвиг со свободным изгибом (по А. В. Прокопьеву, В. Ю. Фридовскому, В. В. Гайдуку)



Рис. 6.37. Правосторонний сдвиг с ограничивающим изгибом (по А. В. Прокопьеву, В. Ю. Фридовскому, В. В. Гайдуку)

Как следует из рисунков, на ограничивающих изгибах будет происходить сжатие, а на свободных — растяжение.

Для чистых сдвигов отклонение направления перемещения блоков от горизонтального не должно превышать 10°. В противном случае нарушения относят к сбросо-сдвигам или к взбросо-сдвигам. При образовании таких структур дополнительное боковое растяжение называется транстенсией, а образовавшиеся структуры — транстенсионными. Дополнительное боковое сжатие называется транспрессией, а образовавшиеся при этом структуры — транспрессионными.

В пределах сдвиговой зоны развиваются более мелкие разрывы, которые пересекаясь образуют блоки, похожие на ромбы, ограничивающиеся плоскостями главного сдвига. Внутренняя структура таких ромбов представляет серию блоков, разделенных второстепенными сдвигами. Такие ромбовидные

образования получили название дуплексов (см. рис. 6.36, 6.37). По А. В. Прокопьеву, В. Ю. Фридовскому, В. В. Гайдуку, присдвиговым дуплексом называется тектоническая структура, обычно ограниченная двумя главными, круто ориептированными сдвиговыми зонами. Между этими зонами располагаются более мелкомасштабные, располагающиеся кулисообразно сдвиги, имеющие, как правило, комбинированную сдвигово-взбросовую (транспрессивный дуплекс сжатия) или сдвиго-сбросовую (транстенсивный дуплекс растяжения) кинематику.

Дуплекс сжатия представляет собой горстообразное поднятие, каждый блок которого ограничен взбросом или надвигом со сдвиговой составляющей (рис. 6.38 A). Дуплекс растяжения представляет собой грабенообразное опускание или провал, каждый блок которого ограничен сбросом со сдвиговой компонентой. Такие структуры присдвигового опускания получили название пулл-апарт (рис. 6.38 Б).

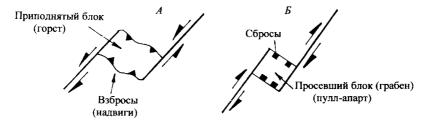


Рис. 6.38. Структуры сжатия (A) и растяжения (B) в зоне сдвига (по А. В. Прокопьеву, В. Ю. Фридовскому, В. В. Гайдуку)

Примером крупных сдвигов являются трансформные разломы, по которым смещаются фрагменты срединно-океанических хребтов. Правосторонним сдвигом является Командорский разлом, по которому скорость перемещения блоков составляет 1,5 см/год. Правосторонним сдвигом является и разлом Сан-Андреас с суммарной амплитудой около 580 км.

6.4.5. НАДВИГИ

Разрывы взбросового типа, возникающие одновременно со складчатостью или накладывающиеся на складчатые структуры, называются надвигами (рис. 6.39). Они развиваются в сильно сжатых наклонных или опрокинутых складках (рис. 6.39 II), возникают в замках и ориентированы параллельно осевым поверхностям складок (рис. 6.39 III). Отдельные надвиги могут объединяться, охватывая две и более складок. В складчатых комплексах, опрокинутых в одну сторону, развиваются параллельные надвиги, создавая чешуйчатую структуру. Амплитуды смещения по ним редко превышают сотни метров. По наклону поверхности разрыва выделяют: крутые надвиги (угол наклона более 45°), пологие (угол наклона менее 45°), горизонтальные — с субгоризонтальной поверхностью и ныряющие — с изогнутой поверхностью разрыва, меняющей на отдельных участках падение на противоположное.

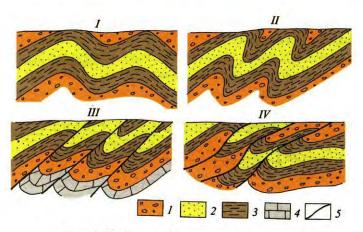


Рис. 6.39. Стадии формирования надвига:

I- складчатые деформации с образованием прямых складок; II- продолжение деформаций с образованием опрокинутых складок; III- параллельно со складчатыми деформациями образование разрывных нарушений; IV- складчатые деформации поверхностей надвигания. I- конгломераты; IV- песчаники; IV- паргиллиты; IV- известняки; IV- разрывные нарушения.

Возникшие на ранних стадиях формирования надвигов разрывы в дальнейшем могут изгибаться и искривляться (рис. 6.39 IV). Разрывы чаще всего зарождаются в замках антиклинальных складок. Надвиги нужно рассматривать в совокупности с пластическими деформациями.

От рассмотренных выше взбросов надвиги отличаются следующими особенностями.

- 1. Большей амплитудой смещения. Она составляет сотни метров.
- 2. Преимущественно пологими углами наклона сместителя. В ряде случаев угол наклона разрыва может меняться вплоть до противоположного.
- 3. В надвигах существует серия поверхностей смещения, что приводит к образованию чешуйчатой структуры. Все надвигаемые породы (весь висячий блок) разбивается на отдельные чешуи (пакет пластин подобно колоде карт).
- 4. В зонах надвигов породы сминаются в складки, осевые поверхности которых параллельны разрывам.
- 5. Надвиги часто сопровождаются образованием сдвигов. В этом случае надвиг и сдвиг представляют собой структурный парагенезис.

6.4.6. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ — ШАРЬЯЖИ

Тектонический покров, или **шарьяж,** — это горизонтальный или пологий надвиг с перемещением пород на расстояния в десятки и даже сотни километров по волнистой поверхности. От обычного надвига он отличается дальностью перемещения масс, большой мощностью двигающихся пород, значительными площадями покровообразования, сложностью строения

надвигового комплекса. Основные элементы строения тектонического покрова показаны на рисунке 6.40.

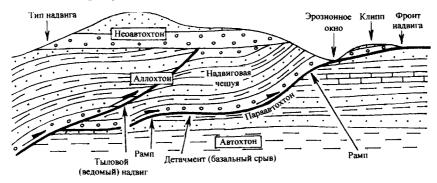


Рис. 6.40. Основные элементы строения надвига

В строении покровов выделяют два яруса. Нижний (автохтон) — представляет собой недеформированные и неперемещенные породы основания. На нем залегает верхний (аллохтон), который именуется надвиговой системой. Породы аллохтона деформированы и перемещены в пространстве. В ряде случаев после формирования надвига его породы перекрываются вновь образованной толщей, которая получила название неоавтохтона. Породы неоавтохтона никуда не перемещались, так как они образовались после надвига. Верхняя, слегка затронутая деформациями часть автохтона получила название параавтохтона.

Надвиг, ограничивающий надвиговую систему снизу, называют детачментом. В ряде случаев его называют региональным базальным срывом, базальным надвигом, региональным горизонтом скольжения. Надвиги ограничивающие надвиговые системы более низкого ранга получили название подошвенных. Во многих крупных надвигах происходит омоложение деформаций от тыловой части к фронту. Такое омоложение известно как проградация, или омоложение складчатости.

Надвиговая система состоит из серии чешуй, каждая из которых ограничивается подстилающим, или ведущим, и тыловым, или ведомым, надвигами. Поверхность надвигов неровная. Выделяют участки субпараллельные слоистости или сланцеватости пород, и относительно короткие участки, секущие слоистость или сланцеватость. Последние называют рампами.

Область, откуда начинается перемещение покрова, именуют его корнями. Фронтальная часть надвига, утратившая вследствие эрозии непосредственную связь с аллохтоном, называется экзотическим останцем, или клиппеном. Участки автохтона, вскрытые среди аллохтона в результате эрозии, получили название тектонических, или эрозионных, окон.

Надвиговую систему можно определить как серию чешуй, связанных подошвенным надвигом. Надвиговые системы делятся на два класса: чешуйчатые вееры (рис. $6.41\ A$) и дуплексы (рис. $6.41\ B$ – Γ). Вееры состоят из

серии чешуй, связанных только подошвенным надвигом (или детачментом). В чешуйчатом надвиге каждый надвиг повторяет форму и размер своего соседа, так что их пластины перекрывают друг друга. Надвиги в основании листрические, но по мере приближения к поверхности становятся круче.

Дуплексы состоят из серии чешуй, связанных подошвенным и кровлельным надвигами. Выделяют дуплексы с тыловым падением чешуй (рис. $6.41\ B$), стогообразные (рис. $6.41\ B$) и с фронтальным падением чешуй (рис. $6.41\ B$).

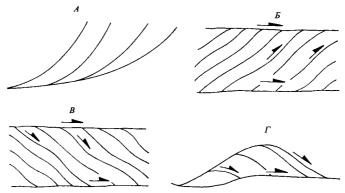
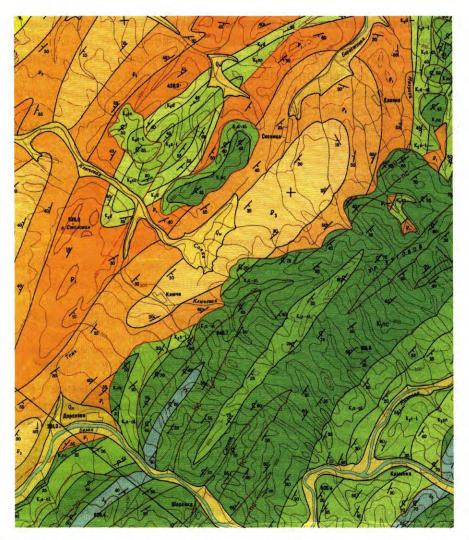


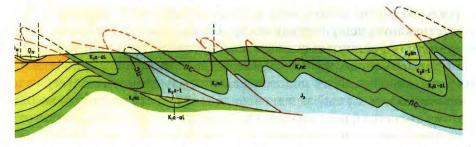
Рис. 6.41. Строение надвиговых систем: A — чешуйчатый веер; дуплексы: B — с тыловым падением чешуй; B — с фронтальным падением чешуй; Γ — стогообразный

Породы аллохтона в зоне поверхностей волочения испытывают пластические деформации, которые выражаются в образовании опрокинутых, реже лежачих складок. Причем осевые поверхности этих складок субпараллельны поверхностям волочения.

На фиг. 6.6 показан фрагмент учебной геологической карты с крупным надвигом. Автохтоном служат отложения палеогена, смятые в линейные прямые складки. На них надвинута толща мезозойских (юрско-меловых) пород, которые являются аллохтоном. Отложения последнего смяты в линейные опрокинутые складки (фиг. 6.7). Раньше, до надвига, юрско-меловые отложения были смяты так же, как и палеоген, в прямые складки (с вертикальной осевой поверхностью). Опрокидывание складок в аллохтоне связано с надвигообразованием. Как видно на разрезе (см. фиг. 6.7), аллохтон разломами делится на надвиговые пластины, которые и образуют надвиговую систему, соответствующую чешуйчатому вееру. Необходимо отметить, что осевые поверхности опрокинутых складок параллельны отдельным надвигам. На карте (фиг. 6.6) видно, что отдельные надвиги имеют извилистую в плане форму, что говорит об их пологом падении. Этот вывод подтверждается изучением разреза. Самый западный надвиг отделяет аллохтон от автохтона и поэтому является фронтальным. Он выполаживается на глубину, что указывает на его листрическую природу и ограничивает аллохтон на глубину, к нему причленяются другие надвиги, и поэтому он является детачментом (см. фиг. 6.7).



Фиг. 6.6. Фрагмент учебной геологической карты № 20, на котором изображен надвиг. Мезозойские отложения (аллохтон) надвинуты на породы палеогена (автохтон). Условные обозначения см. в Приложении № 9



Фиг. 6.7. Опрокинутые складки аллохтона, осложненные чешуйчатыми надвигами. Разрез по учебной геологической карте № 20. Условные обозначения см. в Приложении № 9

Северо-западнее основного тела надвига в области развития палеогена находятся отложения мелового возраста (изометричные в плане), ограниченные со всех сторон разрывом (фиг. 6.8). Эти меловые отложения утратили связь с телом основного надвига в результате эрозионных процессов и поэтому являются экзотическим останцем или клиппеном.



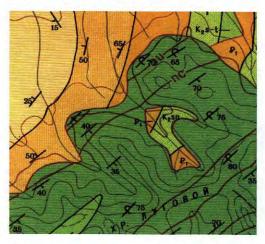
Фиг. 6.8. Фрагмент учебной геологической карты № 20, на котором изображены два экзотических останца. Они сложены породами мелового возраста, ограничены разломами (красная линия), и смяты в опрокинутые складки (значки опрокинутого залегания). Условные обозначения см. в Приложении № 9

Следует обратить внимание на то, что кроме экзотических останцев мелового возраста на фрагменте присутствуют меловые отложения, имеющие стратиграфические контакты с палеогеновыми породами (черные границы), смятые, как и палеогеновые породы, в линейные складки, без опрокинутого залегания. Данные меловые породы являются автохтоном.

Тектоническое окно — выход на поверхность пород автохтона среди отложений аллохтона в результате эрозионных процессов — показано на фиг. 6.9.

В крупных надвигах тектонические пластины имеют ширину от километров до нескольких сотен километров. В силу непостоянной мощности пластин, неоднородности слагающих их пород, разного состава автохтона, неоднородного поля напряжений, скорость движения гигантских пластин будет меняться на отдельных участках. Разная скорость движения пластины на соседних участках приведет к тому, что она (пластина) разорвется на две части по разлому. В дальнейшем перемещение двух ее участков будет происходить автономно: одна часть будет двигаться быстрее, другая — медленнее. Относительно образованного разлома одна часть пластины будет

смещаться в горизонтальной плоскости относительно другой. Такой разлом по определению называется сдвигом. Таким образом, между надвигом и сдвигом устанавливается парагенетическая связь. Примером парагенетической ассоциации надвиг-сдвиг является надвиг, изображенный на фиг. 6.10. При перемещении аллохтонных пластин по надвигам северо-восточного простирания они разбиваются на фрагменты, граничащие по сдвигам северо-западного простирания. Прямолинейность в плане сдвигов говорит о том, что плоскость их смещения субвертикальна.



Фиг. 6.9. Фрагмент учебной геологической карты № 20, на котором показано тектоническое окно. Аллохтон — сплошное поле меловых отложений, автохтон (тектоническое окно) — клювообразное тело, сложенное палеогеновыми и меловыми породами, ограниченными со всех сторон разломом (красная линия). Условные обозначения см. в Приложении № 9



Фиг. 6.10. Фрагмент учебной геологической карты № 20. Структурный парагенезис, характерный для крупных надвигов: надвиги северо-восточного простирания (извилистые красные линии) и сдвиги северо-западного простирания (прямые красные линии). Условные обозначения см. в Приложении № 9

6.4.7. ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ

Под глубинными понимают разломы, пересекающие земную кору и проникающие в мантию. Поскольку не существует прямых методов, позволяющих определить, достиг разлом мантии или нет, т. е. является глубинным или нет, то для этих целей применяются косвенные методы, к числу которых относятся следующие.

- 1. Геофизические методы, и в частности сейсмические, позволяющие определить, смещена ли в зоне разлома поверхность Мохоровичича. Смещение этой границы, разделяющей земную кору и мантию, указывает на то, что разлом достиг последней и является глубинным.
- 2. Поскольку глубинные разломы являются ослабленными зонами, проникающими в мантию, то по ним из последней могут подниматься магмы ультраосновного и основного составов, образующие интрузивные тела базит-гипербазитового состава. Таким образом, в зонах глубинных разломов могут присутствовать цепочки интрузивных тел данных составов. Примером может служить Войкаро-Сынинский разлом на Урале.
- 3. Большие вертикальные и горизонтальные амплитуды перемещения блоков по глубинным разломам приводят к тому, что они разделяют блоки с разной историей развития и разным геологическим строением.
- 4. О глубинности разломов может свидетельствовать их протяженность в плане. Проникая на глубины более 40 километров, они должны простираться на сотни километров.
- 5. Глубинные разломы в силу значительных амплитуд перемещения и длительной истории развития в подавляющем большинстве случаев представлены зонами мощностью в километры и десятки километров.

Разломы, обладающие всеми вышеизложенными признаками, можно относить к категории глубинных. Разломы, подходящие под эту категорию по одному или нескольким признакам, можно считать глубинными условно.

По степени проникновения разломов этой категории на глубину их можно разбить на следующие категории.

- 1. Коровые, достигающие поверхности Мохоровичича, смещающие ее и контролирующие размещение тел ультраосповного состава.
- 2. Мантийные, уходящие в мантию на глубины более 100 км. Они контролируют положение тел щелочного и субщелочного составов.
- 3. Астеносферные или сверхглубинные, проникающие на глубину в сотни километров. Признаками таких разломов являются глубокофокусные землетрясения. К таким зонам глубинных разломов относится зона Беньофа.

Зоны глубинных разломов характеризуются повышенным тепловым потоком, с которым связано проявление магматизма.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Белоусов В. В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 208 с.
- 2. *Белоусов В. В.* Структурная геология. М.: МГУ, 1961. 207 с.
- 3. *Михайлов А. Е.* Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1984. 463 с.
- 4. Лабораторные работы по структурной геологии, геокартированию и дистанционным методам / Под ред. А. Е. Михайлова. М.: Недра, 1988. 197 с.
- 5. *Бахтеев М. К.* Краткий курс лекций по структурной геологии. М.: МГГА, 1998. С. 120.
- 6. $\mathit{Muлосердова}\,\mathit{Л.\,B.}$, $\mathit{Maцерa}\,\mathit{A.\,B.}$, $\mathit{Caмсонов}\,\mathit{IO.\,B.}$ Структурная геология. М.: Нефть и газ, 2004. 537 с.
- 7. Полевая геология. Справочное руководство в 2 т. / Под ред. В. В. Лаврова, А. С. Кумпана. М.: Недра, 1989. 400 с., 455 с.
- 8. *Прокопьев А. В., Фридовский В. Ю., Гайдук В. В.* Разломы. Якутск: ЯФ СО РАН, 2004. 148 с.
 - 9. Хаин В. Е., Михайлов А. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 326 с.

Глава 7

ХАОТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Под хаотическими комплексами (микститами) понимают горные породы, в которых несортированные обломки и глыбы (олистолиты) или пластины (олистоплаки) погружены в тонкий, обычно однородного строения, цемент или матрикс (рис. 7.1).

В зависимости от происхождения выделяют включения:

- нативные, образованные местными породами, породами аллохтона;
- резугентные, представленные подстилающими породами;
- экзотические (эрратические), состоящие из пород, которых нет в данном районе.

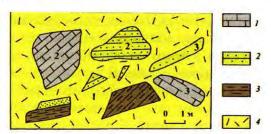


Рис. 7.1. Строение хаотических комплексов.

Цифры на рисунке: 1 — матрикс, 2 — олистолиты, 3 — олистоплаки. Краповые обозначения: 1 — известняки, 2 — песчаники, 3 — аргиллиты, 4 — матрикс

Хаотические комплексы по происхождению делят на олистостромы — комплексы субаквального осадочного происхождения и меланжи — тектонического происхождения. Значение хаотических комплексов состоит в том, что они являются индикаторами контрастных в геоморфологическом и структурном отношении тектонических зон.

Меланжи маркируют положение крупных надвигов, тектонических покровов, по которым происходило перемещение блоков горных пород. Олистостромы указывают местоположение подводных уступов и склонов, разграничивающих геодинамические разнородные бассейны осадконакопления.

7.1. ОЛИСТОСТРОМЫ

Понятие «олистострома» введено Ж. Флоренсом в 1955 г. для обозначения хаотических гетерогенных отложений. Впервые олистострома была выделена на Сицилии. Подобные образования были известны геологам давно под названиями «дикий флиш», «тиллитоиды», «экзотические утесы», «глыбовые брекчии», «горизонты с включениями», «осадочные клипы» и т. д.

Олистостромы — это микститы (хаотические комплексы), в которых чужеродные глыбы погружены в матрикс осадочного происхождения. По выражению М. Г. Леонова, олистострома — это результат быстрого поступления в бассейн осадконакопления огромных масс грубообломочного материала, который отлагался в виде обособленных линз, горизонтов глыбовых брекчий хаотического облика. С крутыми уступами связаны обвалы, с пологими склонами – явления крипа (медленного скольжения), сползания блоков и оползания пластин полуконсолидированных осадков. Олистостромы формируются ниже уровня моря и связаны с наличием на океаническом дне уступов, как тектонического, так и нетектонического происхождения. Тектонические уступы связаны с фронтальными частями надвигов. К поверхности такие надвиги подходят как крутопадающие разрывы, которые с глубиной выполаживаются. Образование олистостромов идет параллельно с осадконакоплением. Под выступом идет процесс формирования осадочного материала, часто пелитоморфного. В процессе разрушения выступа — уступа идет образование обломочного материала — глыб, которые под действием силы тяжести падают вниз, в пелитоморфный материал, и при дальнейшем осадконакоплении перекрываются им. В результате формируется так называемый дикий флиш, когда в основной пелитоморфной глинистой массе (матриксе) встречаются глыбы другого состава без всякой закономерности в размещении относительно матрикса. Крупные глыбы (более 3 м в поперечнике) получили название олистолитов, а крупные пластины — олистоплаков. Гигантские блоки, образующиеся у подножий геоморфологических и тектонических уступов, называют олистотриммами.

Некоторые исследователи предлагают различать эндоолистострому и аллоолистострому. В первую входят олистолиты из того же комплекса отложений, которые вмещают и олистострому. Вторые содержат также материал, привнесенный из других областей седиментации (рис. 7.2).

По морфологическим особенностям выделяют два типа олистостром: с нестратифицированным матриксом и со стратифицированным матриксом. Первый тип образует строго ограниченные в пространстве линзы, прослои, горизонты хаотических брекчий среди вмещающих их нормальных стратифицированных отложений. Текстурные признаки в виде нормально-стратифицированной слоистости отсутствуют. Второй тип характеризуется тем, что чужеродные включения погружены непосредственно в нормально-слоистые

вмещающие отложения. Он не образует четко выраженных самостоятельных геологических тел (рис. 7.3).

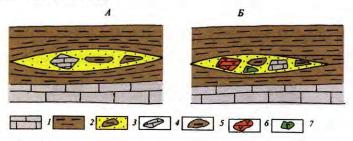


Рис. 7.2. Виды олистостром по составу обломочного материала:

A — эндоолистострома (обломки по составу аналогичны окружающим породам); E — аллоолистострома (присутствуют обломки, состав которых отличен от окружающих пород). Условные обозначения: 1 — известняки; 2 — аргиллиты; 3 — олистострома; 4 — обломки известняков; 5 — обломки аргиллитов; 6 — обломки вулканических пород; 7 — обломки интрузивных пород

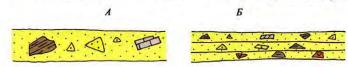


Рис. 7.3. Типы олистостром по морфологическим особенностям: A-c нестратифицированным матриксом; E-c0 стратифицированным матриксом

Залегание олистостромовых тел конформно бассейну осадконакопления. Их границы с вмещающими отложениями резкие. Они имеют форму линз (двояковыпуклых, плосковыпуклых, обращенных выпуклостью вверх), слоев, горизонтов. Площадь олистостромовых тел может достигать нескольких сот квадратных километров при мощности в сотни метров.

Олистостромы известны во многих регионах мира и характеризуются следующими общими признаками.

- 1. Хаотичностью внутреннего строения: отсутствием осадочных текстур и структур, слоистости и стратификации, незакономерное распределение олистолитов, непостоянное соотношение последних с матриксом.
- 2. Матриксом осадочного происхождения.
- 3. Большим количеством грубокластического материала и разнообразием его размеров (от песчинок до кубических километров).
- 4. Неокатанностью как олистолитов, так и обломков матрикса.
- 5. Обычно гетерогенным составом кластического материала.
- 6. Разновозрастностью олистолитов и вмещающих пород.

В составе олистостром выделяют собственно гравитационные и тектоногравитационные олистостромы. Последние образуются в тыловых и фронтальных частях надвигов. Роль тектоники здесь сводится к образованию крутых уступов и сейсмогенному фактору обрушения пород, перемещение же обломков по склону происходит за счет гравитационных сил.

7.1.1. ГРАВИТАЦИОННЫЕ ОЛИСТОСТРОМЫ

При образовании гравитационных олистостром роль тектонического фактора ничтожна. Обломочный материал образуется и накапливается за счет обвально-оползневых процессов на склонах континентальных окраин (рис. 7.4).

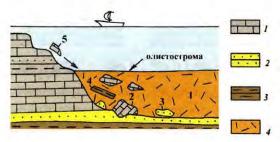


Рис. 7.4. Образование гравитационной олистостромы:

1 — матрикс; 2 — олистотриммы; 3 — олистолиты; 4 — олистоплаки; 5 — отрывающиеся со склона обломки пород. Краповые условные обозначения: 1 — известняки; 2 — песчаники; 3 — аргиллиты; 4 — матрикс осадочного происхождения

Протяженность олистостром десятки и сотни метров, мощность составляет до десятков метров. Включения представлены обломками разных пород с размерами от 2-3 см до 1-2 м. Часть обломков — известняки и кремни несут следы окатанности. Количество обломков от 10 до 40 %.

Для гравитационных олистостром характерны следующие признаки.

- 1. Отсутствие причинно-следственной связи с покровообразованием.
- 2. Глыбы слабо брекчированные. Как правило, это блоки монолиты.
- 3. Такого вида олистостромы не образуют закономерного обогащения глыбами определенных стратиграфических горизонтов.
- 4. Глыбы обычно неправильной формы, дискордантные относительно матричной структуры.
- Имеют место стратиграфические контакты олистостром с перекрывающими отложениями.
- 6. Присутствуют следы выпахивания в подошве олистострома.
- 7. Наличие глыб того же возраста, что и матрикс, но формировавшихся в иной седиментологической обстановке.

7.1.2. ТЕКТОНО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ ОЛИСТОСТРОМЫ

Для тектоно-гравитационных олистостром характерна четкая приуроченность к тектоническим надвигам и покровам, за счет разрушения которых они и формируются (рис. 7.5). Выделяют фронтальные и тыловые виды. Материал включений в олистостромовых телах, как правило, состоит из аллохтона, у фронта которого они накапливаются.

Тектоно-гравитационные олистостромы приурочены к определенным временным интервалам, в течение которых установлены крупные покровные

перемещения различных структурно-вещественных комплексов. Олистостромовые комплексы часто перекрыты тектоническими покровами и проработаны тектонически (в них с наибольшей вероятностью присутствует динамически обработанный материал — обжатые, сглаженные, штрихованные, сплющенные обломки). Олистостромовые комплексы имеют прямую связь с покровными пластинами и непосредственные переходы с ними.

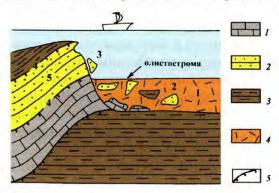


Рис. 7.5. Образование тектоно-гравитационной олистостромы:

1 — матрикс; 2 — олистолиты; 3 — срывающиеся со склона (фронт надвига) обломки пород. Краповые условные обозначения: 1 — известняки; 2 — песчаники; 3 — аргиллиты; 4 — матрикс осадочного происхождения; 5 — поверхности надвигов

Ниже перечислены характерные особенности тектоно-гравитационных олистостром.

- 1. Стратиграфические контакты олистостромов с вышележащими и подстилающими толщами, так как олистостромовый горизонт формируется в строгой временной последовательности относительно нижележащих и вышележащих отложений.
- 2. Матрикс имеет осадочный состав: глины, алевролиты, присутствует фауна.
- 3. Включения (обломки) нативные и резугентные, т. е. породы преимущественно местные, что указывает на небольшие перемещения обломочного материала. Экзотические глыбы встречаются крайне редко.

7.2. ТЕКТОНИЧЕСКИЙ МЕЛАНЖ

Главное отличие тектонического меланжа от олистостром заключается в том, что в нем матрикс всегда тектонизирован. В меланже чужеродные глыбы и блоки погружены в матрикс тектонического происхождения. Он представляет собой тектонит, образованный за счет тектонической переработки одного или нескольких типов пород осадочного, метаморфического или магматического происхождения.

Меланжи делят по составу матрикса (на терригенный, серпентинитовый, гипсо-карбонатный) и по составу глыб (на мономиктовый и полимиктовый).

7.2.1. ТЕРРИГЕННЫЙ МОНОМИКТОВЫЙ МЕЛАНЖ

Сложен матричным тектонитом по высокопластичным, преимущественно глинистым породам, составляющим значительную часть разреза. Более компетентные грубообломочные разности (песчаники, гравелиты, конгломераты), обычно наблюдаются в виде включений в этом матриксе. Размер включений и их состав очень разнообразны. Мелкие обломки размером от нескольких до десятков сантиметров тектонизированы и представлены округлой, шаровидной, караваеобразной, лепешкообразной формой. Крупные обломки достигают десятков и даже сотен метров, они нетектонизированы. Степень насыщенности меланжа обломками разная, от очень частого до редкого расположения.

Таким образом, особенностью строения терригенных мономиктовых меланжей является то, что они развиваются в подошвах или внутри мощных терригенных комплексов, имеющих в своем составе достаточно большое количество высокопластичных глинистых пород и испытавших расчешуивание в процессе формирования покровно-складчатых сооружений. Характерной чертой их является существенная мономиктовость и значительное количество нетектонизированных участков.

