



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ. ЧАСТЬ 1

ТЕВЕЛЕВ
АЛЕКСАНДР ВЕНИАМИНОВИЧ

ГЕОЛФАК МГУ

КОНСПЕКТ ПОДГОТОВЛЕН
СТУДЕНТАМИ, НЕ ПРОХОДИЛ
ПРОФ. РЕДАКТУРУ И МОЖЕТ
СОДЕРЖАТЬ ОШИБКИ.
СЛЕДИТЕ ЗА ОБНОВЛЕНИЯМИ
НА [VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).

ЕСЛИ ВЫ ОБНАРУЖИЛИ
ОШИБКИ ИЛИ ОПЕЧАТКИ,
ТО СООБЩИТЕ ОБ ЭТОМ,
НАПИСАВ СООБЩЕСТВУ
[VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).



БЛАГОДАРИМ ЗА ПОДГОТОВКУ КОНСПЕКТА
СТУДЕНТА ФАКУЛЬТЕТА ФФФХИ МГУ
СТЕПАНОВА МАКСИМА ЕВГЕНЬЕВИЧА



Содержание

1	Лекция 1. Введение в структурную геологию	8
1.1	Структурная геология. Основные определения и понятия курса	8
1.2	Картографические проекции	12
1.3	Номенклатура топографических листов	13
2	Лекция 2. Слой, слоистость. Горизонтальное залегание	19
2.1	Основные определение	19
2.2	Геометрические элементы пласта	19
2.3	Морфологические и генетические типы слоистости	20
3	Лекция 3. Наклонное залегание пластов	26
3.1	Наклонное залегание пластов	26
3.2	Замеры элементов залегания горным компасом	28
3.3	Моноклинали. Квесты	29
3.4	Флексуры	30
3.5	Пласты	32
3.6	Стратоизогипсы	36
4	Лекция 4. Согласное и несогласное залегание слоев	38
4.1	Согласное залегание	38
4.2	Несогласное залегание	39
4.3	Типы и классификация несогласий	39
4.4	Строение поверхностей и зон несогласия	44
5	Лекция 5. Складки. Часть 1. Собственная геометрия	48
5.1	Складки. Элементы геометрии складок	48
5.2	Морфологические классификации складок	51
6	Лекция 6. Складки. Часть 2. Положение складок в пространстве	60
6.1	Ориентировка складок в пространстве	60
6.2	Базовая классификация складок по их положению в пространстве	61
6.3	Свойства складок	63
6.4	Классификация складок по углу наклона шарнира	65
6.5	Складчатые комплексы. Классификация	67
7	Лекция 7. Складки. Часть 3. Генетические типы	72
7.1	Классификация по направлению приложенных сил. Складки поперечного изгиба	72
7.2	Складки продольного изгиба	75

7.3	Классификация по отношению к осадконакоплению	78
7.4	Классификация по пластичности пород	79
7.5	Классификация по деформирующим силам	80
7.6	Классификация по глубинности формирования	82
8	Лекция 8. Разрывные нарушения	83
8.1	Элементы геометрии разрывов	83
8.2	Классификация разрывов	84
8.3	Морфологические классификации разрывов	84
8.4	Геометрия сдвига-сбросов и сдвига-взбросов	86
8.5	Простейшие структуры, ограниченные разрывами	88
8.6	Разрывы на геологической карте	89
9	Лекция 9. Дистанционные методы в геологии. Аэрофотосъемка	93
9.1	Дистанционные методы	93
9.2	Стандартный набор космических снимков спутников <i>LANDSAT</i>	94
9.3	Аэрофотосъемка (АФС)	95
9.4	Геометрия снимка	97
9.5	Искажения на АФС	98
9.6	Получение стереоскопического эффекта	101
9.7	Задачи использования МАКС в геологии	102
9.8	Геологическое дешифрирование АФС	103
10	Лекция 10. Понятие о деформации и напряжениях	106
10.1	Понятие о напряжениях	106
10.2	Графический расчет напряжений. Круг Мора	110
10.3	Меры деформации	112
10.4	Эллипсоид деформаций	114
11	Лекция 11. Деформация материалов под воздействием напряжений	119
11.1	Типы реакции материалов на напряжение	119
11.2	Упругая деформация	119
11.3	Модули упругости	121
11.4	Пластическая деформация	122
11.5	Важнейшие свойства материалов	123
11.6	Механизмы пластической деформации	124
11.7	Разрушение пород	125
11.8	Внешние факторы, влияющие на характер деформации	126
11.9	Прочность пород, угол внутреннего трения	127
12	Лекция 12. Модели формирования разрывов	129

12.1	Причины возникновения трещин	129
12.2	Модели формирования разрывных нарушений	129
12.3	Модель Кулона-Андерсона	130
12.4	Реконструкция полей напряжения в механических условиях чистого сдвига	131
12.5	Механизмы сдвига при частом сдвиге	132
12.6	Кинематика и свойства сдвигов Андерсона	133
12.7	Модель Риделя	134
12.8	Примеры структур, сформированных в обстановке простого сдвига	136
12.9	Трещины на стереографической проекции	136
13	Лекция 13. Мезомасштабные (малые) структурные формы	139
13.1	Линейность	139
13.2	Типы мезоструктурных элементов.	140
13.3	Трещиноватость	141
13.4	Зеркала скольжения	143
13.5	Стилолитовые швы	145
13.6	Кливаж	145
13.7	Сланцеватость	152
13.8	Будинаж	153
13.9	Муллион-структуры	155
13.10	Птигматитовые складки	157
13.11	Кинк-зоны	158
13.12	Складки волочения	160
14	Лекция 14. Строение вулканических комплексов	162
14.1	Вулканы	162
14.2	Строение вулканических комплексов	162
14.3	Стратифицированные образования	162
14.4	Лавовые потоки	163
14.5	Определение кровли-подошвы в вулканических толщах	164
14.6	Фациальная изменчивость	171
14.7	Нестратифицированные образования	171
15	Лекция 15. Строение плутонических комплексов. Часть 1	177
15.1	Плутонические комплексы	177
15.2	Принципиальная схема строения аллохтонного плутона	178
15.3	Морфологические типы аллохтонных интрузивов	178
15.4	Типы аллохтонных интрузивов (по сложности строения)	182

15.5	Первичные ориентированные структуры в аллохтонных массивах гра- нитоидов	183
15.6	Прототектоника жидкой фазы	183
15.7	Элементы залегания текстур прототектоники жидкой фазы	184
15.8	Прототектоника твердой фазы	184
16	Лекция 16. Строение плутонических комплексов. Часть 2	187
16.1	Основные группы магматических массивов	187
16.2	Механизмы пассивного внедрения интрузивов	189
16.3	Массивы присдвиговых зон растяжения	190
16.4	Классификация сдвиговых магматических дуплексов	193
16.5	Механизмы формирования протрузивных массивов	194
16.6	Проблема пространства и способов перемещения	195
16.7	Определение относительного возраста интрузивных массивов	197
17	Лекция 17. Структура метаморфических комплексов	198
17.1	Метаморфизм	198
17.2	Текстуры метаморфических пород	199
17.3	Мезоструктуры метаморфических пород	200
17.4	Метаморфизм и общая структура	207
17.5	Метаморфические комплексы на геологических картах	210
18	Лекция 18. Тектониты и меланжи	211
18.1	Тектониты	211
18.2	Катаклазиты	211
18.3	Разновидности катаклазитов	212
18.4	Стресс-тектониты. Механизмы	216
18.5	Морфологические типы тектонитов	216
18.6	Меланжи	218
18.7	Олистостромы	219
18.8	Тектонические меланжи	222
19	Лекция 19. Структурные парагенезы	224
19.1	Структурные парагенезы	224
19.2	Обстановки чистого сдвига	225
19.3	Обстановки простого сдвига	229
19.4	Обстановки транспрессии и транстенсии	230
19.5	Структурные парагенезы зон, ограничивающих Каратау-Сулеймановский блок	233
20	Лекция 20. Трансформные разломы, или сдвиги Вилсона	234

20.1 Предварительные замечания	234
20.2 Сдвиги Андерсона	234
20.3 Трансформные разломы, или сдвиги Вилсона	235
20.4 Трансформы типа хребет - хребет	236
20.5 Трансформы типа дуга - дуга	238
20.6 Кинематика трансформ типа хребет - дуга	240
21 Лекция 21. Астроблемы	242
21.1 Механизм и фазы кратерообразования	243
21.2 Классификация коптогенных пород	244
21.3 Морфоструктура импактных кратеров	245
21.4 Особенности диагностики астроблем	252

Лекция 1. Введение в структурную геологию

Структурная геология. Основные определения и понятия курса

Определение 1.1. *Структурная геология изучает формы залегания горных пород в земной коре (В. В. Белорусов (1986)).*

Определение 1.2. *Структурная геология — это раздел тектоники, изучающий первичные и вторичные формы залегания горных пород, нарушения различного происхождения, а также их классификацию, закономерности размещения и взаимных пространственных сочетаний в земной коре (Геологический словарь 2012).*

Определение 1.3. *Структурная геология — это раздел тектоники, изучающий формы залегания и деформации геологических тел, закономерности их размещения и сочетания в земной коре, а также механизмы их формирования (расширенное определение).*

Под геологическим картированием обычно понимают комплекс методов изучения разнообразных геологических тел, выходящих на поверхность Земли, а также их взаимоотношений для изображения полученной информации на геологической карте.

Определение 1.4. *Геологическое картирование — это основной способ составления геологической карты.*

Геологическая съемка представляет собой целый комплекс геологических исследований, включающий картирование в качестве основной, но составной части. Кроме картирования в геологическую съемку входят:

- различные виды опробования,
- поисковые работы,
- буровые работы,
- геофизические работы,
- комплекс аналитических исследований,
- изучение фондовой и опубликованной литературы,
- составление комплекта дополнительных карт и схем геологического содержания и тд.

При проведении работ исполнитель обязан использовать современные компьютерные методы обработки материалов, включая геоинформационные технологии, составление и ведение различных электронных баз данных.

Определение 1.5. *Геологическая карта отображает разнообразные элементы геологического строения верхней части земной коры конкретной территории составляется на топографической основе.*

Геологическая карта (при соблюдении всех требований к точности, достоверности и генерализации) всегда является только графической моделью, в разной степени обоснованной и отражающей представления автора о геологическом строении конкретного региона или района. Важнейшая особенность геологических карт состоит в том, что их содержание зависит не только от количества и качества имеющихся данных (они всегда неполны и дискретны), но и от наличия у составителя научной концепции геологического строения и истории геологического развития региона. Поэтому важно, чтобы автор геологической карты обладал необходимыми знаниями и опытом.

По масштабу геологические карты делятся на 5 групп:

- 1) обзорные (1 : 2500000 и мельче) составляются в произвольных границах на крупные регионы: страна, континент и т.д. за счет грантов и по планам научно - исследовательскими организациями.
- 2) мелкомасштабные (1 : 1000000) относятся к разряду государственных и составляются полностью на стандартные топографические планшеты размером $6^{\circ} \times 4^{\circ}$ за счет госбюджета.
- 3) среднемасштабные (1 : 200000) относятся к разряду государственных и составляются полностью на стандартные топографические планшеты размером $1^{\circ} \times 40'$ за счет госбюджета.
- 4) крупномасштабные (1 : 50000) составляются полностью или в произвольных границах для районов, перспективных на различные виды полезных ископаемых за счет частных компаний.
- 5) детальные (1 : 10000 и крупнее) составляются в произвольных границах для известных рудных объектов, рудных зон, узлов и т.д. как за счет частных компаний, так и за счет госбюджета, если они сопровождают поисковые работы.

Кроме геологических карт также существуют специальные карты, которые составляются на базе собственных геологических карт, но требуют проведения специальных съемок. Специальные карты бывают следующими:

- Карты четвертичных образований, на которых показываются возраст, состав, генетический тип и мощность покрова четвертичных отложений.
- Геохимические карты отражают пространственное распределение химических элементов, зоны их аномальных концентраций и т.д.

- Геофизические карты демонстрируют структуру гравитационного, магнитного и других физических полей.
- Эколого - геологические, гидрогеологические, инженерно - геологические, гео-криологические и др.

Определение 1.6. *Производные карты составляются на основе собственно геологических и специальных карт камеральным путем и отражают более высокий уровень обобщения и интерпретации исходных данных.*

Производные карты бывают следующими:

- Карты закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых содержат сведения о полезных ископаемых и рудоносных формациях.
- Тектонические карты показывают структуру района, морфологию складок, типы разломов, возраст тектонических деформаций и т.д.
- Геоморфологические карты отражают характер процессов, формирующих рельеф, а также определяющих его развитие и связь с ними современных отложений.
- Формационные, фациальные, литологические, петрографические карты отображают состав горных пород и его изменения по площади.
- Наиболее высокому уровню обобщения исходных данных отвечают геодинамические, палеотектонические, металлогенические карты.

Правила составления Государственных геологических карт масштаба 1 : 200000 регламентируются с одной стороны инструкциями, а с другой — традициями. Инструкции разрабатываются для того, чтобы карты выполнялись по одним принципам и в единой системе условных обозначений. Большая часть правил, изложенных в инструкции, это, главным образом, легализации традиций, но есть и вновь изобретенные положения, введение которых связано с развитием геологической съемки, совершенствованием методов геологического картирования и картографии, т.е. способов составления и изготовления геологических карт.

Основными элементами геологических карт являются топооснова, поля раскраски, линейные объекты и геологические границы. С помощью **топоосновы** отображаются рельеф в горизонталях, реки, моря, озера, высотные отметки, автомобильные и железные дороги, населенные пункты и т.д.

Поля раскраски (площадные объекты) — различными цветами отображаются поля распространения на поверхности Земли различных горных пород, выделенных в "картируемые подразделения" такие как:

- стратифицированные образования (свиты, толщи слоистых пород),
- интрузивные образования (плутонические комплексы внедрившихся магматических пород и субвулканические образования),
- метаморфические образования (метаморфические комплексы пород, подвергшихся полному или частичному преобразованию).

Линейные объекты — цветными линиями сообразно составу изображаются дайки магматических пород и маркирующие горизонты.

Геологические границы — различными линиями изображаются контакты между картируемыми подразделениями. Границы бывают следующими:

- Согласные и несогласные границы свит и толщ (разделяют поля раскраски),
- Интрузивные границы магматических массивов (разделяют поля раскраски),
- Фациальные границы внутри подразделений (разделяют участки внутри полей раскраски),
- Разрывы.

Стратифицированным образованиям (свитам, толщам) цвета присваиваются в соответствии с их возрастом по Международной стратиграфической шкале, в которой в каждой системе определен конкретный цвет. Плутоническим породам присваиваются цвета в соответствии с их составом. Субвулканические образования красятся в соответствии с составом тем же цветом, что и плутонические, но с белой косой штриховкой.

Если требуется раскрасить несколько стратифицированных подразделений одного возраста или несколько нестратифицированных подразделений одного состава, их раскрашивают в различные оттенки основного цвета. При этом стиль раскраски стратифицированных и интрузивных образований противоположный:

- Более молодые стратифицированные образования красятся светлее более древних,
- Более молодые интрузивные образования красятся ярче более древних.

Кроме того на геологических картах есть дополнительные элементы такие как крапы, штриховки, элементы залегания, местонахождения ископаемых остатков и др.

Определение 1.7. *Крапы — дополнительные знаки, которые используются для отображения различий в составе и структуре пород и наносятся поверх раскраски в соответствующих полях. Крапы могут быть ориентированными и неориентированными.*

Определение 1.8. *Штриховки — дополнительные регулярные линии, которые используются для изображения гидротермально - измененных пород и кор выветривания и наносятся поверх основной раскраски.*

Определение 1.9. *Элементы залегания — специальные знаки, показывающие ориентировку в пространстве слоистости, геологических границ, структурных и тектурных элементов горных пород. Эти знаки всегда ориентированы.*

Определение 1.10. *Местонахождения ископаемых остатков — специальные знаки, обозначающие места находок ископаемой фауны и флоры различных типов. Эти знаки являются неориентированными.*

Замечание 1.1. *Крапы вулканических пород наносятся всегда на полях распространения вулканических пород.*

По содержанию щелочей вулканические породы делятся на 3 группы: нормальный, субщелочной и щелочной.

Замечание 1.2. *Крапы plutонических пород наносятся на поля распространения plutонических пород только тех случаях, когда надо показать различия в составе или структуре пород внутри единого подразделения.*

Картографические проекции

Картографическая проекция — это способ для отображения поверхности Земли на плоскости. Проекция бывают азимутальными, цилиндрическими и коническими. При азимутальной проекции прикладывается плоскость к какой - то части Земной сферы. Цилиндрические проекции бывают нормальными, поперечными и косыми. При нормальной проекции цилиндр касается сферы по Экватору. При поперечной проекции цилиндр касается одного меридиана. При конической, проекция касается одной параллели.

Самая распространенная и удобная проекция — это цилиндрическая поперечная проекция. Выбирается меридиан, к которому касается условный цилиндр и берется зона размером 6° . Гауссом - Крюгером было рассчитано, что максимальное расстояние с минимальными искажениями, которое можно изобразить, равно 6° .

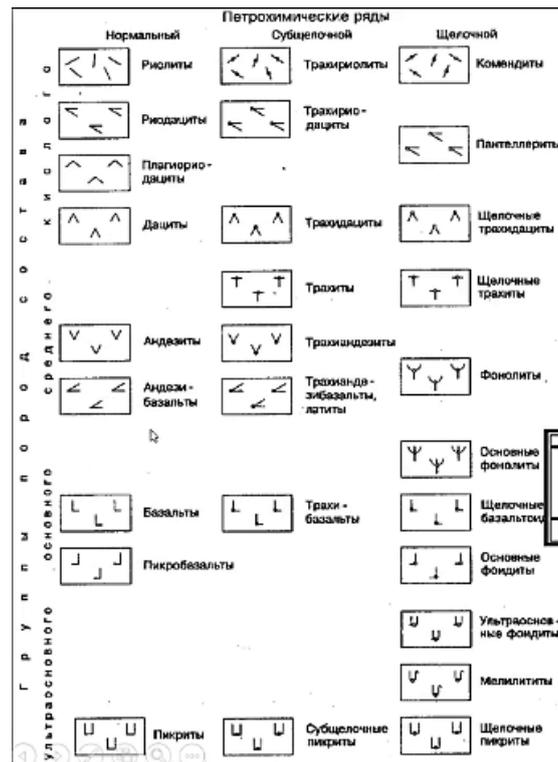


Рис. 1.1. Крапы вулканических пород

Номенклатура топографических листов

Топографическая карта территории России для удобства формально разделена на отдельные листы (трапеции), ограниченные меридианами и параллелями, которым присвоена конкретная цифро - буквенная номенклатура. Базовой (опорной) для всех номенклатур топографических листов является номенклатура листа масштаба 1 : 1000000; 6° по широте (между меридианами) и 4° по долготе (между параллелями).

Полоса листов между параллелями, кратными 4°, называется поясом и обозначается прописной латинской буквой от экватора на север. Полоса листов между меридианами, кратными 6°, называются зоной и обозначаются арабскими цифрами от меридиана 180° на восток. Номенклатура топографического листа масштаба 1 : 1000000 состоит из индекса пояса и номера зоны (через дефис).

На северных территориях меридианы располагаются близко друг к другу, и составленные карты на один лист нецелесообразно, поэтому севернее 60° с.ш. планшеты сдваивают, начиная с нечетного листа. В номенклатуре карты номера зон пишут через запятую, например, R – 37,38. Севернее 76° с.ш. планшеты приходится счетвернять, начиная с нечетного листа и кончая листом, кратным 4.

Замечание 1.3. Воркутинский топографический лист меньше по площади Астраханского того же масштаба.

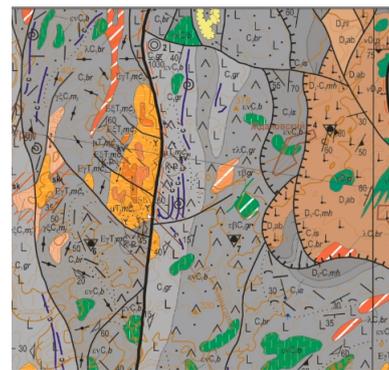
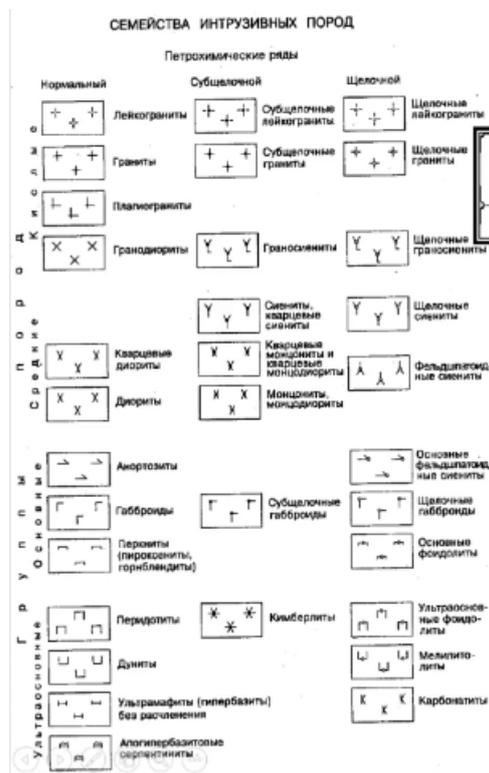


Рис. 1.2. Крапы плутонических пород

Рис. 1.3. Фрагмент геологической карты масштаба 1 : 200000

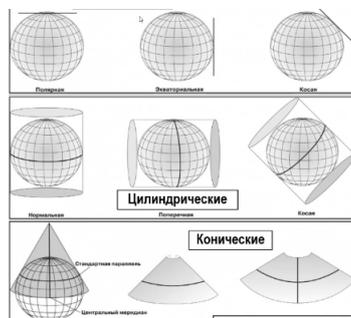


Рис. 1.4. Картографические проекции



Рис. 1.5. Цилиндрическая поперечная проекция

Для карт масштаба 1 : 500000 миллионный лист делится на 2 части по широте и на 2 части по долготe. Номенклатура карт масштаба 1 : 500000 получается прибавлением к номенклатуре базовой трапеции прописной буквы кириллицы (А,Б,В,Г), например, N – 40 – Б. Размер листа получается $3^{\circ} \times 2^{\circ}$, а физический размер карты примерно такой же, как и миллионного.

Для карт масштаба 1 : 200000 миллионный лист делится на 6 частей по широте и на 6 частей по долготe. Номенклатуру листом масштаба 1 : 200000 получают прибавлением к номенклатуре базовой трапеции римской цифры от I до XXXVI. Размер

чала прописной (1 : 50000), потом строчной (1 : 25000) буквы кириллицы, а затем арабской цифры (1 : 10000), например N – 41 – 5 – Г – в – 3.

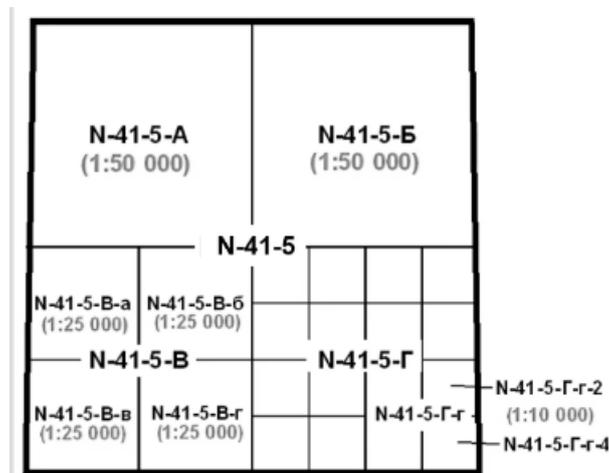


Рис. 1.10. Номенклатура крупнее 1 : 100000

В разных странах приняты разные стандартные масштабы и разные системы номенклатур, но основой всех является лист масштаба 1 : 1000000 (6° × 4°). В США и Канаде стандартными масштабами считаются 1 : 250000 и 1 : 24000, а не 1 : 200000 и 1 : 25000.

Пример 1.1. Необходимо определить номенклатуры смежных листов.

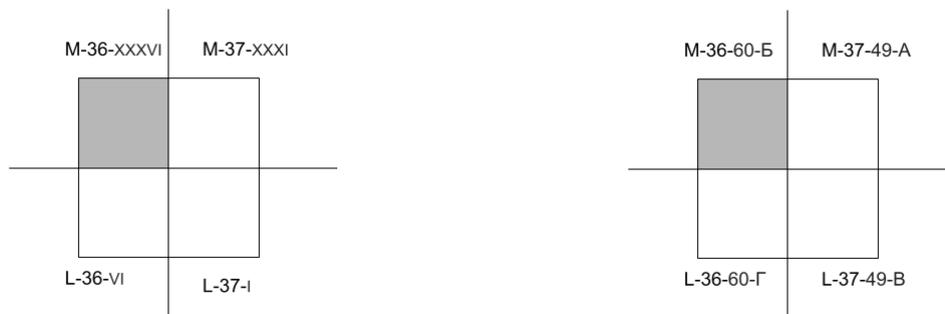


Рис. 1.11. Определение номенклатур смежных листов

Пример 1.2. Необходимо определить номенклатуры листа по координатами углов. Сперва определяется номенклатура базовой трапеции, а затем номер листа по его размерам в градусах и минутах.

Ближайшая граница пояса базовой трапеции равна 52° с.ш. Количество поясов до 52° равно 13 и пояс равен 14 (N). Ближайшая граница зоны базовой трапеции равна 60° в.д. Количество поясов до 60° равно 40 и номер зоны равен 41. Таким

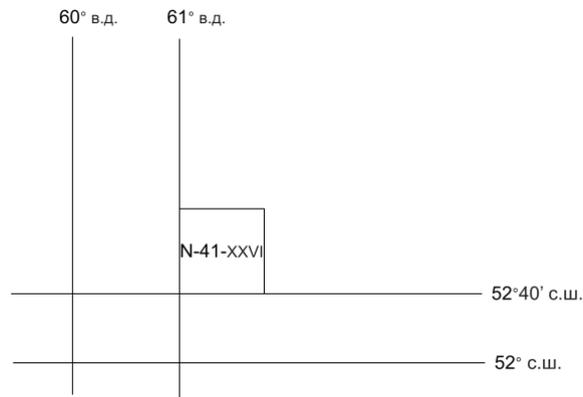


Рис. 1.12. Определение номенклатуры листа по координатами углов

образом, ряд и столбец в базовой трапеции равны 5 и 2, соответственно, и номер листа XXVI.

Пример 1.3. Необходимо определить координаты углов листа по его номенклатуре. Сначала определяются координаты базовой трапеции, а затем координаты листа по его положению в базовой трапеции.

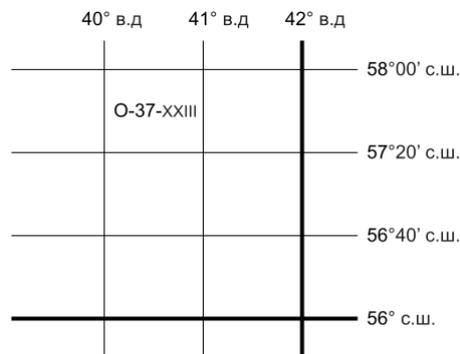


Рис. 1.13. Определение координат углов листа по его номенклатуре

Пояс и зона равны 15 и 37. Северная рамка и южная рамка базовой трапеции равны 60° и 56° . Ряд листа базовой трапеции имеет значение 4. Восточная и западная рамки базовой трапеции равны 42° и 36° . Следовательно, столбец листа в базовой трапеции равен 5.

Пример 1.4. Необходимо определить номенклатуры листа масштаба 1 : 200000, на котором находится точка с координатами $60^\circ 34' 22''$ в.д $52^\circ 12' 03''$ с.ш.

Ближайшая граница пояса базовой трапеции равна 52° с.ш., а количество поясов до 52° – 13. Следовательно, пояс имеет значение 14 (N). Ближайшая граница зоны

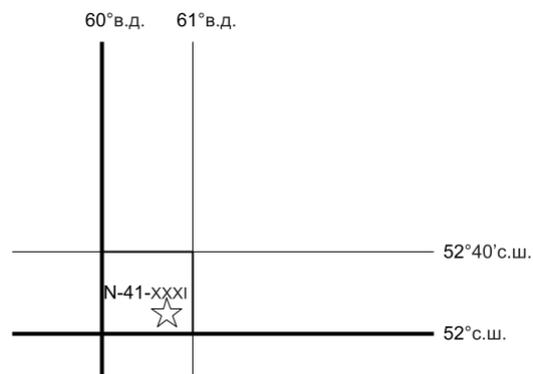


Рис. 1.14. Определение номенклатуры

базовой трапеции равна 60° в.д., а количество зон до 60° — 40. Следовательно, номер зоны имеет значение 41. Ближайшими границами листов масштаба 1 : 200000 являются 61° в.д. и $52^\circ40'$ с.ш. Таким образом, ряд и столбец в базовой трапеции равны 6 и 1, а номер листа — XXXI.

Лекция 2. Слой, слоистость. Горизонтальное залегание

Основные определения

Определение 2.1. *Слоями или пластами называют те массы, ограниченные более или менее параллельными плоскостями, из которых обыкновенно состоит толща осадочных пород (Словарь Брокгауза и Эфрона).*

Определение 2.2. *Пласт (слой) — в геологии — форма залегания осадочных и многих метаморфических горных пород; геологическое тело относительно однородного состава, ограниченное практически параллельными поверхностями — подошвой и кровлей: толщина пласта во много раз меньше протяженности (Большой Энциклопедический словарь).*

Определение 2.3. *Слой (пласт) — литологически более или менее однородные маломощные отложения, отличающиеся по вещественному составу или по остаткам организмов и ясно отграниченные нижележащих и вышележащих слоев. Морфологическими модификациями слоя являются линзовидный пласт, линза, клин, лавовый поток (покров), залежь и т.д. (Стратиграфический кодекс России (2006), Статья V.13.).*

Определение 2.4. *Слой — это слой осадков или осадочных пород, ограниченный сверху и снизу более или менее хорошо выраженными поверхностями напластования (Толковый словарь английских геологических терминов).*

Замечание 2.1. *Слоем (пластом) называется тело стратифицированных горных пород, имеющие более или менее параллельные ограничения, отделяющие его от вышележащих и нижележащих пород.*

Нильс Стенсен сформулировал основной и единственный закон геологии — закон Стено: “Каждый верхний слой откладывается только после того, как отложился нижний слой. Между отложением первого и второго существует перерыв”. Таким образом, слой, расположенный в ненарушенном разрезе выше, является более молодым, чем тот, который лежит ниже.

Геометрические элементы пласта

К геометрическим элементам пласта относятся подошва, кровля и мощность. Подошва — это нижняя поверхность слоя, контакт с более древним слоем. Кровля — верхняя поверхность слоя, контакт с более молодым слоем, т.е. подошва следующего слоя. Мощность — кратчайшее расстояние между подошвой и кровлей.

При нормальном залегании подошва пласта определена практически всегда, а кровля — не всегда, поскольку бывает размыта или срезана вышележащим пластом.



Рис. 2.1. Геометрические элементы пласта

Поэтому при изучении слоистости, а также при рисовке геологических карт и разрезов в первую очередь необходимо обращать внимание на подошву и всегда начинать рисовку с подошвы. Слои обыкновенно налегают друг на друга целым пакетом, называемой серией, свитой, толщей, пачкой и т.п., а последовательную смену одних слоев на другие называют напластованием, наслоением. Очень тонкие слои (обычно меньше 10 мм), заключенные между другими, называются прослоями, слойками, пропластками и т.п. Граница между двумя слоями практически всегда (согласно закону Стено) соответствует перерыву в отложении (гиатусу), а часто и изменению состава осаждающегося вещества. Иногда различают стратиграфический и хронологический гиатусы, понимая под последним именно временной интервал, соответствующий стратиграфическому интервалу. Перерыв в осадконакоплении (или в излиянии вулканических лав) может сопровождаться частичной эрозией слоя, поэтому гиатусы делят на седиментационные (образуются за счет временного ненакопления осадков) и постседиментационные, или эрозионные (образуются за счет эрозии осадков, уже превращенных в твердые породы и последующего отложения новых осадков). Общее время ненакопления при формировании толщи обычно бывает больше чем суммарное время накопления пластов.

Морфологические и генетические типы слоистости

Морфологические типы слоистости тесно связаны с генетическими типами, именно генезис отложений во многом определяет морфологию образующихся пластов и строение поверхностей напластования. Параллельная слоистость — чередование слоев, и слойков, параллельных друг другу и общей поверхности напластования. Параллельная слоистость формируется в относительно спокойных обстановках, поэтому мощности отдельных слоев оказываются выдержанными на больших пространствах. Определение подошвы-кровли в параллельно слоистых толщах по деталям морфологии самих пластов возможно не всегда, однако при наличии некоторых особенностей строения пластов и поверхностей напластования это сделать можно.

Иероглифы — слепки неровностей кровли нижележащего слоя на подошве вышележащего. Представляют собой прихотливо изогнутые, ветвящиеся и амёбовидные валики и борозды, а также изометричные бугорки и ямки. Могут иметь разное про-

исхождение, часто, это волновая рябь. Неровности возникают на кровле пласта, а на подошве более молодого пласта наблюдаются их отпечатки, поэтому иногда их называют “негативными” иероглифами.

Механоглифы возникают за счет переноса и перераспределения терригенного материала — это текстуры течения, волновые, эоловые, следы волочения водой по дну различных предметов и т.д.

Упорядоченные иероглифы, или знаки ряби формируются под воздействием волнения и течений в прибрежных зонах, в дельтах рек, а также — ветра (эоловые). К этому же типу относится и линзовидная слоистость. Возникающие серии слоек имеют выпукло-вогнутую форму; в разрезе это создает картину волны или полуволны, которую обычно и называют “знаки ряби”.

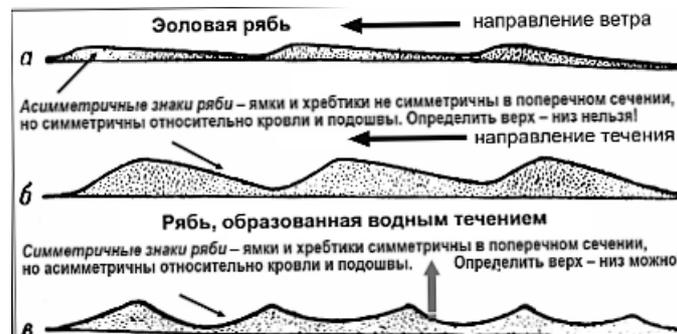


Рис. 2.2. Модели формирования знаков ряби

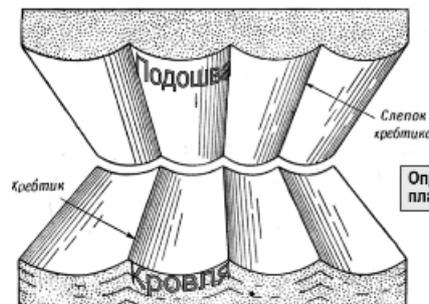


Рис. 2.3. Определение подошвы-кровли пласта по знакам ряби

Биоглифы формируются как результат жизнедеятельности животных организмов (ходы илоедов, норки, холмики).

Если остатки раковин брахиопод в пласте известняков расположены хаотично, то определение подошвы слоя невозможно. Если остатки раковин брахиопод в пласте известняков расположены упорядоченно, то выпуклости раковин показывают кровлю пласта.