7.2.2. ТЕРРИГЕННЫЙ ПОЛИМИКТОВЫЙ МЕЛАНЖ

От мономиктового меланжа отличается пестрым составом пород, слагающих глыбы и включения. Включения могут быть представлены кварцитовидными и аркозовыми песчаниками, кремнями, известняками и т. д. Например, тульский меланж на Алтайском хребте. Состав тектонического матрикса в данных случаях неоднороден. Матрикс интенсивно тектонизирован и может составлять от 10 до 80 % меланжа.

7.2.3. СЕРПЕНТИНИТОВЫЙ МЕЛАНЖ

Матрикс данного меланжа представлен тектонизированными серпентинитами, местами превращенными в тонкий перетертый агрегат. Широко распространены бастит-хризолитовые разности. Исходными породами для серпентинитового матрикса были породы дунит-гарцбургитового комплекса. Тектонические включения в серпентинитах представлены обильными глыбами пород офиолитовой ассоциации: амфиболизированными габбро, пироксенитами, лерцолитами, базальтоидами, кремнями, яшмами (рис. 7.6). Форма обломков в данном меланже неправильная, округлая, овальная.

Офиолитовые ассоциации (ОФА) представляют собой фрагменты океанической коры, как правило, фанерозойского возраста, надвинутые на края континентов. Аналогии между офиолитами и океанической корой базируются

на схожести встречаемых пород и геофизических данных. В их разрезах снизу вверх выделяют (см. рис. 7.6):

- а) комплекс мантийных тектонизированных перидотитов (1- дуниты, гарцбургиты);
- б) расслоенный габброидный комплекс; (2 хромиты; 3 верлиты и клинопироксениты; 4 серые пироксениты; 5 габбро; 6 кварцевые диориты);
- в) дайковый комплекс состоящий из большого числа параллельных вложенных друг в друга полудаек; (7— параллельные дайки диабазов);
- г) базальтовый комплекс (8 брекчированные шаровые лавы, 9 шаровые лавы);
- д) осадочный комплекс (10 -осадочные породы).

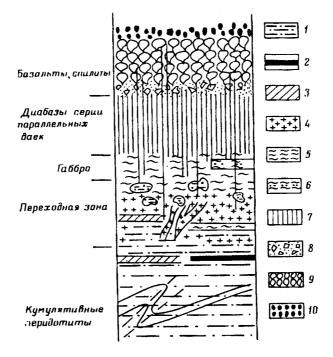


Рис. 7.6. Верхняя часть сводного разреза офиолитов, построенного по данным из трех районов Ньюфаундленда (по Д. Малиасу, Р. К. Стевенсу):

1 — дуниты и гарцбургиты; 2 — хромиты; 3 — верлиты и клинопироксениты; 4 — серые пироксениты; 5 — габбро; 6 — кварцевые диориты; 7 — параллельные дайки диабазов; 8 — брекчированные шаровые лавы; 9 — шаровые лавы; 10 — осадочные породы

Офиолитовые комплексы являются аллохтонными и располагаются внутри крупных тектонических покровов, корни которых часто не установлены. Так, для Омана перемещение офиолитовых пластин оценивается в 200 км. Типовые разрезы офиолитов описаны на Кавказе, Урале, в Греции, Италии, на Кипре, в Ньюфаундленде и др.

Серпентинитовый меланж по составу включений делят на мономиктовый (только обломки офиолитовой ассоциации) и полимиктовый — попадаются инородные глыбы, в том числе обломки известняков, сланцев, метаморфический материал (рис. 7.7).

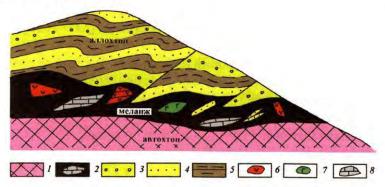


Рис. 7.7. Серпентинитовый меланж:

1 — породы автохтона (офиолитовая ассоциация), 2 — серпентинитовый меланж, 3 — гравелиты, 4 — песчаники, 5 — аргиллиты, 6 — обломки базальтоидов, 7 — обломки расслоенного комплекса, 8 — обломки известняков

Серпентинитовый меланж еще называют цветным, так как серпентинит имеет зеленый, желтовато-зеленый цвета.

7.2.4. ПОЛИМИКТОВЫЙ ГИПСО-КАРБОНАТНЫЙ МЕЛАНЖ

Матрикс такого меланжа (р. Сох, район пос. Аугул, Южный Тянь-Шань) сложен гипсо-карбонатным материалом, который интенсивно раздроблен и милонитизирован. Роль пластичной связующей массы выполняют гипс и гипсоангидрит, которые цементируют более хрупкие обломки известняков размером до 2–3 см.

Глыбы, погруженные в гипсо-карбонатный матрикс, представлены продуктами динамометаморфизма— сланцами разного состава с бластомилонитовой структурой. Породы в них интенсивно тектонизированы, широко проявлены тонкое рассланцевание, метаморфическая полосчатость и зеркала скольжения. Прослои твердых пород подроблены и будинированы. Представлены обломки разной формы, их размеры достигают 300 м.

7.2.5. ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО МЕЛАНЖА

- 1. Контакты тектонического меланжа с подстилающими и перекрывающими толщами будут тектоническими, границы проходят по поверхностям надвигания (волочения).
- 2. Матрикс имеет тектоническое происхождение. Это тектонизированные (перетертые и рассланцеванные) осадочные, магматические или метаморфические породы. В таком матриксе нет фауны.

- 3. В глыбах присутствуют породы как автохтона, так и аллохтона, причем встречаются экзотические глыбы, что указывает на значительные расстояния при транспортировке материала.
- 4. Иногда наблюдается псевдоокатанность обломочного материала. Это связано с тем, что относительно мягкий и пластичный материал при больших давлениях в зоне надвига и значительных расстояниях перемещения сглаживается, расплющивается, от чего приобретает шарообразную и сигарообразную формы.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Бахтеев М. К.* Краткий курс лекций по структурной геологии. М.: МГГА, 1998. С. 120.
- 2. Геологическое картирование хаотических комплексов / Под ред. Н. В. Межеловского. М.: Геокарт, 1992. С. 230.
- 3. Леонов М. Г. Тектоно-гравитационные микститы и формы проявления горизонтальных движений земной коры // Геотектоника. 1983. № 1. С. 14–27.

ГЛАВА 8

РАЗРЫВЫ БЕЗ СМЕЩЕНИЯ — ТРЕЩИНЫ

Под **трещинами** понимают разрывы в горных породах, которые не сопровождаются смещениями стенок относительно друг друга.

Трещины встречаются как по одиночке, так и группами (системы трещин). При этом они могут быть и параллельными и пересекаться между собой. В результате породы разбиваются ими на блоки. В природе практически во всех горных породах есть трещины.

Их изучают по следующим причинам.

- 1. Трещины часто являются вместилищем полезных ископаемых. Для правильной оценки и разведки таких месторождений, а также для их разработки необходимо выяснить, с какими типами трещин связана рудная минерализация, как эти трещины распределены по объему месторождения.
- 2. Трещины могут служить не только благоприятным фактором для образования месторождений полезных ископаемых, но и *отрицательно влиять* на ценность минерального сырья. При добыче строительных и облицовочных камней они существенно ухудшают их ценность. При большом количестве трещин, особенно разных направлений, блоки облицовочных пород при распиле могут рассыпаться на отдельные обломки и такой материал становится непригодным для применения в строительстве. Поэтому крайне важно перед добычей блоков горных пород определить, какие из них будут иметь низкую трещиноватость, а значит, их можно использовать, а какие сильно трещиноваты, следовательно, не пригодны в строительстве.
- 3. Трещины улучшают технологические свойства руд, когда требуется обогащение ископаемого, т. е. повышение содержания в добытой руде полезного компонента. Для этого необходимо из общей массы руды удалить куски пустой породы. Для этого добытое подвергают дроблению, в результате которого крупные куски руды разбиваются на мелкие. Из массы мелких обломков удаляют те, которые не содержат полезных ископаемых. Трещиноватые породы более легко дробятся, нежели монолитные. Зная объемы трещиноватых и массивных (без трещин) руд можно дифференцированно подходить к дроблению пород, избегая лишних затрат.

4. Трещины влияют не только на размещение, обогащение полезных ископаемых и их качество, но и на условия эксплуатации месторождений. При большом объеме подземных вод и высоком уровне их стояния трещины являются каналами, по которым они (воды) перемещаются. Скорость и объемы передвигающихся подземных вод зависят от количества трещин, их протяженности, сообщаемости, приоткрытости. В случае разработки месторождения горные выработки затопляются водой, и ее необходимо откачивать. На это идут значительные затраты, которые могут сделать эксплуатацию месторождения нерентабельной. Изучение трещиноватости помогает заранее оценить степень притока подземных вод в горные выработки и оценить затраты, необходимые на водоотлив. Огромное значение такой анализ имеет при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях. Особенно при строительстве плотин, крупных инженерных сооружений.

По генезису трещины делятся на тектонические и нетектонические.

Тектонические трещины обязаны своим происхождением тектоническим движениям, перемещениям блоков пород и тесно связаны с разрывными нарушениями со смещением.

Трещины нетектонического происхождения образуются без участия тектоники.

Основные отличительные особенности тектонических трещин:

- протяженные, выдержанные в ориентировке;
- имеют преимущественно прямолинейную конфигурацию;
- охватывают несколько пачек слоев: в различных горных породах развиваются по единому плану (рис. 8.1);
- образуют системы трещин.

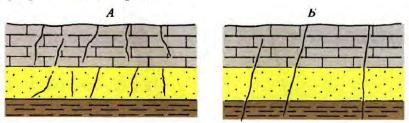


Рис. 8.1. Трещины:

A- нетектонические (извилистые, короткие, не выходят за пределы одного слоя); E- тектонические (прямолинейные, протяженные, секут сразу несколько слоев)

8.1. МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ТРЕЩИН

Морфологическая классификация трещин проводится по семи признакам.

1. По форме в плане. Выделяются трещины: прямолинейные, дугообразные, коленообразные, кольцевые (рис. 8.2).

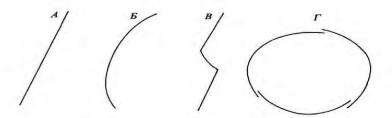


Рис. 8.2. Классификация трещин по морфологии в плане: A — прямолинейные; B — дугообразные; B — коленообразные; Γ — кольцевые

- 2. По углу наклона плоскости разрыва: горизонтальные $(0-10^{\circ})$, пологие $(10-45^{\circ})$, крутые $(45-80^{\circ})$, вертикальные $(80-90^{\circ})$.
- 3. По характеру поверхности: гладкие (притертые), зазубренные, неровные (шероховатые).
- 4. По степени выраженности в горных породах. Открытые, когда между стенками трещин есть пространство. Такие трещины часто образуются при землетрясениях. Со временем они могут заполнятся жильными минералами (кварцем, кальцитом и др.). Закрытые (скрытые), когда между стенками нет зияющего пространства (рис. 8.3). Они часто не видны в горных породах и проявляются только при ударе, когда порода разбивается на куски по трещинам. Скрытые трещины лучше видны на выветрелой поверхности горных пород или при прокрашивании породы.

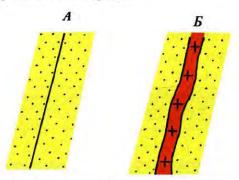


Рис. 8.3. Закрытые (A) и открытые (B) трещины

- 5. По протяженности трещины делятся на микроскопические (могут развиваться по спайности минералов), мелкие (не выходят за пределы слоя), крупные (секут несколько слоев).
- 6. По соотношению со слоистостью: согласные, ориентированные параллельно слоистости; секущие секут слоистость в разных направлениях. Среди последних выделяются: поперечные, диагональные (рис. 8.4).
- 7. По взаимному расположению трещины делят на эшелонированные, кулисообразные, ветвящиеся, пересекающиеся, веерообразные, концентрические (рис. 8.5).

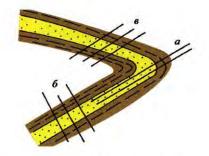


Рис. 8.4. По соотношению со слоистостью в плане трещины:

a — продольные; δ — поперечные; δ — диагональные

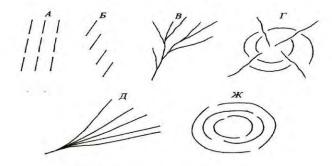


Рис. 8.5. Трещины по взаимному положению.

A— эшелонированные; B— кулисообразные; B— ветвящиеся; \varGamma — пересекающиеся; \varOmega — веерообразные; E— концентрические

8.2. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ТРЕЩИН

По генезису (происхождению) трещины делятся на тектонические и нетектонические.

8.2.1. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТРЕЩИНЫ

Даный вид по механизму образования делится на *трещины отрыва* и *трещины скалывания* (рис. 8.6).

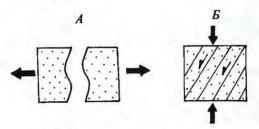


Рис. 8.6. Тектонические трещины:

A — отрыва: B — скалывания. Стрелками показаны направления действия напряжений

Трещины отрыва ориентированы перпендикулярно к действующим нормальным напряжениям. Они первоначально образуются как открытые. К ним приурочены дайки и жилы. Такие трещины имеют шероховатую неровную поверхность стенок.

Трещины скалывания ориентируются по направлению максимальных касательных напряжений. Они возникают в условиях сжимающих напряжений и являются закрытыми. Поверхности трещин скалывания ровные, притертые.

8.2.2. НЕТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТРЕЩИНЫ

К трещинам нетектонического происхождения относятся несколько разновидностей.

1. Диагенетические трещины. Их образование связано с диагенезом, т. е. с превращением осадка в твердую консолидированную породу. В ходе этого процесса происходит уплотнение осадка, обезвоживание пород, химические реакции между минералами, входящими в состав осадка, их перекристаллизация.

Диагенез сопровождается сокращением объема породы и как следствие образованием трещин. При этом трещины извилистые и не выходят за пределы слоя (рис. 8.7, фото 8.1, 8.2).



Рис. 8.7. Диагенетические трещины в слое известняков



Фото 8.1. Диагенетические трещины в доломитизированных известняках мячковского горизонта московского яруса. Карьер стройматериалов, г. Домодедово



Фото 8.2. Трещины усыхания в глинах

2. Первичные трещины в эффузивных горных породах. Они образуются в процессе остывания лавы и разбивают горные породы на отдельные блоки, которые могут иметь различную конфигурацию: подушечную, призматическую (рис. 8.8, фото 8.3).



Рис. 8.8. Призматическая пятигранная первичная отдельность вулканических пород.



Фото 8.3. Призматическая пятигранная первичная отдельность дацитовых лав. Вулкан Эльбруса

3. Первичные трещины, образованные в интрузивных породах при их остывании и сокращении объема. По трещинноватости формируется матрацевидная отдельность (рис. 8.9, фото 8.4). Более подробно трещины будут описаны при характеристике интрузивных пород.



Рис. 8.9. Первичные трещины в интрузивном теле (продольные, диагональные, параллельные кровле)

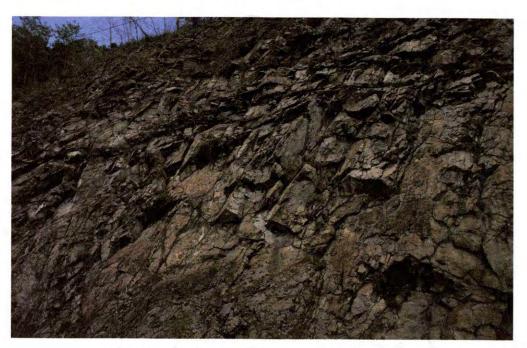


Фото 8.4. Первичные трещины в гранитах. Оз. Байкал

4. Трещины выветривания. Они образуются в результате физического выветривания (разрушения) горных пород, в зоне их дезинтеграции. Частный случай выветривания — трещины десквамации — шелушения (рис. 8.10, 8.11, фото 8.5).



Рис. 8.10. Трещины выветривания в зоне дезинтеграции

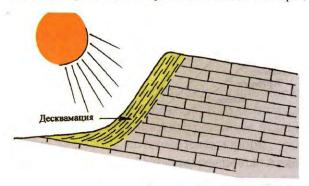


Рис. 8.11. Трещины выветривания, образующиеся на солнечной стороне склонов

5. Трещины разгрузки. Образуются при снятии напряжений с горных пород, чаще всего в результате эрозии вышележащих толщ. Среди трещин такой природы выделяют трещины отслаивания и трещины бортового отпора (рис. 8.12, 8.13, фото 8.6).



Фото 8.5. Трещины выветривания (десквамации) в гранитах. Египет



Рис. 8.12. Трещины отслаивания, параллельные поверхности речных террас

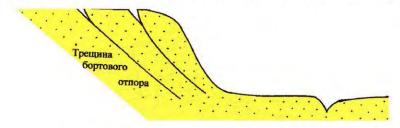


Рис. 8.13. Трещины отпора в борту речной долины

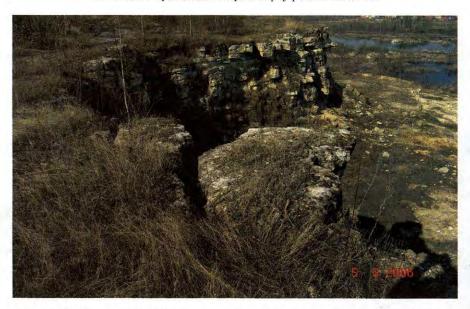


Фото 8.6. Трещина бортового отпора. Карьер стройматериалов, г. Домодедово

- 6. Оползневые трещины. Сопровождают образование крупных оползней.
- 7. Трещины динамического напора льда. Образуются в горных породах при движении тела ледника (рис. 8.14).
- 8. Особые системы трещин. *Регматическая* планетарная система, образование которой связывают с ротационными силами, возникающими при вращении Земли. В регматической сети выделяют *ортогональную систему*,

трещины которой имеют азимутальную ориентировку $350^{\circ}-10^{\circ}$ и $80^{\circ}-100^{\circ}$. Диагональная система трещин ориентируется под углом 45° к ортогональной системе трещин.



Рис. 8.14. Трещины динамического напора ледника

8.2.3. КЛИВАЖ

Кливаж представляет собой особый вид трещинноватости. Этим термином определяют систему параллельных или субпараллельных частых трещин скалывания (фото 8.7). По этим трещинам порода разбивается на тонкие параллельные пластины, которые имеют форму уплощенных линз и получили название *микролитонов*. Под микроскопом видно, что в пределах микролитонов линейные, игольчатые, пластинчатые минералы развернуты параллельно их поверхности.



Фото 8.7. Система мелких параллельных трещин — кливаж (по А. Е. Михайлову)

Поверхности кливажа не заметны на свежих сколах пород и достаточно хорошо видны на выветрелых поверхностях.

Кливаж образуется за счет сжимающих напряжений. По генезису он делится на две группы: кливаж, связанный со складчатостью и приразломный кливаж.

При образовании складок возникают *послойный* и *секущий* кливажи (рис. 8.15). Первый вид ориентируется параллельно поверхностям наслоения (рис. $8.15\,a$), второй, наоборот, сечет их.

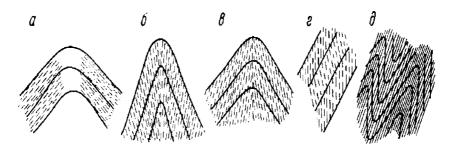


Рис. 8.15. Кливаж, связанный со складчатостью (по В. В. Белоусову):

a- послойный; b- веерообразный; b- обратный веерообразный; b- преломленный; b- паралленьный

Среди секущего кливажа выделяют следующие разновидности.

- 1. Веерообразный кливаж. В этом случае трещины веерообразно расходятся вверх по разрезу слоистой толщи (рис. $8.15\, 6$).
- 2. Обратный веерообразный кливаж. При котором трещины расходятся веерообразно вниз по разрезу толщи (рис. $8.15 \, \theta$).
- 3. Преломленный (S-образный) кливаж. Характерен для толщ, в строении которых наблюдаются слои с различными физико-механическими свойствами. На границе слоев трещины преломляются в зависимости от физико-механических свойств пород (рис. 8.15 г).
- 4. Параллельный кливаж (кливаж параллельный осевым поверхностям складок). Он обычно называется кливажом осевой поверхности или главным кливажом. Данный вид характерен для монотонных по составу толщ (рис. $8.15\ \partial$).

Приразломный кливаж образуется в зонах крупных разломов. Его трещины параллельны плоскости сместителя разлома, секут слоистость или полосчатость пород, наклонены в одну сторону, в отличие от веереообразных разновидностей. Мощность зон приразломного кливажа может достигать сотен метров.

Кливаж свидетельствует о степени нарушенности пород, которую необходимо знать для характеристики качества сырья, горно-геологических условий эксплуатации месторождений. По характеру и ориентировке кливажа можно судить об условиях залегания пород. Так, параллельный секущий кливаж (кливаж осевой поверхности) указывает на складчатое залегание, хотя по наблюдениям в единичных обнажениях можно сделать неверный вывод о моноклинальном залегании толщ (рис. 8.16). Если на рисунке 8.16 a видно, что слои сминаются в округлую складку с кливажом параллельным осевой поверхности, то на рисунках 8.16 a и 8.16 a мы видим моноклинальное падение слоев, и о том, что это только одно крыло складки, мы узнаем по кливажу. Положение кливажа дает возможность оценить ориентировку осевых поверхностей и тем самым установить, что на рисунке 8.16 a складка будет прямой, а на рисунке 8.16 a — опрокинутой.

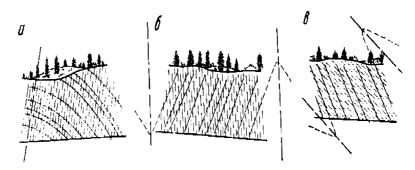


Рис. 8.16. Кливаж осевой поверхности позволяет диагностировать наличие складчатых структур. Усл. обозначения см. в тескте

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Бахтеев М. К.* Краткий курс лекций по структурной геологии. М.: МГГА, 1998. С. 120.
 - 2. Белоусов В. В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 208 с.
 - 3. Белоусов В. В. Структурная геология. М.: МГУ, 1961. 207 с.
- 4. Лабораторные работы по структурной геологии, геокартированию и дистанционным методам /Под ред. А. Е. Михайлова. М.: Недра, 1988. 197 с.
- 5. *Михайлов А. Е.* Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1984. 463 с.
- 6. Полевая геология. Справочное руководство в 2 т. / Под ред. В. В. Лаврова, А. С. Кумпана. М.: Недра, 1989. 455 с.
 - 7. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 245 с.

ГЛАВА 9

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

9.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ИНТРУЗИВНОМ МАГМАТИЗМЕ

В земной коре и верхней мантии при определенных значениях температуры и давления образуется магма — высокотемпературный алюмосиликатный расплав, обогащенный летучими компонентами. Не вдаваясь детально в вопросы происхождения магматических расплавов, отметим, что кислые их разновидности генерируются в нижних частях земной коры, в то время как расплавы основного и ультраосновного состава образуются в верхней мантии. Происхождение расплавов среднего состава объясняют по-разному: смешиванием магм кислого и основного составов, фракционированием (разделением) основного расплава с образованием магмы среднего состава; специфическими геологическими условиями — плавлением базальтов океанического дна.

Подъему расплавов к поверхности способствуют тектонические движения, которые приводят к образованию ослабленных зон (зон крупных разломов и трещиноватости). Процессы, связанные с зарождением, подъемом и остыванием магмы, получили названия магматических процессов, или магматизма.

По условиям движения и остывания расплавов магматические процессы делят на интрузивные и эффузивные (вулканические). Если при движении к поверхности магматический расплав остановился на каком-то гипсометрическом уровне, не доходя дневной поверхности, и стал остывать и кристаллизоваться, то такой магматизм называют интрузивным. В случае, когда магматический расплав достиг поверхности Земли и, излившись на нее, стал остывать и кристаллизоваться, говорят об эффузивном магматизме. Результатом интрузивного магматизма являются интрузивные породы, образовавшиеся на глубине и выведенные на поверхность в результате эрозионных процессов. Итог эффузивной деятельности — вулканические постройки, сложенные излившимися (вулканическими) породами, большая часть которых образовалась на поверхности Земли, а остальная часть — на небольшой глубине (десятки и сотни метров).

Различия в условиях образования интрузивных и вулканических пород отразилась в их строении. Первые за счет медленного остывания на глубине и участия в кристаллизации летучих веществ имеют полнокристаллическое, крупнозернистое, равномернозернистое строение. Вторые в условиях быстрого остывания на поверхности приобретают неполнокристаллическое, скрытокристаллическое, мелкозернистое, неравномернозернистое строение.

По механизму внедрения магматического расплава во вмещающие породы выделяют:

- собственно интрузивы; они образуются при внедрении раскаленного магматического расплава в окружающие (вмещающие) породы, далее происходит остывание и кристаллизация магмы (в природе чаще всего встречаются собственно интрузивы);
- протрузивы интрузивные тела, которые внедряются во вмещающие породы в холодном состоянии, за счет инверсии плотностей, как при образовании диапировых куполов.

По глубине кристаллизации магматических расплавов выделяют *гипабис-сальные* (полуглубинные) с глубиной кристаллизации в 1–4 км и *абиссальные* — с глубиной кристаллизации 4 и более километров. Макроскопически, гипабиссальные тела отличаются от абиссальных мелкозернистой и среднезернистой структурой. Нередко в этих породах встречаются порфировидные структуры, когда среди основной мелкозернистой массы выделяются крупные кристаллы какого-либо минерала.

Различия в структуре пород (крупности зерен и их относительном размере) обусловлены условиями кристаллизации. Абиссальные породы подвергаются этому процессу на большой глубине, поэтому он происходит более медленно, образуется мало центров кристаллизации и вырастают крупные кристаллы одинакового размера. В случае гипабиссальных тел подобные процессы происходят с ними на небольшой глубине, сразу образуется много центров кристаллизации, в итоге формируются кристаллы небольшого размера. Большое влияние на кристаллизацию расплавов оказывают растворенные в них летучие соединения. При прочих равных условиях, чем больше в магме соединений фтора, хлора, паров воды и т. д., тем более крупные образуются кристаллы. Некоторые из них могут зарождаться и расти на стадии движения расплава. За счет своего более раннего возникновения эти кристаллы выделяются большими размерами на фоне основной мелкозернистой массы (порфировидные структуры).

На поверхность интрузивные тела выходят благодаря эрозионным процессам. За счет тектонических движений отдельные блоки земной коры, в которых заключены интрузивы, поднимаются. При эрозии (разрушении) этих блоков ранее залегающие на большой глубине интрузивные породы оказываются на поверхности и становятся доступны для изучения.

9.2. ЭЛЕМЕНТЫ СТРОЕНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ

В строении интрузивных тел выделяют следующие элементы (рис. 9.1).



Рис. 9.1. Элементы строения интрузивного тела

- 1. Собственно интрузивное тело, состоящее из раскристаллизованного относительно однородного магматического расплава.
- 2. Окружающие (вмещающие) породы, которые иногда называют рамой интрузива. Ими могут быть осадочные, метаморфические, вулканические, магматические породы.
- 3. Кровля или апикальная часть интрузива. Она может быть ровной и извилистой, содержащей как понижения (провисание), так и воздымания.
- 4. Боковые ответвления от интрузивного тела, называемые апофизами или магматическими жилами.

В самом интрузивном теле могут содержаться обломки пород рамы, захваченные расплавом при его движении. Такие обломки с сохранившимися элементами внутреннего строения называют *ксенолитами* (фото 9.1, 9.2).



Фото 9.1. Ксенолиты кристаллических сланцев (светло-зеленые прямоугольники) в позднепротерозойских гранитах (светло-серое). Алдано-Становой щит



Фото 9.2. Ксенолиты амфиболитов в сиенитах. Алдано-Становой щит

Контакты между ними и магматическими породами резкие. Форма ксенолитов может быть как округлой, так и угловатой. По размеру они могут быть разные, от сантиметров до десятков и сотен метров.

За счет плавления обломков пород рамы в интрузивном теле образуются скопления темноцветных минералов, называемые *шлирами*. Их границы с основной окружающей интрузивной породой постепенные, нечеткие. Размеры шлиров чаще всего бывают в пределах от сантиметров до метров. Макроскопически шлиры в интрузивной породе выглядят как участки более темного цвета, отличающиеся по строению от основной интрузивной породы.

Граница между рамой и самим интрузивным телом получила название контакта. Контакты бывают горячие (активные) и холодные (пассивные).

Первые образуются при внедрении раскаленного расплава в породы рамы с последующей его кристаллизацией. При горячем контакте расплав и породы рамы оказывают друг на друга воздействия. Магматический расплав — на вмещающие породы тепловое и химическое, а вмещающие породы — охлаждающее воздействие на магматический расплав. Результаты такого взаимодействия находят отражение как в интрузивных породах, так и во вмещающих. Горячий контакт состоит из эндоконтактовой и экзоконтактовой зон (рис. 9.2). Первая зона — это краевая часть интрузивного тела, вторая — полоса пород рамы, примыкающая к интрузивному телу.