Рис. 2.4. Хаотическое расположение

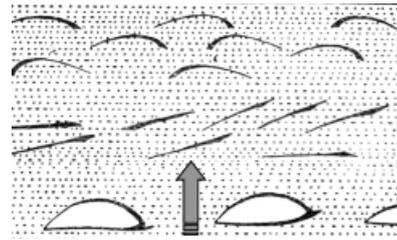
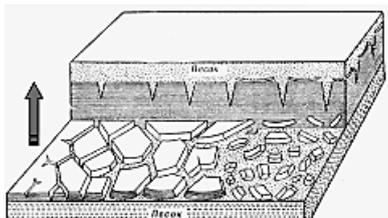


Рис. 2.5. Упорядоченное расположение

Первичные трещины образуются при временном осушении бассейна или же при уплотнении осадка в процессе литификации. Во влажном состоянии скорлупки еще загнуты вниз, а сухие выгибаются вверх. Определение подошвы слоя при наличии вогнутых скорлупок от трещин усыхания достаточно однозначно: выпуклая часть указывает на подошву слоя, а загнутые края указывают на кровлю. При хаотическом расположении скорлупок определить подошву слоя затруднительно.

Рис. 2.6. Модель формирования трещин
усыханияРис. 2.7. Поверхность “твердого дна” на
кровле известняков фамена

Структуры “твердого дна” представляют собой бугорчатые каменистые поверхности на дне морского бассейна, возникающие при остановке карбонатного осадконакопления за счет цементации карбонатных илов. Кровля пласта определяется по максимальному ожелезнению, выходам ходов илоедов, подошва — по обломкам раковин, галькам, фосфатизированного мела и т.д. Между отложением пластов существует перерыв.

Косая слоистость характеризуется волнистыми сериями слойков, которые расположены косо по отношению к кровле и подошве пластов. Наиболее распространена дельтовая и эоловая косая слоистость.

Обычно градационная (ритмичная) слоистость это более или менее параллельная слоистость с четкой сортировкой обломочного материала внутри слоя (крупнозернистый материал располагается у подошвы слоя). Градационная слоистость формируется при сходе по склону мутьевых потоков и отложении их у подножья. С каждым сходом образуется следующий слой и формируется ритмичная слоистость.

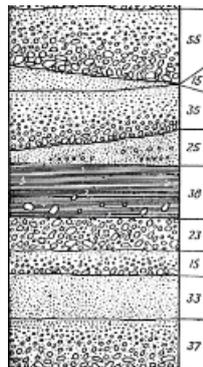


Рис. 2.8. Градационная слоистость



Рис. 2.9. Подводно-оползневая слоистость

Подводно-оползневая слоистость формируется при оползании слабо консолидированного материала. Её отличительный признак — сложно закрученные мелки складки отдельных прослоев.

Конволютная слоистость возникает за счет турбулентного течения в слабо литифицированных осадках, движущихся по пологим склонам. В отличие от подводно-оползневых складок, деформируются только слои внутри пласта, а не весь пласт.



Рис. 2.10. Конволютная слоистость



Рис. 2.11. Горизонтальная слоистость

Горизонтальная слоистость формируется в спокойной обстановке открытых бассейнов, когда дно бассейна выровнено предыдущим осадконакоплением. Она считается первичной.

Первичное залегание пластов не всегда горизонтально.

Кластические дайки возникают за счет заполнения трещин в твердых породах рыхлым обломочным материалом. Они могут заполнять трещины в более твердых породах как сверху (нептунические), так и снизу (инъекционные). Поэтому определение подошвы и кровли пластов по ним не всегда однозначно. Поскольку нептуническая дайка заполняется слоями ритмично за счет сезонного растяжения трещины при замерзании поровой воды и последующего оттаивания, слоистость в ней первично ориентирована вертикально.

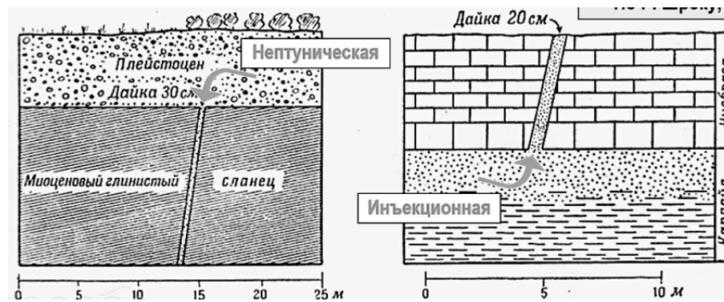


Рис. 2.12. Модель формирования кластических даек

Каждый более молодой слой нептунической дайки образуется внутри более древнего, т.е. формально имеет две подошвы, а его кровля возникает только после того, как образуется подошва следующего слоя. Чтобы определить верх-низ разреза, надо изучать литологию пород, выполняющих кластическую дайку.

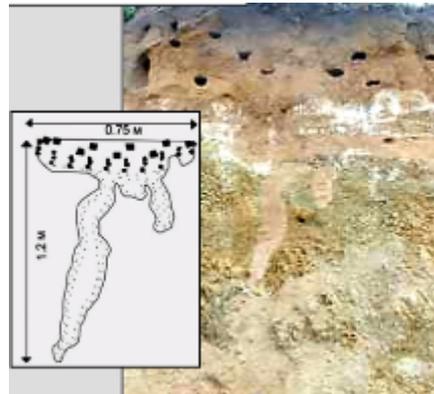


Рис. 2.13. Кластические дайки. Квартер

Изображаемые на геологической карте границы пластов есть линии пересечения подошв пластов с поверхностью рельефа. В идеальном случае рисовка границ горизонтально залегающих пластов конформна рисовке горизонталей рельефа, поскольку сами горизонталы являются линиями пересечения поверхности рельефа с горизонтальными плоскостями.

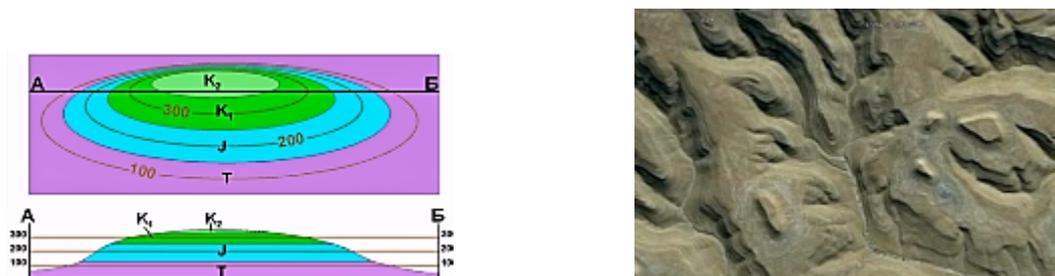


Рис. 2.14. Горизонтальные слои

Границы горизонтально залегающего пласта конформны горизонталям рельефа, т.е. их форма на геологической карте зависит только от морфологии рельефа. Подошвы горизонтально залегающих пластов на всем протяжении сохраняют свои абсолютные отметки, поэтому любой рельеф вскроет их на одной и той же высоте.

Лекция 3. Наклонное залегание пластов

Наклонное залегание пластов

Ориентировка в пространстве горизонтально залегающего пласта задана по определению, его единственная изменяющаяся (и измеряемая) характеристика — абсолютная высота. У пласта, залегающего наклонно, в разных его частях высота разная, для определения его положения в пространстве необходимо знать в какую сторону он погружается и под каким углом. Основные элементы геометрии пласта:

- Линия простирания — любая горизонтальная линия на поверхности пласта, т.е. линия пересечения поверхности пласта с любой горизонтальной плоскостью.
- Линия падения (восстания) — вектор на поверхности пласта, нормальный к линии простирания и направленный вниз (вверх).
- Направление падения — вектор, проекция линии падения на горизонтальную плоскость.
- Угол падения — плоский угол между поверхностью пласта и горизонтальной плоскостью, или угол между линией падения и направлением падения.

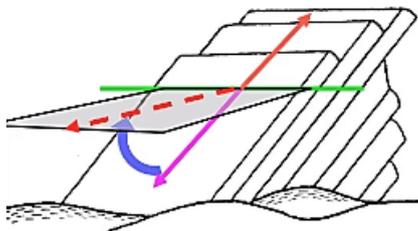


Рис. 3.1. Элементы залегания пласта



Рис. 3.2. Элементы залегания

В значках элементов залегания длинная черточка ориентируется по простиранию, а короткая — по падению. Цифры обозначают угол падения.

Азимут простирания — правый векториальный угол между северным направлением истинного меридиана и линией простирания. Поскольку линия простирания не вектор, для нее могут быть замерены 2 азимута простирания, которые отличаются на 180° . Принято записывать азимуты простирания в северных румбах, т.е. предпочтительнее писать СЗ- 325° и СВ- 30° , а не ЮВ- 145° и ЮЗ- 210° .

Азимут падения — правый векториальный угол между северным направлением истинного меридиана и направлением падения. Поскольку пласт падает только в одну сторону, и направление падения — вектор, азимут падения может быть только

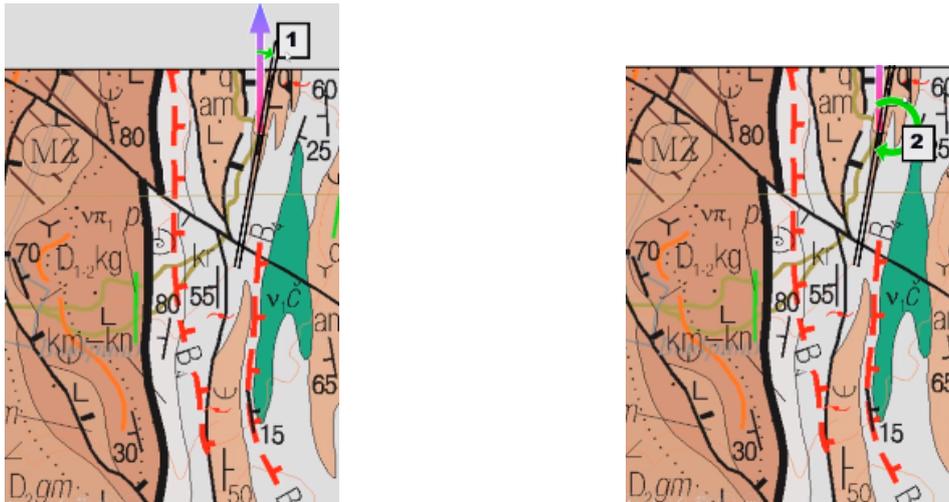


Рис. 3.3. Азимут простирания

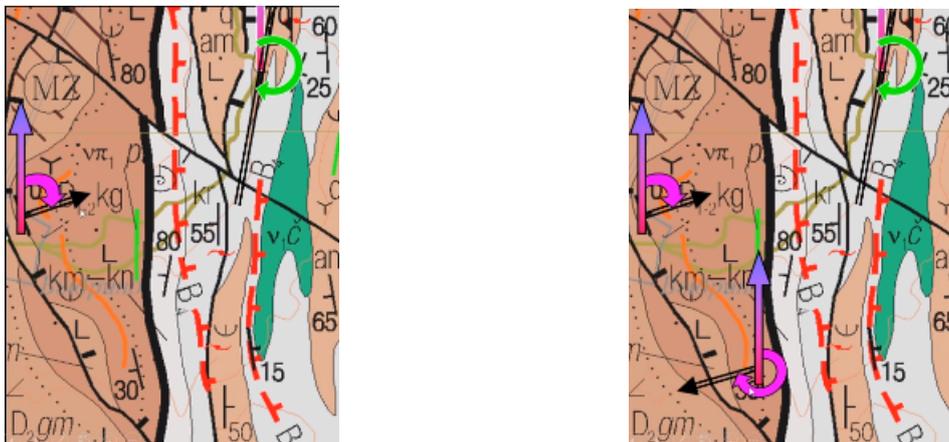


Рис. 3.4. Азимут падения

один. Именно поэтому при определении элементов залегания наклонных слоев всегда измеряют азимут падения.

Измерения в поле производятся с помощью горного компаса, которого изобрел Чарльз Френсис Брантон (1849-1927).

Горный компас состоит из следующих частей:

- 1) Пластина
- 2) Лимб ($0 - 360^\circ$)
- 3) Магнитная стрелка
- 4) Кнопка арретира магнитной стрелки
- 5) Отвес (кнопка арретира на обратной стороне компаса)

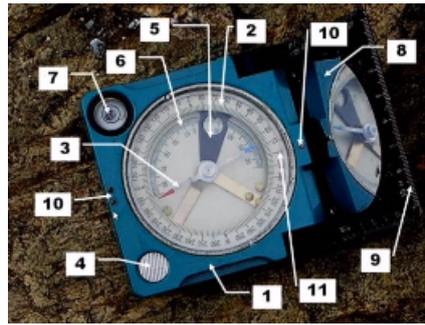


Рис. 3.5. Горный компас

- 6) Шкала отвеса ($90^\circ - 0 - 90^\circ$)
- 7) Пузырьковый уровень
- 8) Зеркало
- 9) Линейки
- 10) Визеры
- 11) Указатель магнитного склонения

Горный компас отличается от обыкновенного тем, что горный компас всегда прямоугольный, разметка лимба против часовой стрелки, есть отвес и можно выставить магнитное склонение.

Замеры элементов залегания горным компасом

Чтобы измерить азимут падения слоя, надо, держа компас горизонтально (контроль — по уровню), положить его короткой стороной к линии простирания, направив северным концом по направлению падения пласта и взять отсчет по северному концу стрелки.

Чтобы измерить угол падения слоя, надо, держа компас вертикально, приложить его длинной стороной к линии падения и взять отсчет по отвесу.

При измерении элементов залегания у компаса могут быть только 2 положения: горизонтальное или вертикальное. Результат замера немедленно записывается в полевой дневник.

Ориентировка пласта относительно стран света:

- Л-Пд — линия падения.
- Л-Пр — линия простирания.
- Н-Пд — направление падения.



Рис. 3.6. Замеры элементов залегания горным компасом



Рис. 3.7. Способ измерения азимута падения

- С — направление на север.
- 1 — азимут падения.
- 2,3 — азимуты простирания.

Моноклинали. Квесты

Определение 3.1. *Моноклинали* — форма залегания слоев горных пород, характеризующаяся их пологим наклоном в одну сторону; представляет собой обычно крыло какого-либо обширного и пологого поднятия или прогиба слоев (БСЭ).

Определение 3.2. *Моноклинали* — наклон земных слоев в одну сторону, что обычно для осадочных горных пород, прикрывающих склоны платформенных щитов; в рельефе моноклинали отчетливо выражены в виде куэст (Геологический словарь).

Определение 3.3. *Моноклинали* — форма залегания слоев горных пород, характеризующаяся их однообразным, преимущественно пологим, наклоном в одну сторону; в более узком смысле употребляется для обозначения любого участка крыла складки в пределах которого угол и направление наклона слоев заметно не меняются (Краткая географическая энциклопедия).

Определение 3.4. *Моноклинали* — структура, в которой слои наклонены в одну сторону.

Определение 3.5. *Квеста (куэста)* — форма асимметричного положительного рельефа.

Один склон квесты — выровненная наклонная поверхность, представленная кровлей пласта, бронирующего рельеф, а другой склон — крутой обрыв, вскрывающий полную мощность бронирующего пласта, а также расположенный под ним пласт или

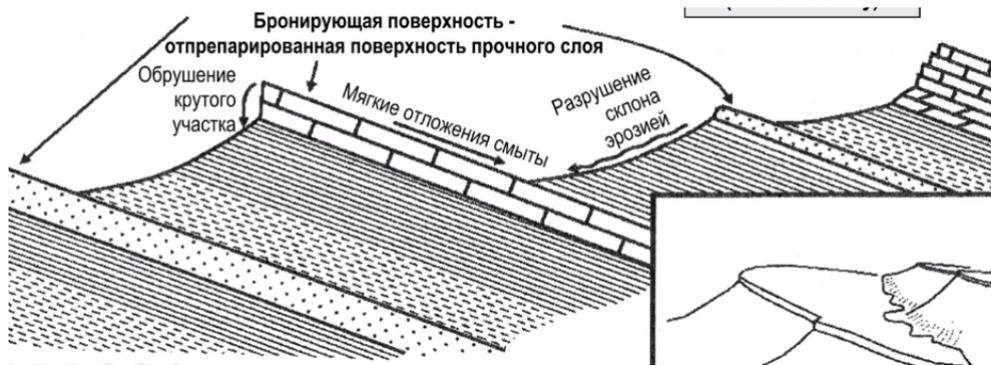


Рис. 3.8. Схема строения квест

пачку пластов менее прочных пород. Таким образом, один склон квесты всегда наклонен так же как пласт, а другой — в противоположную сторону и круче.

Углы наклона бронирующего склона квест могут колебаться от первых градусов до очень крутых.



Рис. 3.9. Крутые квесты, сложенные из известняками



Рис. 3.10. Пологая моноклираль, сложенная известняками

Флексуры

Определение 3.6. Флексура — тектоническая структура в виде ступенеобразного перегиба слоев горных пород (БСЭ).

Определение 3.7. Флексура — пологий коленообразный изгиб, наблюдаемый как в разрезе, так и в плане (Д. С. Павлов, С-ПбГУ).

Определение 3.8. Флексура — изгиб или смещение участков земной коры в вертикальном направлении, без разрыва, но с растяжением слоев (Толковый Словарь Ушакова).

Определение 3.9. Флексура — изгиб слоев чехла без разрыва из сплошности и с сохранением параллельности крыльев (Н. В. Короновский, А. Ф. Якушова).

Определение 3.10. *Флексура — коленообразный изгиб в слоистых толщах, выраженный наклонным положением слоев при общем горизонтальном залегании или более крутым падением на фоне общего наклонного залегания (А. Е. Михайлов).*

Определение 3.11. *Флексура — коленообразный изгиб слоев, сходный с изгибом ковра на ступеньке лестницы (БСЭ, 1936).*

Элементами собственной геометрии флексуры являются:

- 2 параллельных крыла
- смыкающее крыло
- шарниры
- угол
- амплитуда

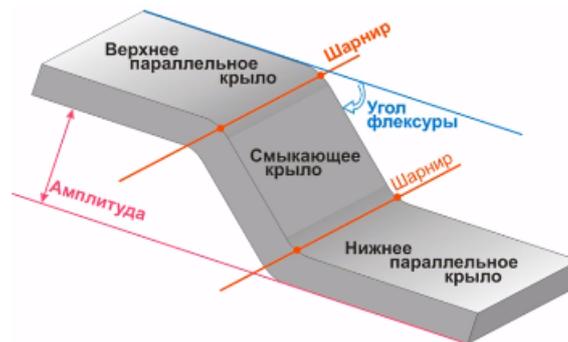


Рис. 3.11. Элементы собственной геометрии флексуры

Существуют 3 типа флексур по собственной геометрии:

- 1) открытая (угол между крыльями больше 90°);
- 2) прямая (угол между крыльями равен 90°);
- 3) закрытая (угол между крыльями меньше 90°).

Наиболее распространены в природе открытые флексуры, которые формируются в условиях растяжения. Закрытые флексуры могут осложнять крылья крупных складок, которые формируются в условиях сжатия. Собственная геометрия называется так потому, что она не зависит от положения флексуры в пространстве.

Типы флексур по углу наклона шарниров бывают горизонтальными, наклонными и вертикальными, а по относительному углу наклона крыльев типы флексур бывают простыми, попутными и встречными.

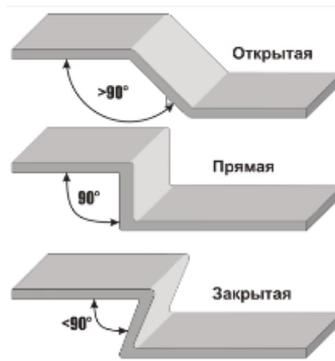


Рис. 3.12. Типы флексур по собственной геометрии



Рис. 3.13. Типы флексур по углу наклона шарниров



Рис. 3.14. Типы флексур по относительному углу наклона крыльев

Структурная терраса — флексура с горизонтальным смыкающим крылом, она занимает промежуточное положение между попутной и встречной флексурами. Косая флексура является аналогом наклонной (шарниры наклонны), только рисуется она в сечении, перпендикулярном простиранию параллельных крыльев.

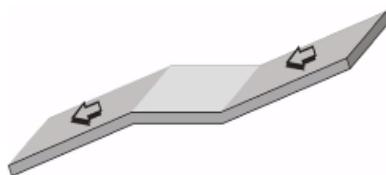


Рис. 3.15. Структурная терраса

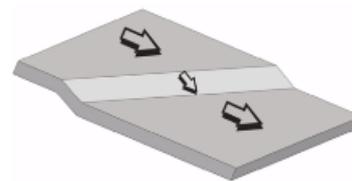


Рис. 3.16. Косая флексура

Пласты

Границей пласта называют линию пересечения подошвы или кровли пласта с поверхностью рельефа. Выходом пласта на дневную поверхность называют полосу рельефа, заключенную между подошвой и кровлей пласта. Граница пласта на геологической карте представляет собой проекцию реальной границы на горизонтальную



Рис. 3.17. Попутная открытая флексура



Рис. 3.18. Закрытая флексура

плоскость, изображенную в масштабе карты.



Рис. 3.19. Выходы слоев базальтовых туфов

Границы вертикально залегающих пластов на всем протяжении сохраняют свое плановое положение, поэтому любой рельеф вскроет их в одном и том же месте, и их положение на геологической карте не изменится. Рисунок границ вертикально залегающих пластов на геологической карте совершенно не зависит от рисунка горизонталей.

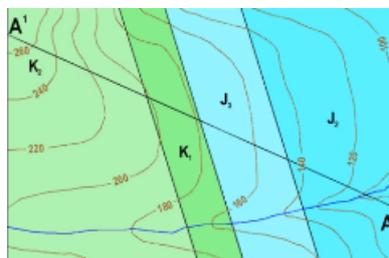


Рис. 3.20. Изображение на карте вертикального пласта

Конфигурация границ наклонно залегающих пластов на геологической карте зависит и от угла наклона самих пластов, и от морфологии рельефа, т.е. от соотношения углов наклона пласта и склона. Выход пласта, наклоненного под склон, на карте

занимает положение между выходами горизонтального и вертикального пластов, т.е. его выход изогнут в ту же сторону, что и горизонтали, но с меньшей кривизной.

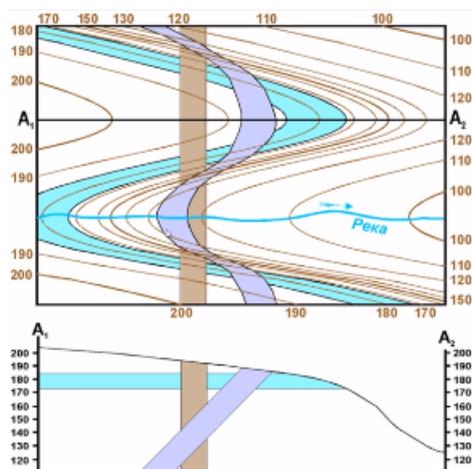


Рис. 3.21. Наклонный пласт на геологической карте

В долинах и на склонах выходы наклонно залегающих пластов создают своеобразные фигуры рельефа, которые условно называют пластовыми треугольниками, хотя их форма и не всегда близка к треугольнику. Правило пластовых треугольников: “Пластовый треугольник в долине указывает направление падения пласта, а на водоразделе — направление восстания”.

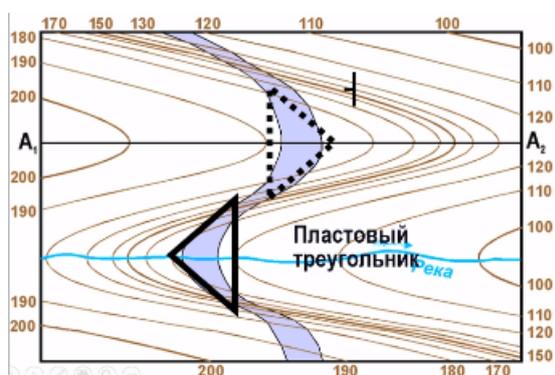


Рис. 3.22. Пластовый треугольник



Рис. 3.23. Пластовые треугольники в моноклинали

Выход пласта, наклоненного так же, как склон, но круче склона, на разрезе занимает положение вне выходов горизонтального и вертикального пластов, т.е. выход пласта изогнут в другую сторону, чем горизонтали.

Выход полого наклоненного пласта, на разрезе возвышенности (на западе — круче склона, на востоке — положе склона). На востоке, где пласт падает в ту же сторону, что и склон, но положе его, его выход изогнут в ту же сторону, что горизонтали, но с

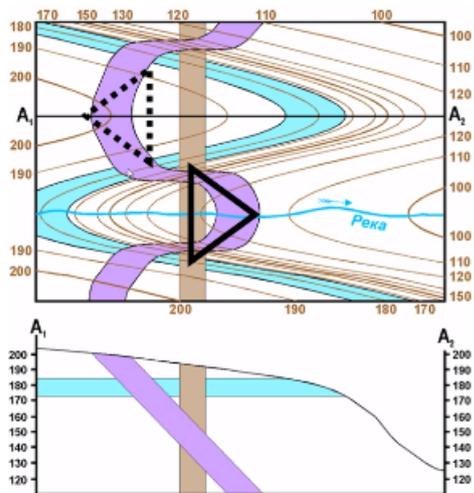


Рис. 3.24. Выход пласта

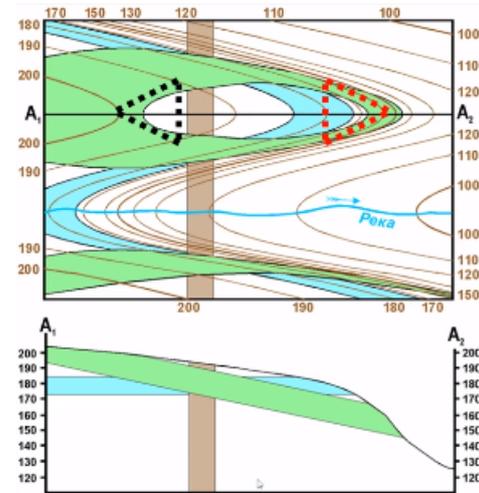


Рис. 3.25. Выход полого наклоненного
пласта

большой кривизной. Поэтому пластовый треугольник на водоразделе в этом случае показывает направления падения пласта.

Выход полого наклоненного пласта в долину (на западе — положе склона, на востоке — круче склона). На западе, где пласт падает в ту же сторону что и склон, но положе его, его выход изогнут в ту же сторону, что горизонтали, но с большей кривизной. В этом случае пластовый треугольник в долине показывает направление восстания пласта.

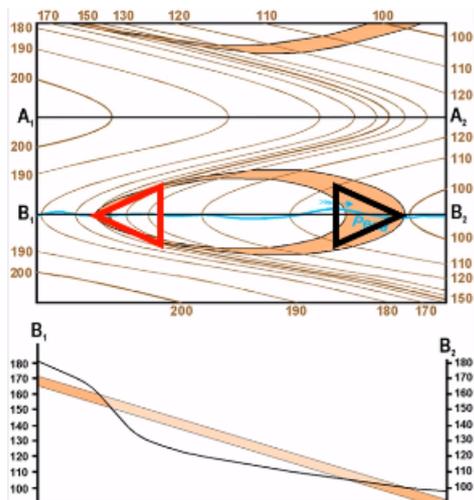


Рис. 3.26. Выход полого наклоненного
пласта в долину

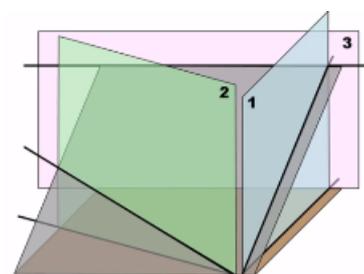


Рис. 3.27. Геометрия наклонного пласта

В геометрии наклонного пласта 1 вертикальная плоскость сечет наклонный пласт вкрест простирания, 2 вертикальная плоскость сечет наклонный пласт косо к про-

стиранию и 3 вертикальная плоскость сечет наклонный пласт по простиранию. Угол падения на разрезе 1 вертикальной плоскости равен истинному углу падения. Угол падения пласта на разрезе 3 вертикальной плоскости равен 0, т.е. наклонный пласт будет выглядеть горизонтальным. Угол падения пласта на разрезе 2 вертикальной плоскости всегда меньше истинного угла падения и больше 0, т.е. чем ближе положение разреза к направлению падения, тем угол падения пласта на разрезе ближе к истинному, чем ближе положение разреза к направлению простирания, тем угол падения пласта на разрезе ближе к 0.

Стратоизогипсы

Стратоизогипсы являются аналогами горизонталей рельефа, только проводятся для поверхности пласта (P). Представляются линии простирания пласта как линии пересечения поверхности пласта с горизонтальными поверхностями (R) известной высоты. Стратоизогипсы (S) — проекция на горизонтальную поверхность линии простирания, проведенной на заданной высоте, т.е. имеющей заданную абсолютную отметку. Шаг стратоизогипс (h) — заданная разница между значениями высот соседних стратоизогипс. Обычно стратоизогипсы проводят с единым шагом. Заложение стратоизогипс (a) — кратчайшее расстояние между соседними стратоизогипсами.

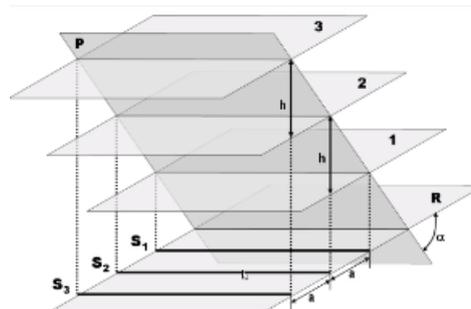


Рис. 3.28. Стратоизогипсы

Свойства стратоизогипс следующие:

- 1) При едином шаге стратоизогипс и едином угле наклона пласта все заложения равны между собой.
- 2) При едином шаге стратоизогипс увеличение заложения демонстрирует более пологое залегание, а уменьшение заложения — более крутое залегание.
- 3) Если оцифровка стратоизогипс совпадает с оцифровкой горизонталей, точки пересечения этих линий с одинаковыми абсолютными отметками являются точками поверхности пласта на дневную поверхность.

$$a = h \times \operatorname{ctg} \alpha$$

$$h = a \times \operatorname{tg} \alpha$$

Если не видна (или неизвестна) подошва или кровля слоя, то его мощность называется неполной.

h — видимая мощность.

H — истинная мощность.

α — угол падения слоя.

β — угол падения склона.

γ — угол между поверхностью пласта и склона.

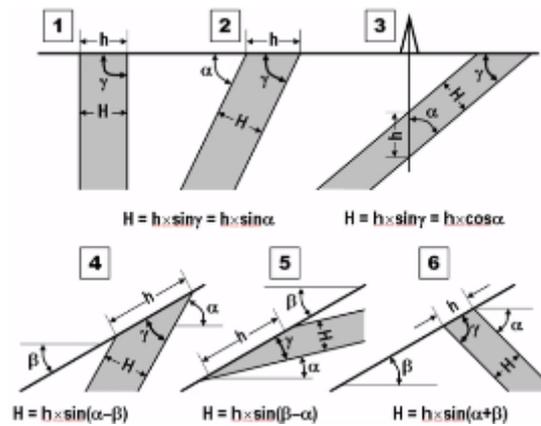


Рис. 3.29. Определение мощности пласта по ширине выхода и наклону рельефа

Лекция 4. Согласно и несогласное залегание слоев

Согласное залегание

Определение 4.1. *Согласно залегающими считаются последовательно напластованные слои, между образованием которых не было существенного перерыва.*



Рис. 4.1. Согласно залегание светлых известняков на темно-серых битуминозных известняках

Определение 4.2. *Несогласным называют залегание относительно молодых слоев горных пород на поверхности размыта более древних слоев (БСЭ).*

Определение 4.3. *При несогласном залегании более молодые отложения отделяются от более древних поверхностью размыта или перерыва в осадкообразовании (Геологический словарь).*

Определение 4.4. *Несогласным залеганием называется поверхность эрозии или поверхность, отмечающая перерыв в отложении (Р. Шрок, 1950).*

При некотором расхождении в формулировках все авторы отмечают главное: несогласное залегание определяет не только пространственные, но и временные соотношения разновозрастных горных пород. Таким образом, чтобы увидеть несогласие надо иметь как минимум 2 разнообразных комплекса: нижний и верхний.

Образованию несогласно залегающих слоев всегда предшествует существенный хронологический перерыв в осадконакоплении, в разрезе ему отвечает стратиграфический перерыв. Существенность перерыва определяется:

- тем, что можно ли обнаружить признаки размыта нижележащих пород,
- тем, что можно ли выявить стратиграфический перерыв, если отсутствуют явные следы размыта.

В неясных случаях при изучении обнажений всегда лучше считать контакт согласным, чем несогласным, т.е. соблюдать презумпцию согласности.

Несогласное залегание

Определение 4.5. *Угол несогласия — угол между слоистостью в нижнем и верхнем комплексах.*

Определение 4.6. *Объем несогласия — стратиграфический интервал, отсутствующий в разрезе.*

Определение 4.7. *Гиатус — перерыв во времени между образованием последнего слоя в нижнем комплексе и первого слоя в верхнем комплексе.*

Определение 4.8. *Время несогласия — интервал времени, в течение которого сформировался размыв, Он или равен гиатусу, или меньше его.*

Определение 4.9. *Поверхность несогласия — всегда подошва вышележащего комплекса, поэтому при описании несогласия надо говорить: несогласие в основании такого-то комплекса (или свиты, толщи и т.д.). С другой стороны это поверхность размыва нижнего комплекса. Невозможно определить несогласие без подошвы верхнего комплекса.*

Несогласиями не считаются:

- 1) Частные размывы внутри толщ одновозрастных пород (гиатусы), так как они не создают значимых стратиграфических перерывов. К таким размывам относятся размывы при косой слоистости, размывы при турбидитной слоистости и размывы при подводно-оползневой слоистости.
- 2) Контакты внутри единых толщ с выклинивающимися пачками пород.
- 3) Интрузивные контакты.
- 4) Тектонические контакты.

Типы и классификация несогласий

Классификации несогласий разнообразны, но во многом схожи. Р. Шрок (1950) выделял несогласие залегание регионального значения, несоответствие в залегании или дисконформное залегание, местное несогласие и ложное несогласие. В. Е. Хаин выделал 13 видов несогласий с подразделением на 2 группы: первичные и вторичные. В. В. Белорусов выделял только параллельное и угловое несогласия. В. С. Милеев выделял более 14 видов несогласий.

Угловое несогласие выражается перерывом между двумя комплексами слоев, имеющими различные углы наклона. Поверхность несогласия срезает под углом различные слои древнего комплекса и проходит более или менее параллельно границам между отдельными пачками пород молодого комплекса. Величина угла несогласия может

колебаться в очень широких пределах. Если не совпадают не только углы наклона контактирующих слоев, но и их угол простираения, то говорится об азимутальном несогласии. Угловое несогласие с различием в наклоне слоев менее 1° называют географическим несогласием. Несогласия, проявляющиеся на больших территориях и вызванные общими для этих площадей причинами называют региональными. Наиболее крупные региональные несогласия приурочены к границам структурных этажей, и их называют структурными. Местные несогласия наблюдаются на ограниченных участках.

Выделяются 4 принципа, по которым происходит классификация несогласий:

- 1) По величине угла (параллельное, угловое, азимутальное и структурное);
- 2) По площади распространения (географическое, региональное и местное);
- 3) По выраженности (явное и скрытое);
- 4) По достоверности выделения (истинное, внутриформационное и ложное).