При быстром охлаждении магматического расплава на контакте с вмещающими холодными породами в расплаве образуется множество центров кристаллизации, из которых затем образуются мелкие кристаллы. С удалением от контактов магматический расплав охлаждается медленнее, в нем образуется меньше центров кристаллизации, из которых вырастают более крупные кристаллы. Таким образом, эндоконтактовая зона интрузивного массива отличается от всего интрузивного массива более мелкозернистой структурой. Ширина ее может составлять как миллиметры, так и десятки метров в зависимости от размеров интрузивных массивов. Как правило, у крупных тел более мощные эндоконтактовые зоны. Если магма на границе с вмещающими породами захватила много ксенолитов и затем расплавила их, то химический состав расплава в эндоконтактовой зоне может сильно измениться, и при его кристаллизации образуются породы, отличные по составу от основного тела.

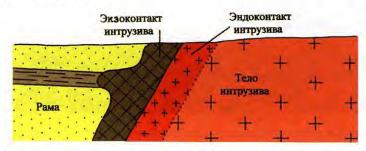
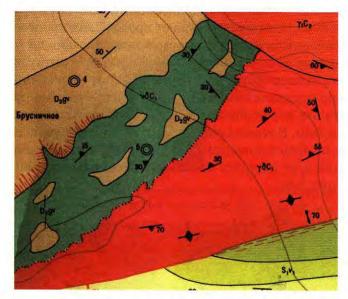


Рис. 9.2. Горячий контакт интрузивного тела и вмещающих пород. Эндоконтактовая и экзоконтактовая зоны

Пример эндоконтактовых пород, отличных по составу от основного тела приведен на фиг. 9.1. Магматический расплав гранодиоритового состава (γδС₁) на границе с вмещающими породами (известняками девонского возраста) захватил большое количество обломков известняков, частично их переплавил, другая их часть осталась в виде ксенолитов. Растворенные глыбы известняков изменили расплав в приконтактовой зоне на более основной (габбро-диоритовый). В результате при кристаллизации образовался интрузивный массив гранодиоритового состава с широкой эндоконтактовой зоной габбро-диоритового состава и большим количеством ксенолитов.

Магматический расплав оказывает в свою очередь тепловое и химическое воздействия на окружающие породы рамы образуя экзоконтактовую зону. Температурное воздействие выражается в перекристаллизации минералов, их спекании и увеличении размеров. Вследствие чего по глинистым породам образуются роговики, по кварцевым пескам — кварциты, по известнякам — мраморы и т. д. Если на окружающие породы воздействуют еще и гидротермальные (минерализованные горячие) растворы, то происходит взаимодействие (обмен веществом между растворами и породами рамы). Это приводит к тому, что изменяется химический и минеральный состав вмещающих пород, они часто приобретают даже иной внешний облик. Так, на контакте известняков и интрузий гранитного состава образуются скарны, породы, состоящие из пироксена, плагиоклаза, кальцита, эпидота, граната, рудных минералов. Степень изменения вмещающей породы зависит от первоначальной неравновесности породы и гидротермальных растворов. Таким

образом, экзоконтактовая зона представляет собой полосу измененных пород рамы находящихся в контакте с интрузивном телом. Мощность зон экзоконтактовых изменений может колебаться от сантиметров до нескольких километров.



Фиг. 9.1. Фрагмент учебной геологической карты № 26. Эндоконтакт интрузивного тела диоритов (малиновое) представлен габбро-диоритами (зеленое). Красные штрихи — экзоконтакт. Условные обозначения см. в Приложении № 13

По морфологии контакты бывают: ровными, волнистыми, глыбовыми, зазубренными, апофизными, послойно-инъекционными (рис. 9.3).

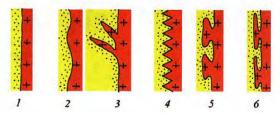


Рис. 9.3. Морфология контактов интрузивного тела с вмещающими породами: 1 — ровные; 2 — волнистые; 3 — апофизные; 4 — зазубренные; 5 — глыбовые; 6 — послойно-инъекционные

Горячие контакты образуются в том случае, когда магматический расплав внедряется в уже существующие породы. Таким образом, вмещающие породы по возрасту будут древнее, чем магматические.

При холодном контакте нет никаких изменений ни во вмещающих породах, ни в самом интрузивном теле, т. е. нет ни эндоконтактовой, ни экзоконтактовой зон. Такой контакт возникает в том случае, когда окружающие

породы (чаще всего породы кровли) были приведены в соприкосновение с магматическими образованиями уже после того, как магматический расплав раскристаллизовался и полностью остыл. Такая ситуация возникает тогда, когда интрузивное тело вместе с породами рамы, между которыми существует горячий контакт, испытывают общее воздымание. При этом образуются горные сооружения, в которых начинают преобладать процессы денудации, которые в конечном итоге разрушают вышележащие породы и выводят магматические породы на поверхность. Как результат — интрузивные породы также частично подвергаются эрозии. Если затем территория испытывает погружение и превращается в дно моря или океана, то на выветрелую поверхность интрузивных пород ложатся осадки, впоследствии превращающиеся в осадочные породы. В этом случае контакт между интрузивными породами и породами рамы будет холодным, т. е. ни интрузивные, ни осадочные породы не оказали друг на друга какого-либо термального или химического воздействия (рис. 9.4)

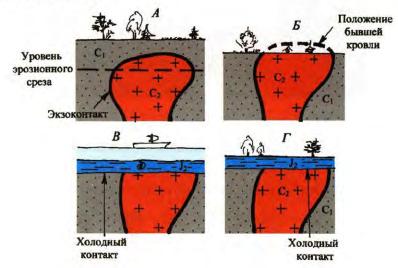


Рис. 9.4. Образование холодного контакта между интрузивным телом и вмещающими породами:

A — образования интрузивного тела и его подъем с породами рамы; \mathcal{F} — уничтожение эрозионными процессами кровли интрузивного массива и выход интрузивного тела на поверхность; B — формирование на породах интрузивного тела осадков на дне водоема, образовавшегося при опускании территории; Γ — холодный контакт между интрузивным телом среднекаменноугольного возраста и отложениями средней юры

На геологических картах в случае горячего контакта мы видим, что границы интрузивного тела пересекают границы вмещающих пород (рис. 9.5). Часто вдоль контуров интрузивного тела показываются изменения вмещающих пород (зона экзоконтакта, фиг. 9.2). Ширина зоны экзоконтакта может свидетельствовать об угле падения контакта между породами рамы и интрузивным телом. Широкие экзоконтактовые ореолы чаще всего ука-

зывают на небольшой угол наклона контакта, в то время как узкая полоса свидетельствует о больших углах наклона. Наличие широкой экзоконтактовой полосы между двумя соседними выходами интрузивного тела, скорее всего, может свидетельствовать о том, что эти два тела соединяются в одно на глубине, что они представляют собой участки воздымания кровли единого интрузивного массива.

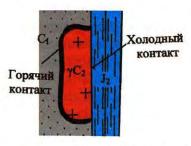
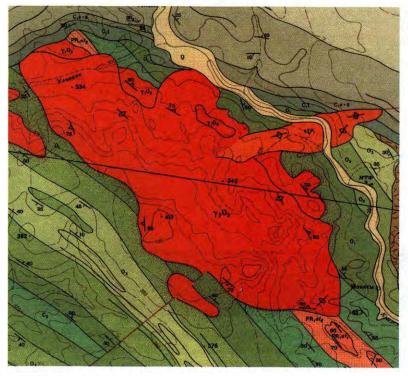


Рис. 9.5. Горячий контакт гранитов среднего карбона с песчаниками нижнего карбона и холодный контакт — с глинами средней юры



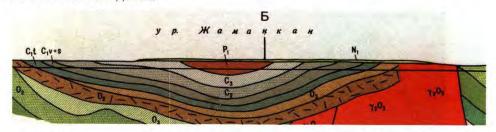
Фиг. 9.2. Фрагмент учебной геологической карты № 16. Горячий и холодный контакты. Экзоконтактовая зона горячего контакта в виде полосы ороговикования (красные точки по контуру) вокруг многофазного интрузивного тела гранитов (красное в центре). Ороговикование происходит по породам протерозоя, кембрия и ордовика. На северо-западе наблюдается холодный контакт интрузивного тела с отложениями карбона. Условные обозначения см. в Приложении № 7

На фрагменте карты (фиг. 9.2) видно, что вдоль юго-западного контакта интрузивного тела идет широкая полоса ороговикования. Это указывает на то, что контакт не вертикальный, а наклонный. При одинаковой мощности полосы ороговикования, ширина ее выхода на поверхность будет тем больше, чем меньше угол ее наклона. Северо-восточный контакт интрузивного тела, как видно на карте, не сопровождается такой полосой, что может указывать на вертикальный контакт, при котором выход роговиков на поверхность настолько узкий, что не отображается в масштабе карты. У юго-западного контакта основного интрузивного тела расположены два мелких тела. Между ними расположены ороговикованные породы. Это указывает на то, что тела не изолированы, а на глубине соединяются с основным телом. Кажущаяся их самостоятельность связана с провисанием кровли основного крупного интрузивного тела, что хорошо видно на разрезе (фиг. 9.3).



Фиг. 9.3. Геологический разрез через интрузивное тело (линия разреза показана на фиг. 9.2), подтверждающий его наклонные контакты и провисание кровли вдоль юго-западной границы. Условные обозначения см. в Приложении № 7

На разрезе (фиг. 9.4) восточный контакт интрузивного тела субвертикальный, что не способствует ороговикованию пород, поэтому они и отсутствуют вдоль контакта. На западе интрузивное тело срезается отложениями девона, карбона, перми, смятыми в брахиформную синклинальную складку. Западный контакт холодный.



Фиг. 9.4. Геологический разрез по учебной геологической карте № 16 через интрузивное тело. Восточный контакт горячий субвертикальный, зона ороговикования отсутствует. На западе интрузивное тело срезается отложениями девона, карбона. Условные обозначения см. в Приложении № 7

Горячий и холодный контакты указывают на относительное время образования интрузивного массива. Первый свидетельствует о том, что интрузивное тело образовалось позже пород рамы, а второй, наоборот, о том, что оно сформировалось раньше пород рамы. Относительный возраст интрузивного

тела находится в интервале между формированием пород, с которыми у него был горячий контакт и образованием пород, с которыми контакт был холодный. В случаях, показанных на разрезах (см. фиг. 9.3–9.4) интрузивное тело образовалось после позднего ордовика, но до среднего девона.

На фрагменте учебной геологической карты показаны контакты интрузивного тела гранодиоритов с разновозрастными породами рамы (фиг. 9.5). Контакты интрузивного тела с отложениями кембрия и ордовика горячие, о чем свидетельствует зона экзоконтакта. Вдоль контакта с интрузивным телом вмещающие породы изменены, по ним образовались роговики и скарны. Во вмещающих породах девона и юры экзоконтактовых изменений (скарнов и роговиков) нет, наоборот, их срезают отложения данного возраста перекрывающие интрузивное тело. На этом основании можно сделать вывод о том, что между интрузивном телом и породами кембрия и ордовика контакт горячий, а с отложениями девона и юры — холодный.



Фиг. 9.5. Фрагмент учебной геологической карты № 29. Интрузивное тело гранодиоритов (красное в центре) имеет два типа контактов с вмещающими породами. Горячий — с породами кембрия и ордовика, холодный — с девонскими и юрскими отложениями. Красные точки вдоль контакта — роговики, красные черточки — скарны. Условные обозначения см. в Приложении № 15

Вещественное выражение экзоконтакта зависит от состава пород рамы. Горячий контакт в одном случае представлен роговиками, в другом — скарнами. Первые образуются по глинистым песчаникам ордовика, вторые — по известковым породам кембрия. По этой причине роговики в экзоконтакте интрузивного тела сменяются по простиранию скарнами.

Знания типа контакта важно для определения относительного возраста интрузивного тела. Так на основании анализа ситуации, показанной на фиг. 9.5, интрузивное тело образовалось позже ордовика (контакт между ними горячий), но раньше девона (контакт холодный).

Необходимо также иметь в виду, что отсутствие ореолов экзоконтактовых изменений еще не означает, что мы имеем дело с холодным контактом. Контакт может быть и горячий, но на карте экзоконтактовая зона не показана по следующим причинам.

- 1. Экзоконтактовая зона маломощная и не может быть изображена в масштабе карты.
- 2. Экзоконтактовых изменений нет, так как интрузивное тело маленькое по объему (чаще всего это дайки) и не оказало влияния на вмещающие породы из-за слабого теплового и химического потенциала.
- 3. Интрузивное тело и вмещающие породы равновесны по химическому составу, и первые не оказали влияния на породы рамы. Примером могут служить кварциты и тела гранитного состава.

Интрузивные тела по взаимоотношению с породами рамы делятся на три группы (рис. 9.6): согласные (конкордантные), несогласные (дискордантные), частично согласные.

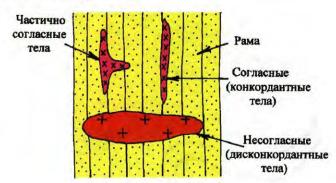


Рис. 9.6. Три типа интрузивных тел по соотношению с породами рамы

9.3. СОГЛАСНЫЕ (КОНКОРДАНТНЫЕ) ИНТРУЗИВНЫЕ ТЕЛА

Согласные интрузивные тела по морфологии и условиям залегания близки к вмещающим их породам (рис. 9.7). Среди согласных тел чаще всего встречаются следующие морфологические типы: силлы, лакколиты, лополиты, факолиты.

Силлы — пластообразные тела, залегающие согласно с вмещающими породами (рис. $9.7\,A$). Кроме морфологии их отличительными особенностями являются:

- а) большая площадь распространения (сотни квадратных километров);
- б) небольшая мощность (десятки метров);

в) состав пород, как правило, основной, что обусловлено значительной текучестью магм основного состава, позволяющей им внедряться между отдельными слоями горных пород. (Это чаще всего габбро, долериты, габбро-нориты. Силлы кислого состава встречаются редко.)

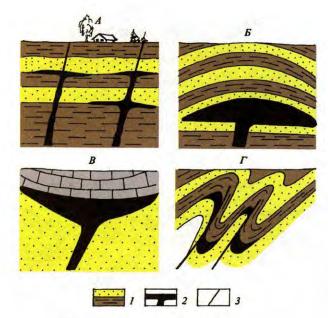


Рис. 9.7. Согласные (конкордантные) интрузивные тела:

A- силл; B- лакколит; B- лополит; $\Gamma-$ факолит. 1- породы рамы; 2- интрузивное тело; 3- разрывы

Лакколиты — караваеобразные или грибообразные тела, чаще всего приуроченные к ядрам антиклинальных складок (см. рис. 9.7 *Б*). К особенностям лакколитов следует отнести площадь их распространения (меньше силлов: десятки, значительно реже сотни квадратных километров), вертикальную мощность: составляет сотни метров.

Лополиты — блюдцеобразные тела, чаще всего приуроченные к синклинальным складкам. По своим параметрам они близки к лакколитам (см. рис. $9.7\ B$).

Факолиты — седловидные тела, приуроченные к замковым частям часто изоклинальных, опрокинутых складок. Часто бывают сложены породами основного состава (см. рис. 9.7Γ).

9.4. НЕСОГЛАСНЫЕ (ДИСКОРДАНТНЫЕ) ИНТРУЗИВНЫЕ ТЕЛА

Несогласные (дискордантные) тела имеют секущие контакты с вмещающими породами (рис. 9.8).



Рис. 9.8. Контакт дискордантного интрузивного тела сечет слоистость пород рамы

К данной разновидности относят следующие тела.

Батолиты — интрузивные тела площадью в сотни квадратных километров (рис. 9.9, см. фиг. 9.6). Условно принято в качестве батолитов выделять интрузивные тела площадью более 100 км².

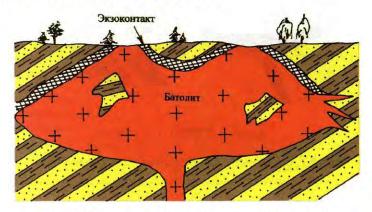
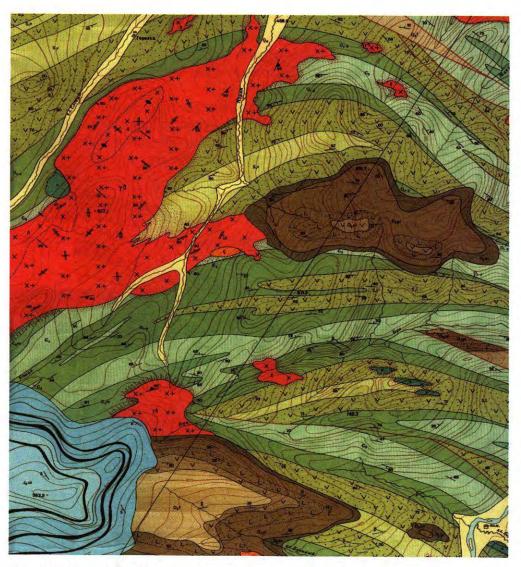


Рис. 9.9. Батолит с основными элементами строения

Для данных тел характерны следующие особенности.

- 1. Большой объем интрузивного тела и большая площадь выхода на дневную поверхность. Встречаются батолиты-гиганты, у которых длина достигает 1500 км, а ширина 100–300 км. Примером может служить Чилийско-Перуанский батолит.
- 2. Вертикальный размах батолита составляет 3—10 км. До недавнего времени рассматривали батолиты как бескорневые массивы, соединяющиеся с магматической камерой. Геофизические исследования показали, что у них есть нижняя ограничивающая поверхность.
- 3. Неоднородный петрографический состав. В состав батолита могут входить габбро, диориты, гранодиориты, граниты. Основной же объем батолитов чаще всего слагают гранитоиды (граниты, гранодиориты).
- 4. У батолитов неровная кровля, с частыми выступами и провисаниями. Чаще всего подобные интрузивные тела образуются при плавлении пород гранитно-метаморфического слоя.



Фиг. 9.6. Фрагмент учебной геологической карты № 29. Батолит гранодиоритов в северозападной части площади. Условные обозначения см. в Приложении № 15

На карте (фиг. 9.6) в северо-западном углу расположен батолит, площадь выхода которого на поверхность составляет более 100 км². С породами рамы он имеет горячие контакты. Поблизости от него, в северной части, расположена серия мелких тел такого же состава. Не исключено, что они соединяются с основным телом батолита на глубине.

Ареал-плутоны представляют собой огромные по площади массивы гранитов и гранито-гнейсов, не имеющих определенных очертаний, с поперечными размерами в сотни километров. Они встречаются в фундаменте древних платформ среди архейских и раннепротерозойских метаморфи-

ческих комплексов. Их внешние границы имеют извилистые очертания. Ареал-плутоны формируются при неоднократно повторяющихся этапах интрузивной деятельности при активном участии процессов гранитизации метаморфических комплексов в условиях незначительных глубин и очень высоких температур.

Штоки — интрузивные тела, имеющие в плане изометричную или близкую к ней форму и площадь выхода на дневную поверхность менее 100 км² (рис. 9.10). Для них характерны крутые контакты с вмещающими породами. Штоки чаще всего однородные по петрографическому составу.

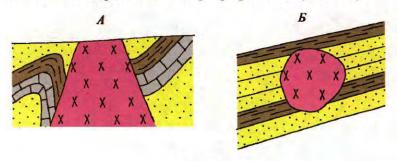


Рис. 9.10. Шток: A - в разрезе; B - в плане

Дайки представляют собой плитообразные тела, имеющие большую протяженность при маленькой мощности (рис. 9.11). В большинстве своем они имеют в длину протяженность от десятков до сотен метров при мощности от десятков сантиметров до нескольких метров. Есть уникальные дайки, как, например, Великая дайка Зимбабве, протяженностью 800 км при ширине до 13 км. Образование даек связано с трещинами отрыва, которые заполняются магматическим расплавом.

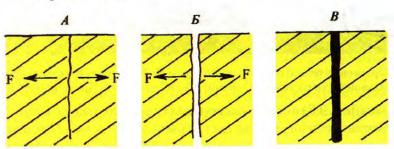


Рис. 9.11. Механизм образования даек:

A-образование разрыва; B-раздвиг по разрыву; B-заполнение полости, образовавшейся в результате раздвига магматическим расплавом

Среди даек выделяют: *простые* (фото 9.3) и *сложные*, имеющие зональное строение. Состав зон последних может быть различный (фото 9.4).



Фото 9.3. Простая дайка андезитов в центре (серое) в гранитах (светло-серое). Алдано-Становой шит



Фото 9.4. Сложная дайка (вертикальная полоса в центре) в кристаллических сланцах. Центральная часть дайки — базальтового состава (темно-серое), по периферии материал гранитоидного состава (светло-серое). Алдано-Становой щит

Дайки часто встречаются группами, образуя своеобразные сообщества. Среди них в плане выделяют: ∂ айковые nosca (сообщество даек, ориентированных в одном направлении, рис. 9.12 A); рои даек (группа даек, не выходящих за какой-то контур, см. рис. 9.12 B).



Рис. 9.12. Дайковые пояса (A), рои даек (B)

По морфологии в разрезе выделяют кольцевые, цилиндрические и конические дайки (рис. 9.13).

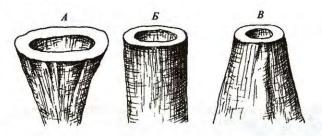


Рис. 9.13. Дайки: кольцевые (A), цилиндрические (B), конические (B)

Магматические жилы, которые по морфологии близки к дайкам, но отличаются от них более сложной формой (много апофиз и ответвлений). Жилы прослеживаются в длину на десятки метров (рис. 9.14).



Рис. 9.14. Магматические жилы: простые (A), ветвящиеся (B)

К несогласным интрузивным телам относятся **редко встречающиеся** (экзотические) тела (рис. 9.15).

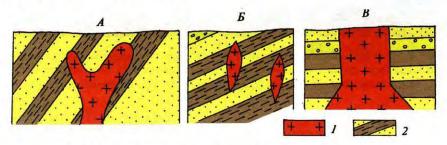


Рис. 9.15. Редко встречающиеся несогласные интрузивные тела: A — этмолиты; B — акмолиты; B — бисмалиты. 1 — интрузивные тела; 2 — породы рамы

Этмолиты — тела неправильной формы, расширяющиеся кверху наподобие воронки. Они часто бывают сложены щелочными породами (см. рис. $9.15\,A$).

Aкмолиты — по размерам они соответствуют штокам и имеют пламеобразную форму (см. рис. 9.15 \mathcal{B}).

Бисмалиты — тела, напоминающие по форме пробку (см. рис. 9.15 В).

9.5. ЧАСТИЧНО СОГЛАСНЫЕ ТЕЛА

К частично согласным телам относятся **гарполиты**, которые в верхней части согласно залегают с вмещающими породами, а на нижних горизонтах рвут слоистость осадочных и полосчатость метаморфических пород (рис. 9.16, фиг. 9.7).

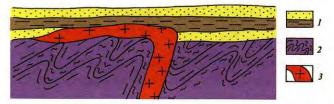
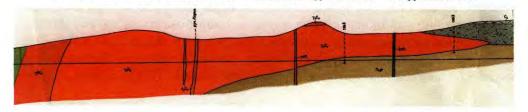


Рис. 9.16. Гарполит — частично согласное интрузивное тело (обозначено крестиками): 1 — горизонтально залегающие слои; 2 — складчатый фундамент; 3 — интрузивное тело



Фиг. 9.7. Геологический разрез через фрагмент учебной геологической карты № 26 (фиг. 9.8). Гарполит гранитного состава (красное), имеющий согласное залегание на востоке (внедряется между отложениями девона и карбона) и прорывает нижележащие толщи на западе. Условные обозначения см. в Приложении № 13

К частично согласным телам относятся и **магматические диапиры** (рис. 9.17). Вверху они залегают согласно, а внизу — несогласно.

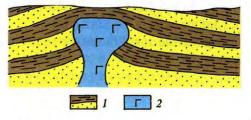


Рис. 9.17. Частично согласное интрузивное тело: 1 — породы рамы; 2 —магматический диапир

9.6. НЕДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ И ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ТЕЛА

Все интрузивные тела по особенностям внутреннего строения можно разделить на две группы:

- 1) недифференцированные;
- 2) дифференцированные.

Недифференцированные интрузивные тела однородны по составу и формируются за счет одной порции расплава. Они, как правило, небольшие по размерам. Это дайки, магматические жилы, небольшие силлы, лакколиты, лополиты. Пример недифференцированного интрузивного тела приведен на фиг. 9.5, где небольшой шток гранодиоритов однороден по составу.

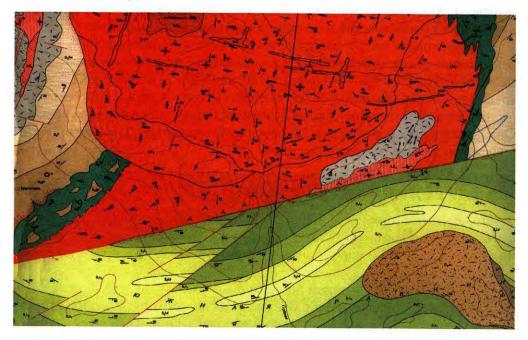
Дифференцированные тела отличаются большими размерами, в их строении выделяются области и участки, отличающиеся друг от друга по составу, возрасту, условиям образования. Среди дифференцированных интрузивных тел выделяют многофазные тела и расслоенные.

Многофазные интрузивные тела характеризуются тем, что они образуются в результате внедрения во вмещающие породы нескольких порций магматического расплава. Промежуток времени, в течение которого внедряется, остывает и кристаллизуется каждая порция, получил название фазы. В течение фазы формируется определенная часть интрузивного тела, а в течение нескольких фаз — тело целиком. Если интрузивное тело образовалось в течение одной фазы, говорят об однофазном интрузивном массиве, если в течение нескольких — о многофазном. Многофазными могут быть батолиты, гарполиты, крупные штоки. Закономерности формирования многофазных интрузивных тел сформулированы В. С. Коптевым-Дворниковым.

- 1. Сначала внедряется наибольшой объем расплава, он дает начало главной интрузивной фазе. Остывание из-за большого объема расплава протекает медленно, поэтому образуется равномерно-зернистая средне-крупнозернистая порода.
- 2. Последующие порции, выделяющиеся из остаточного расплава значительно меньше по объему. Их остывание идет быстро, в результате чего образуются порфировидные или мелкозернистые породы.
- 3. По трещинам в породах как главной, так и второстепенной фазы образуется жильная серия (дайки, жилы, пегматиты).
- 4. Завершают формирование интрузивных тел пневматолитово-гидротермальные образования.
- 5. По составу породы ранних фаз имеют более основной состав, чем породы поздних фаз. Так, если породы первых фаз имеют средний состав (диориты), то более поздние фазы отвечают кислым породам (гранитам). Такая последовательность в формировании интрузивного тела называется гомодромной. Если в начале формируются кислые породы, а поздние фазы

смещены в сторону основных пород, то такая последовательность называется антидромной.

Пример многофазного интрузивного массива приведен на геологической карте (фиг. 9.8). Зона крупного разлома является магмоподводящим каналом для многофазного интрузивного тела. Последовательность фаз внедрения устанавливается по секущим контактам. Первая порция расплава сформировала диоритовую фазу с габбро-диоритовым эндоконтактом. Затем последовательность образования составляющих интрузивного комплекса выглядела следующим образом: граниты — гранит-порфиры — граниты. Общая направленность магматического процесса — гомодромная (от среднего к кислому составу).



Фиг. 9.8. Фрагмент учебной геологической карты № 26. Многофазный интрузивный массив, сформировавшийся в зоне крупного разлома. В его строении принимают участие четыре фазы. Первая представлена диоритами (малиновое), вторая — гранитами (светло-красное), третья — гранит-порфирами (красный цвет), четвертая — дайками и пластообразными телами гранитов (темно-красное). Условные обозначения см. в Приложении № 13

Расслоенные интрузивные массивы отличаются основным и ультраосновным составом. Это габбро, нориты, габбро-нориты, анортозиты. В плане это тела как изометричной, так и удлиненной формы. Расслоенные массивы могут иметь разный возрастной диапазон, от архея до кайнозоя. Примером могут служить Бушвельдский массив в Африке и Чинейский — в Забайкалье. В разрезе расслоенных тел выделяют краевую и центральную серии. Для первой характерна слабая стратификация.

В краевой серии выделяют зону закалки, боковую зону, верхнюю и нижнюю краевые зоны. В центральной расслоенной серии внизу находятся меланократовые габброиды, затем мезократовые и лейкократовые разности и заканчиваются разрезы анортозитами. Возможна и ритмичная расслоенность, когда в разрезе повторяются определенные сочетания пластообразных тел, называемых ритмами. Иногда ритмы объединяются в макроритмы.

Мощность центральной части расслоенных тел может достигать $8-10~{\rm кm},$ мощность краевой серии измеряется несколькими сотнями метров.

По минеральному составу и их взаимоотношениям выделяют минералыкумуляты (пироксены, оливин), которые выделились первыми из расплава и поэтому имеют ярко выраженные кристаллографические очертания (идиоморфны). Минералы, заполняющие пространства между кумулятами не имеют таких особенностей и получили название ксеноморфных.