Рис. 4.2. Несогласие. Шотландия

По величине угла между нижележащими и вышележащими пластами различают несогласия:

- параллельное (угол примерно 0°);
- угловое (угол от первых градусов до 90°);
- азимутальное (различаются не столько углы падения, сколько азимуты простираения);
- структурное (нижний комплекс смят в складки, угол не определен).

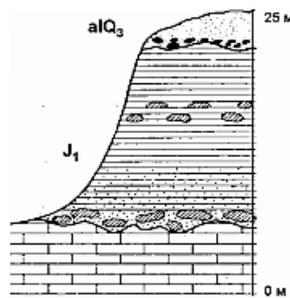


Рис. 4.3. Параллельные несогласия

Параллельные несогласия распространены достаточно широко и фиксируются как в горизонтально залегающих, так и в дислоцированных толщах.

Угловое несогласие выражается в том, угол падения перекрывающей пачки (α_2) отличается от угла падения подстилающей пачки (α_1) при близком простирании. Со всем не обязательно, чтобы более молодая пачка залегала положе, чем более древняя. Основное геометрическое свойство углового несогласия состоит в том, что его истинный угол выявляется на разрезах, построенных вкрест простирания толщ, а на разрезах по простиранию обе толщи будут выглядеть залегающими параллельно и горизонтально.



Рис. 4.4. Угловое несогласие



Рис. 4.5. Угловое несогласие

Истинный угол несогласия — это угол падения нижнего комплекса во время формирования поверхности размыва.

Об азимутальном несогласии обычно говорят в условиях относительно пологого залегания моноклинально падающих пластов. Суть его состоит в том, что у слоистых комплексов различаются не столько углы падения, сколько их азимуты простирания,

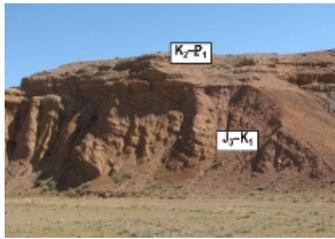


Рис. 4.6. Внутримеловое угловое несогласие



Рис. 4.7. Внутрисантонское угловое несогласие

а углы падения толщ вполне могут оказаться и одинаковыми. Основное геометрическое свойство азимутального несогласия состоит в том, что его истинный угол не может быть выявлен на вертикальных разрезах, для этого потребуются специальные построения. Тем не менее, истинный угол несогласия это все тот же угол падения нижнего комплекса во время формирования поверхности размыва.

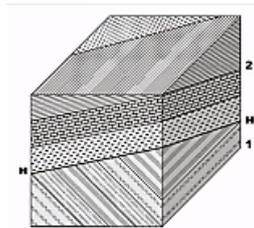


Рис. 4.8. Азимутальное несогласие

Параллельное, угловое и азимутальное несогласия можно зафиксировать только в том случае, если оба комплекса являются стратифицированными.

Структурное несогласие возникает тогда, когда перекрывающий комплекс ложится на смятый в складки подстилающий комплекс, причем верхний комплекс может лежать горизонтально, а может быть и сам смят в складки.

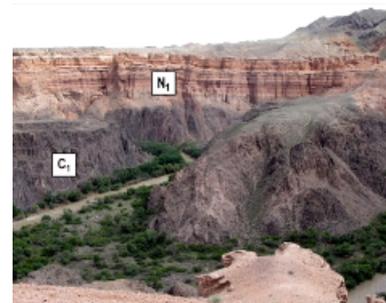
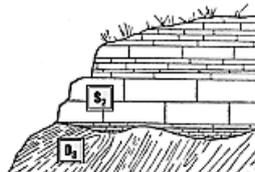


Рис. 4.9. Структурное несогласие

В нижнем комплексе могут оказаться разные образования, в том числе и нестратифицированные.

По площади различают следующие виды несогласий:

- О географическом несогласии говорят только в условиях очень пологого залегания пластов. Выявляется оно исключительно на мелкомасштабных геологических картах для очень крупных структурно-тектонических единиц, как правило, для древних платформ. В обнажениях его обнаружить трудно, поскольку это параллельное несогласие.
- Региональные несогласия проявлены в пределах крупных структурно - тектонических единиц, отражают единую для региона фазу тектогенеза и имеют общий стратиграфический перерыв. Они диагностируются как в обнажениях, так и на геологических картах. Как правило, относятся к типу структурных.
- Местные несогласия проявлены в пределах локальных структурных единиц. Они могут по времени соответствовать региональным несогласиям в соседних структурно-тектонических единицах, а могут быть локальными и в смысле стратиграфического интервала. Как правило, относятся к типу параллельных или угловых.

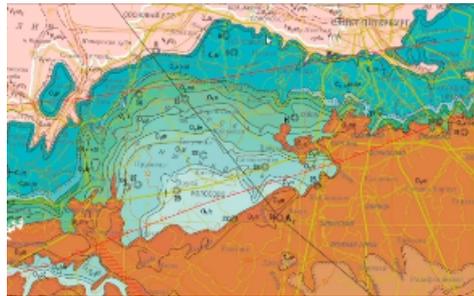


Рис. 4.10. Географические несогласия

Типов несогласий по выраженности всего 2:

- Явным называется несогласие, для которого установлены стратиграфический перерыв, поверхность несогласия и четкие признаки поверхности размыва. Тип несогласия по величине угла или по площади распространения может быть любой.
- Скрытым называется несогласие, для которого установлен стратиграфический перерыв (например, палеонтологическим методом), но при этом явные признаки поверхности отсутствуют. Тип несогласия по величине угла — параллельное, а по площади распространения — любое.

Типов несогласий по достоверности выделения всего 3:

- Истинным называются несогласие, действительно отражающее определенный стратиграфический перерыв. Тип несогласия может быть любым.
- Внутрiformационным называется несогласие, для которого определен стратиграфический перерыв и установлены признаки размыва нижележащих пачек, составляющих однако единую серию (формацию) с перекрывающими пачками. Тип несогласия по величине угла, как правило — параллельное, а по площади распространения — локальное.
- Ложным несогласием называют тип соотношений, имеющий вид несогласия, но несогласием не являющийся.

Поверхности раздела между сериями слоев в косой слоистости могут быть ошибочно приняты за поверхности несогласия.



Рис. 4.11. Косая слоистость крупного размера в юрских дельтовых песчаных известняках

Рис. 4.12. Косая слоистость крупного размера в эоловых песках триаса-юры

Строение поверхностей и зон несогласия

Налегание — более молодые породы ложатся на выровненную поверхность более древних пород, поэтому молодые пласты накапливаются на всей поверхности бассейна и имеют более или менее одинаковую мощность.

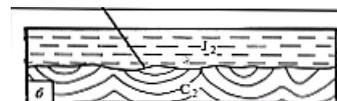
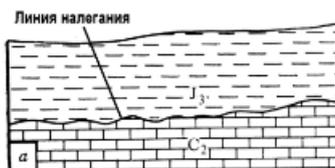


Рис. 4.13. Параллельное налегание

Рис. 4.14. Несогласное налегание

Прилегание — более молодые породы постепенно заполняют пониженные участки рельефа, поэтому пласты оказываются ограниченными по простиранию и выклиниваются вблизи приподнятых участков.



Рис. 4.15. Прилегание

Одна и та же подошва аллювиального комплекса на одном отрезке может иметь характер несогласного прилегания, а на другом — параллельного прилегания.

Облекание — более молодые породы ложатся на неровную поверхность более древних пород, постепенно выравнивая поверхность напластования, поэтому молодые пласты накапливаются на всей поверхности бассейна, но их мощности во впадинах больше, чем на приподнятых участках.

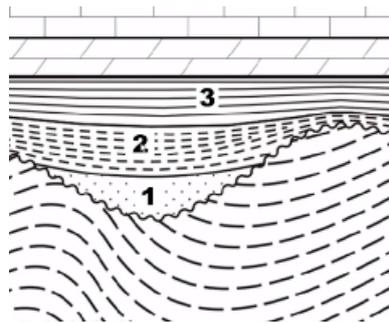


Рис. 4.16. Соотношение прилегания-облекания-налегания

Облекание (2) начинается с прилегания (1), выравнивает поверхность и переходит в налегание.

Один из основных признаков строения перекрывающих комплексов является базальный слой. Базальные слои — пласты, расположенные в основании перекрывающей пачки пород. Обычно это базальные конгломераты, содержащие плохо сортированные гальку, валуны и глыбы подстилающих пород. Вместе с тем, пород базальных слоев могут быть и относительно мелкозернистыми, например, аркозовые песчаники.

Основными признаками строения подстилающих комплексов являются поверхности размыва и денудации, погребенный рельеф, погребенные почвы и погребенные коры выветривания.

Древние коры выветривания встречаются в разрезах не часто, но это отличный признак существенного размыва.



Рис. 4.17. Базальные конглобрекции

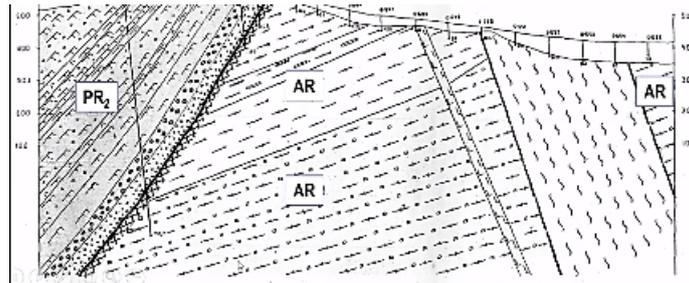


Рис. 4.18. Аршинский профиль скважин

Признаки несогласий можно разделить на 2 типа: прямые и косвенные. Прямыми признаками несогласий в обнажениях являются:

- Структурные признаки (разница в углах падения подстилающих и перекрывающих пластов, перекрытие разрывных нарушений, перекрытие интрузивов);
- Состав и строение зон несогласий (базальные слои, захороненный рельеф, почвы, коры выветривания)

Косвенными признаками несогласий являются:

- Палеонтологический признак — фаунистические остатки существенно разного возраста в непосредственно контактирующих слоях.
- Формационный признак — наличие существенно различных формаций в непосредственном контакте.

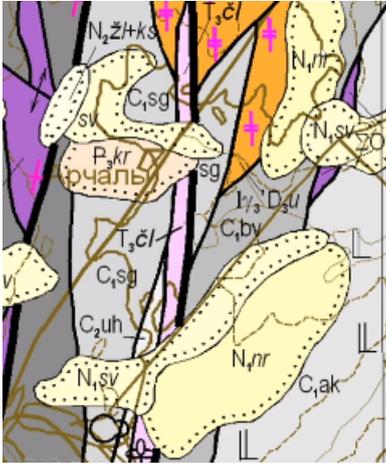


Рис. 4.19. Фрагмент геологической карты Южного Урала с несогласным залеганием

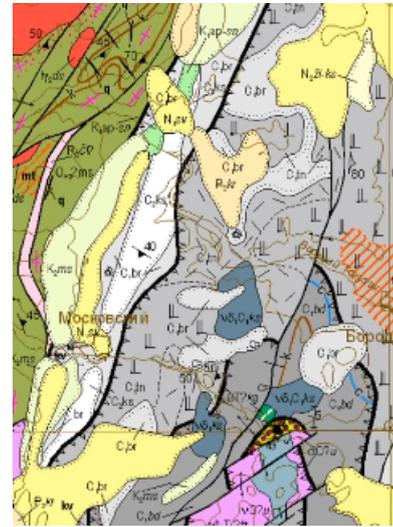


Рис. 4.20. Фрагмент геологической карты Южного Урала с 7 уровнями несогласного залегания



Рис. 4.21. Фрагмент геологической карты масштаба 1 : 1000000 Минусинской впадины

Лекция 5. Складки. Часть 1. Собственная геометрия

Складки. Элементы геометрии складок

Определение 5.1. *Складки — своеобразные изгибы слоев и вообще пород, слагающих земную кору (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в словаре Ф. А. Брокгауза и И. А. Эфрона, 1890-1907).*

Определение 5.2. *Складки — изгиб в слоях, пластах земной коры (Толковый словарь Д. Н. Ушаков, 1935).*

Определение 5.3. *Складки — изгиб слоя без разрыва его сплошности (Общая геология, Н. В. Короновский, А. Ф. Якушова, 1991).*

Определение 5.4. *Складки — волнообразный изгиб слоев горных пород (Геовикипедия).*

Определение 5.5. *Складки — изгиб существовавшей ранее поверхности, чаще всего — стратиграфической (Введение в структурную геологию, Э. У. Спенсер, 1981).*

Складки — трехмерные структуры земной коры, поэтому их описание и классификация требует учета:

- собственной объемной геометрии складок,
- ориентировки складок в пространстве.

Собственная геометрия складок не зависит от их положения и ориентировки в пространстве. Элементами собственной геометрии складок являются:

- Замок (свод) — место перегиба слоев, т.е. часть складки с минимальным радиусом изгиба (с максимальной кривизной).
- Крыло — часть изгиба с максимальным радиусом изгиба или плоская (с минимальной кривизной), обычно соединяющая смежные замки.

Граница между замком складки и ее крылом условна. Собственную геометрию складок удобнее рассматривать в трех сечениях: поперек изгиба, вдоль изгиба, ортогонально 1 и 2 сечениям. Первичные элементы собственной геометрии можно непосредственно измерить, вторичные элементы условны, их можно только вычислить по геометрическим параметрам первичных элементов.

Существуют следующие базовые типы складок по геометрии замка и крыльев:

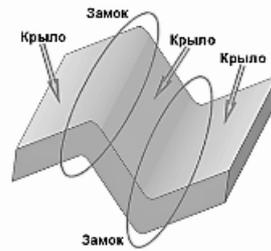


Рис. 5.1. Элементы собственной геометрии складок

- 1) Синусоидальные
- 2) С замком постоянной кривизны
- 3) С прямолинейными крыльями
- 4) С изломом в замке

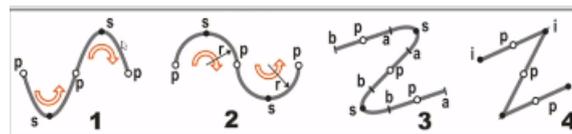


Рис. 5.2. Базовые типы складок по геометрии замка и крыльев

Характерными точками в поперечном сечении складок являются:

- p — точка перегиба. В синусоидальном и с замком постоянной кривизны эта точка находится на поверхности пласта, в которой пласт приобретает противоположный по направлению изгиб. При складках с прямолинейными крыльями и с изломом в замке точка находится в середине прямолинейного отрезка крыла.
- s — шарнирная точка. При синусоидальных складках и с прямолинейными крыльями эта точка является точкой максимального изгиба. При складках с замком постоянной кривизны точка находится посередине между точками перегиба.
- i — точка излома. Является вариантом шарнирной точки.

Определение 5.6. Шарнир (S) — линия на поверхности пласта, проходящая через все шарнирные точки одной складки. Шарнир задает геометрию складки в продольном сечении, как правило, он тоже изогнут, но с большим радиусом изгиба.

Определение 5.7. Осевая поверхность (AP) — поверхность, проходящая через все шарниры одной складки. Осевая поверхность делит угол складки пополам.

Определение 5.8. *Линия перегиба (P)* — линия на поверхности пласта, проходящая через все точки перегиба в одном крыле складки.

Определение 5.9. *Поверхность перегиба (PP)* — поверхность, проходящая через все линии перегиба одного крыла складки.

Определение 5.10. *Угол складки (α)* — плоский угол между крыльями складки.

Определение 5.11. *Ширина (полуволна) (B)* — кратчайшее расстояние между соседними поверхностями перегиба.

Определение 5.12. *Длина волны (W)* — двойная ширина складки.

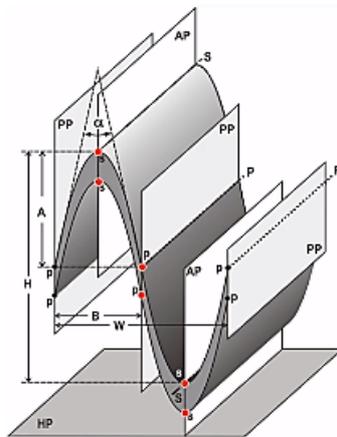


Рис. 5.3. Складка

Осевую поверхность иногда называют осевой плоскостью, что не совсем верно, поскольку она, как правило, бывает изогнутой. Поверхность перегиба, как правило, конформна осевой поверхности.

Определение 5.13. *Серединная линия (M)* — линия в поперечном сечении складки, проходящая через все точки перегиба одного пласта смежных складок.

Определение 5.14. *Серединная поверхность (MP)* — поверхность, проходящая через все соседние линии перегиба одного пласта смежных складок.

Определение 5.15. *Огибающая поверхность (OP), или зеркало складчатости* — поверхность, проходящая через все шарниры одного слоя в складках с одинаковым направлением изгиба.

Определение 5.16. *Амплитуда (A)* — кратчайшее расстояние между огибающими поверхностями складок по одному слою.

Определение 5.17. *Высота (H)* — кратчайшее расстояние между огибающей поверхностью и срединной поверхностью одного слоя.

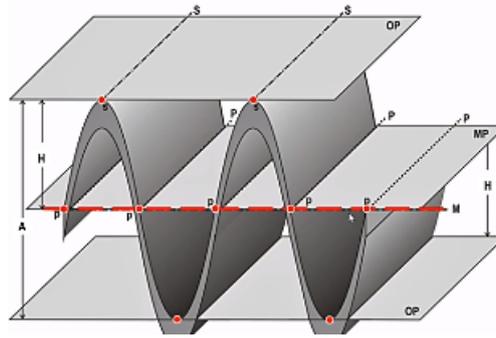


Рис. 5.4. Складка в поперечном сечении

Морфологические классификации складок

Разнообразные классификации складок имеют своей целью не только и даже столько их систематизацию и удобство описания морфологии складок, сколько определение условий их формирования. Все известные классификации складок делятся на 2 большие группы:

- 1) классификации, использующие в качестве критериев исключительно элементы собственной геометрии складок;
- 2) классификации, основанные на ориентировке складок в пространстве.

Базовая классификация для обеих групп не имеет отношения ни к собственной геометрии складок, ни к их положению в пространстве, важен только относительный возраст пород, слагающих ядра и крылья. Ядро — часть слоев, находящаяся внутри складки, между ее крыльями. Если в ядре более древние породы, то это — антиклиналь. Если в ядре более молодые породы, то это — синклинали.

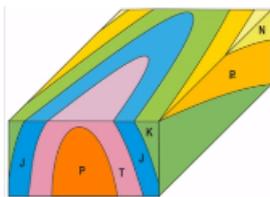


Рис. 5.5. Антиклиналь

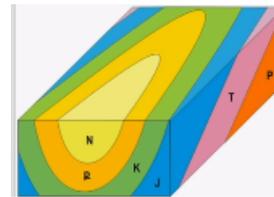


Рис. 5.6. Синклинали

Существуют главные критерии морфологических критериев на основе элементов собственной геометрии складок:

- соотношение ширины и длины складки;
- соотношение высоты и ширины складки;
- угол между крыльями складки;

- форма замков и крыльев складок;
- объемная морфология замков;
- соотношение мощностей пластов в ядре и на крыльях складки;
- угол между осевой и срединной (или огибающей) поверхностями.

При соотношении ширины и длины складки, длина складки определяется также как и ширина, но в продольном сечении. Для определения длины складки к ее ширине часто используют условные длину и ширину, замеренные по подошве одного из пластов.

Соотношение в линейных складках:

$$\frac{A}{B} > 5$$

Соотношение в брахискладках:

$$2 < \frac{A}{B} < 5$$

Соотношение в изометричных складках:

$$1 < \frac{A}{B} < 2$$

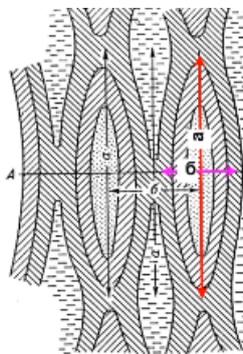


Рис. 5.7. Продольное сечение складки

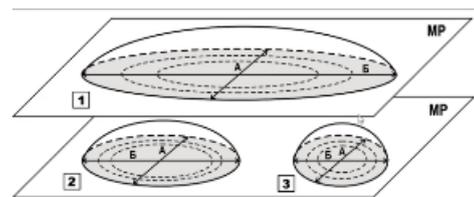


Рис. 5.8. Линейные, брахискладки, изометричные складки

При соотношении высоты и ширины складки существуют высокие складки и низкие складки:

$$\frac{A}{B} > 1$$

$$\frac{A}{B} < 1$$

Наиболее распространенными являются:



Рис. 5.9. Линейные складки



Рис. 5.10. Брахиморфные складки

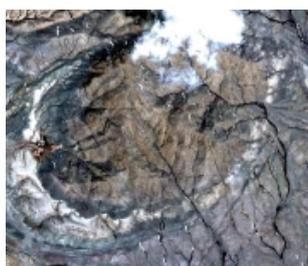


Рис. 5.11. Изометричные складки

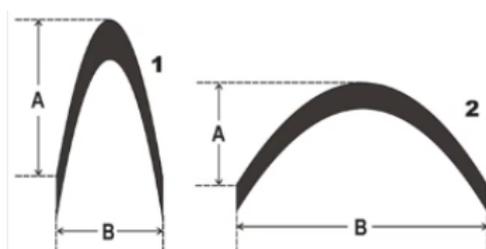


Рис. 5.12. Высокие и низкие складки

- пологие складки:

$$\alpha > 120^\circ$$

- открытые, или тупые складки:

$$120^\circ > \alpha > 70^\circ$$

- закрытые, или острые складки:

$$70^\circ > \alpha > 30^\circ$$

- сжатые складки:

$$\alpha < 30^\circ$$

- изоклинальные складки.

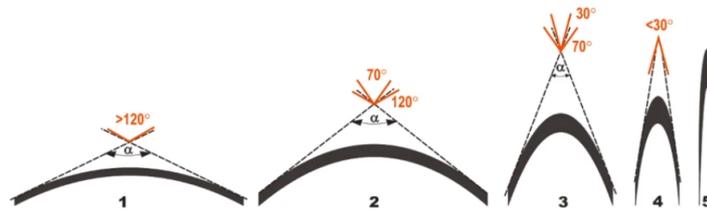


Рис. 5.13. Распространенная классификация складок



Рис. 5.14. Открытые складки



Рис. 5.15. Закрытые складки

Различают следующие формы замков и крыльев складок:

- 1) округлые, синусоидальные (замки криволинейные с шарнирной точкой, крылья криволинейные);
- 2) острые, или готические (замки угловатые с точками излома, крылья криволинейные);



Рис. 5.16. Сжатые, изоклиналильные складки

- 3) коробчатые, или сундучные (замки и крылья относительно плоские, примерно параллельные, в складке 2 шарнирные точки);
- 4) веерообразные (замки и крылья криволинейные, а крылья подворачиваются внутрь замков);
- 5) комбинированные (в смежных складках чередуются замки с шарнирными точками и точками излома, крылья криволинейные);
- 6) шевронные, или аккордеонные (замки угловатые с точками излома, крылья прямолинейные).

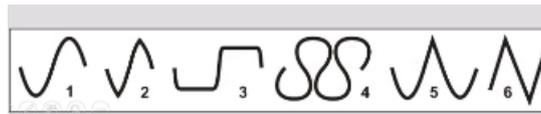


Рис. 5.17. Форма замков и крыльев складок



Рис. 5.18. Шевронные складки

При соотношении мощностей пластов в ядре и на крыльях складок выделяют 2 вида складок:

- 1) концентрические (мощности в замках и на крыльях одинаковы, но морфология складок меняется вниз и вверх по разрезу);
- 2) подобные (мощности в замках больше, но морфология складок сохраняется вниз и вверх по разрезу).

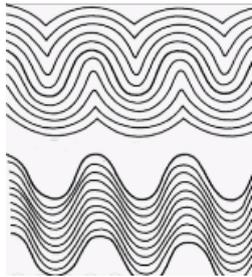


Рис. 5.19. Концентрические и подобные складки

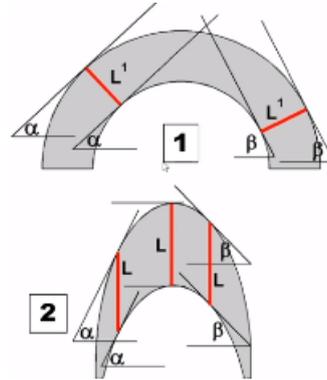


Рис. 5.20. Изогоны

В концентрических складках вещество слоя не перераспределяется, поэтому слои вынуждены изменять радиус кривизны. Концентрические складки вырождаются вверх и вниз по разрезу, уменьшается их высота, радиус кривизны, возникают пережатые ядра. Подошва и кровля всей толщи пород, смятых в концентрические складки, часто бывают практически не деформированными. Бытовой аналог концентрических складок — изогнутая пачка бумаги, в которой внутренние слои имеют малый радиус изгиба, а внешние — большой.

Для сохранения форм подобных складок по всему объему сминаемой толщи необходимо перераспределение вещества слоя из крыльев складки в ядро. Бытовой аналог подобных складок — стопка одинаковых тарелок.

Изогоны — элементы собственной геометрии складок, представляющие собой линии на поперечном разрезе складки, соединяющие на одном крыле точки с одинаковыми углами наклона пластов относительно серединной поверхности. В концентрических складках изогоны нормальны к поверхности пласта, поэтому они равны между собой и равны мощности пласта. В подобных складках изогоны тоже равны между собой, но параллельны осевой поверхности, т.е. параллельны друг другу.

При признаке угол между осевой и серединной поверхностями выделяют 2 вида складок:

- 1) симметричные (угол между серединной и осевой поверхностями 90° , крылья одинаковой длины);



Рис. 5.21. Концентрическая складка

- 2) асимметричные (угол между срединной и осевой поверхностями меньше 90° , крылья разной длины).

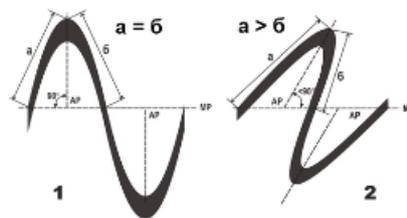


Рис. 5.22. Симметричные и асимметричные складки

По объемной морфологии замков складки классифицируются на:

- 1) цилиндрические (шарнир прямолинеен, а кривизна замка постоянна по всей длине складки);
- 2) конические (складках шарнир прямолинеен, но кривизна замка постепенно изменяется вдоль шарнира, до $R = 0$);
- 3) нецилиндрические (шарнир ундулирует, т.е. изгибается).

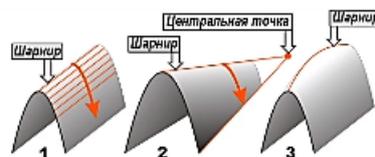


Рис. 5.23. Цилиндрические, конические, нецилиндрические складки



Рис. 5.24. Коническая складка



Рис. 5.25. Серия цилиндрических складок



Рис. 5.26. Роговидные складки

Это идеальные модели, удобные для описания морфологических особенностей складок. Природные объекты могут быть лишь с той или иной степенью достоверности аппроксимированы этими моделями.

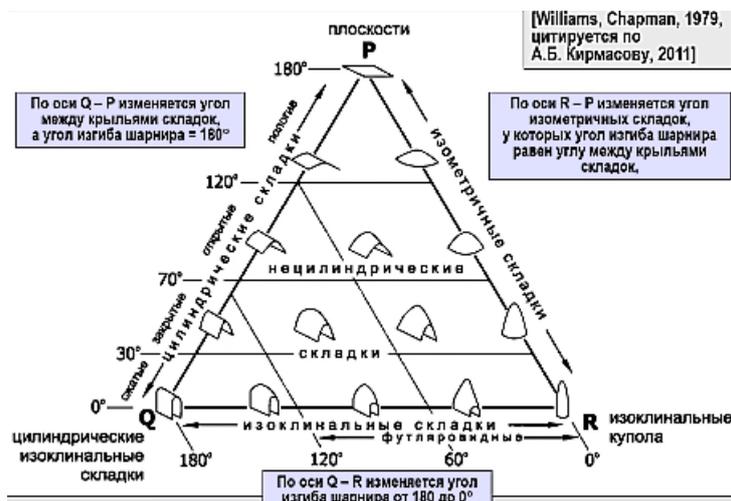


Рис. 5.27. Систематика складок на PQR -диаграмме

Центральная линия — линия пересечения осевых поверхностей изометричных складок.

Есть также складки нестандартной морфологии. Роговидные складки — кониче-

ские складки с изогнутой центральной линией.

Складки бывают и простыми, и очень сложными. Чтобы понять их строение и способы образования, необходимо сначала их как-то систематизировать, для каждого типа изучить и смоделировать условия формирования.

Лекция 6. Складки. Часть 2. Положение складок в пространстве

Ориентировка складок в пространстве

Совершенно одинаковые по собственным геометрическим параметрам складки могут располагаться в земной коре самым разнообразным образом. Они могут быть ориентированы по-разному и относительно горизонтальной поверхности, и относительно стран света.

Определение 6.1. Угол наклона осевой поверхности (γ) — плоский угол между осевой поверхностью и горизонтальной плоскостью.

Определение 6.2. Ось складки (O) — линия пересечения осевой поверхности с горизонтальной плоскостью (вариант — с рельефом). Более точный вариант — проекция шарнира складки на горизонтальную поверхность. Ось складки всегда горизонтальна и не может ундулировать по определению.

Определение 6.3. Угол наклона шарнира (β) — угол между шарниром и горизонтальной плоскостью. Шарнир задает геометрию складки в продольном сечении, обычно он изогнут, но с большим радиусом изгиба, чем изогнута складка в поперечном сечении.

Определение 6.4. Ундуляция шарнира — изменение угла наклона шарнира.

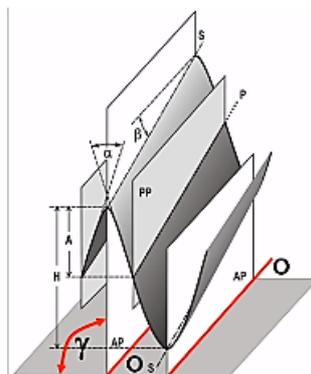


Рис. 6.1. Складка

Характерными точками являются гребневая и килевая точки. Гребневая точка (g) — точка на поверхности пласта с максимальной высотой в поперечном сечении складки. Гребень — линия на поверхности пласта, проходящая через все гребневые точки одной складки. Гребневая поверхность — поверхность, проходящая через все гребни одной складки.

Килевая точка (k) — точка на поверхности пласта с минимальной высотой в поперечном сечении складки. Киль — линия на поверхности пласта, проходящая через все килевые точки одной складки. Килевая поверхность — поверхность, проходящая через все кили одной складки.

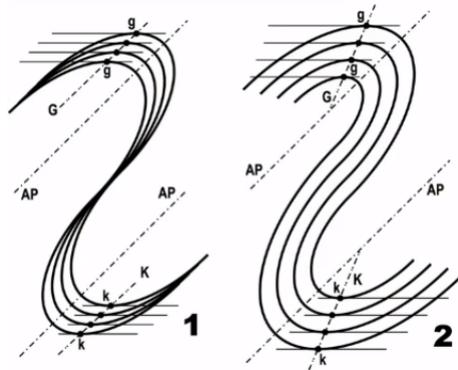


Рис. 6.2. Характерные точки

Гребневая и килевая поверхности в подобных складках параллельны осевой поверхности, а в концентрических — пересекают ее по оси изгиба. При вертикальной осевой поверхности гребень и киль совпадают с шарнирами складок, а соответствующие им поверхности — с осевой поверхностью.

Кульминация гребня — самое высокое положение гребневой линии. Депрессия (седловина) гребня — самое низкое положение гребневой линии.

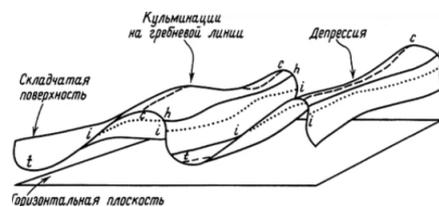


Рис. 6.3. Гребень

Базовая классификация складок по их положению в пространстве

Существует базовая классификация складок по их положению в пространстве. По относительной ориентировке в пространстве замка и крыльев выделяются:

- 1) антиформы (замок относительно крыльев ориентирован вверх);
- 2) синформы (замок относительно крыльев ориентирован вниз).

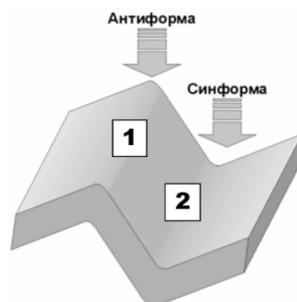


Рис. 6.4. Относительная ориентировка

Синклиналь относится к антиформе, а антиклиналь — к синформе. Критериями морфологических классификаций складок являются наклон осевой поверхности, изменение наклона осевой поверхности и наклон шарнира. При классификации складок по наклону осевой поверхности различают следующие складки:

- 1) прямые — осевые поверхности (S) вертикальны, крылья падают в разные стороны. Оба крыла либо в нормальном залегании ($н$), либо в перевернутом ($п$).
- 2) наклонные — осевые поверхности (S) наклонны, но крылья все еще падают в разные стороны. Оба крыла либо в нормальном залегании ($н$), либо в перевернутом ($п$).
- 3) опрокинутые — осевые поверхности (S) наклонны, крылья падают в одну сторону. Одно крыло в нормальном залегании ($н$), другое — в перевернутом ($п$).
- 4) лежащие — осевые поверхности (S) горизонтальны. Одно крыло в нормальном залегании ($н$), другое — в перевернутом ($п$).

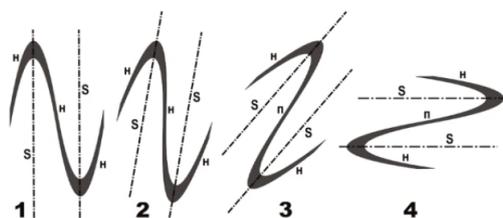


Рис. 6.5. Классификация складок по наклону осевой поверхности

При классификации складок по изменению наклона осевой поверхности различают особый тип складок — ныряющие складки. Ныряющие складки — осевые поверхности (S) изогнуты в виде пологих антиформ или синформ. Разные участки единой складки соответствуют разным морфологическим типам:

- 1) опрокинутая антиформа вверх по разрезу сперва переходит в лежащую складку, а потом — в синформу;

- 2) опрокинутая синформа вверх по разрезу сначала переходит в лежащую складку, а потом — в антиформу.

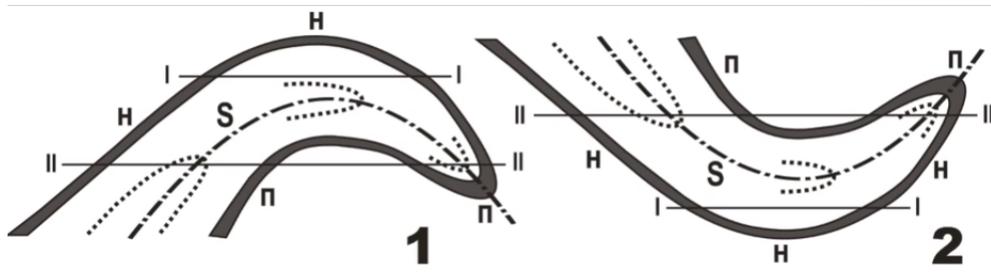


Рис. 6.6. Классификация складок по изменению наклона осевой поверхности

Свойства складок

При прямых складках крылья падают в противоположные стороны, оба в нормальном залегании, а при наклонных складках крылья падают в противоположные стороны под разными углами, а осевая поверхность — в сторону более пологого крыла.