Расслоенность интрузивных тел объясняется гравитационной дифференциацией, вследствие которой тяжелые ранние минералы оседают на дно магматической камеры. Они формируют наиболее основные и меланократовые (темные) части разрезов расслоенных массивов. Затем из остаточного расплава кристаллизуются другие минералы, более кислого состава, светлые. Они ложатся на ранее выделившиеся основные минералы. Так формируются дифференцированные части разрезов.

9.7. ПРОТОТЕКТОНИКА ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ

Под прототектоникой понимают элементы строения интрузивного тела (линейность, полосчатость, трещиноватость) образовавшиеся при остывании и кристаллизации магматического расплава. Выделяют прототектонику жидкой и твердой фаз.

Элементы прототектоники жидкой фазы образуются на стадии кристаллизации магматического расплава. Последний кристаллизуется не мгновенно, а постепенно. В начале из расплава кристаллизуются наиболее тугоплавкие минералы, которые находятся в остаточном расплаве и движутся вместе с ним. При течении расплава линейные, призматические минералы ориентируются по направлению основного движения (рис. 9.18). Таблитчатые минералы располагаются параллельно контактам интрузивного тела. Таким образом, элементы прототектоники жидкой фазы выражаются в закономерном расположении минералов в интрузивном теле. Линейные минералы расположены по направлению течения расплава, а пластинчатые — параллельно контактам интрузивного тела.

По элементам прототектоники жидкой фазы можно восстановить положение контактов интрузивного тела, местонахождение корневых зон интрузивного тела.

Элементы прототектоники твердой фазы — трещины, образующиеся при остывании и раскристаллизации магмы (см. рис. 9.18). При охлаждении, как

и все твердые тела, интрузивное тело уменьшается в объеме. Это уменьшение сопровождается образованием систем трещин.

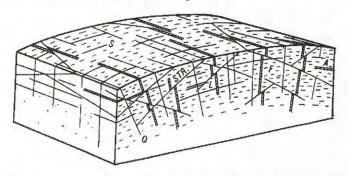


Рис. 9.18. Прототектоника твердой фазы — трещины в теле интрузивного массива (по Γ . Клоосу):

 ${
m Q-}$ поперечные, ${
m S-}$ продольные, ${
m L-}$ трещины отдельности вдоль пологих поверхностей, ${
m STR-}$ диагональные. Прототектоника жидкой фазы: ${
m F-}$ линейные структурные элементы в теле массива; ${
m A-}$ дайка аплитов

Выделяют трещины следующих разновидностей.

1. Крутопадающие: поперечные — Q, продольные — S (фото 9.5), диагональные — STR.



Фото 9.5. Крутопадающие трещины в выветрелых гранитах. Окрестности г. Хургада, Египет

2. Пологопадающие — L (фото 9.6). Эти трещины параллельны кровле интрузивного массива.

Трещины часто бывают залечены дайками и различными гидротермальными жилами и могут содержать такие полезные ископаемые, как олово, вольфрам, молибден и др.

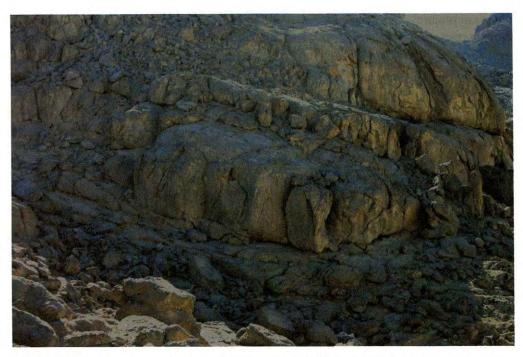


Фото 9.6. Пластовые трещины в гранитах параллельные кровле интрузивного массива. Окрестности г. Хургада, Египет

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Бахтеев М. К.* Краткий курс лекций по структурной геологии. М.: МГГА, 1998. С. 120.
 - 2. Белоусов В. В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 208 с.
 - 3. Белоусов В. В. Структурная геология. М.: МГУ, 1961. 207 с.
 - 4. Магматические горные породы. Ч. 1. М., 1983. С. 28–43.
- 5. *Михайлов А. Е.* Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1984. 463 с.
- 6. Лабораторные работы по структурной геологии, геокартированию и дистанционным методам / Под ред. А. Е. Михайлова. М: Недра, 1988. 197 с.
- 7. $\mathit{Munocepdoвa}\,\mathit{J.}\,\mathit{B.}$, $\mathit{Mauepa}\,\mathit{A.}\,\mathit{B.}$, $\mathit{Camconos}\,\mathit{IO.}\,\mathit{B.}$ Структурная геология. М.: Нефть и газ, 2004. 537 с.
- 8. Петрографический кодекс (магматические и метаморфические образования) СПб.: ВСЕГЕИ, 1995, 276 с.
- 9. Полевая геология. Справочное руководство в 2 т. / Под ред. В. В. Лаврова, А. С. Кумпана. М.: Недра, 1989. 400 с., 455 с.

ГЛАВА 10

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

Под вулканической (эффузивной) деятельностью понимают совокупность геологических процессов, связанных с зарождением, движением и выходом на поверхность магматических расплавов. В результате такой деятельности образуются вулканы, в строении которых выделяют магмаподводящий канал и постройку над ним.

10.1. КЛАССИФИКАЦИЯ ВУЛКАНОВ ПО ТИПУ ПОСТРОЙКИ И ХАРАКТЕРУ ИЗВЕРЖЕНИЯ

По характеру магмаподводящего канала выделяют следующие типы вулканических построек.

Вулканы центрального типа. У построек этого типа магмаподводящий канал имеет цилиндрическую форму и, как правило, образуется на пересечении разрывный нарушений разных направлений. Среди вулканов центрального типа выделяют несколько разновидностей.

А. Стратовулканы. Для них характерна постройка конусообразного типа, в разрезе которой чередуются лавовые и пепловые потоки с прослоями осадочного материала. Поскольку в разрезах вулканических построек чередуются покровы и потоки разного состава, пласты туфов, лахаровых брекчий, агломератов, то такие постройки называют стратифицированными, а сами вулканы — стратовулканами (рис. 10.1). Примером такого типа являются вулканы: Эльбрус на Кавказе (фото 10.1), Ключевская Сопка на Камчатке, Этна на Сицилии.

Б. *Шлаковые конусы* (рис. 10.2, фото 10.2) — невысокие пологие конусы, сложенные пирокластическим материалом (пепловые, агломератовые и др. туфы и туффиты).

В. Щитовые вулканы. Вулканы, имеющие в разрезе форму линз (щитов), расположенных выпуклой поверхностью вверх. Такие постройки образуются лавовыми покровами основного состава (рис.10.3). К ним относятся вулканы Гавайских островов: Мауна-Лоу, высотой 4166 м над уровнем моря, Килауэа, высотой 1230 м.

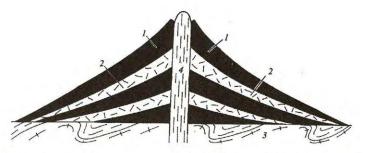


Рис. 10.1. Стратовулкан, в разрезе которого выделяются следующие элементы строения:

1-лавовые покровы; 2- пирокластические (вулканогенно-обломочные) покровы; 3- фундамент постройки; 4- магмоподводящий канал



Фото 10.1. Стратовулкан Эльбрус. Вид с горы Чегет

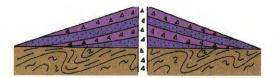


Рис. 10.2. Шлаковый конус, состоящий из покровов и потоков пирокластического материала



Фото 10.2. Шлаковый конус. Сирия



Рис. 10.3. Щитовой вулкан в разрезе:

1 — лавовый покров; 2 — фундамент вулканической постройки

Вулканы трещинного типа. Магмаподводящими каналами таких вулканов являются крупные разрывные нарушения, иногда глубинного заложения. В разное время участки протяженных (сотни и тысячи километров) разломов приоткрываются, и на поверхность устремляются лавовые потоки базальтового состава (рис. 10.4). Примером таких вулканов является Лакки в Исландии.

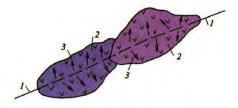


Рис. 10.4. Вулкан трещинного типа:

1- магмоподводящий разлом; 2- лавовые покровы и потоки; 3- направления течения магматических расплавов

Вулканы ареального типа. Представляют собой серии мелких вулканических построек, сложенных преимущественно лавами базальтового состава (рис. 10.5). Примером служат вулканы Индонезийского архипелага.

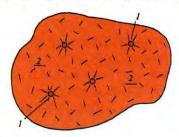


Рис. 10.5. Вулканы ареального типа:

1- единичные мелкие вулканические постройки; 2- лавовое поле, сформированное единичными вулканами

По характеру извержения вулканы делятся следующим образом.

1. Эффузивные, когда излияния лав, преимущественно основного состава, происходят спокойно, без сильных взрывов и катаклизмов. Такой характер обусловлен тем, что растворенные в магме газы покидают жидкий расплав основного состава без особых затруднений. В вулканических постройках

этого типа присутствует преимущественно лавовый материал. Примером эффузивного извержения являются вулканы Гавайских островов.

- 2. Эксплозивные (взрывные), характер извержения которых обусловлен подъемом вязких магм среднего и кислого составов. Растворенные газы покидают такой расплав с трудом, только когда их давление способно разорвать на куски вязкий магматический расплав. Подобные извержения сопровождаются сильнейшими взрывами, в результате которых лава поднимается вверх в виде капель, сгустков, кусков. Остывая эти куски и брызги лавы образуют твердый пирокластический материал, который преобладает в разрезах вулканических построек данного типа. Примером подобных вулканов являются вулканы Камчатки: Ключевская Сопка, Плоский Толбачик, Безымянный.
- 3. **Смешанный** тип вулканов отличается переходным характером извержения от эффузивного к эксплозивному. Взрывы сменяются периодами спокойного излияния лавы.
- 4. **Экструзивные** вулканы характеризуются выжиманием на поверхность из жерла вязкого материала, который имеет форму обелисков (вулкан Мон-Пеле) или экструзивных куполов.

10.2. ПРОДУКТЫ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Продуктами вулканической деятельности являются лавы и вулканокластический материал.

1. **Лавы** — застывший и частично раскристаллизованный алюмосиликатный расплав, лишенный летучих компонентов. По физико-механическим свойствам выделяют два типа лав: *пахоэ-хоэлавы* и *аа-лавы*. Они отличаются между собой по температуре и содержанию газов. Пахоэ-хоэ лавы текучие, у них выше температура, они преимущественно основного состава. Аа-лавы — глыбовые, с более низкой температурой, для них характерен кислый состав.

Пиллоулавы — лавы основного состава, излившиеся на дно океана. При медленном поступлении расплава лава выдавливается, образуя шары, которые отрываются от дна и могут перемещаться. Будучи еще внутри пластичными, они оседают, при этом нижняя часть образования вдавливается. Размер шаров достигает 30 см в диаметре. При больших размерах они уплощаются и превращаются в подушки и даже матрацы до 2 метров длиной. Промежутки между шарами, подушками и матрацами заполняются как обломками такого же состава, что и лава, так и осадочным материалом. Если лава поступает на дно океана быстро и в большом количестве, то образуются обычные массивные лавы.

2. **Вулканокластический** материал представляет собой обломки эффузивного или пирокластического состава, рыхлые или сцементированные лавой, а также спекшиеся. В его составе может присутствовать осадочный материал в объеме не более 50 %.

Пирокластический материал образуется из обломков, выброшенных в раскаленном состоянии во время извержений. Он может быть рыхлым, уплотненным, спекшимся. Рыхлый пирокластический материал называют тефрой, сцементированный — туфами, спекшийся — игнимбритами. Для игнимбритов характерна флюидальность (следы течения расплава), что сближает их с лавами. Также для них характерны и различного рода обломки, что делает их ближе к пирокластическим материалам. Особенностью игнимбритов является наличие обломков — фьямме, что в переводе означает «языки пламени». Состав фьямме — риолиты и дациты.

На образование игнимбритов существует много точек зрения, однако все их многообразие можно свести к двум гипотезам.

А. Образование игнимбритов связано с палящими тучами (эмульсия лавы в газовом облаке). Температура в этом случае достигает 600° — 800°. Во время параксизмальных (катастрофических) извержений выбрасываются вулканические бомбы и лапилли. При падении в полутвердом состоянии они деформируются, приобретают лепешкообразную и пламевидную форму. Такой обломочный материал цементируется горячей пепловой массой.

Б. Другая точка зрения на генезис игнимбритов заключается в том, что источником их служила первичная лава, которая при остывании подвергалась ликвации и разделялась на отдельные потоки, слои, отличающиеся по вязкости. Происходило чередование вязких прослоев с подвижными. При течении вещества в подвижных прослоях вязкие слои разрывались и растаскивались на обломки, которые затем уплощались и приобретали форму пламени (фьямме).

Для вулканических пород можно выделить следующие формы залегания:

- первичные формы ненарушенное залегание;
- вулкано-тектонические формы нарушенное залегание.

По условиям образования вулканические породы делятся на три группы (фации): собственно-эффузивную (поверхностную), жерловую, субвулканическую (рис 10.6).

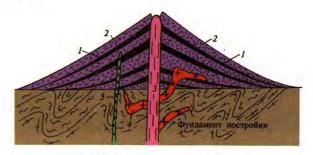


Рис. 10.6. Вулканические фации:

собственно эффузивная (поверхностная): 1 — лавовые покровы и потоки, 2 — пирокластические покровы и потоки, 3 — жерловая; субвулканическая: 4 — субвулканические интрузии, 5 — дайки

10.3. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ПОРОД СОБСТВЕННО-ЭФФУЗИВНОЙ (ПОВЕРХНОСТНОЙ) ФАЦИИ

Породы этой фации образуются при остывании расплава, а также путем осаждения пирокластического материала на поверхности суши или на дне океана. Породы этой фации образуют следующие тела.

Лавовые покровы. Они характеризуются большими площадями распространения, в плане имеют близкую к изометричной форму (рис. 10.7). В разрезах это линзообразные тела, обращенные выпуклостью вверх или вниз. Мощность покровов может достигать многих десятков, а иногда и сотен метров. Покровы бывают лавовые, пирокластические, игнимбритовые.

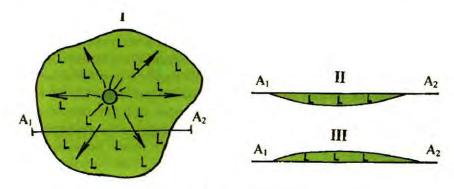


Рис. 10.7. Лавовые покровы: І — в плане; ІІ, ІІІ — в разрезе

На учебной геологической карте показана вулканическая постройка, состоящая из серии (четырех) лавовых покровов (фиг. 10.1). Нижний (ранний) покров составляет основание постройки и занимает самую большую площадь (темно-сиреневый цвет). Большая площадь нижнего покрова объясняется малой степенью его эродированности. Верхний покров занимает самую маленькую площадь (светло-сиреневый цвет) в виде отдельных фрагментов, не затронутых процессами эрозии, которые представляют собой отдельные возвышенности, что указывает на близкое к горизонтальному залегание покровов. Это заключение полностью подтверждается на разрезе (фиг. 10.2), где видно, что покровы практически горизонтально залегают друг на друге. Подошва нижнего покрова повторяет контуры фундамента вулканической постройки.

Лавовые потоки. Они представляют собой линзообразные в плане тела лавового состава (рис. 10.8). Один край линзы примыкает к вулканическому жерлу (прижерловая часть), а другая — по радиусу удалена от жерла (удаленная часть). Образование потоков обусловлено рядом причин.

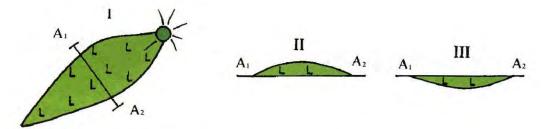
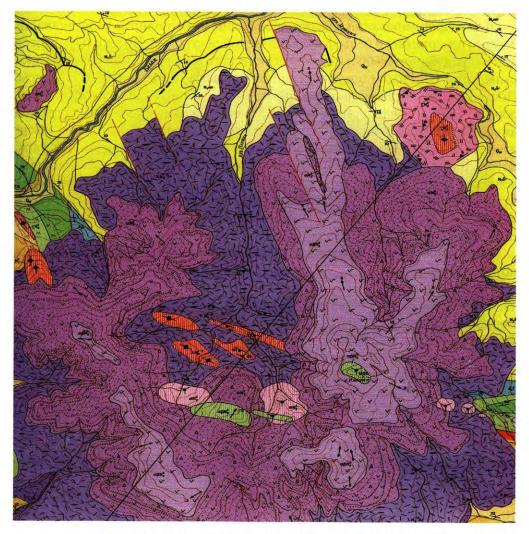
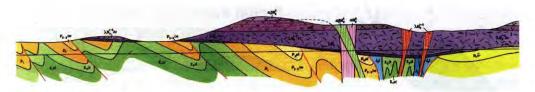


Рис. 10.8. Лавовые потоки: I-в плане; II, III-в разрезе



Фиг. 10.1. Фрагмент учебной геологической карты № 23. Вулканическая постройка центрального типа, состоящая из серии лавовых покровов (сиреневые разных оттенков). Условные обозначения см. в Приложении № 10



Фиг. 10.2. Разрез по учебной геологической карте № 23 через вулканическую постройку центрально типа (сиреневое — лавовые покровы). Жерловая фация показана негативной штриховкой. Фундамент постройки — смятые в складки палеогеновые и меловые отложения

Для их формирования решающее значение имеют направление вулканического извержения и рельеф вулканической постройки. Потоки образуются при направленном выбросе пирокластического материала или боковом прорыве лавы. Они наследуют понижения в рельефе, в частности баранкоссы. Последние представляют собой овраги на склоне вулканического конуса, образующиеся в результате действия временных водных потоков, в период ливневых дождей, вызванных вулканическими извержениями. При извержениях в атмосферу выбрасывается большое количество водяного пара, который конденсируется и приводит к ливневым дождям. Большие объемы воды образуются при таянии снежного покрова и ледников на вершинах вулканической постройки, вызванном тепловым воздействием лавы, а также за счет фуморольно-сольфотарной деятельности и при функционировании гейзеров.

Отдельное внимание стоит уделить **особенностям строения лавовых потоков и покровов**.

В плане в строении лавовых потоков (покровов) выделяют прижерловую часть (примыкающую к жерлу), промежуточную часть и удаленную. В прижерловой части преобладает столбчатая отдельность лав, для удаленной более характерна глыбовая отдельность.

В вертикальном разрезе лавовые потоки и покровы имеют зональность (рис. 10.9). В нижних частях их разрезов наблюдаются лавы со столбиатой (призматической, карандашеобразной) отдельностью (фото 10.3). Особенностью призматической отдельности является то, что образуются пятигранные призмы, вопреки всем законам симметрии. В средней части разреза она сменяется флюидальными текстурами (фото 10.4). Флюидальность представляет собой следы течения лавы. Турбулентное движение вязкого расплава приводит к образованию следов течения причудливой конфигурации. Завершает разрез лавовых потоков и покровов лавобрекчии (фото 10.5). Они образуются за счет неоднократного поступления магматического расплава. При излиянии начальных порций он начинает остывать и покрывается твердой коркой. Новая порция расплава, поступившая по этому же каналу, приводит к растрескиванию и взламыванию ранее образовавшейся корки. При этом последняя погружается в расплав и при его отвердевании

образуется лавобрекчия, у которой и обломки и цемент представлены лавовым материалом.

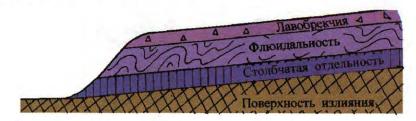


Рис. 10.9. Вертикальный разрез лавовых покровов и потоков для континентальных излияний



Фото 10.3. Призматическая отдельность нижних частей покровов дацитовых лав Эльбруса

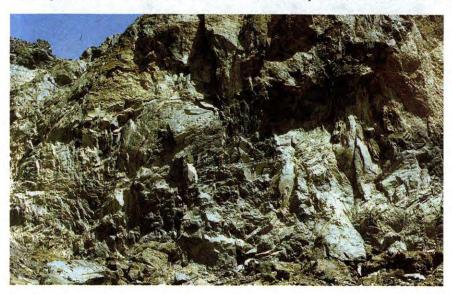


Фото 10.4. Флюидальность средних частей дацитовых лавовых покровов Эльбруса



Фото 10.5. Лавобрекчии верхних частей разрезов дацитовых лавовых покровов Эльбруса. Обломки (красно-бурые) и цемент (бежевый) представлены лавовым материалом

При вулканизме магма разделяется на лаву (расплав) и газы, некогда растворенные в магме. Нередко часть газов остается в лавовом потоке или покрове, образуя там большие резервуары. После затвердевания лавы полости остаются, но вулканические газы по трещинам покидают их. Поэтому нередко в лавовых потоках и покровах наблюдаются тоннели и колодцы (фото 10.6).

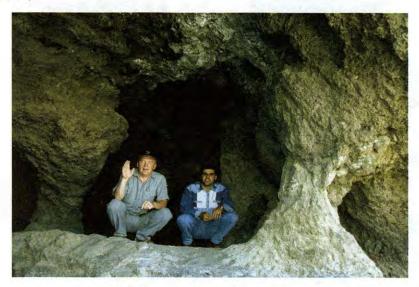


Фото 10.6. Полости в базальтовом покрове. Сирия

При излияниях на лед или снег вертикальная зональность лавовых тел несколько иная. Вместо нижней толщи со столбчатой отдельностью форми-

руется нижняя шлаковая зона. Это происходит за счет быстрого плавления снега или льда и образования больших объемов водяного пара, который смешивается с лавой, образуя в последней большие полости (рис. 10.10). Кроме этого, при извержении на морское или океаническое дно лав основного состава (относительно подвижных) в результате быстрого охлаждения поверхности образуются отдельные шарообразные или подушечные обособления, которые в дальнейшем являются характерным текстурным признаком таких лав (фото 10.7).



Рис. 10.10. Вертикальная зональность лавовых покровов и потоков при излияниях на дно водоемов

Пирокластические потоки и покровы. Пирокластические породы состоят из обломков разного размера. Все обломки данных пород делятся на ювенильные (обломки лавы) и резугентные (обломки фундамента, вулканической постройки). Если обломочный материал не спаян, то порода называется тефрой (фото 10.8), если порода твердая сцементированная, то это туф.



Фото 10.7. Шарообразная текстура базальтовых лавовых потоков и покровов, указывающая на подводный характер излияний. Сирия



Фото. 10.8. Тефра. Внизу однородная псаммитовая тефра (темно-серая), вверху — псаммитовая тефра с примесью агломератовой составляющей. Сирия

Тефра и туфы различаются по размеру обломочного материала. Псаммитовые тефра и туф состоят из обломков размером с песчинки. Псефитовые — из лапиллей, вулканических бомб. Псефитовая тефра получила название агломератовой. Например, агломератовый туф, агломератовая тефра.

Пирокластические потоки имеют латеральную зональность, которая обусловлена способностью палящих туч переносить обломки разного размера на разное расстояние от жерла вулкана (рис. 10.11). В самой близкой к жерлу вулкана зоне (прижерловой) находятся агломератовая тефра и туфы, средняя зона сложена псефитовой и псаммитовой тефрой и туфами, удаленная зона представлена псаммитовой тефрой и туфами.

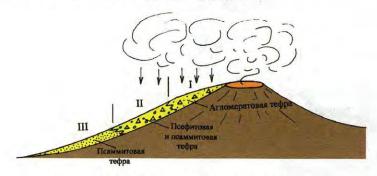


Рис. 10.11. Зональность пирокластических потоков:

I- прижерловая зона агломератовых тефры и туфов; II- средняя зона псефитовых и псаммитовых тефры и туфов; III- удаленная зона псаммитовых тефры и туфов

Экструзивные купола. Они образуются при выдавливании вязких порций кислого расплава на дневную поверхность (рис. 10.12). В куполах часто наблюдается флюидальность, обусловленная течением вязкого расплава. У подножия таких образований за счет процессов физического выветривания образуются купольные брекчии. Экструзивные купола, обелиски и др. образуются в вулканах с риолитовым составом магматических расплавов.



Рис. 10.12. Экструзивная фация:

1— экструзивный купол; 2— стратифицированная вулканическая постройка; 3— купольные брекчии; 4— фундамент вулканической постройки

10.4. ЖЕРЛОВАЯ ФАЦИЯ

Породы данной фации представляют собой лавы, пирокластику (эруптивные брекчии), застывшие в магмаподводящем канале. В зависимости от формы магмаподводящего канала образуются тела различной конфигурации (рис. 10.13).

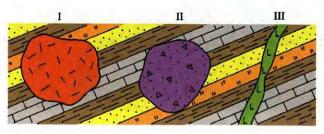
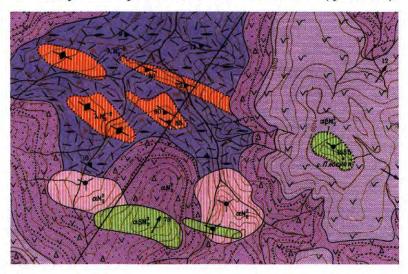


Рис. 10.13. Тела жерловой фации:

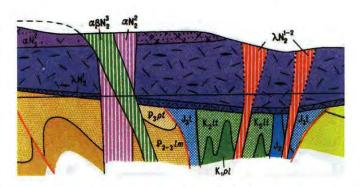
I — некки; II — трубки взрыва; III — дайки

Если магмаподводящий канал имеет цилиндрическую форму, как это имеет место для вулканов центрального типа, то образуются некки. Они в плане имеют изометричную или близкую к ней форму (фиг. 10.3). В разрезе это цилиндрические тела. На геологической графике (картах и разрезах) границы между лавовыми покровами и давшими им начало магмаподводящими каналами показываются точками (фациальные границы). Это означает одновозрастность покровов и некков. Если некк и покров генетически не

связаны (некк не является магмоподводящим каналом для данного покрова) то граница между ними проводится сплошной линией (фиг. 10.4).



Фиг. 10.3. Фрагмент учебной геологической карты № 23. Тела жерловой фации (некки) изометричной и линзообразной формы показаны негативной штриховкой (чередование белых и цветных полосок). Границы между лавовыми покровами и некками, являющимися для этих покровов магмаподводящими каналами, показаны точками. Условные обозначения см. в Приложении № 10



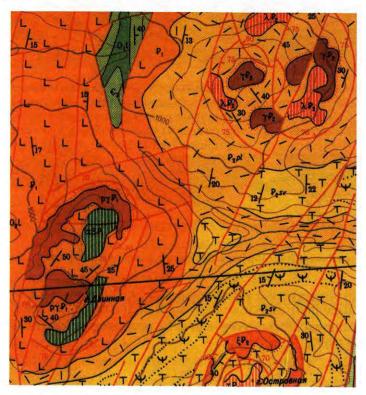
Фиг. 10.4. Разрез по учебной геологической карте № 23. Цилиндрическая и коническая морфология некков в разрезе (негативная штриховка). Линия разреза показана на фиг. 10.3 сплошной черной линией. Условные обозначения см. в Приложении № 10

Если вулканы трещинного типа, то магмаподводящий канал представляет собой трещину. В результате ее заполнения магматическим расплавом образуются дайки — плитообразные тела.

В качестве особой формы пород жерловой фации можно выделить *трубки взрыва*, сложенные грубообломочной эруптивной брекчией. Они сужаются на глубине и переходят в дайкообразные тела. Примером могут являться кимберлитовые трубки Якутии.

10.5. СУБВУЛКАНИЧЕСКАЯ ФАЦИЯ

К субвулканической фации относятся тела, которые в момент образования не выходили на поверхность (см. рис. 10.6, фиг. 10.5, фиг. 10.6). Такие тела могут как находиться в породах фундамента на небольшой глубине (десятки, несколько сотен метров), так и располагаться среди пород эффузивной фации в теле вулканической постройки. В морфологическом отношении породы субвулканической фации бывают представлены силлами (пластообразными телами), лакколитами (караваеобразными телами), штоками, дайками, куполами (рис. 10.14).



Фиг. 10.5. Фрагмент учебной геологической карты № 28. В поле развития риолитового (светло-оранжевое с крапом) и базальтового (темно-оранжевое с крапом) лавовых покровов обнажаются породы жерловой фации (негативная штриховка) и субвулканические тела кислого состава (красное с индексами γP_2 р γP_1 , оранжевое с индексом ξP_2). Условные обозначения см. в Приложении № 14

Следует отметить, что в разрезах вулканических построек субвулканические тела могут занимать около 50 % объема.

Дайки представляют особую группу магматических тел, генетически связанных с вулканами. Их особенность в том, что они имеют широкое развитие в пределах вулканической постройки и в ее ближайшем окружении. Относительно вулканической постройки они занимают различное положение.



Фиг. 10.6. Фрагмент учебной геологической карты № 25. Среди поля базальтов (светлобежевый цвет, P_3) выходят на поверхность жерловая фация (красная негативная штриховка, λN_1), субвулканические интрузивные тела (красное и зеленое νN_1) и кольцевые дайки (линии зеленого цвета, βN_1 , образующие на карте полукруг). Условные обозначения см. в Приложении № 12



Рис. 10.14. Морфология тел субвулканической фации: 1 -лакколиты; 2 -силлы; 3 -штоки; 4 -дайки

В плане выделяют дайки кольцевые и радиальные. Первые повторяют контуры вулканических конусов, а вторые расположены по ее радиусу (рис. 10.15, см. фиг. 10.6).

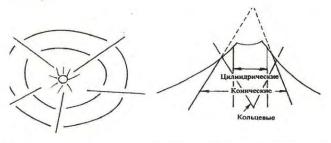


Рис. 10.15. Дайки, связанные с вулканическими постройками в плане (слева) и в разрезе (справа)

В разрезе дайки делятся на цилиндрические, имеющие верикальное положение, конические — образующие конус, ориентированный вершиной вверх, и кольцевые, образующие конус, ориентированный вершиной вниз.

Образование даек связано с возникновением приоткрытых трещин при землетрясениях и газовых взрывах, сопровождающих извержение вулканов. Кроме этого трещины, особенно кольцевые (в плане) образуются вследствие проседания центральной части вулканической постройки над опустошенным магматическим резервуаром.

По степени сохранности вулканические постройки принято делить на (рис. 10.16):

- слабо эродированные, в которых сохранились положительные формы рельефа и представлены породы всех трех фаций (эффузивной, жерловой и субвулканической);
- умеренно эродированные, когда положительные формы рельефа не сохранились, но в разрезе постройки представлены все три фации вулканитов;
- глубоко эродированные, в этом случае сохраняются только породы субвулканической и жерловой фаций.

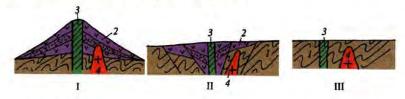


Рис. 10.16. Вулканические постройки по степени сохранности:

I- слабо эродированные; II- умеренно эродированные; III- глубоко эродированные. I- фундамент постройки; 2- поверхностная фация; 3- жерловая фация; 4- субвулканическая фация

10.6. НАРУШЕННЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

К нарушенным формам залегания вулканических пород относятся:

- а) складчатые структуры;
- б) вулкано-тектонические структуры (депрессии).

Складчатые формы залегания могут иметь породы эффузивной фации, которые вместе с осадочными породами входят в состав стратифицированных образований. Под стратифицированными образованиями понимают геологические тела, которые можно разделить на отдельные слои, толщи, отличающиеся между собой по составу и возрасту. Лавовые и пирокластические покровы, чередуясь с осадочными образованиями, сминаются в складки, характеристика которых дана в главе 5. Породы жерловой и субвулканической фаций относятся к нестратифицированным образованиям, т. е. их нельзя разделить на отдельные слои, пачки, толщи, отличающиеся по составу и возрасту. Породы этих фаций не деформируются в складки. Исключение могут составлять только метаморфические породы, образовавшиеся по дайкам и субвулканическим согласным телам. В этом случае под действием

высоких температур и давлений породы рассланцовываются, приобретают пластичность и способность к складчатым деформациям.

Вулкано-тектонические структуры образуются в результате движения отдельных частей вулканического конуса по разрывным нарушениям. Чаще всего это опускание блоков, которое происходит из-за проседания тяжелой вулканической постройки над опустошенной магматической камерой. В результате этого чаще всего центральная часть вулканического сооружения опускается, что приводит к образованию кальдеры проседания.

В постройках, сохранившихся в виде положительных форм рельефа, наблюдаются в центре впадины, называемые *кальдерами*, из которых могут расти новые молодые конусы. Кальдеры делят на вершинные, когда опускаются только верхние центральные части конуса: они имеют в поперечнике небольшой диаметр (700–800 м для вулкана Килауэ, 7–8 км для вулканов типа Кракатау) и периферические характеризующиеся тем, что опускается весь аппарат по кольцевым и дугообразным разломам. Диаметр периферических кальдер достигает 20–50 км.

Отличительной особенностью вулкано-тектонических структур является тот факт, что вулканические породы (лавовые и пирокластические покровы) падают по направлению к центру аппарата (центриклинальное залегание), в то время как при ненарушенном залегании потоки и покровы падают к его периферии (переклинальное залегание).

Вулкано-тектонические структуры на геологических картах будут выглядеть как поля развития вулканических пород, приуроченные к положительным формам рельефа, если постройка слабо эродированная. При этом наблюдается система кольцевых разломов, «залеченных» дайками. Поскольку центральные части постройки наиболее опущены и раннее образовывали положительные формы рельефа, то к ним будут приурочены более молодые (верхние) лавовые потоки и покровы. Периферические части постройки в этом случае могут быть представлены более древними (нижними) потоками и покровами, так как молодые вулканиты часто отсутствуют из-за уничтожения их эрозией. Кроме этого, если на карте показаны элементы залегания вулканитов, то значки покажут, что покровы и потоки наклонены к центру постройки (рис. 10.17).

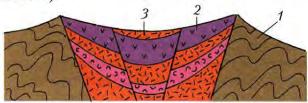


Рис. 10.17. Вулканно-тектоническая структура, образовавшаяся в результате проседания ее центральной части по системе разломов. Лавовые и пирокластические покровы наклонены к центру постройки:

¹ — фундамент вулканической постройки; 2 — лавовые покровы; 3 — пирокластические покровы

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Бахтеев М. К.* Краткий курс лекций по структурной геологии. М.: МГГА, 1998. С. 120.
 - 2. Белоусов В. В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 208 с.
 - 3. *Белоусов В. В.* Структурная геология. М.: МГУ, 1961. 207 с.
- 4. Донских В. В., Зелепугин В. Н., Кронидов И. И. Методика геологической съемки древних вулканов. Л.: Недра, 1980. 278 с.
- 5. *Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А.* Вулканогенные породы и методы их изучения. М.: Недра, 1967. 331 с.
 - 6. Лучицкий И.В. Палеовулканология. М.: Наука, 1985. 276 с.
 - 7. *Макдональд Г.* Вулканы. М.: Мир, 1975. 431 с.
- 8. $\mathit{Muxaйлов}\ A.\ E.\$ Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1984. 463 с.
- 9. Лабораторные работы по структурной геологии, геокартированию и дистанционным методам. / Под ред. А. Е. Михайлова. М.: Недра, 1988. 197 с.
- 10. Полевая геология. Справочное руководство в 2 т. / Под ред. В. В. Лаврова, А. С. Кумпана. М.: Недра, 1989. 400 с., 455 с.
 - 11. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 437 с.

ГЛАВА 11

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Под *метаморфизмом* понимают преобразование осадочных и магматических пород под действием следующих факторов:

- давления, всесторонего (литостатического) или односторонего (стрессового);
- температуры;
- флюидов.

В зависимости от значений действующих на исходные породы (протолиты) давлений выделяют три типа метаморфизма:

- 1) низких давлений;
- 2) средних давлений;
- 3) высоких давлений.

К первому типу относят контактовый метаморфизм — преобразование пород на контакте интрузивного тела и вмещающих пород. Главными факторами метаморфизма в этом случае являются: температура и гидротермальные растворы. Примером подобных метаморфических пород являются роговики по глинистым породам, скарны — по известнякам, кварциты — по песчаникам.

Второй тип соответствует в традиционном понимании *региональному метаморфизму*. При нем преобразованию подвергаются породы на больших территориях. Отсюда и название — региональный. В его рамках по температуре преобразования пород выделяют фации: зеленосланцевую — низкотемпературную; эпидот-амфиболитовую и амфиболитовую — среднетемпературные; гранулитовую — высокотемпературную.

Третий тип делится на *низкотемпературный и высокотемпературный метаморфизмы*. Первый обычно происходит в зонах надвигов и тектонических покровов, где перемещение блоков сопровождалось возникновением высоких давлений и как следствие — образованием высокобарических пород — глаукофановых и голубых сланцев. Глаукофановые сланцы состоят из глаукофана, жадеита, кварца, лавсонита и др. Голубые сланцы по составу близки к предыдущему виду, но отличаются от него голубым цветом, кото-

рый им придает щелочной амфибол. Высокотемпературный метаморфизм происходит на больших глубинах с образованием характерных для данных условий пород — эклогитов. Эклогит представляет собой высокобарическую глубинную породу, состоящую в основном из пироп-альмандин-гроссулярового граната и пироксена-омфацита.

Среди пород, подвергшихся метаморфизму, рекомендуют выделять метаморфизованные, у которых сохранились или угадываются элементы структуры и состава протолита (исходной породы). У метаморфических пород признаки протолитов уничтожены, и протолит невозможно установить.

При реконструкции первичного состава пород, подвергшихся метаморфизму, важнейшими критериями являются: геологические условия залегания пород; парагенетические ассоциации слагающих породы минералов; первичные (реликтовые) текстуры и структуры; химический состав как породы в целом, так и отдельных минералов; состав акцессорных минералов. Описание методики определения протолитов метаморфических пород выходит за рамки настоящего учебника.

11.1. ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Метаморфические породы являются крайне сложными объектами для изучения. Это обусловлено целым рядом причин, среди которых необходимо отметить следующие.

- 1. В метаморфических породах затушевываются или полностью уничтожаются признаки исходных пород (протолитов). Изменяется минеральный состав, преобразуется структура породы, трансформируется текстура, у осадочных пород исчезает слоистость и на ее место приходит полосчатость. Ранее массивная однородная интрузивная порода приобретает сланцеватость и полосчатость. В таких условиях очень трудно установить, какая исходная порода подверглась метаморфизму, как она залегала до метаморфизма. Отсутствие данной информации не позволяет точно восстановить историю формирования района, сложенного метаморфическими комплексами.
- 2. Метаморфические толщи имеют большую мощность, измеряемую сотнями метров и даже несколькими километрами. Это обстоятельство сильно затрудняет изучение метаморфических толщ. Их невозможно исследовать как в одном, так и в группе сближенных обнажений. Для их полной характеристики необходимо проводить геологическое изучение большой площади.

Факт больших мощностей метаморфических подразделений может иметь несколько объяснений. Возможно, действительно в раннем докембрии (именно в это время образовалась подавляющая часть метаморфических пород) накапливались огромные мощности осадочных толщ, которые затем преобразовывались в метаморфические породы. Это вполне реально, учитывая продолжительность формирования исходных толщ в докембрии. В пользу

данной точки зрения свидетельствуют мощные толщи (до 20–25 км) осадочных и вулканогенно-осадочных пород в подвижных поясах фанерозоя. Вторая возможная причина — это удвоение или утроение мощности за счет наложенной складчатости. В этом случае если метаморфические породы деформировались дважды с образованием лежачих складок, то мощность увеличивается в 4 раза. На рис. 11.1 пачка метаморфических пород мощностью 15 метров дважды сминается в лежачие изоклинальные складки, в результате чего мощность ее «возрастает» в 4 раза и составляет 60 м. Часто установить, что мы имеем дело с многократно деформированной толщей невозможно, и учетверенную мощность легко принять за истинную. По данным ряда геологов, метаморфические породы могли испытывать до 10 фаз складчатости. Такое «увеличение» мощности в принципе может происходить, но в метаморфических породах редко выделяются крупные, протяженные складки, тем более лежачие. Это ставит под сомнение данную причину увеличения мощности пород.

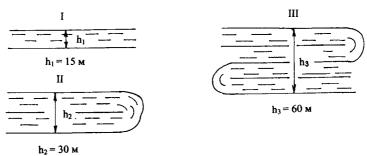


Рис. 11.1. Одна из возможных причин образования больших мощностей метаморфических толщ — за счет многократного смятия в лежачие складки:

I — толща пород до деформаций (мощность 15 м); II — толща пород, смятая в лежачую складку (мощность 30 м); III — толща пород смятая дважды в лежачие складки (мощность 60 м)

Следующей причиной больших мощностей метаморфических подразделений может быть сам процесс метаморфизма. Если до него в разрезе протолитов (исходных пород) можно было выделить множество стратиграфических подразделений (свит, серий), каждое из которых отличалось относительно небольшой мощностью, то метаморфизм затушевал, уничтожил ранее существовавшие различия. Толща стала выглядеть монотонной, и столь большое количество подразделений, как до метаморфизма, уже нельзя выделить по различиям состава пород. Фауна же, по которой можно расчленить толщу, в большинстве случаев в метаморфических, особенно докембрийских, породах отсутствует. В итоге выделяются относительно однородные стратиграфические подразделения огромной мощности.

3. Метаморфические породы отличаются значительными, многофазными как пликативными (складчатыми), так и дизъюнктивными (разрывными) деформациями.

4. В процессе метаморфизма породы приобретают особые элементы строения, характерные только для метаморфических пород: полосчатость, гнейсовидность, сланцеватость, будинаж и др.

11.2. ЭЛЕМЕНТЫ СТРОЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Полосчатость (гнейсовидность). Полосчатость в метаморфических породах обусловлена чередованием тонких полос с различным минеральным составом. Так, полосы, содержащие светлые минералы (кварц, полевые шпаты), будут светлыми, лейкократовыми. А те, в которых содержится много темных (или цветных) минералов, будут соответственно темными или меланократовыми.

Гнейсовидность может как унаследовать первичную слоистость исходных пород (протолитов), так и иметь свою ориентировку, уничтожая первичную слоистость. В последнем случае полосчатость возникает вследствие перекристаллизации и перераспределения вещества исходных пород в процессе метаморфизма. По этой причине ориентировка полосчатости в породе (в отличие от слоистости) не может однозначно указывать на ее первичное залегание.

На фото 11.1 показана полосчатость метаморфических пород Станового комплекса. В обнажении в борту р. Унаха видно чередование светлых и серых полос. Белые полосы имеют кварц-полевошпатовый состав, а серые — содержат наряду с полевошпатовой (светлой) составляющей темноцветные минералы (биотит, роговую обманку).



Фото 11.1. Полосчатость в метаморфических породах Станового комплекса. Светлые полосы — биотитовые гнейсы, серые полосы — биотит-роговобманковые кристаллические сланцы

По морфологии полосчатость может быть прямолинейная, волнистая (ленточная), линзовидная. По степени выраженности: контрастная, неконтрастная. По генезису — метаморфическая, мигматитовая и милонитовая.

По генезису выделяют полосчатость собственно метаморфическую, связанную с перераспределением вещества и минералов в ходе метаморфизма (преобразования протолита). В этом случае полосы протяженные, примерно одинаковой мощности (чаще всего миллиметры) по всей длине. Меланократовые и лейкократовые полосы не будут пересекать друг друга. Полосчатость будет средней контрастности. Полосы четко угадываются, но очень резкой границы между ними нет.

Мигматитовая полосчатость, связанная с образованием мигматитов, чаще всего обусловлена послойным внедрением расплавов кислого состава. В этом случае вновь образованные полосы будут светлые. Для такой полосчатости характерны контрастные контакты. Полосы непротяженные, они могут выклиниваться, пересекать меланократовые прослои и линзы. Толщина отдельных полосок будет колебаться от миллиметров до нескольких сантиметров.

Милонитовая полосчатость обусловлена тектоническими подвижками по крупным разрывным нарушениям. В этом случае первоначальная порода, даже массивная на вид, приобретает полосчатость и напоминает гнейс. Наблюдается чередование относительно ненарушенных массивных полосок и полосок, как правило, более светлых, за счет более тонкого перетертого материала. Особенностью такой гнейсовидности является то, что она проявлена только в зоне крупного разрывного нарушения. С удалением от него можно увидеть, как постепенно исчезает полосчатость и порода становится массивной. Ориентировка такой полосчатости совпадает с ориентировкой тектонической зоны.

Сланцеватость. Под сланцеватостью понимают ориентированное расположение таблитчатых, пластинчатых и чешуйчатых минералов. Они располагаются в одной плоскости, и при ударе порода раскалывается по трещинам, которые возникают параллельно пластинкам и чешуйкам минералов. На фото 11.2 видно, что разрушение глиноземистых серицит-кианитовых сланцев идет по сланцеватости.

Будинаж — разлинзование пород, приводящее к расчленению пластовых и пластообразных тел на изолированные блоки в процессе деформаций. Он происходит при действии поперечных напряжений на толщу пород, в разрезе которой чередуются породы с разными физико-механическими свойствами. Чаще всего это чередование пластичных и хрупких метаморфических пород: глинистых сланцев и кварцитов; кристаллических сланцев и амфиболитов. В результате поперечных сжимающих напряжений пластичные породы (сланцы) деформируются без нарушения сплошности, а хрупкие породы (кварциты, амфиболиты) разрываются на куски, разлинзовываются (превращаются в будины) и растаскиваются по разрезу, оказываясь разобщенными.

Механизм образования будин показан на рисунке 11.2. На нем видно, как неоднородная по составу толща пород деформируется и самый хрупкий элемент разреза — амфиболит растаскивается на будины. В зависимости от особенностей систем трещиноватости, развитых в толще пород, величины сжимающих сил и физико-механических свойств хрупких пород будины бывают: линзовидные, прямоугольные, косоугольные, неправильной формы (рис. 11.3).



Фото 11.2. Сланцеватость в глиноземистых (серицит-кианитовых) сланцах. Ириногорская свита, Северная Карелия

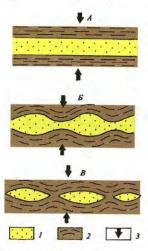


Рис. 11.2. Деформация пачки метаморфических пород: пластичных кристаллических сланцев и хрупких амфиболитов:

A — пачка пород до деформации; B — начальная стадия деформации, когда хрупкие амфиболиты на отдельных участках испытывают сильное утонение перед разрывом; B — разрыв амфиболитов и растаскивание их на фрагменты — будины. 1 — амфиболиты; 2 — кристаллические сланцы; 3 — направления сжимающих усилий

Межбудинные промежутки нередко заполняются кремнеземом, кальцитом, аплитом, пегматитом (фото 11.3, 11.4).

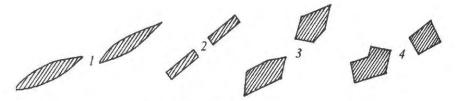


Рис. 11.3. Морфология будин:

1- линзовидные; 2- прямоугольные; 3- косоугольные; 4- неправильной формы

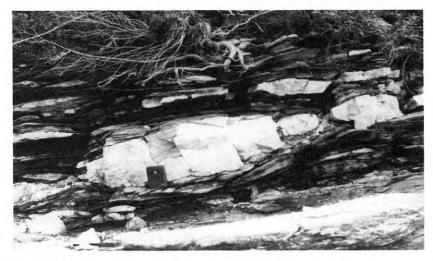


Фото 11.3. Будины кварца (белое) среди кристаллических сланцев (темно-серое)

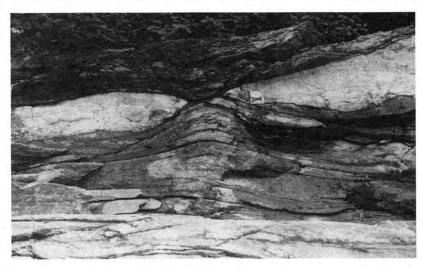


Фото 11.4. Будины гнейсов (светло-серое) в теле бластомилонитового шва (темно-серое)

11.3. ОСОБЕННОСТИ СКЛАДЧАТЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Для метаморфических пород, особенно высоких ступеней регионального метаморфизма (эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая, гранулитовая фации), характерны многофазные складчатые деформации. Как было уже сказано при объяснении большой мощности метаморфических толщ, для отдельных метаморфических комплексов исследователи различают до 10 фаз складчатости. В метаморфических толщах редко выделяются, если выделяются вообще, крупные линейные складки. Обычно в единичных обнажениях или группах сближенных обнажений отмечаются мелкие складки с амплитудами от десятков сантиметров до десятков метров (фото 11.5, 11.6). Крупные складки обычно относятся к изометричным (купольным) или овальным (брахиформным) структурам.



Фото 11.5. Мелкая складчатость в рассланцованных метаморфических породах Станового комплекса



Фото 11.6. Мелкая складчатость в железистых кварцитах Оленегорского месторождения. Белое — кварц, черное — магнетит

В метаморфических породах широко развиты *подобные* складки, с увеличенной мощностью в замке. Это связано с тем, что в образовании складчатости существенную роль играют деформации пластического течения вещества, под действием которого и происходит перетекание вещества в замковую часть складок.

По соотношению крыльев выделяют складки изоклинальные (крылья параллельны) и нормальные (крылья наклонены в разные стороны относительно осевой поверхности).

По положению осевой поверхности складки встречаются прямые, опрокинутые; большую роль играют лежачие складки (фото 11.8). Часто характерна дисгармоничная разнопорядковая складчатость (фото 11.7).



Фото 11.7. Дисгармоничная складчатость в породах Хетоламбинской свиты (Северная Карелия)

Метаморфические породы неоднократно деформируются, поэтому возникшие ранее складки сминаются снова. В самом простом случае, в результате двух этапов деформаций образуются ныряющие складки (рис. 11.4).

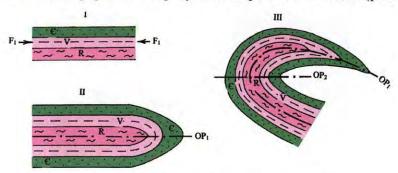


Рис. 11.4. Двухфазная деформация метаморфической пачки пород:

I — толща до деформации, к ней прикладываются продольные сжимающие напряжения (F_1); II — пачка смята в лежачую изоклинальную складку (OP_1 — осевая поверхность); III — лежачая изоклинальная складка, подвергшаяся повторной (второй) фазе складчатости (OP_1 — изогнутая, или ныряющая, осевая поверхность складки первой фазы; OP_2 — недеформированная осевая поверхность складки второй фазы)

При многократной деформации пород теряется понятие синклинальных и антиклинальных складок, так как в ядре складок будут не одни древние или молодые образования, а чередование разновозрастных пород. Таким образом, не будет выполняться главный критерий деления складок на синклинальные и антиклинальные — возрастные взаимоотношения пород на крыльях и в ядре складок. Поэтому вводится понятие синформных и антиформных складок. Синформные складки обращены выпуклостью вниз, а антиформные — выпуклостью вверх.



Фото 11.8. Мелкая лежачая складка с хорошо отпрепарированным шарниром в породах Станового комплекса

11.4. РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Особенности разрывных нарушений в метаморфических комплексах сильно зависят от времени их образования относительно эпох метаморфизма. Поэтому принято делить разрывные нарушения на три группы:

- 1) дометаморфические;
- 2) синметаморфические;
- 3) постметаморфические.

Дометаморфические нарушения представлены зонами бластомилонитов. Они образовались как результат хрупких деформаций исходных пород (протолитов) задолго до метаморфизма. Ранее это были зоны дробления и катаклаза. В процессе метаморфизма они подверглись перекристаллизации. Тонкий перетертый материал превратился в плотную, крепкую, но хрупкую породу, в которой выросли отдельные крупные кристаллы — порфиробласты. Поэтому древние дометаморфические зоны разломов получили название бластомилонитов (фото 11.9). В теле бластомилонита иногда содержатся

крупные нераздробленные обломки пород. В качестве последних могут присутствовать изначально осадочные или магматические породы. В отдельных случаях в результате перекристаллизации перетертого материала образуются зоны, практически целиком сложенные крупночешуйчатым черным биотитом. Размер чешуек этого минерала может доходить до нескольких квадратных сантиметров. Такую разновидность бластомилонитов можно назвать биотититами (фото 11.10). Подробно зоны бластомилонитов были описаны в главе 6.

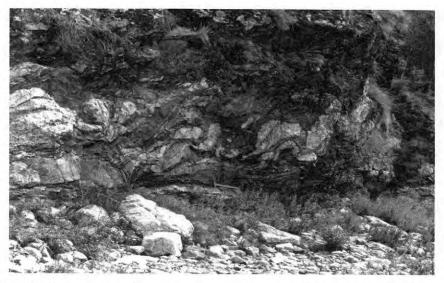


Фото 11.9. Зона крупного бластомилонитового шва (темно-серое) с разлинзованными обломками гранита (светло-серое)



Фото 11.10. Зона бластомилонита, представленная биотититом (темно-серое) с блоками гранита (светло-серое)

Синметаморфические нарушения образуются в процессе метаморфизма, когда породы относительно пластичны, когда они испытывают больше пластичные, нежели хрупкие деформации. Данные нарушения представлены сериями мелких зон пластического течения, по которым отдельные полосы метаморфических пород сдвинуты относительно друг друга (фото 11.11, 11.12). Амплитуда такого смещения между соседними пачками составляет десятки сантиметров, реже несколько метров. При большой мощности толщи, в которой проявлены синметаморфические нарушения, общая амплитуда смещения может достигать сотен метров и даже нескольких километров. На практике такие зоны можно легко пропустить, так как они часто не имеют контрастного выражения. Если процессы метаморфизма на территории проявлялись неоднократно, то сами поверхности разрывных нарушений могут изгибаться и пересекаться друг с другом.



Фото 11.11. Обнажение амфиболитов хизоваарской свиты, Северная Карелия. В амфиболитах проявлены синметаморфические разрывные нарушения. Плоскость одного из них проходит по диагонали обнажения слева направо прямо под крышкой объектива, размещенной для масштаба



Фото 11.12. Фрагмент обнажения, представленного на фото 11.11. Синметаморфическое нарушение проходит от левого нижнего угла фотографии до правого верхнего угла. В нарушение упирается и срезается тонкая полосчатость амфиболиитов нижнего блока (под крышкой объектива, размещенной для масштаба)

Разрывные нарушения постметаморфические мало чем отличаются от разрывов, которые проявлены в осадочных или магматических породах, описанных в главе 6. Это зоны дробления и катаклаза (фото 11.13).



Фото 11.13. Постметаморфическое разрывное нарушение в Становом комплексе

При сильном стрессовом давлении в условиях дислокационного метаморфизма (стрессового, одностороннего давления) могут образовываться зоны милонитизации и рассланцевания. Такие зоны представлены тонко перетертым материалом. Они характеризуются ориентированным расположением чешуйчатых и пластинчатых минералов, параллельным возникающим трещинам. Вдоль таких трещин часто может внедряться жильный материал (кварц, кальцит и др.). Даже если зоны рассланцевания идут по массивным однородным породам (интрузивным), то после такой проработки последние превращаются в сланцы или гнейсы. Их первичная интрузивная природа устанавливается только в области перехода от рассланцевания может достигать десятков километров.

11.5. МИГМАТИЗАЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

В условиях высоких температур в метаморфических толщах образуются расплавы гранитного состава. Они могут формироваться как при частичном плавлении исходных метаморфических пород, так и поступать снизу. В результате происходит пропитка и частичное или полное замещение исходных образований гранитным расплавом, который впоследствии кристаллизуется в кварц-полевошпатовую составляющую.

В результате образуются породы *мигматиты*, получившие свое название от слова «мигма» — смесь. Таким образом, мигматит представляет собой смесь исходной метаморфической породы — гнейса или сланца и раскристаллизованного расплава. Исходный материал принято называть палеосомой,

а вновь образованный гранитного состава — неосомой. Палеосома, как правило, более темного цвета, она представлена темноцветными минералами, из-за этого ее называют меланосомой. Неосома светлая, так как сложена светлыми минералами (кварцем, полевыми шпатами), поэтому получила название лейкосомы.

В зависимости от морфологии распределения неосомы в палеосоме выделяют морфологические типы мигматитов, среди которых наиболее часто встречаются следующие (рис. 11.5).

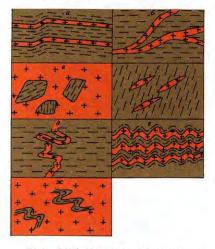


Рис. 11.5. Виды мигматитов:

- a послойные (строматиты); δ ветвистые (дистониты); e глыбовые (агматиты); ϵ очковые (октамиты); ϵ жильные, причудливо изогнутые (птигматиты); ϵ плойчатые; ϵ теневые
- 1. Послойные мигматиты или строматиты те, в которых чередуются полосы палеосомы и неосомы, причем полосы субпараллельны друг другу (рис. 11.5 a, фото 11.14, 11.15).



Фото 11.14. Тонко полосчатый послойный мигматит (строматит). Хетоламбинская свита, Северная Карелия

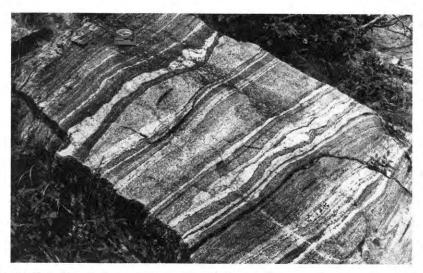


Фото 11.15. Послойный мигматит (строматит). Становой комплекс, Алдано-Становой щит

2. Ветвистые мигматиты — дистониты. У этой группы неосома образует ветвящуюся систему, напоминающую ветки дерева (рис. 11.5 б, фото 11.16).



Фото 11.16. Ветвистый мигматит (дистонит). Становой комплекс, Алдано-Становой щит

- 3. Агматиты или глыбовые мигматиты. Представляют собой сильно пропитанные магматическим расплавом метаморфические породы, которые сохранились в виде отделных реликтов, обломков (рис. $11.5~\epsilon$, фото 11.17).
- 4. Очковые мигматиты или октамиты. В данных образованиях неосома имеет форму линз, которые секут под углом сланцеватость или полосчатость (рис. $11.5 \ z$).
- 5. Птигматиты жильные, причудливо изогнутые мигматиты (рис. 11.5 ∂ , фото 11.18—11.19).