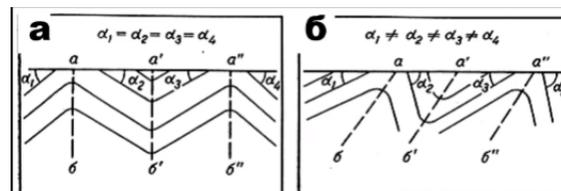


Рис. 6.7. Прямые и наклонные складки

При опрокинутых складках крылья и осевые поверхности падают в одну сторону, но перевернутое крало круче осевой поверхности, а нормальное — положе. На геологической карте лежащие складки выглядят как моноклинали и уверенно реконструируются только в случае перевернутого залегания. Ныряющие складки (осевая поверхность изогнута в виде антиформы) на геологической карте выглядят по-разному в зависимости от эрозионного среза.

Осевые поверхности прямых складок могут быть не совсем строго вертикальны.

Существует особый случай: прямые веерообразные складки. В прямых веерообразных складках залегание пород на крыльях всегда перевернутое.

Углы падения в обоих крыльях лежащей складки примерно одинаковы, а азимуты противоположны.

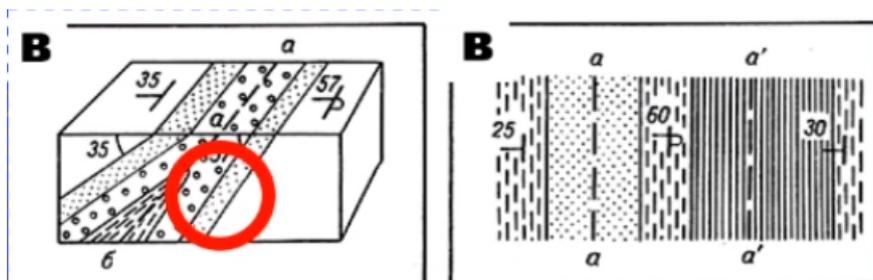


Рис. 6.8. Опрокинутые складки

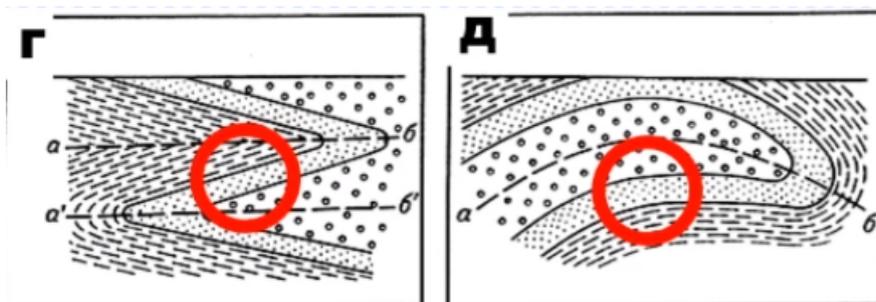


Рис. 6.9. Лежачие и ныряющие складки



Рис. 6.10. Острая прямая складка



Рис. 6.11. Закрытая прямая складка

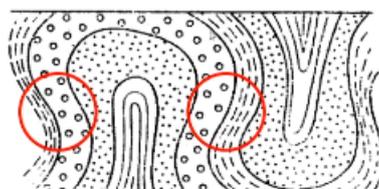


Рис. 6.12. Прямые веерообразные складки

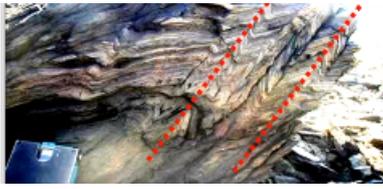


Рис. 6.13. Наклонные складки

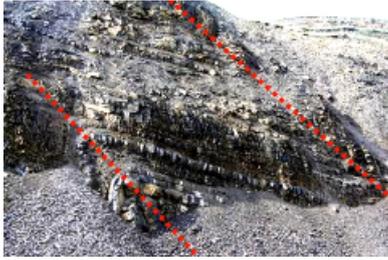


Рис. 6.14. Опрокинутые острые складки

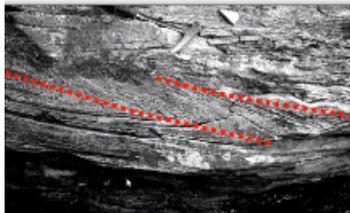


Рис. 6.15. Лежачие складки

Классификация складок по углу наклона шарнира

По углу наклона шарнира складки бывают:

- 1) горизонтальные (шарнир горизонтален);
- 2) погружающиеся (шарнир наклонен, появляются замыкания):
 - периклиналиль (замыкание антиформы, шарнир наклонен от складки, пласты погружаются к ее периферии)
 - центриклиналиль (замыкание синформы, шарнир наклонен внутрь складки, пласты погружаются к ее центру);
- 3) вертикальные (шарнир вертикален).

Складки с вертикальным шарниром очень специфичны. Поскольку у этих складок вертикальны обе крыла и шарнир, у них вертикальны и все основные поверхности: осевая, перегиба, срединная, огибающая. Вследствие этого возникает несколько парадоксальных ситуаций:

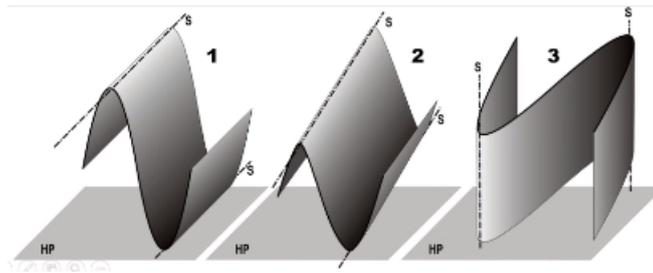


Рис. 6.16. Классификация складок по углу наклона шарнира



Рис. 6.17. Центриклиналь брахискладки

Рис. 6.18. Центриклиналь линейной складки



Рис. 6.19. Периклиральная округлой складки

- осевая поверхность складок с вертикальным шарниром вертикальна, но они не относятся к типу прямых;
- для складок с вертикальным шарниром можно определить синклиналь это или антиклиналь, но нельзя определить синформа это или антиформа;
- в складках с вертикальным шарниром нельзя определить нормальное или перевернутое залегание пластов.

Поскольку ось складки на самом деле показывает простирание ее шарнира, принято считать, что складки с вертикальным шарниром не имеют оси, хотя формаль-

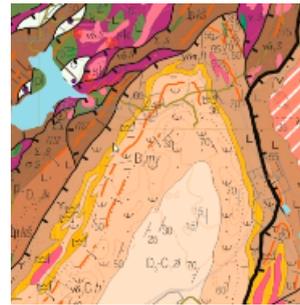
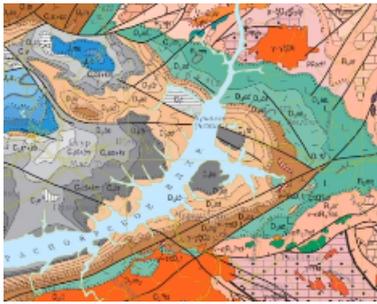


Рис. 6.20. Замыкание складок на геологических картах (центриклинали)

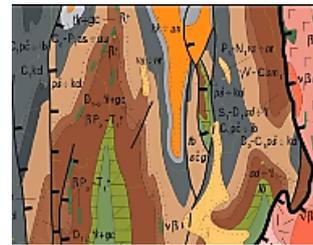


Рис. 6.21. Замыкание складок на геологических картах (периклинали)



Рис. 6.22. Острая складка с вертикальным шарниром

но линия пересечения осевой поверхности с горизонтальной плоскостью может быть определена. Именно поэтому ось складки лучше определять как проекцию шарнира на горизонтальную плоскость.

Складчатые комплексы. Классификация

Складчатый комплекс — совокупность складок, обладающих общими морфологическими и генетическими характеристиками, и сформированных на одном этапе тектогенеза, в единых динамических условиях. Морфология складчатых комплексов описывается с помощью соответствующих характеристик слагающих складок. Но у них есть и собственные геометрические характеристики. Геометрическими характеристиками складчатых комплексов являются:

- зеркало складчатости — условная поверхность, проходящая через смежные шарниры (гребни или кили) одноименных складок по одному слою;
- вергентность — общее для всего складчатого комплекса направление воздымания осевых поверхностей складок;
- виргация — веерообразное расхождение пучка расщепляющихся складок, сопровождающееся постепенным погружением шарниров, в крупном масштабе — разветвление осей складок.

Морфологические классификации складчатых комплексов в разрезе основываются, в основном, на морфологических особенностях зеркала складчатости, а также на взаимоотношении отдельных частей складчатых комплексов, обладающих различной вергентностью. Складки классифицируются по характеру вергентности:

- невергентные — вергентность отсутствует или все осевые поверхности вертикальны;
- моновергентные — направление вергентности в большинстве складок постоянно;

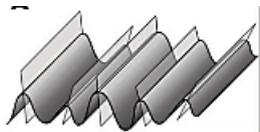


Рис. 6.23. Невергентные складки

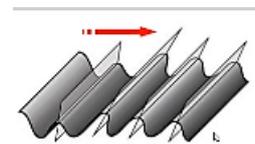


Рис. 6.24. Моновергентные складки

- дивергентные — направления вергентности в разных частях складчатой зоны противоположны;
- конвергентные — направления вергентности в разных частях складчатой зоны встречны.

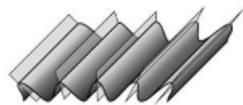


Рис. 6.25. Дивергентные складки



Рис. 6.26. Конвергентные складки

По положению зеркала складчатости различают:

- аклинорий — зеркало складчатости расположено практически горизонтально;

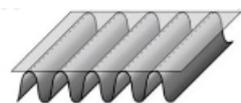


Рис. 6.27. Аклинорий

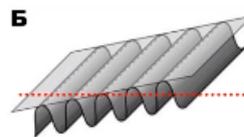


Рис. 6.28. Моноклинорий

- моноклинорий — зеркало складчатости наклонено в одну сторону
- синклинорий — зеркало складчатости прогнуто вниз, в ядре СК выходят более молодые породы, чем в бортах;
- антиклинорий — зеркало складчатости выгнуто вверх, в ядре СК входят более древние пород, чем в бортах.

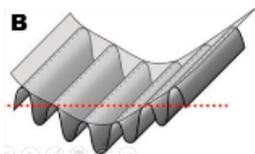


Рис. 6.29. Синклинорий

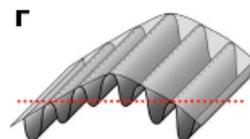


Рис. 6.30. Антиклинорий

В описании складчатых комплексов обычно сочетают обе классификации: конвергентный синклинорий, дивергентный антиклинорий и т.д.



Рис. 6.31. Виргация складок

По положению осей складок и ундуляции шарниров складки бывают:

- параллельными — оси складок конформны друг другу, а шарниры соседних одноименных складок ундулируют одинаково, т.е. в одной фазе;
- кулисными — оси складок конформны друг другу, но шарниры соседних одноименных складок ундулируют в противофазе;

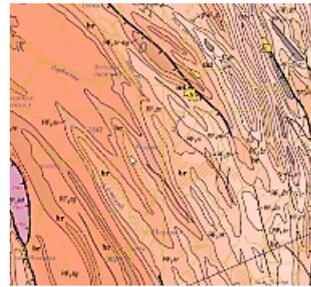


Рис. 6.32. Параллельные складки

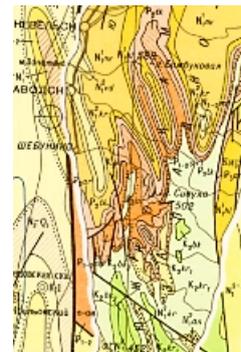


Рис. 6.33. Кулисные складки



Рис. 6.34. Хаотичные складки

- хаотическими — оси складок ориентированы разнообразно.

Ороклин — изгиб крупной складчатой системы. Оси складок изогнуты конформно друг другу.

По заполнению пространства складки бывают:

- полными, или голоморфными — весь блок земной коры заполнен складками;

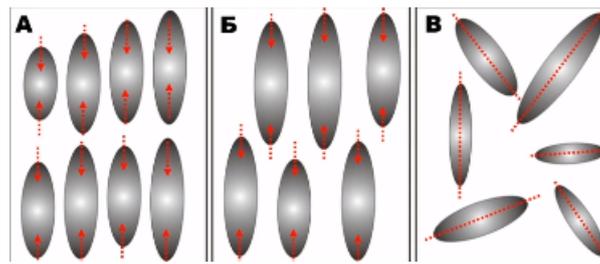


Рис. 6.35. Классификация СК по положению осей складок и ундуляции шарниров



Рис. 6.36. Ороклин



Рис. 6.37. Полная складчатость

- промежуточными — в пределах блока земной коры складчатость проявлена неравномерно, обычно этим термином обозначают гребневидную или килевидную складчатость;



Рис. 6.38. Промежуточная складчатость



Рис. 6.39. Прерывистая складчатость

- прерывистыми, или идиоморфными — в пределах блока земной коры наблюдаются отдельные, не связанные между собой складки.

Лекция 7. Складки. Часть 3. Генетические типы

Классификация по направлению приложенных сил.

Складки поперечного изгиба

Складки принято делить на 2 типа:

- складки поперечного изгиба, или штамповые, или германотипные (формируются в результате вертикальных движений отдельных блоков);
- складки продольного изгиба, или общего смятия, или альпинотипные (формируются преимущественно в результате горизонтального сжатия).

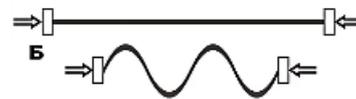
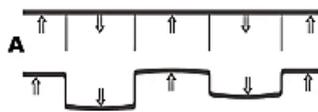


Рис. 7.1. Складки поперечного изгиба

Рис. 7.2. Складки продольного изгиба

Складки поперечного изгиба, как правило, имеют относительно крутые крылья и пологие замки. Морфологические типы складок бывают следующими:

- в разрезе: сундучные, килевидные, гребневидные, часто асимметричные, их крылья осложнены флексурами.
- в плане: брахискладки, реже — изометричные, линейные.

Такие складки наиболее распространены в челах платформ и образуются над опускающимися или поднимающимися блоками фундамента. Более или менее прямолинейные крылья и угловатые замки отражают конфигурацию блоков фундамента, разделенных разрывами.

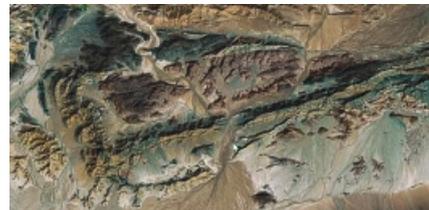


Рис. 7.3. Штамповые складки

Особый тип складок поперечного изгиба — диапировые складки, т.е. складки протыкания, которые формируются под воздействием всплывающих снизу масс легких и пластичных пород. Диапиры бывают соляные и глиняные. Если соляной пласт

залегает среди пород с существенно большей плотностью, то возникает так называемая инверсия плотностей, т.е. легкий пласт оказывается под тяжелым и по закону Архимеда стремится всплыть. При совершенно горизонтальной и ровной границе система должна находиться неустойчиво в равновесии, но таких границ не бывает. Мощность солей должна быть больше 120 м, а мощность покрывки больше 300 м.

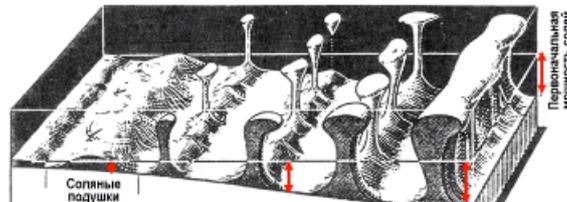


Рис. 7.4. Зависимость типов соляных структур от первоначальной мощности слоя пермских солей

Над поднимающимся соляным диапиром пласты выгибаются, формируя структуру соляного купола. За счет сил растяжения при формировании купола возникают системы радиальных и кольцевых разрывов, из-за чего в верхних частях штоков соль может растворяться подземными водами, и как следствие над ним возникают провалы. Получившуюся таким образом структуру называют структурной битой тарелки.

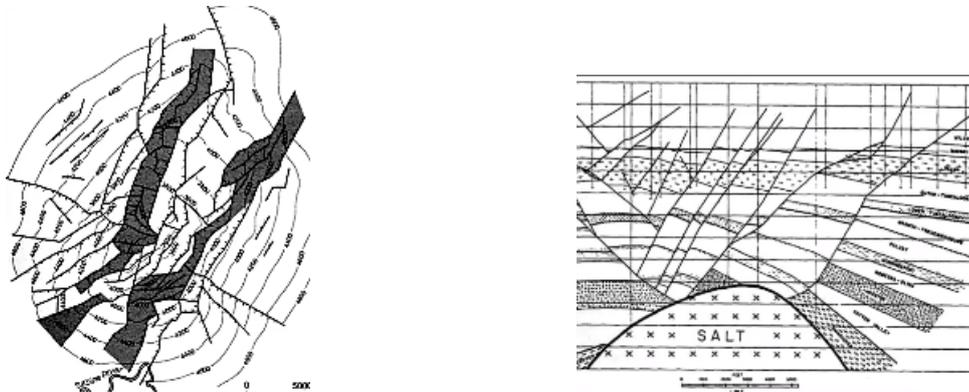


Рис. 7.5. Формирование провалов над соляным диапиром

В областях активного соляного диапиризма соли могут выходить на поверхность. Как правило, это происходит в ядрах соляно-купольных структур.

Сдом — соляной купол размером 5×2 км и высотой 247 м над уровнем Мертвого моря.

В соляном массиве Сдом есть множество провалов кровли и связанных с ними карстовых пещер. В пещерах видны сложные складки и блоки более молодых пород, заполняющих провалы и карстовые пустоты.