Фото 11.17. Глыбовый мигматит (агматит). Становой комплекс, Алдано-Становой щит

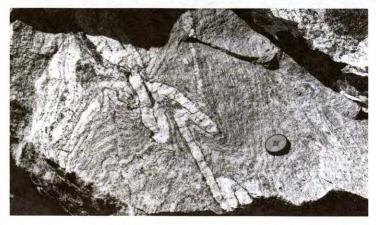


Фото 11.18. Жильный причудливо изогнутый мигматит (птигматит). Становой комплекс, Алдано-Становой щит

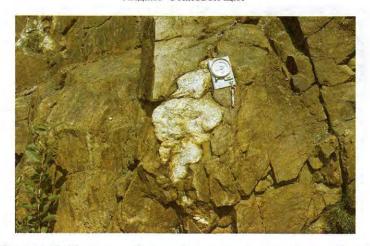


Фото 11.19. Птигматит. Становой комплекс, Алдано-Становой щит

6. Плойчатые мигматиты представляют собой послойные мигматиты, смятые в мелкие складки (рис. 11.5 e, фото 1.20).



Фото 11.20. Плойчатые мигматиты. Становой комплекс, Алдано-Становой щит

7. Теневые мигматиты или скиалиты — сильно мигматизированные породы, у которых сохранились только небольшие фрагменты исходных пород или прослеживаются их текстурные рисунки (рис. $11.5 \, m$, фото 11.21, 11.22).

Переходы между различными морфологическими типами мигматитов можно видеть в зоне контакта между метаморфической породой и интрузивным телом. В эндоконтактовой области присутствуют теневые и глыбовые мигматиты, с удалением от контакта образуются ветвистые и послойные мигматиты.



Фото 11.21. Теневой мигматит. В центре (рядом с компасом) сохранился фрагмент исходной породы в виде гребневидной складки (темное-серое) среди гранитизирующего материала (серое). Становой комплекс, Алдано-Становой щит



Фото 11.22. Теневой мигматит. В общей гранитизированной светло-розовой массе видны очертания частично замещенных фрагментов амфиболитов (серое). Хетоламбинская свита. Северная Карелия

В ряде случаев гранитизирующий материал внедряется в метаморфические породы в виде жил большой мощности (десятки сантиметров и несколько метров). Он может образовывать ветвящиеся жилы типа конского хвоста и пересекать под разными углами полосчатость метаморфических пород (фото 11.23) или располагаться согласно полосчатости (фото 11.24).

В некоторых случаях метаморфические комплексы прорываются жилами пегматитов, что характерно для Чупинского района Северной Карелии (фото 11.25).



Фото 11.23. Ветвящиеся жилы гранитирующего материала типа конского хвоста (белое) в кристаллических сланцах. Становой комплекс, Алдано-Становой щит



Фото 11.24. Жилы гранитирующего материала (светло-серое) внедрившиеся вдоль полосчатости кристаллических сланцев (темно-серое). Становой комплекс, Алдано-Становой щит

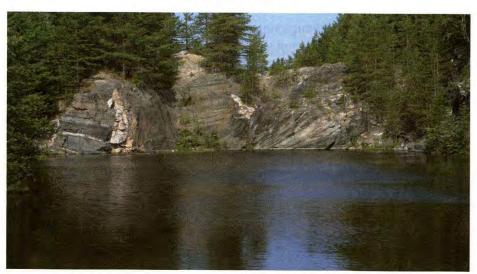


Фото 11.25. Метаморфические породы Хетоламбинской свиты (серое) рассекаются пегматитовыми жилами (розовое), Северная Карелия

11.6. ГНЕЙСОВЫЕ ОВАЛЫ И ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЕ КУПОЛА

В метаморфических толщах широко распространены купольные структуры, которые по масштабу проявления и особенностям внутреннего строения делят на гнейсовые овалы и гранито-гнейсовые купола.

Гнейсовые овалы проявлены в раннедокембрийских, преимущественно архейских метаморфических комплексах. Они представляют собой овальные

1

или кольцевые структуры с размерами в поперечнике от 80 до 800 километров (рис.11.6). Их образование связывают с подъемом из мантии вещества в виде плюмов. Над плюмами и формируются те гигантские структуры, которые хорошо диагностируются на космических снимках и по анализу условий залегания метаморфических пород на больших территориях, в частности на древних щитах (Алданском и др.). В составе гнейсовых куполов или овалов присутствуют гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты, кварциты, мраморы. В центральных частях овалов присутствуют породы более высоких ступеней метаморфизма, нежели на периферии. Так, часто в центре куполов находятся гнейсы и сланцы амфиболитовой или гранулитовой фаций, в то время как периферические зоны сложены метаморфическими породами эпидот-амфиболитовой или зеленосланцевой фаций.

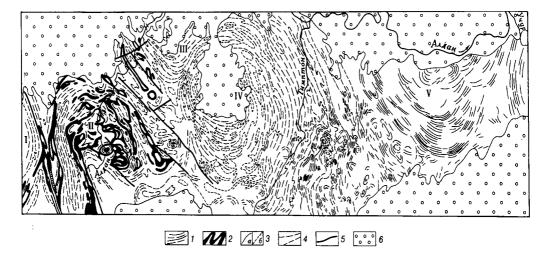
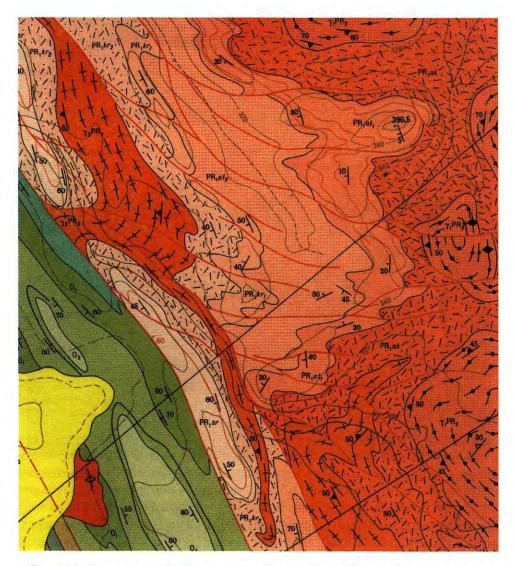


Рис. 11.6. Гнейсовые овалы (I–V) в северной части Алданского щита, по Л. И. Салопу:

1 — простирание слоев по аэрофотоснимкам; 2 — различные горизонты кварцитов; 3 — границы стратиграфических подразделений (a — установленные; δ — предполагаемые); 4 — простирание осей второстепенных складок; 5 — докембрийские разломы; 6 — докембрийские, кембрийские и юрские отложения платформенного чехла

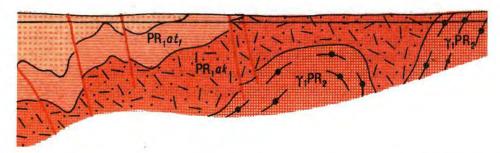
Гранито-гнейсовые купола отличаются от гнейсовых овалов меньшими размерами и наличием в центральных частях структур гранитного или гранито-гнейсового ядра (фиг. 11.1—11.3). Их размеры в поперечнике колеблются от сотен метров до нескольких десятков километров. Гранитные ядра могут быть вскрыты эрозией и обнажаться на поверхности, а могут залегать на глубине и быть недоступными для непосредственных наблюдений. Образование гранито-гнейсовых куполов связывают с процессами, протекающими в самом гранитно-метаморфическом слое земной коры без существенного влияния мантии. Ядра данных структур представлены относительно легкими, по сравнению с окружающими породами, гранитами и гнейсо-гранитами. В результате плотностной инверсии (как в случае с диапировыми складками)

породы ядра начинают «всплывать» к поверхности приподнимая и деформируя окружающие породы. Так образуются купольные структуры. В строении куполов выделяют центральное гранитное ядро, которое сложено породами интрузивного происхождения. В области контакта интрузивного ядра и вмещающих метаморфических пород происходит пропитка последних гранитным расплавом, в результате которого, ближе к ядру, образуются гнейсо-



Фиг. 11.1. Фрагмент учебной геологической карты № 16. Метаморфические породы раннего и позднего протерозоя образуют гранито-гнейсовые купола (восточная часть территории). Ядра куполов сложены порфировидными и очовыми гранито-гнейсами $(\gamma_1 PR_2)$, обрамления — стратифицированными отложениями аксуйской (PR_1ak) и айтекской (PR_1at) свит. Условные обозначения см. в Приложении № 7

граниты — породы интрузивного облика, у которых наблюдается директивность в расположении листоватых и пластинчатых минералов, которые, возможно, остались от исходной метаморфической породы. Далее, в сторону вмещающих пород гнейсо-граниты переходят в гранито-гнейсы, у которых сохранился текстурный рисунок исходных метаморфических пород, и можно диагностировать первичный состав метаморфической породы. Далее идет зона мигматитов различной морфологии (послойные, ветвистые глыбовые), которая постепенно переходит в неизмененные метаморфические породы амфиболитовой или гранулитовой фаций. Гранито-гнейсовые купола могут выстраиваться в цепочки, которые получили название гранито-гнейсовых валов, а могут иметь площадное развитие и тогда такие сообщества называют стадами куполов. Данный вид структур более типичен для позднеархейских и раннепротерозойских метаморфических комплексов.



Фиг. 11.2. Геологический разрез по северной линии через фрагмент учебной геологической карты № 16 (см. фиг. 11.1). На разрезе видно, что в центральной части куполов находятся порфировидные и очковые гранито-гнейсы (γ₁PR₂), которые приподнимают окружающие породы (стратифицированные отложения аксуйской (PR₁ak) и айтекской (PR₁at) свит), формируя таким образом купольную структуру. Условные обозначения см. в Приложении № 7



Фиг. 11.3. Геологический разрез по южной линии через фрагмент учебной геологической карты № 16 (см. фиг. 11.1). На разрезе показана центральная часть купола, сложенная порфировидными и очковыми гранито-гнейсами (γ₁PR₂). Ее обрамляют отложения аксуйской свиты (PR₁ak). Условные обозначения см. в Приложении № 7

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Бахтеев М. К.* Краткий курс лекций по структурной геологии. М.: МГГА, 1998. С. 120.
 - 2. Белоусов В. В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 208 с.
 - 3. *Белоусов В. В.* Структурная геология. М.: МГУ, 1961. 207 с.
- 4. Вернон Р. Х. Метаморфические процессы. Реакции и развитие микроструктуры. М.: Недра, 1980. 341 с.
- 5. *Казаков А. Н.* Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 240 с.
- 6. *Кельман Г. А., Золоев К. К.* Изучение метаморфических комплексов. М.: Недра, 1989. 208 с.
 - 7. Менерт К. Р. Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971, 328с.
- 8. *Михайлов А. Е.* Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1984. 463с.
- 9. Лабораторные работы по структурной геологии, геокартированию и дистанционным методам / Под ред. А. Е. Михайлова. М.: Недра, 1988. 197с.
- 10. Полевая геология. Справочное руководство в 2 т. / Под ред. В. В. Лаврова, А. С. Кумпана. М.: Недра, 1989. 400 с., 455 с.
 - 11. Штейнберг Д. С. О классификации мигматитов. М.: Недра, 1985. 160 с.
- 12. *Эз В. В.* Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978. 192 с.

ГЛАВА 12

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Основными структурными элементами Земной коры являются *океаны*, занимающие 2/3 площади поверхности планеты и *континенты*, на долю которых приходится 1/3 поверхности. Различия между пими не столько в их гипсометрическом положении (континенты — это возвышенности, а океаны — котловины), сколько в строении земной коры под ними.

В разрезе океанической коры выделяют три слоя (сверху вниз):

- осадочный мощностью от 0 до 1200 метров;
- базальтовый, состоящий из потоков основных вулканитов, которые отделяются друг от друга маломощными прослоями осадочных пород (глубоководные кремнистые осадки); мощность 1,5-2,0 км;
- расслоенный базитовый, который состоит из основных и ультраосновных пород; мощность 4.0-6.0 км.

Общая мощность океанической коры 8—12 км. Первый и второй слои вскрыты скважинами, а третий изучен драгированием.

Считают (А. В. Пейве, К. А. Богданов, А. Л. Книппер, А. С, Перфильев, 1977; Р. Г. Колман, 1979; В. Е. Хаин, М. Г. Ломизе, 2005), что представителями древней оксанической коры являются офиолитовые ассоциации, которые оказались в результате тектонических процессов надвинуты на континентальную кору, благодаря чему мы можем изучать их разрезы с поверхности земли. Вместе с тем ряд геологов остаются на позициях Г. Штиле и Ю. А. Билибина, которые офиолитовые ассоциации связывали с проявлением магматизма, свойственного ранним стадиям развития эвгеосинклинальных зон складчатых поясов. По мнению сторонников этой точки зрения, офиолиты связаны не с крупными тектоническими надвигами, а с глубинными разломами мантийного заложения.

В разрезе континентальной коры мощностью от 30 до 80 км выделяют тоже три слоя. Верхний — осадочный, имеющий мощность от 0 до 20–23 км (Прикаспийская впадина). Ниже залегает гранитно-метаморфический,

мощностью 20—30 км. Третий, самый нижний, выделяется по геофизическим данным, и согласно им состав слоя базальтовый. Однако в настоящее время наличие базальтового слоя ставится под сомнение. В. В. Белоусов, исходя из предпосылок о том, что на глубине должны быть породы более основные по составу и глубоко метаморфизованные, назвал этот слой гранулит-базитовым. Некоторые исследователи наличие базальтового слоя как самостоятельного ставят под сомнение. По их мнению, различия в геофизических характеристиках вызваны не особенностями состава слагающих третий слой пород, а теми условиями (давлением и температурой), в которых они находятся.

Кроме океанического и континентального есть переходные типы коры: субокеанический и субконтинентальний. Первый тип имеет те же три слоя, что и океаническая кора, только мощность первого, осадочного, слоя увеличена до 5-6 км.

Субконтинентальная кора отличается уменьшенной мощностью гранитно-метаморфического слоя (до 3–4 км).

Таким образом, главные отличия между континентальной и океанической корой выражаются в следующем.

- 1. В составе слагающих слоев. В разрезе континентальной коры присутствует гранитно-метаморфический слой, которого нет в океанической.
- 2. В мощности: океаническая кора маломощная (8–12 км), а континентальная значительно толще (30–80 км).
- 3. В возрасте слагающих пород. Континентальная кора древняя (наибольшие возрастные значения 4,1–4,2 млрд лет), а океаническая молодая (не древнее 145 млн лет).

Различия между континентами и океанами проявляются не только в строении земной коры под ними, но и в особенностях подстилающей их литосферы (земная кора + надастеносферная верхняя мантия). Данные глубинного сейсмического зондирования показали, что мощность литосферы под океанами колеблется от 3-4 км (осевые зоны срединно-океанических хребтов) до 80-100 км (на периферии океанов), в то время как под континентами она возрастает до 150-200 км и более. Так, под Африканским континентом мощность литосферы в ряде случаев составляет 350-400 км. Под океанами астеносферный слой значительно ближе подходит к поверхности, он более мощный и четко выражен. Под континентами астеносфера залегает на больших глубинах (до 400 км), она слабо выражена в физических полях, в ряде случаев по сейсмическим данным не имеет сплошного распространения, а разбивается на ряд изолированных тел — астенолинз.

Основные структурные элементы земной коры показаны на рисунке 12.1.

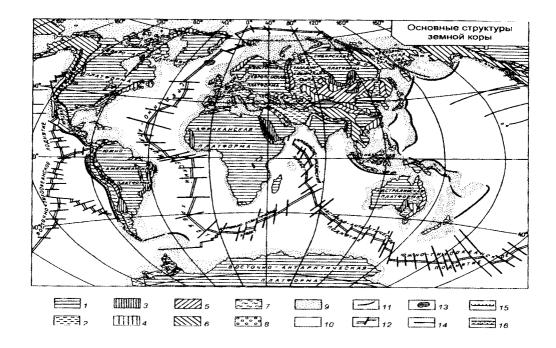


Рис. 12.1. Основные структуры земной коры (по В. Е. Хаину, 2001):

1— древние платформы; 2— молодые платформы; 3—7— складчатые системы: 3— позднедокембрийские, 4— раннепалеозойские, 5— позднепалеозойские, 6— мезозойские, 7— кайпозойские; 8— позднепалеозойские, мезозойские и кайнозойские краевые прогибы; 9— зона шельфа и континентального склона; 10— ложе океана; 11— глубоководные желоба; 12— рифтовые зоны срединно-океанических хребтов; 13— острова с корой океанического типа; 14— разломы; 15— крупные надвиги; 16— внутриконтинентальные рифты

12.1. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ОКЕАНОВ

К числу основных структурных элементов океанов относят: срединноокеанические хребты, абиссальные равнины, внутриплитные поднятия и хребты, микроконтиненты, трансформные разломы.

Срединно-океанические хребты образуют планетарную систему протяженностью более 60 тыс. км. Они возвышаются над ложем океана на 1000—1300 метров, находятся на глубине до 2500 м, при ширине от сотен до 4000 километров (рис. 12.2). Как правило, они расположены в центральной части океанов.

В строении срединно-океанических хребтов выделяют три вида зон: осевую, представляющую собой рифтовую долину (грабен); гребневидные, по обе стороны рифтовой долины, с сильно расчлененным рельефом; фланговые зоны, понижающиеся в сторону абиссальных равнин (рис. 12.3).

Рифтовая зона имеет глубину 1-2 км при ширине в несколько километров и представляет собой сложный грабен. На дне рифтовых долин имеются

многочисленные центры вулканизма, которые представляют собой холмы высотой 200—300 метров. По обе стороны от них находятся гидротермы, из которых отлагаются сульфиды, сульфаты и окислы металлов (цинка, меди, железа, марганца и др). Вода гидротерм нагрета до 350°. Растворенные в воде сульфиды металлов окрашивают гидротермы в черный или белый цвет, что дало основание называть их черными или белыми курильщиками. Отложенные из гидротерм сульфиды металлов со временем могут представлять интерес как месторождения полезных ископаемых.

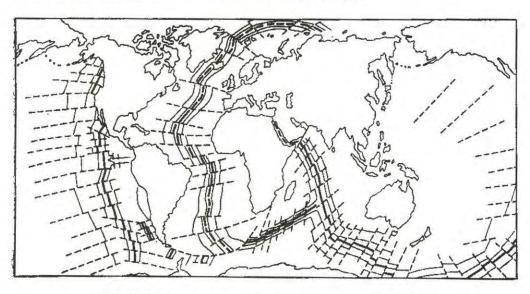


Рис. 12.2. Мировая система срединно-океанических хребтов (по В. Е. Хаину и А. Е. Михайлову, 1985). На рисунке оси срединно-океанических хребтов показаны жирными черными линиями; параллельно им расположены тонкие линии, соответствующие линейным магнитным аномалиям; пунктирными линиями показаны трансформные разломы

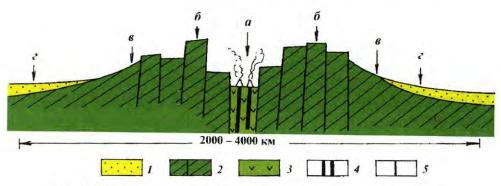


Рис. 12.3. Основные элементы строения срединно-океанических хребтов:

a — центральная рифтовая зона; δ — гребневая зона; δ — зона флангов; ϵ — абиссальная равнина. 1 — осадки абиссальной равнины; 2 — второй (базальтовый) слой океанической коры; δ — свежие базальты; δ — магмаподводящие каналы; δ — разрывные нарушения Рифтовые зоны, как правило, не содержат осадков и типичны не для всех срединно-оксанических хребтов (рис. 12.4). Например, их нет на Восточно- и Южно-Тихоокеанских поднятиях. Там вместо долин в осевых зонах находятся горсты. Отсутствие центральных рифтовых зон связывают с большой скоростью спрединга (раздвижения) океанического дна, в тех местах, где она достигает значений более 8 см/год, и обильным магмовыделением. Последнее обстоятельство не дает возможности просесть центральным частям хребтов при периодическом опустошении магматической камеры под ними.

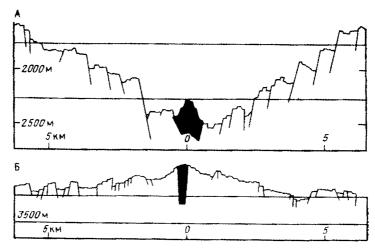


Рис. 12.4. Примеры срединно-океанических хребтов (по В. Е. Хаину и А. Е. Михайлову, 1985)

A — Срединно-Атлантический хребст с хорошо выраженной рифтовой долиной; B — Восточно-Тихоокеанское поднятие без рифтовой долины. Черным цветом показаны зоны и трещины, заполненные лавой

Осевые зоны срединно-океанических хребтов отличаются повышенным тепловым потоком, вулканической и сейсмической активностью.

Гребневые зоны — образуют полосы шириной в сотни километров по обе стороны от рифтовых долин. Они отличаются расчлененным рельефом и блоковой тектоникой и представляют собой поднятые и опущенные блоки, ограниченные субвертикальными разломами. В наиболее погруженных блоках накапливается осадочный материал.

Фланговые зоны наиболее широкие и пологие, в их пределах осадочный материал развит повсеместно.

Абиссальные равнины составляют большую часть океанов, они занимают пространство между срединно-океаническими хребтами и континентальными подножиями. Абиссальные равнины расположены на глубине 4–6 км и характеризуются океаническим типом коры. Мощность осадочного слоя в их пределах увеличивается в сторону континентальных подножий и может

достигать нескольких километров. Некоторые равнины отличаются идеально плоским рельефом, что характерно для Атлантического и Индийского океанов. Абиссальные равнины Тихого океана чаще имеют холмистый рельеф.

На абиссальных равнинах могут находиться подводные вулканические горы, которые в ряде случаев возвышаются над поверхностью океанов в виде вулканических островов. К особому виду подводных гор можно отнести гийоты — плосковершинные возвышенности, встречающиеся на глубине около 2 км и представляющие собой потухшие вулканы, вершины которых в свое время были срезаны морской абразией, а затем перекрыты мелководными осадками. Обилием гийот отличается Тихий океан.

В пределах абиссальных равнин выделяют котловины, разделенные крупными подводными хребтами и возвышенностями. Их размер в поперечнике составляет более 1000 км, они чаще всего имеют овальную форму (Северо-Американская, Гвинейская, Ангольская, Бенгальская и т. д.).

Внутриокеанические поднятия и хребты в большинстве случаев имеют вулканическое происхождение, что доказывается либо наличием современного вулканизма, либо данными буровых работ. Они имеют разную форму: от изометричной и овальной (поднятия Бермудское, Крозе, Шатского) до линейной (Мальдийский и Восточно-Индийский хребты).

В пределах поднятий и хребтов океаническая кора имеет увеличенную мощность, в ряде случае достигающую 30 км (поднятия Шатского, Хесса), в ее разрезе выделяются все три слоя типичные для океанической коры (рис. 12.5).

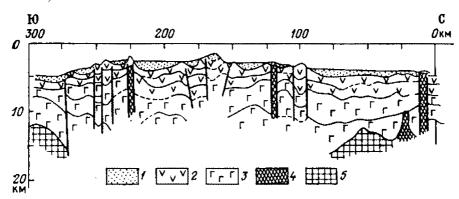


Рис. 12.5. Схематический разрез возвышенности Хесса (по Л. И. Когану, Л. П. Зоненшайну, О. А. Шмидту, 1983)

1 — осадочный слой; 2 — базальтовый слой; 3 — расслоенный базитовый слой; 4 — зоны нарушений, сопровождающиеся интрузиями; 5 — верхняя мантия

Образование внутриокеанических поднятий связывают с действием мантийных струй (местами подъема горячего мантийного вещества). Это приводит к образованию и излиянию магм щелочно-базальтового состава,

что характерно для мантийных источников. Таким образом, за счет вулканической деятельности существенно увеличивается мощность 2-го (базальтового) слоя.

Микроконтиненты. Они представляют собой отдельные впаянные в океаническую кору крупные блоки с гранитно-метаморфическим слоем в разрезе. Примером микроконтинентов могут служить плато Роколл в Атлантическом океане, Магадагаскар и Сейшельские острова в Индийском океане, Лорд-Хау и Норфолк в Тихом океане и др.

Микроконтиненты характеризуются утоненной (до 25–30 км) континентальной корой, для них типичен плоский рельеф, залегание на глубине 2–3 км ниже уровня океана, но некоторые из них могут выступать в виде островов. Осадочный чехол тоньше по сравнению с абиссальными равнинами. Возраст фундамента может меняться от палеозойского до архейского (плато Роколл и Мадагаскар).

Трансформные разломы. Они представляют собой крупные разломы, нарушающие срединно-океанические хребты и переходящие в абиссальные равнины. Данные структурные элементы океана ориентированы перпендикулярно осям рифтовых долин срединно-океанических хребтов и делят последние на отдельные сегменты, смещенные относительно друг друга в плане (рис. 12.6). Амплитуды смещения по трансформным разломам составляют сотни километров. Морфологически они представляют собой уступы высотой иногда более 1000 метров. Вдоль трансформных разломов в ряде случаев наблюдается проявление вулканической деятельности.

Наиболее крупные трансформные разломы относят к категории *магистральных*. Они пересекают океан от края до края, включая срединно-океанические хребты и абиссальные равнины. К их числу относятся трансформые разломы Тихого океана: Мендосино, Меррей, Кларион и др.

Часто вдоль магистральных разломов протягиваются ущелья. Глубина их превышает глубину абиссальных равнин. Так, например трог Романш в Экваториальной Атлантике имеет глубину более семи тысяч метров. Существование таких трогов указывает на наличие растягивающих усилий поперек них. Есть троги, где фиксируются следы сжатия, которые выражаются надвиганием одного крыла на другое.

К следующей категории относятся трансформные разломы, рассекающие срединно-океанические хребты через 100-200 км и прослеживающиеся на абиссальных равнинах. Мелкие трансформные разломы не выходят за пределы срединно-океанических хребтов, а иногда и за пределы гребневых зон и рифтовых долин.

Трансформные разломы представляют собой не просто сдвиги. Сдвиговая составляющая, характерная для обычных сдвигов проявляется только на участке пересечения трансформного разлома (ТР) с рифтовой зоной (Р) срединно-океанических хребтов (рис. 12.7). За пределами этих участков смещения происходят в одном направлении, но с разной скоростью.

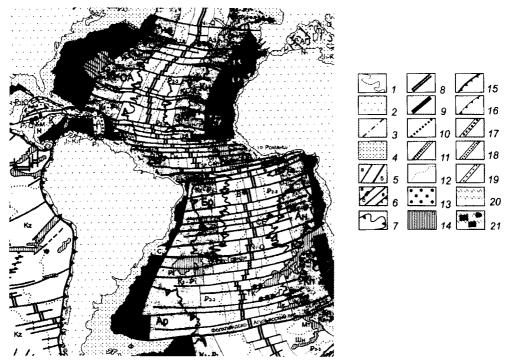


Рис. 12.6. Фрагмент тектонической схемы Атлантического океана (по В. Е. Хаину, 2000). Срединно-Атлантический хребет (осевые зоны показаны двойной жирной линией) рассекается серией трансформных разломов (жирные линии широтного простирания):

1— контуры континентов; 2— области суши; 3— границы континентальной и океанской коры; 4— области развития континентальной коры в пределах океана: шельф, континентальный склон, краевые плато, микроконтиненты; 5— **трансформные разломы**: a— ординарные, δ — магистральные; 6— **другие разломы**: a— сдвиги, δ — сбросы, δ — взбросы; 7— абиссальные котловины; 8–10— спрединтовые зоны срединно-океанских хребтов и задуговых морей: δ — с четко выраженной рифтовой долиной, δ — без рифтовой долины, δ — оси отмерших зон спрединга; δ 0— области проявления современного внутриплитного магматизма; δ 1— границы спрединговых хребтов; δ 3— области проявления современного внутриплитного магматизма; δ 4— внутриплитные поднятия океанской коры (океанские плато и «асейсмичные» хребты); δ 5— активные зоны субдукции; δ 6— зоны субдукции, утратившие активность; δ 7— вулканические островные дуги: δ 7— энсиматические, δ 8— энсиалические, δ 9— энсиматические, утратившие активность; δ 9— области внутриплитных деформаций океанской коры; δ 1— наиболее интенсивно деформированные блоки в пределах последних; глубоководные котловины и другие крупные акваторни

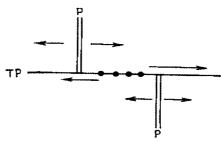


Рис. 12.7. Схема направлений смещения блоков вдоль трансформного разлома (по В. Е. Ханну и А. Е. Михайлову, 1983):

ТР — трансформный разлом; Р — рифтовая долина срединно-океанического хребта

12.2. СТРУКТУРЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Для окраин континентов характерен переходный тип земной коры (как субконтинентальный, так и субокеанический). Субконтинентальный подтип коры отличается от континентального уменьшенной мощностью гранитнометаморфического слоя (до нескольких километров). Субокеническая кора отличается от океанической увеличенной мощностью осадочного слоя (несколько километров). В зависимости от строения и характера тектонических процессов выделяют нассивные и активные континентальные окраины.

Пассивные континентальные окраины отличаются отсутствием активных тектоно-магматических процессов. Примером является восточная часть Атлантического океана, западная часть Индийского океана, окраины Северного Ледовитого океана. В строении пассивных окраин выделяют следующие главные элементы: шельф, континентальный (материковый) склон, континентальное (материковое) подножие (рис. 12.8).

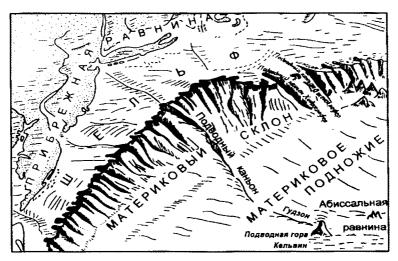


Рис. 12.8. Геоморфологическая схема Атлантической подводной окраины Северной Америки (по А. К. Соколовскому, 2006)

Шельф представляет собой продолжение прибрежной равнины материков, обладает пологим наклоном в сторону моря и может достигать ширины во многие сотни километров. Внешний край шельфа называют бровкой, оплежит на глубине около 100 м, в редких случаях до 350 м. Шельф является зоной активного действия воли. Он подстилается консолидированной континептальной корой, как и прилегающая часть материка, только кора утонена до 25–30 км и разбита разломами и дайками основного состава. В условиях аридного климата при ограниченном поступлении обломочного материала с суши бровка шельфа становится благоприятным местом для формирования барьерных рифов. Именно в таких условиях в настоящее время развивается Большой Барьерный риф Северо-Восточной Австралии.

Континентальный склон представляет собой узкую полосу дна шириной не более $200\,$ км. Обычно он имеет угол наклона около $4-5^\circ$, в редких случаях достигая 40° и более. В пределах континентального склона глубина возрастает от $100\,$ до $2000-3500\,$ метров.

Континентальное подножие полого наклонено в сторону абиссальных равнин и имеет ширину в сотни и тысячи километров. Его переход в абиссальную равнину происходит на глубине около 5000 метров. На континентальном подножии накапливаются толщи осадков мощностью до 10–15 км, так как к нему сносится весь обломочный материал, поступающий с суши. Подножия континентальных склонов могут представлять собой слившиеся конуса выносов подводных каньонов и долин, прорезающих континентальный склон. В составе осадков континентальных окраин существенную роль играют турбидиты — продукт отложения мутьевых потоков и контуриты — отложения придонных продольных течений.

Континентальный склон и внутренние части континентального подножия подстилаются субконтинентальной или субокеанической корой. Граница между этой корой и настоящей океанической проходит в средней части континентального подножия (рис. 12.9).

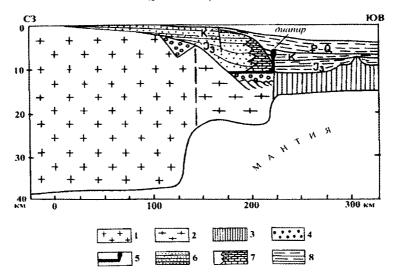


Рис. 12.9. Геологический профиль через атлантическую пассивную окраину Северной Америки в Северной Каролине (по К. Хатчисону и др., 1981):

1— континентальная кора, 2— континентальная кора, утоненная и пронизанная интрузиями; 3— океаническая кора (2-й и 3-й слои); 4—8— осадочные породы, сформировавшиеся на разных стадиях развития пассивной окраины, в том числе каменная соль (5)

Активные окраины. Активные континентальные окраины отличаются интенсивными сейсмическими и магматическими процессами, складчатонадвиговыми деформациями и метаморфизмом. Для них характерно наличие сейсмофокальных зон. По особенностям строения и тектоно-магматической

активности выделяют окраины Восточно-Тихоокеанского (Андийского или приконтинентального) типа и Западно-Тихоокеанского (островодужного) типа.

Восточно-Тихоокеанский тип (рис. 12.10) имеет наиболее простое строение. В сторону к континенту океаническое дно погружается и переходит в глубоководный желоб, который и является пограничной структурой между океанической плитой и континентом. В краевой части последнего располагается окраинно-континентальный вулканический пояс, в котором преобладают вулканиты кислого (риолитового) состава. В геоморфологическом отношении вулканический пояс образует горную систему Анд. За ним в глубине континента располагается система тыловых горстов и грабенов.

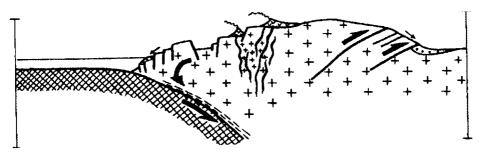


Рис. 12.10. Активная континентальная окраина Центральных Анд (Восточно-Тихоокеанский тип, по М. Г. Ломизе, 1983)

Двойная косая штриховка (слева) — оксаническая кора; крестики (справа) — вулкано-плутонический пояс с действующими вулканами; стрелки указывают направления перемещения блоков

Западно-Тихоокеанский тип активных континентальных окраин называют также островодужным типом (рис. 12.11). Он включает следующие структурные элементы (рис. 12.12).

- 1. Собственно континентальная окраина.
- 2. Глубоководная котловина окраинного моря.
- 3. Вулканическая островная дуга.
- 4. Преддуговой прогиб.
- 5. Невулканическая дуга.
- 6. Глубоководный желоб.
- 7. Краевой вал океана.

Ниже дается *характеристика строения активных континентальных окраин* от океана к континенту.

Краевые валы представляют собой пограничные поднятия между глубоководными желобами и абиссальными равнинами океанов, вытянутые параллельно глубоководному желобу. Поднятия высотой в сотни метров сложены типичной океанической корой.

Глубоководные желоба в плане имеют дугообразную форму протяженностью в сотни километров. В поперечном сечении их отличает V-образная,

несколько асимметричная форма. Внутренний склон желоба более крутой и высокий по сравнению с внешним. С осью желоба связан выход на поверхность сейсмофокальной зоны. В островодужном типе континентальной окраины сейсмофокальная зона имеет более крутое падение, чем в Андийском типе. На внутреннем склоне глубоководного желоба могут накапливаться аккреционные призмы, существование которых признается не всеми геологами. При достаточно большой мощности эти образования могут выступать над поверхностью моря, образуя так называемые невулканические дуги (их примером может служить цепочка островов Ментавай вдоль Зондского желоба). Между вулканической и невулканической дугами может быть преддуговой прогиб, выполненный осадками, спосимыми с обеих дуг.

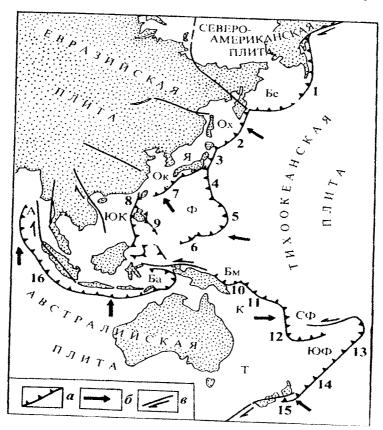


Рис. 12.11. Островные дуги и краевые моря в западном и северном обрамлении Тихого океана (по Л. Жоливе и др., 1989)

Краевые моря и их бассейны: Be — Берингово, Ox — Охотское, \mathcal{H} — Япопское, Ox — Окинава, $\mathcal{\Phi}$ — Филиппинское, A — Андаман, Ba — Банда, Ba — Бисмарка, $C\mathcal{\Phi}$ — Северо-Фиджийский, $IO\mathcal{\Phi}$ — Южно-Филжийский, IOK — Южно-Китайское, K — Коралловое, T — Тасманово; a — островные дуги (1 — Алеутская, 2 — Курило-Камчатская, 3 — Японская, 4 — Идзу-Бонипская, 5 — Марианская, 6 — Яп, 7 — Рюкю, 8 — Манильская, 9 — Филиппинская, 10 — Новобританская, 11 — Соломон, 12 — Новогебридская, 13 — Тонга, 14 — Кармадек, 15 — Новозеландская, 16 — Зондская), 6 — векторы конвергенции литосферных плит, 8 — крупные разломы и смещение по ним

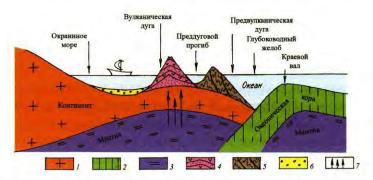


Рис. 12.12. Основные элементы строения активных континентальных окраин Западно-Тихоокеанского типа:

1- континентальная кора; 2- океаническая кора; 3- мантия; 4- вулкано-кластический материал; 5- материал аккреционной призмы; 6- осадки окраинного моря; 7- направление подъема флюидного потока

Вулканическая дуга представляет собой цепочку вулканических островов вдоль глубоководного желоба. Она параллельна глубоководному желобу и отстоит от него на расстоянии 200—300 км, ее ширина составляет десятки километров. Для вулканов островных дуг характерен средний (андезитовый) состав лавы.

Задуговые окраинные моря находятся между вулканическими дугами и континентами. Примерами таких бассейнов являются моря западной части Тихого океана: Охотское, Японское, Филиппинское и др. Их дно представлено, как правило, океанической корой. На нем накапливаются продукты размыва вулканической дуги — вулканогенно-обломочные образования и пирокластика. На склонах, обращенных к континенту, развиты турбидиты. В центральной части морских котловин формируются глины, биогенные илы и эоловые отложения.

12.3. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ КОНТИНЕНТОВ

Под континентами понимают блоки земной коры, в разрезе которых присутствует гранитно-метаморфический слой. Мощность континентальной коры колеблется от 30 до 80 км. В платформенных областях она меньше, а в складчатых поясах больше.

В составе континентальной коры выделяют платформы и складчатые пояса. Эти структуры отличаются между собой по составу и строению, активности магматических и тектонических процессов.

12.3.1. ПЛАТФОРМЫ

Платформы, в отличие от складчатых поясов, представляют собой устойчивые и стабильные части континентов. Они отличаются равнинным рельефом, малыми амплитудами вертикальных движений, слабой сейсмичностью,

низким тепловым потоком, отсутствием, за редким исключением, вулканической деятельности. Мощность литосферы под платформами колеблется от 150 до 400 км. А. П. Карпинский, Э. Ог в числе первых обратили внимание на стабильные континентальные площади, которые затем Э. Зюссом были названы платформами. Большой вклад в изучение данного структурного элемента внесли такие ученые, как А. Д. Архангельский, Г. Штилле, А. П. Павлов, Н. С. Шатский, А. А. Богданов, М. В. Муратов и др.

В плане платформы имеют изометричную, полигональную форму. В их разрезах различаются два структурных этажа (рис. 12.13): нижний (фундамент) и верхний (платформенный чехол).

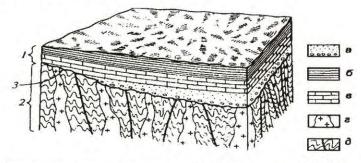


Рис. 12.13. Структурные этажи платформ (по В. С. Мильничуку и М. С. Арабаджи, 1989)

Породы платформенного чехла: a — пески, конгломераты; δ — глины; s — известняки; породы фундамента: ϵ — интрузии магматических пород; ∂ — интенсивно дислоцированные метаморфические породы; δ — платформенный (осадочный) чехол; δ — складчатое основание (фундамент); δ — поверхность размыва



Фото 12.1. Метаморфические породы фундамента Восточно-Европейской платформы, Северная Карелия. Амфиболиты хизоваарской свиты позднего архея

Фундамент платформ сложен метаморфизованными осадками и вулканогенными породами, смятыми в складки и прорванными интрузиями (фото 12.1). Он разбит разрывными нарушениями на блоки, которые испытали вертикальные движения. В итоге отдельные блоки оказываются опущенными и образуют отрицательные структуры — авлакогены и положительные — выступы или валы (рис. 12.14, 12.15). Авлакогены представляют собой линейно вытянутые впадины, ограниченные крупными разломами, рассекающими фундамент платформ. Их длина может достигать нескольких сотен километров, а ширина составляет десятки километров. Заполняющие авлакогены осадки мощностью до нескольких тысяч метров, могут сминаться в сложные складки.

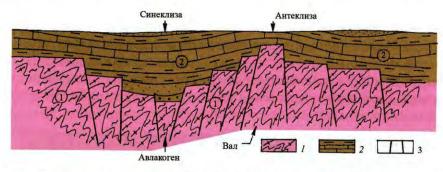


Рис. 12.14. Синеклизы и антеклизы в структуре платформенного чехла; авлакогены и валы в структуре фундамента платформ:

1- складчато-метаморфический фундамент; 2- осадочные породы чехла; 3- разрывные нарушения

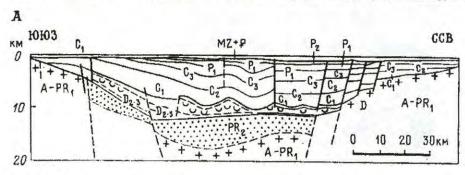


Рис. 12.15. Днепрово-Донецкий авлакоген (по В. В. Соллогубу и А. В. Чекунову). Архей-протерозойский фундамент разбит разломом на блоки, с образованием отрицательной структуры — авлакогена, который затем заполнился осадочными породами позднепротерозойского — фанерозойского возрастов

Вал — вытянутая положительная платформенная структура, длиной в десятки и несколько сотен километров. Они, как правило, приурочены к зонам разломов, разграничивающим поднятия и прогибы фундамента.

Платформенный чехол сложен осадочными породами, которые залегают чаще всего горизонтально или образуют складки с углами наклона не более 20°. Внизу разреза чехла находятся породы трансгрессивной морской терригенной формации: кварцевые и аркозовые пески, темные глины и песчаники, кварцево-глауконитовые пески. Выше по разрезу лежит карбонатная

формация, известняки и мергели. Все перечисленные породы формируются в стадию трансгрессии (наступления) моря (фото 12.2). На стадии регрессии (отступления) образуются: эвапоритово-красноцветная формация пестро окрашенных песков, глин, мергелей, известняков, доломитов, каменных солей, сероцветная угленосная формация — серые глины, песчаники с прослоями каменного угля и известняков. К концу эпохи накопления относятся континентальная формация — красноцветная каолиново-кварцево-песчаная, покровно-ледниковая. Общими особенностями платформенных осадочных образований является их небольшая мощность, малая изменчивость мощностей и фаций по простиранию. Из вулканических пород широким распространением пользуется трапповая формация, в составе которой базальты с подчиненным количеством андезитов и щелочных пород. Большую роль могут приобретать пластовые интрузии (силлы), штоки, дайки такого же состава. Разрывные нарушения либо отсутствуют, либо представлены единичными разломами.



Фото 12.2. Отложения платформенного чехла Восточно-Европейской платформы. Подмосковье, ст. Гжель. В нижней части разреза обнажаются красные глины, в верхней — доломиты (бурые). Породы гжельского яруса верхнего карбона

В строении платформенного чехла выделяю синеклизы и антеклизы.

Синеклизы — это крупные отрицательные структуры платформенного чехла, образующиеся чаще всего над авлакогенами. Они имеют слегка вытянутую или изометричную форму (см. рис. 12.14). В поперечнике синеклизы достигают сотен километров. В пределах синеклиз породы платформенного чехла наклонены под небольшим углом к центру. Мощность осадочных отложений в данных областях составляет 3—5 км и более и является максимальной в центральных частях структур. Крупные синеклизы могут осложняться сводами и впадинами. Типичными примерами данных структур являются:

Московская (Восточно-Евпропейская платформа), Вилюйская и Тунгусская (Восточно-Сибирская платформа). Московская синеклиза, протягивающаяся в длину на 700 км и в ширину на 300-350 км. Наклон слоев в ее пределах составляет 50', редко $1-2^\circ$.

Над поднятиями фундамента в платформенном чехле образуются антиклинальные структуры — *антеклизы*. Они, как правило, располагаются между синеклизами. В качестве примера можно привести Воронежскую антеклизу. Мощность платформенного чехла в центральных частях антеклиз будет минимальной, по сравнению с крыльями.

В структуре платформенного чехла над уступообразным рельефом фундамента могут образовываться коленообразные изгибы слоев — ϕ лексуры, которые подробно были описаны в главе 4.

В составе платформ выделяют плиты и щиты (рис. 12.16). *Щиты* — это участки платфом, у которых отсутствует чехол и на поверхность сразу выходит гранитно-метаморфический слой (Балтийский, Канадский, Алданский и др.). *Плиты* — участки платформ, в разрезе которых выделяется фундамент, и чехол (Русская, Западно-Сибирская плиты).

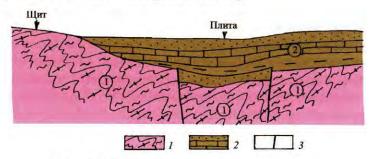


Рис. 12.16. Щиты и плиты в составе платформ:

1- складчато-метаморфический фундамент платформы; 2- осадочный платформенный чехол; 3- разрывные нарушения

Кроме плит и щитов к структурам первого порядка в составе платформ относят перикратонные опускания или прогибы. Они представляют собой зоны пологого погружения фундамента в сторону смежных складчатых поясов. Для перикратонных прогибов характерны повышенные мощности платформенного чехла, осадки, формировавшиеся в условиях открытого моря. Примером таких опусканий (по В. Е. Хаину, М. Г. Ломизе) может служить Волго-Уральская область Восточно-Европейской платформы. Для Сибирской платформы (по Е. В. Павловскому) это Ангаро-Ленская зона и др.

В зависимости от возраста фундамента выделяют платформы древние и молодые.

Древними считают платформы, у которых фундамент сложен метаморфизованными в амфиболитовой и гранулитовой фациях докембрийскими (преимущественно раннедокембрийскими) образованиями, смятыми в складки. Слабо деформированный осадочный чехол местами сложен протерозойскими отложениями. Осадочный чехол отделяется от фундамента резко выраженным структурным несогласием. Перерыв между окончанием образования пород фундамента и началом накопления осадочного чехла иногда измеряется сотнями миллионов лет.

Древние платформы называют кратонами, они занимают около 40 % континентов, имеют полигональные очертания. К их числу относят Северо-Американскую, Восточно-Европейскую, Сибирскую, Африканскую, Австралийскую, Южно-Американскую и ряд других платформ.

Древние платформы подразделяют на платформы гондванского и лавразийского типов. Первые расположены в Южном полушарии Земли: Бразильская, южная часть Африканской, Индийская, Австралийская платформы. В них поднятия преобладают над погружениями, в результате чего осадочный чехол распространен ограниченно. Широко развиты разломы, сопровождающиеся трапповыми излияниями и интрузиями основного и щелочного состава. На этих платформах нередко возникали грабенообразные прогибы, которые заполнялись континентальными осадками; довольно часто встречаются трубки взрыва (в том числе кимберлиты). Наблюдается несколько повышенная сейсмичность.

Платформы лавразийского типа свойственны Северному полушарию Земли. К ним относятся Восточно-Европейская, Северо-Американская, отчасти Сибирская платформы. Они характеризуются преобладанием погружений и широким распространением шельфовых морей. Магматическая деятельность на платформах этого типа развита слабо. Крупные разрывы и грабенообразные прогибы имеют довольно широкое развитие.

Для древних платформ в отличие от молодых свойственно отсутствие четкой унаследованности структур, осложняющих осадочный чехол, от внутренних структур фундамента.

Молодые платформы возникли в послепротерозойское время на месте каледонских, герцинских и мезозойских складчатых областей. К их числу относятся Западно-Сибирская, Скифско-Туранская и др. По возрасту завершения складчатости выделяют эпипалеозойские (эпикаледонские и эпигерцинские) и эпикиммерийские платформы. В строении молодых платформ существует ряд особенностей, которые отличают их от древних платформ.

- 1. Молодые платформы не образуют самостоятельных глыб материковой коры, а обрамляют древние платформы или заполняют промежутки между ними.
- 2. Структуры чехла молодых платформ чаще наследуют структуры фундамента. Несмотря на преобладание унаследованных структур определенную роль в строении молодых платформ играют и новообразования (наложенные элементы), например синеклизы, грабены и грабенообразные прогибы. Встречаются и поперечные грабены, формирующиеся на поздних стадиях развития молодых платформ.

3. Граница между осадочным чехлом и фундаментом в молодых платформах обычно нечеткая. Только в районах, где чехол ложится на древние породы с большим перерывом, граница между ними резкая. В прогибах между интенсивно складчатым и метаморфизованным фундаментом и недислоцированным платформенным чехлом нередко залегают молассовидные слабо складчатые и метаморфизованные толщи промежуточного структурного этажа, часто включающие значительное количество эффузивных пород.

Выделяют активизированные платформы, которые после длительного времени нормального платформенного развития приобретают высокую подвижность. Им свойственно преобладание поднятий, выраженных сводовыми или глыбовыми горными хребтами, чередующимися с разного типа впадинами. Поднятия фундамента обычно отделяются от межгорных впадин разрывами, иногда переходящими в надвиги с амплитудой до нескольких километров. Во впадинах накапливаются мощные осадки, среди которых преобладают континентальные отложения типа моласс (сероцветные и красноцветные конгломераты, песчаники, глины, мергели с крупной ритмичностью, косой слоистостью). В некоторых платформах неоднократно проявляется магматизм в интрузивной и особенно в эффузивной формах.

Платформы отделяются от складчатых поясов передовыми прогибами (опущенными краями платформ), в которых резко увеличивается мощность платформенного чехла (рис. $12.17~\delta$), глубинными разломами (краевыми швами, рис. 12.17~a). В Уральском краевом прогибе мощность отложений достигает $10~\mathrm{km}$. В краевых прогибах накапливаются молассы, гипсы, каменная соль, ангидрит.

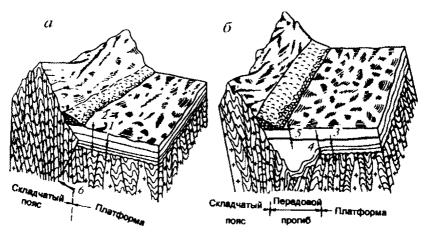


Рис. 12.17. Схема сочленения платформ со складчатыми поясами (по В. С. Мильничуку, М. С. Арабаджи, 1989):

a — посредством краевого шва; δ — посредством передового прогиба. Породы накоплены: t — до горообразования; 2 — после горообразования; 3 — до орогенеза; 4 — во время орогенеза; 5 — после орогенеза; 6 — краевой шов

12.3.2. СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА

Складчатые пояса представляют собой крупные структурные элементы земной коры, протягивающиеся впутри материка (Средиземноморский, Центрально-Азиатский) или обрамляющие океаны (Тихоокеанский). Это сложные, длительно развивающиеся протяженные области повышенной тектонической активности, связанные с глубинными разломами. Складчатые пояса отличаются высокой подвижностью земной коры, большими скоростями, амплитудами и контрастностью тектонических движений, широким развитием линейной голоморфной складчатости, огромной мощностью осадочных и вулканогенных толщ, широким проявлением интрузивных пород различного состава, метаморфизмом и высокой сейсмической активностью. В процессе их развития происходит преобразование тонкой океанической коры в мощную континентальную. После завершения своего развития складчатые пояса становятся стабильными участками земной коры. Они подвергаются денудации, их поверхность выравнивается, на ней накапливаются осадочные породы с близким к горизонтальному залеганием. Так шаг за шагом складчатый пояс превращается в фундамент молодой платформы.

Современными аналогами сформировавшихся складчатых поясов являются окраишно-континентальные подвижные пояса, охватывающие зоны перехода между континентами и океанами (активные континентальные окраины).

В составе складчатых поясов выделяют складчатые области, которые представляют собой крупные фрагменты поясов Так, в составе Урало-Охотского пояса выделяют: Восточно-Казахстанскую, Алтае-Саянскую, Монголо-Охотскую области. Они отличаются друг от друга историей развития, геологическим строением, между собой области отделяются крупными поперечными разломами или пережимами.

Складчатые области в свою очередь делятся на складчатые системы — линейные структуры протяженностью в сотии километров и отделенные друг от друга срединными массивами. Примерами являются системы: Уральская, Южно-Тянышаньская, Большого Кавказа и др. В такого рода образованиях выделяют внутренние (эвгеосинклинальные) и внешние (миогеосинклинальные) зоны. В составе эвгеосинклинальных зон широко проявлены магматические процессы и, как следствие, распространены вулканические и интрузивные породы. Разрезы данных зон отличаются большой мощностью. В миогеосинклинальных — магматические породы либо отсутствуют вообще, либо встречаются в ограниченном объеме. Для них характерны терригенные и карбонатные отложения.

Складчатые пояса характеризуются увеличенной мощностью земной коры. В их строении снизу вверх выделяют 2 структурных этажа: *геосинклинальный и орогенный*, отвечающие соответствующим этапам формирования данных структур (рис. 12.18).

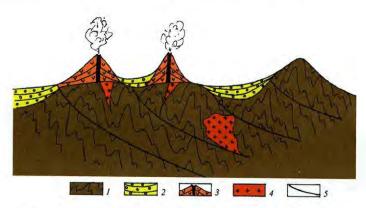


Рис. 12.18. Основные элементы строения складчатых поясов:

1 — складчатый геосинклинальный этаж; 2 — орогенный структурный этаж; 3 — вулканы; 4 — интрузивы гранитоидного состава; 5 — крупные надвиги

Этап геосинклинального развития характеризуется погружением территории, морским режимом осадконакопления. На ранней стадии закладывается морской бассейн, накапливаются глубоководные осадки, проявлен подводный вулканизм основного состава (диабазы, спилиты, кератофиры). В этой связи низы разреза геосинклинального этажа сложены вулканическими породами, преимущественно основного состава с прослоями аргиллитовых и кремнистых сланцев (спилито-кератофировая формация); мощными толщами аргиллитовых сланцев и прослоями полимиктовых песчаников и черных кремней.

На поздней стадии геосинклинального этапа на фоне обмеления и сокращения по площади морского бассейна происходит накопление флишевых и карбонатных толщ, проявляется вулканизм средне-кислого состава. В эту стадию накапливаются известняковые и карбонатно-терригенные толщи (чередование пачек известняков и серых песчаников, алевролитов и аргиллитов), а также вулканогенная андезитовая формация. Заканчиваться разрез может флишевыми накоплениями с ритмичным чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и т. д. Из магматических пород преобладают гипербазитовая и габбро-пироксенитовая-дунитовая формации. Общей особенностью геосинклинального этажа является большая мощность (сотни и тысячи метров) слагающих его пород.

В орогенный этап устанавливается обстановка горизонтального сжатия, в результате чего в отложениях геосинклинального комплекса получают большое развитие надвиги и тектонические покровы. Образуются линейные, прямые (фото 12.3), наклонные, опрокинутые, лежачие складки. Зеркало складчатости волнистое с чередованием прогибов (синклинориев) и поднятий (антиклинориев) (рис. 12.19).

Антиклинории представляют собой положительные складчатые структуры, разделяющие синклинории. Обычно первые отделены от вторых

крупными разрывными нарушениями. В антиклинориях зеркало складчатости обращено выпуклостью вверх, в синклинориях — выпуклостью вниз. В составе и тех и других выделяют отдельные антиклинали и синклинали.



Фото 12.3. В прямые складки смяты позднепротерозойские отложения Башкирского антиклинория (фото Е. А. Успенской)

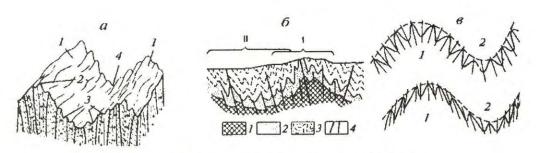


Рис. 12.19. Основные структуры складчатых систем (по А. К. Соколовскому, 2006):

a — блок-диаграмма складчатой системы: 1 — антиклинории; 2 — антиклинали; 3 — синклинали; 4 — синклинорий; 6 — антиклинорий (I); синклинорий (II) в разрезе: 1 — палеозой, 2 — триас, 3 — юра и мел, 4 — разломы; 6 — зеркало складчатости: 1 — антиклинория, 2 — синклинория

В орогенный этап складчатый геосинклинальный комплекс подвергается региональному метаморфизму (зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая,

амфиболитовая фации) и внедрению крупных интрузивных массивов (до размера батолитов) кислого состава. Часто в составе орогенного этапа выделяют две стадии: раннеорогенную и позднеорогенную.

На ранней стадии в обстановки сжатия идет складкообразование, формирование покровных структур, протекают метаморфические процессы с явления гранитизации. На фоне низкого горного релефа происходит накопление морской мелкообломочной молассы (песчано-глинистая с известняками, эвапоритовая). На позднеорогенной стадии усиливается горообразовательный процесс, возрастает расчленность рельефа. В межгорных прогибах накапливаются континентальные крупно- и грубообломочные молассы большой мощности.

Таким образом, для орогенного этажа характерны молассовые формации, которые имеют широкое распространение по площади и расположены в межгорных впадинах и краевых прогибах. Из магматических пород типичны гранитоидные формации с образованием батолитовых интрузий калиевых гранитов. Возможны интрузии щелочных гранитоидов и щелочных пород. Данные образования сопряжены всегда с зонами поднятий. Породы смяты в брахиформные складки, заполненные молассой, образованной при разрушении складчатых горных сооружений.

В составе складчатых поясов могут присутствовать срединные массивы. Они представляют собой устойчивые участки земной коры, являющиеся крупными фрагментами основания, на котором был заложен складчатый пояс. Срединные массивы располагаются обычно внутри складчатых поясов, лишь частично вовлекаясь в его развитие. От образований складчатого пояса срединный массив чаще всего отделяется глубинными разломами (рис. 12.20). В строении массивов выделяют древний фундамент, образовавшийся задолго до начала формирования складчатого пояса, и чехол, образовавшийся параллельно с развитием пояса.

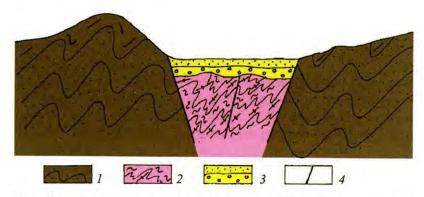


Рис. 12.20. Срединный массив (в центре) в структуре складчатого пояса:

1- складчатый пояс; 2- фундамент срединного массива; 3- чехол срединного массива; 4- разрывные нарушения

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Лобковский Л. И., Никишин А. М., Хаин В. Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 610 с.
- $2.\,Xaun\,B.\,E.,$ Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 559 с.
 - 3. Хаин В. Е., Михайлов А. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 325 с.
 - 4. Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 604 с.

Заключение

В представленном учебнике рассмотрены основы деформации горных пород (гл. 1), как первичные формы залегания осадочных пород: слой и слоистость (гл. 2) и их горизонтальное положение (гл. 3), так и нарушенное залегание: наклонное (гл. 4) и складчатое (гл. 5). Большое внимание уделено разрывным нарушениям со смещениями, особенно сдвигам, надвигам, шарьяжам (гл. 6) и связанным с тектоническими движениями хаотическим комплекса (гл. 7). Не остались без внимания и трещины (гл. 8), которые могут существенно влиять на геологические процессы. Основные формы залегания и строения интрузивных тел (гл. 9) и вулканических пород (гл. 10) рассмотрены довольно кратко, так как более детальное их изучение планируется в последующих курсах, то же относится и к метаморфическим образованиям (гл. 11). Заключительная глава посвящена основным структурным элементам земной коры.

Как представляется автору, опубликованный учебник отличается от ранее вышедших рядом особенностей, которые в полной мере могут оценить только те, кому он предназначен, — студенты.

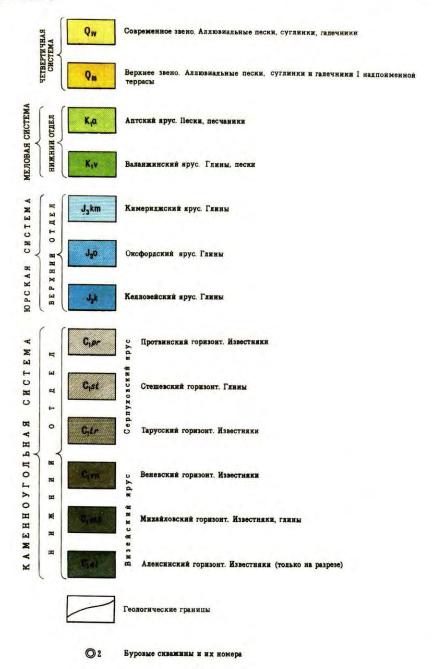
- 1. Учебник написан строго по программе читаемого в университсте курса «Структурная геология». Его объем позволяет студентам при подготовке к экзамену не пользоваться какими-либо дополнительными литературными источниками. Также учащимся не придется «блуждать» по всему тексту в поисках ответа на экзаменационные вопросы. Из учебника по возможности исключен материал, не имеющий прямого отношения к структурной геологии.
- 2. Материал книги изложен геологическим языком, понятным студентам, проучившимся в вузе всего один год (структурная геология изучается студентами на 3—4-м семестрах 2-го курса). По этой причине используется мало специальных терминов, неизвестных по первому курсу. В ряде глав, особенно это касается главы 12 «Основные структурные элементы земной коры», материал дается в упрощенной форме, представлены только главные структуры платформенных и складчатых областей, по возможности автор постарался обойти вопросы геодинамики, так как они наиболее дискуссионы и будут не понятны молодым читателям. На старших курсах, когда будет накоплен солидный багаж знаний, они смогут разобраться во всех тонкостях

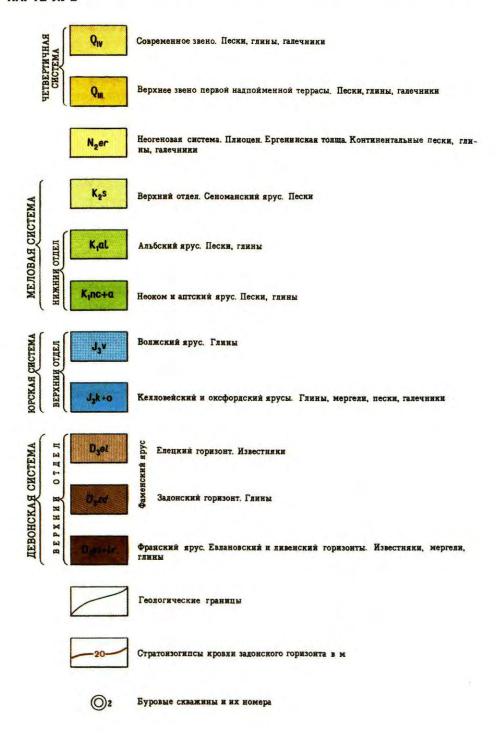
континентальных и океанических структур в курсе «Геотектоника и геодинамика».

- 3. В учебнике мало приводится сложных геологических схем и разрезов, так как они плохо воспринимаются студентами, имеющими за своими плечами только курсы «Общая геология» «Кристаллография и минералогия», «Палеонтология».
- 4. Текст иллюстрируется упрощенными, схематическими цветными рисунками, которые наверняка будут понятны студентам. Подчас приводятся серии рисунков, чтобы подвести студентов к пониманию того, как формируются и приобретают характерные признаки определенные структуры (например, горсты, грабены и т. д.).
- 5. Учебник иллюстрирован цветными фотографиями, для того чтобы учащиеся имели возможность посмотреть, как описанные в тексте геологические тела выглядят в природе, на конкретных обнажениях. Такие зрительные образы, по мнению автора, будут способствовать улучшению усвоения материала.
- 6. Изучение материала будет проходить более плодотворно, так как в книге приводятся цветные фрагменты учебных геологических карт. Уже на стадии чтения студент получит представление о том, как конкретное геологическое тело (слой, лавовый покров или дайка) будет выглядеть на основном геологическом документе геологической карте. Это обстоятельство значительно подготовит учащихся к проведению лабораторных занятий по структурной геологии с геологическими картами.

Автор будет весьма признателен студентам и своим коллегам-педагогам за критические замечания и пожелания, которые непременно будут учтены.

ПРИЛОЖЕНИЯ

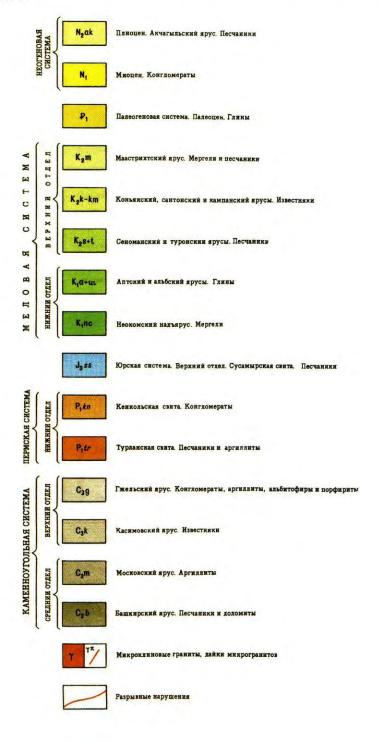




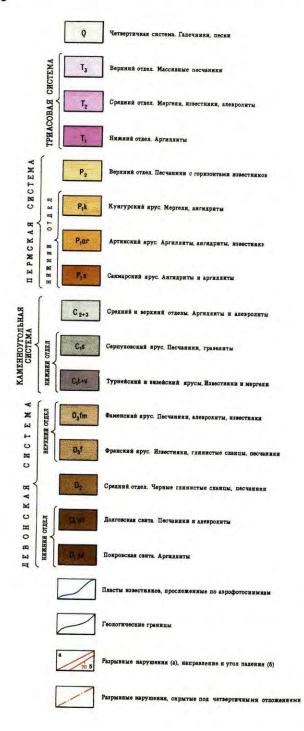
ПРИЛОЖЕНИЕ 3. УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К УЧЕБНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ M 4



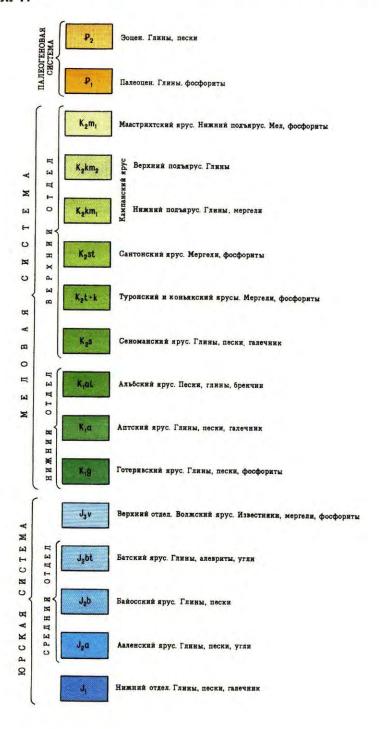
ПРИЛОЖЕНИЕ 4. УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К УЧЕБНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ № 5

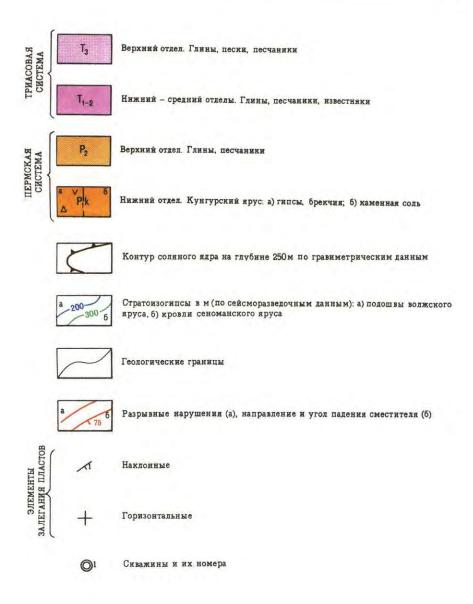


ПРИЛОЖЕНИЕ 5. УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К УЧЕБНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ № 13

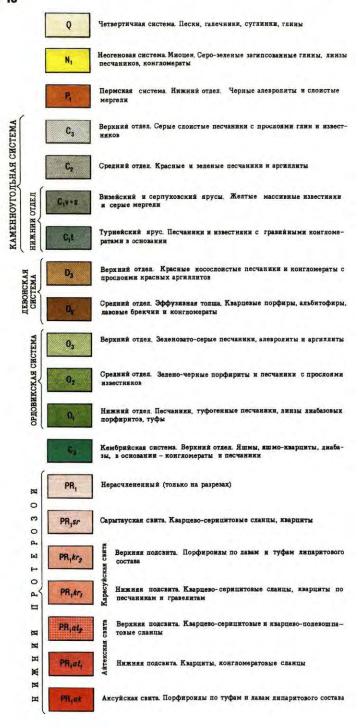


ПРИЛОЖЕНИЕ 6. УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К УЧЕБНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ $N\!\!\!_{\odot}$ 14



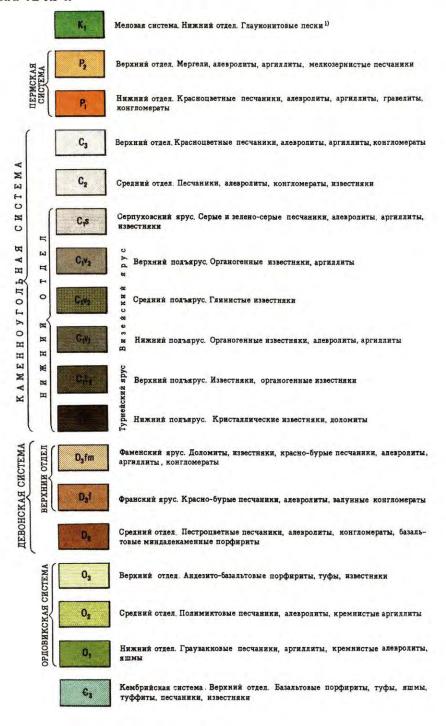


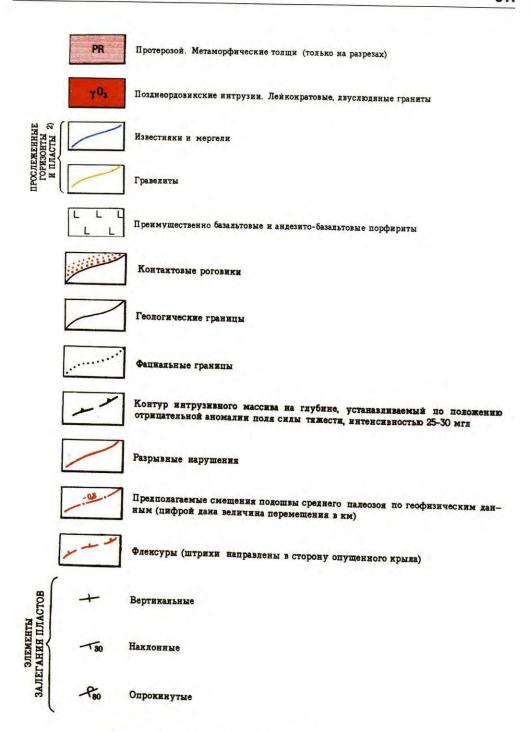
ПРИЛОЖЕНИЕ 7. УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К УЧЕБНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ № 16





ПРИЛОЖЕНИЕ 8. УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К УЧЕБНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ № 17

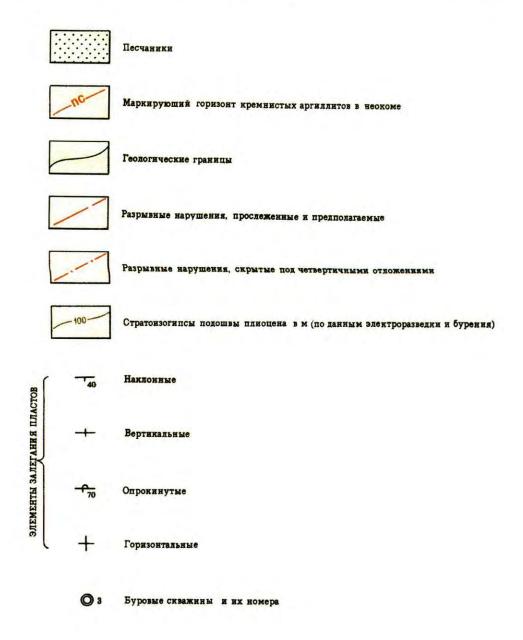




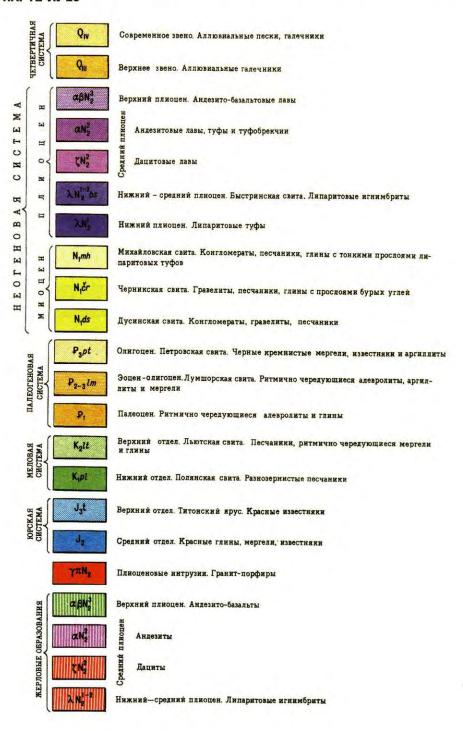
Примечания: 1. На разрезах показаны вне масштаба 2. На разрезах не изображены

ПРИЛОЖЕНИЕ 9. УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К УЧЕБНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ № 20



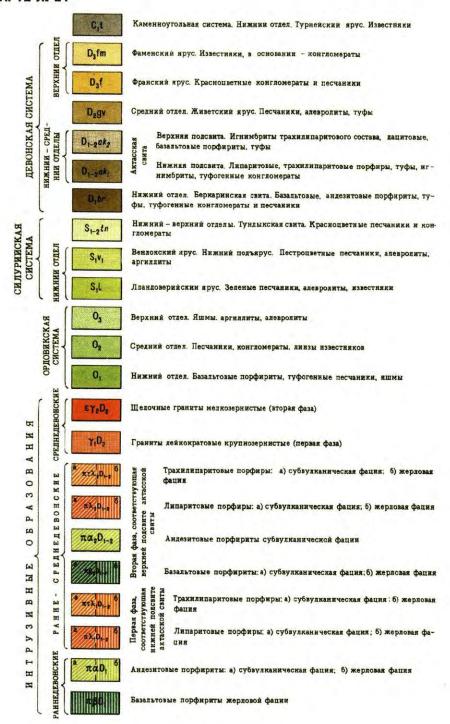


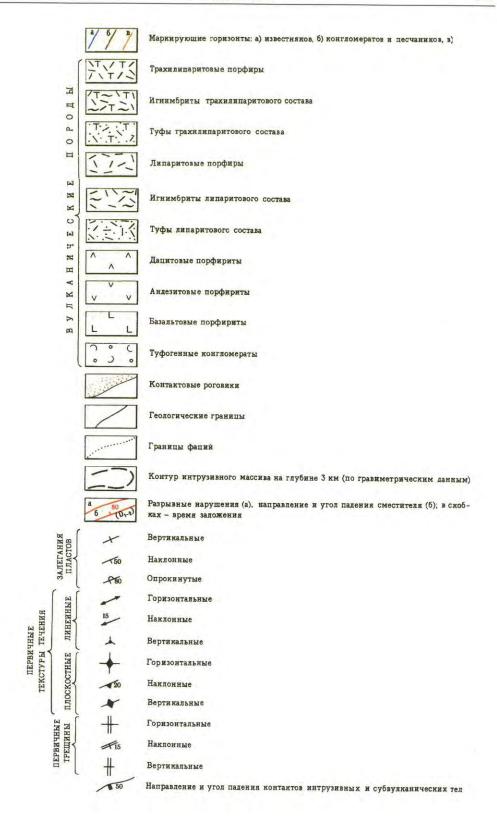
ПРИЛОЖЕНИЕ 10. УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К УЧЕБНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ № 23



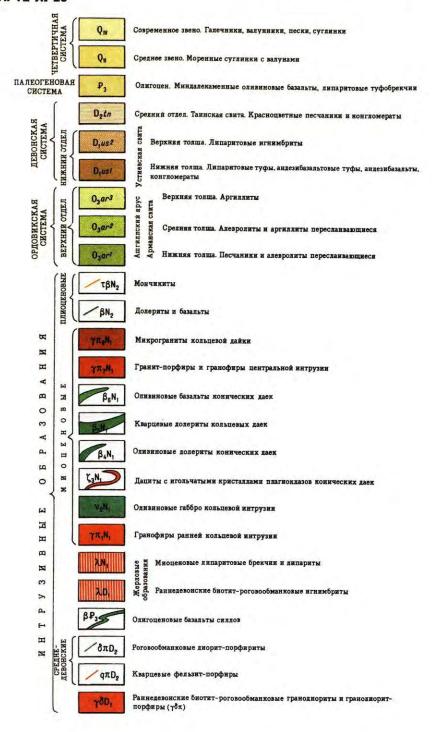


ПРИЛОЖЕНИЕ 11. УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К УЧЕБНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ № 24



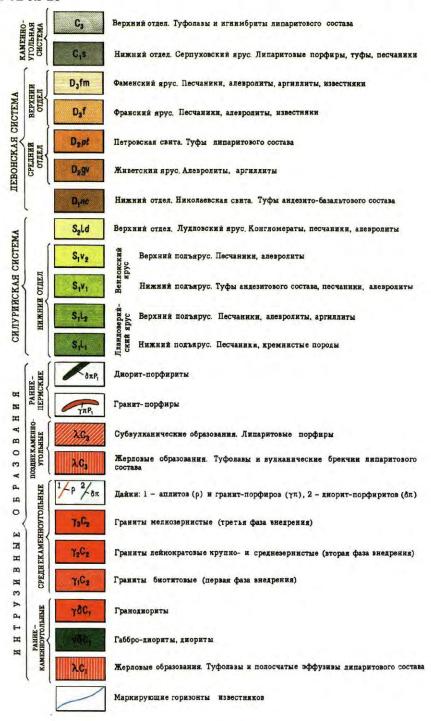


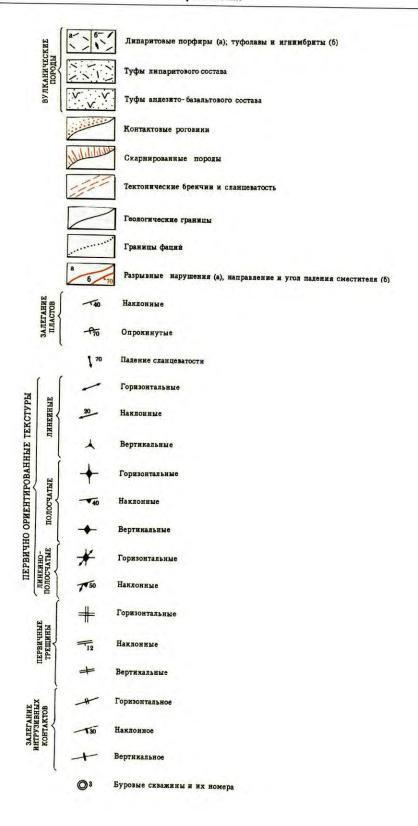
ПРИЛОЖЕНИЕ 12. УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К УЧЕБНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ № 25



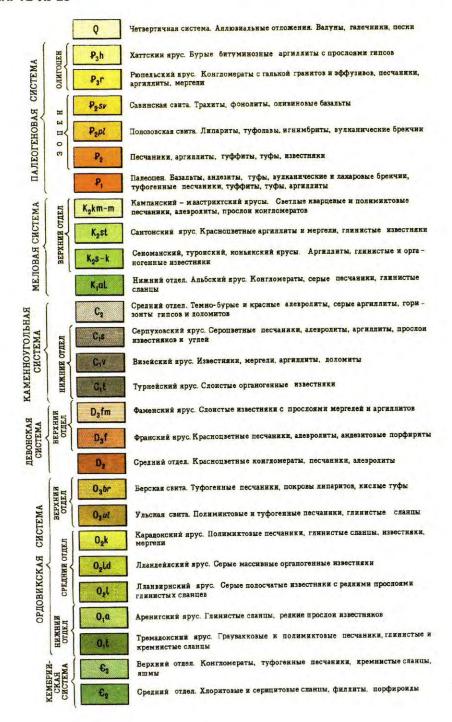


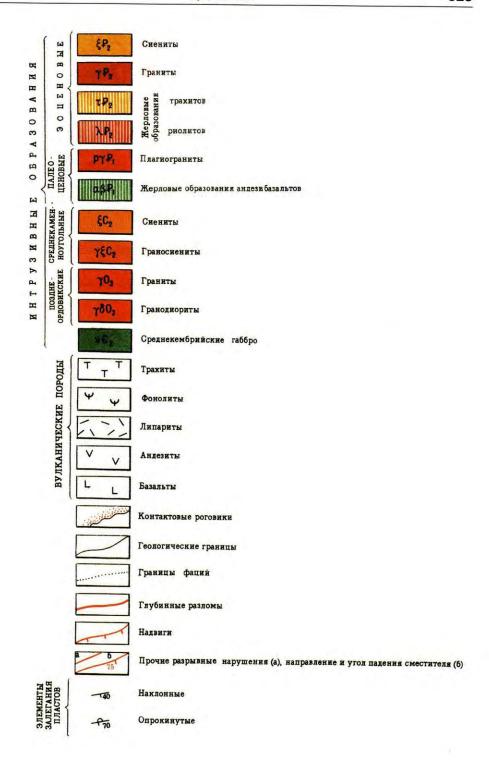
ПРИЛОЖЕНИЕ 13. УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К УЧЕБНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ № 26



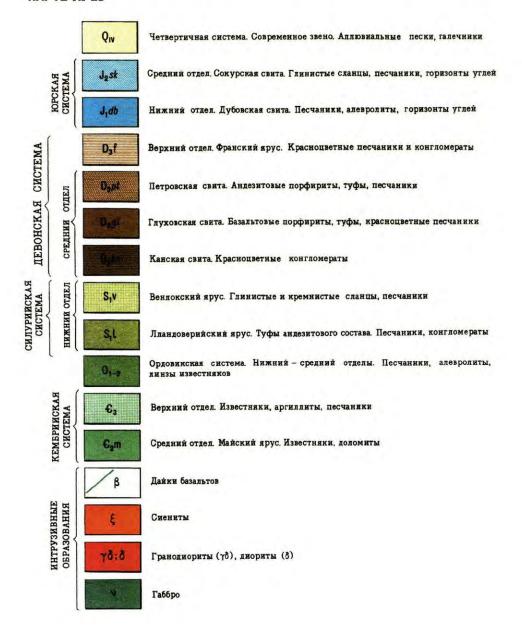


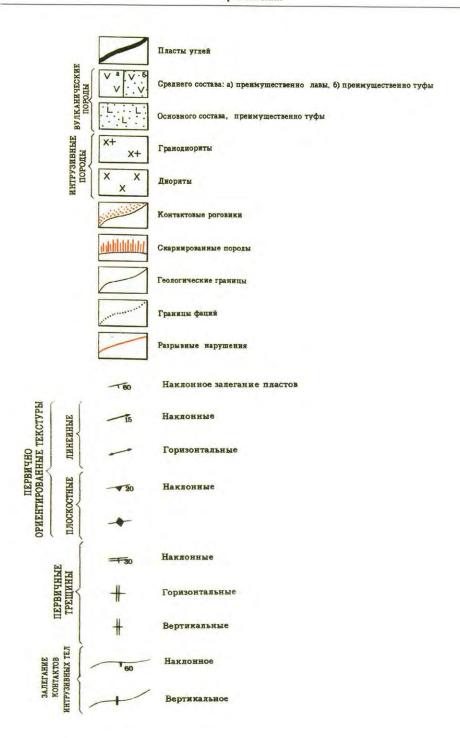
ПРИЛОЖЕНИЕ 14. УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К УЧЕБНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ № 28





ПРИЛОЖЕНИЕ 15. УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К УЧЕБНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ № 29





Учебное издание

Анатолий Константинович Корсаков

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Учебник

Зав. редакцией Игнатова Е. С. Ведущий редактор Климкин М. С. Редактор Зубанова С. М. Корректор Грибенюк Н. Н. Художник Терехова Г. Д. Обработка иллюстраций Новикова Д. Д. Компьютерная верстка Краснощековой Н. М.

Директор издательства Чепыжов В. В.

Подп. в печать 15.12.08 Формат 70×100/16. Бумага офсетная Гарнитура PetersburgC. Печать офсстная Усл. печ. л. 26,65. Тираж 2000 экз. Заказ № 1240

OOO «Издательство «КДУ». 119234, Москва, а/я 587 Тел./факс: (495) 939-40-36, 939-40-51 http://www.kdu.ru; e-mail: kdu@kdu.ru

Отпечатано в полном соответствии с качеством предоставленных материалов в ОАО «Дом печати — ВЯТКА». 610033, г. Киров, ул. Московская, 122. Факс: (8332) 25-58-83, 53-53-80 http://www.gipp.kirov.ru e-mail: pto@gipp, kirov.ru



A. K. KOPCAKOB

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

В учебнике рассмотрены основные формы залегания осадочных, интрузивных, вулканических и метаморфических пород. Дана морфологическая характеристика образованных ими тел и элементы их внутреннего строения. Для осадочных образований приведены морфологическая и генетическая классификация слоистости, виды и признаки несогласий, методы определения кровли и подошвы слоев. Для интрузивных тел рассмотрены элементы их строения, типизация по морфологии и соотношению с вмещающими породами. Охарактеризованы условия залегания и морфологические типы тел вулканитов эффузивной, жерловой и субвулканической фаций. Приводится строение лавовых и пирокластических потоков и покровов в разрезе и по латерали. Для метаморфических комплексов изложены особенности деформаций, новообразованные элементы (полосчатость, сланцеватость, будинаж), даны строение и морфологические типы мигматитов. Рассмотрены морфологическая, геолого-генетическая и физико-генетическая классификации складок, элементы строения разрывных нарушений, типы разрывов, особенности их проявления в осадочных, магматических и метаморфических комплексах. Дана характеристика глубинных разломов. Значительное внимание уделено надвигам и тектоническим покровам: рассмотрены условия их образования, элементы строения, хаотические комплексы. Изложены основные структурные элементы континентов и океанов.

Для студентов университетов и вузов геологического профиля, обучаю-

щихся по направлению «Прикладная геология».