Рис. 7.6. Соляной купол Кух-е-Намак



Рис. 7.7. Соляной купол Ходжа Мумын



Рис. 7.8. Соляной купол Сдом



Рис. 7.9. Складки солей массива Сдом



Рис. 7.10. Блоки молодых терригенных пород

Верхнекамское месторождение — это соляной купол диаметром 8 км и высотой 120 м. Здесь находятся локальные рейдные складки.

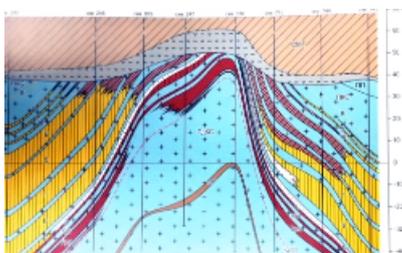


Рис. 7.11. Верхнекамское месторождение

Диapiroны также бывают глиняными. Глины за счет высокого литостатического

давления выдавливаются в ядра антиклиналей, которые начинают быстро расти. В антиклиналях скапливаются флюиды (вода, CO_2 , природный газ) и возникает аномальное давление. Выбросы разжиженной глины на поверхность создают над глиняными диапирами грязевые вулканы, деятельность которых контролируется землетрясениями. Поднимающаяся под давлением жидкая глина часто дает инъекции, которые образуют глиняные жилы, а также глиняные силлы, которые в разрезе легко спутать с пластами и линзами глин.

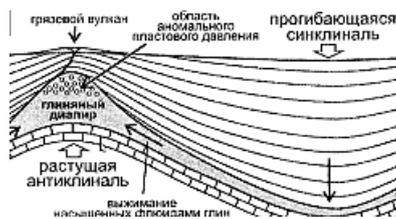


Рис. 7.12. Модель формирования глиняного диапира

Рис. 7.13. Грязевой вулкан Андурасова

Складки продольного изгиба

Есть несколько механизмов деформации:

- Недеформированный пласт с прямоугольным маркером.

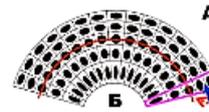
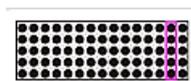


Рис. 7.14. Недеформированный пласт

Рис. 7.15. Деформация шарнирного изгиба

- Деформация шарнирного изгиба: нейтральная поверхность проходит посередине слоя (бытовой аналог — изогнутая резиновая пластина)
- Деформация флексурного изгиба: нейтральная поверхность совпадает с осевой поверхностью складки (бытовой аналог — изогнутая гофрированная труба между параллельными входом и выходом)
- Деформация межслоевого скольжения со смещением, параллельным слоистости (бытовой аналог — изогнутая пачка бумаги).

Для свойств складок продольного изгиба длина волны складки прямо пропорциональна мощности деформируемого слоя (правило Уиллисов).

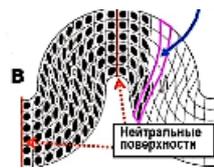


Рис. 7.16. Деформация флексурного изгиба

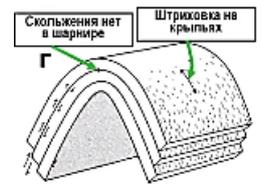


Рис. 7.17. Деформация межслоевого скольжения

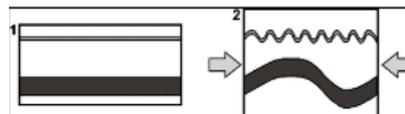


Рис. 7.18. Правило Уиллисов

Если в толще пород пласты разной мощности чередуются, то общий стиль складчатости задается именно пластами максимальной мощности (особенно, если это породы с высокой вязкостью, т.е. компетентные, а образованные ими складки именуются доминантными). Слои малой мощности и состоящие из пород меньшей вязкости (некомпетентных) могут быть смяты в существенно более мелкие складки (на порядок и больше), чем доминантные. Такие складки называются дисгармоничными, поскольку длины волн (гармоники) доминантных и дисгармоничных складок не совпадают. Некомпетентными могут оказаться пачки маломощных слоев, каждый из которых может иметь высокую вязкость.

Между компетентными пластами известняков (грубослоистых, массивных) зажата пачка тонкослоистых терригенно-карбонатных пород. Выдавливание происходит в замки антиклиналей.



Рис. 7.19. Карбон

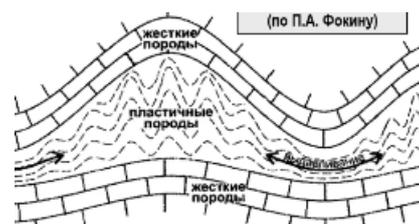


Рис. 7.20. Схема формирования складок нагнетания

Морфология складок во многом зависит от разности вязкостей компетентных и некомпетентных слоев. При существенной разнице вязкостей компетентный слой изгибается, а его мощность сохраняется. Часто дисгармоничные складки возникают в ядрах доминантных складок, т.е. в местах максимального изгиба слоев.

Вместе с тем, дисгармоничные складки довольно часто возникают и на крыльях



Рис. 7.21. Дисгармоничные складки в тонкослоистых известняках



Рис. 7.22. Дисгармоничные складки в тонкослоистых известняках нижнего карбона

доминантных складок в виде дополнительных изгибов, ушей. Иногда дисгармоничные складки появляются и в крыльях доминантных складок поперечного изгиба.

Если разные пласты в единой тоще имеют существенно разную вязкость, то эти пласты ведут себя по-разному. Прослойки компетентных пород изгибаются по типу концентрических складок, а некомпетентные породы легко перетекают из крыльев в ядра, сминаясь по механизму подобных складок. В результате в одной и той же складке изогоны в песчаниках образуют расходящиеся веера (признак концентрических складок), а в аргиллитах — параллельны или даже сходятся (признак подобных складок).



Рис. 7.23. Складки в терригенных породах таврической серии

В фестончато-лопастных складках при незначительной разнице вязкостей разных слоев сминаемый слой может не изгибаться, а укорачиваться по длине с увеличением мощности. Изгибаются только его границы, образуя чередующиеся гребневидные или килевидные поверхности, причем изломам на одной поверхности соответствуют изгибы на другой поверхности пласта.

По общей морфологии фестончато-лопастные складки напоминают концентрические складки модели Ван Хайза, только в пределах одного слоя.

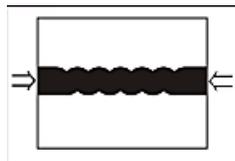


Рис. 7.24. Фестончато-лопастные складки

Классификация по отношению к осадконакоплению

По отношению к осадконакоплению существуют постседиментационные складки. Практически все рассмотренные ранее складки формируются после осадконакопления. Отличительный признак — примерно одинаковые мощности в ядрах синклиналей и антиклиналей, примерно одинаковые мощности в крыльях складок, независимость фаций слоев от морфологии складки. Возраст постседиментационной складчатости:

- моложе самых молодых пород, смятых в складки;
- древнее самых древних пород, залегающих несогласно на складчатом комплексе, или возраста прорывающих складки интрузивов.

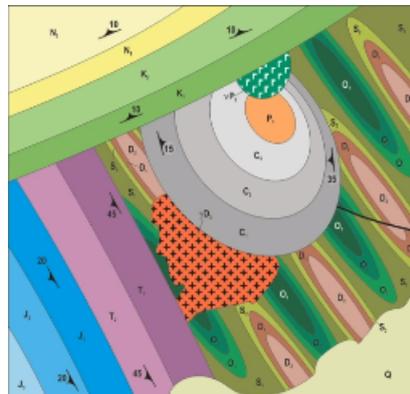


Рис. 7.25. Постседиментационные складки

Второй тип складок По отношению к осадконакоплению — это конседиментационные складки. Мощности слоев и размерность обломочного материала в них (в общем случае — фации) зависят от того, в какой части складки они накапливаются. Возраст конседиментационной складчатости совпадает с возрастом всех накопившихся в процессе неравномерного прогибания пород.

Кинематика блоков связана с развитием разлома в фундаменте. Прогибание на западе больше, чем на востоке, соответственно и мощности больше, а зернистость пород — меньше.

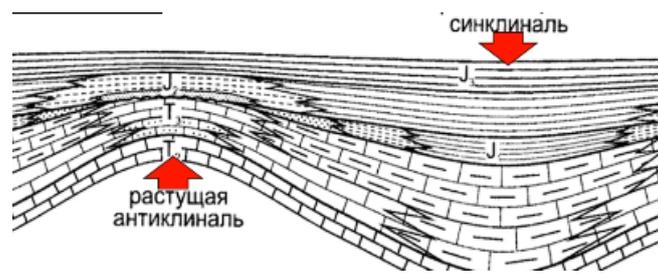


Рис. 7.26. Схема формирования конседиментационных складок

Классификация по пластичности пород

По пластичности пород существуют:

- складки изгиба (концентрические, подобные и прочие);
- складки хрупкого излома (шеvronные);
- складки пластического течения (рейдные).

Складки изгиба могут образовываться в разных условиях (продольный и поперечный изгиб) при достаточной пластичности пород. По морфологии они могут быть тоже самыми разнообразными — подобными, концентрическими, с замками разной формы.



Рис. 7.27. Складки изгиба

Складки излома (морфологические типы — шевронные, килевидные, гребневидные) формируются только как складки продольного изгиба в тонколистовых или тонкослоистых породах относительно низкой пластичности, когда изломы энергетически более выгодны, чем изгибы.

Складки пластического течения формируются при очень высокой пластичности пород, чаще в условиях высоких температур и давлений. Обычно такие складки наблюдаются в метаморфических, а также в высокопластичных породах: каменная соль, глина. Морфология их отличается неправильными изгибами, пережимами слоев.

Классические рейдные складки — это складки, образованные мореной.



Рис. 7.28. Складки хрупкого излома



Рис. 7.29. Складки пластического течения

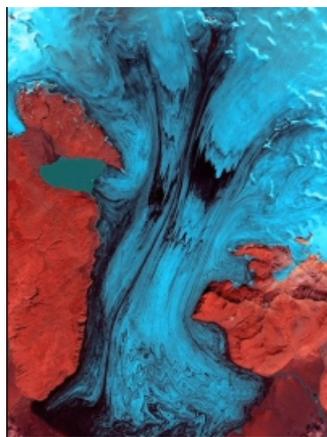


Рис. 7.30. Классические реидные складки

Классификация по деформирующим силам



Рис. 7.31. Криотурбация в четверичных аллювиальных песках

По деформирующим силам складки бывают эндогенными, которые формируются в результате тектонических процессов, и экзогенные, которые формируются под воздействием внешних факторов. Эндогенные складки бывают следующими:

- складки вышпирания и оседания (образуются при выдавливании мягких пород из-под расположенных выше блоков твердых, прочных пород);

- складки оползневые, или конволютные (образуются при оползании слабо литифицированных осадков по склонам);
- гляциодислокации (образуются в комплексах передовых морен под действием движущегося ледника — напорная морена);
- криотурбации (возникают под воздействием динамических деформаций, вызванных морозом в избыточно увлажненных дисперсных слоях пород; в разрезе напоминают завихрения, загибы, кольца);
- сейсмодислокации (приповерхностные рыхлые образования, структура которых обусловлена процессами разжижения при сейсмических событиях: ударах, толчках, образуются очень быстро).

Границы между эндогенными и экзогенными складками не столь очевидны, как может показаться с первого взгляда.



Рис. 7.32. Сейсмиды. Мертвое море



Рис. 7.33. Поверхностные складки

Сейсмические удары могут провоцировать в водонасыщенном рыхлом слое формирование быстро движущейся волны, которая нарушает связь между частицами, в результате приобретает свойства плотной жидкости (разжижается).



Рис. 7.34. Сейсмиды

Кроме того, прохождение такой волны вызывает формирование разнообразных складок, часто осложненных разрывами, иногда с отчетливой вергентностью. Они образуются очень быстро и сохраняют свою морфологию, несмотря на рыхлое строение.

Классификация по глубинности формирования

По глубинности формирования складки бывают поверхностными и глубинными. Глубинными являются складки в метаморфических комплексах, а поверхностными — складки экзогенного происхождения, но термин поверхностное часто относят к эндогенным складкам, сформировавшимся в близповерхностных условиях.

Лекция 8. Разрывные нарушения

Элементы геометрии разрывов

Определение 8.1. *Разрыв — деформация пластов горных пород с нарушением их сплошности, возникающая в случае превышения предела прочности пород тектоническими напряжениями (Н. В. Короновский, А. Ф. Якушова) — генетическое определение.*

Определение 8.2. *Разрыв — плоскость или зона в породе, по которой произошло смещение (Э. У. Спенсер) — морфологическое определение.*

Определение 8.3. *Разрыв — нарушение сплошности горных пород со смещением пород по поверхности разрыва (Википедия) — тавтологическое определение.*

Определение 8.4. *Разрыв — поверхность или зона сближенных поверхностей, разделяющая массу горных пород на 2 части, смещенные одна относительно другой (Толковый словарь английских геологических терминов).*

Определение 8.5. *Разрыв — поверхность или зона в горных породах, по которой произошло смещение разделяемых этой поверхностью блоков.*

Для формирования разрыва со смещением необходимо преодолеть не только силу сцепления между зернами (предел прочности), но и силу трения между образовавшимися блоками. Собственная геометрия разрывов сводится к трем элементам:

- поверхность разрыва, или сместитель;
- 2 блока, или крыла, или бока.

Их смещение относительно друг друга определяются по маркерам. Маркер — любой геологический объект, образовавшийся до разрыва и уверенно опознаваемый в обоих его крыльях.



Рис. 8.1. Элементы геометрии разрывов

Классификация разрывов

Крылья разрыва относительно наклонного сместителя классифицируются следующим образом:

- блок, расположенный над сместителем — висячее крыло;
- блок, расположенный под сместителем — лежачее крыло.

Тип крыльев не зависит от направления их относительного смещения. При вертикальном сместителе эта классификация не работает.



Рис. 8.2. Классификация крыльев разрыва относительно наклонного сместителя

Морфологические классификации разрывов

Классификация разрывов с крутым ($90^\circ > \alpha > 45^\circ$) сместителем по относительному смещению крыльев следующая:

- условный блок с ненарушенным залеганием слоев.

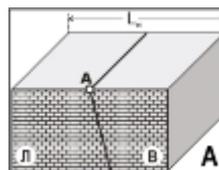


Рис. 8.3. Условный блок

- Сброс — висячее крыло опущено относительно лежачего, блок испытывает удлинение поперек разрыва (крылья разъезжаются) — обстановка растяжения.
- Взброс — висячее крыло поднято относительно лежачего, блок А испытывает укорочение поперек разрыва (крылья съезжаются) — обстановка сжатия.
- Сдвиг — оба крыла находятся на одном гипсометрическом уровне, но смещены по простиранию разрыва.

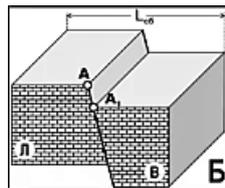


Рис. 8.4. Сброс

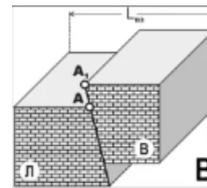


Рис. 8.5. Взброс

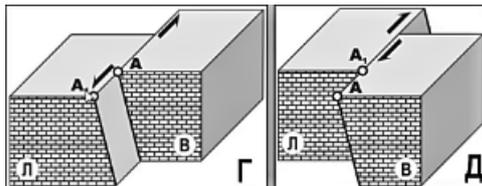


Рис. 8.6. Сдвиг

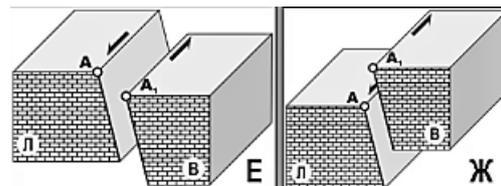


Рис. 8.7. Комбинированные разрывы

Для классификации сдвигов вводится понятие наблюдателя. Если маркер в противоположном крыле сдвига смещен влево от наблюдателя, сдвиг — левый. Если маркер в противоположном крыле сдвига смещен вправо от наблюдателя, сдвиг — правый.



Рис. 8.8. Левый сдвиг



Рис. 8.9. Правый сдвиг

Сдвиги достоверно диагностируются по вертикальным маркерам. Без представления о кинематике разрыва определение его типа по геологической карте в большинстве случаев невозможно. При комбинированных разрывах крылья относительно друг друга могут смещаться в любом направлении.

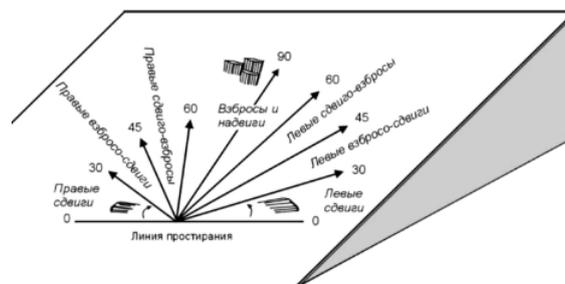


Рис. 8.10. Классификация по Ю. Л. Ребецкому

При классификации разрывов с вертикальным сместителем выделяют:

- сброс (взрез) — разрыв с вертикальным смещением крыльев (первоначально ненарушенный блок не удлиняется и не укорачивается поперек разрыва);
- сдвиг — разрыв с горизонтальным смещением крыльев вдоль сместителя;
- раздвиг — разрыв с горизонтальным смещением крыльев поперек сместителя, при котором первоначально ненарушенный блок испытывает удлинение поперек разрыва (крылья разъезжаются) — обстановка растяжения.

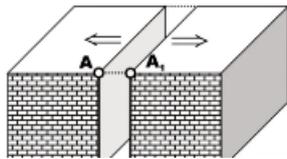


Рис. 8.11. Раздвиг с вертикальным сместителем

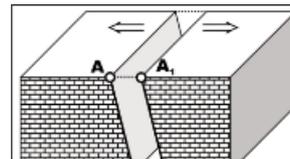


Рис. 8.12. Раздвиг с наклонным сместителем

Геометрия сдвиго-сбросов и сдвиго-взбросов

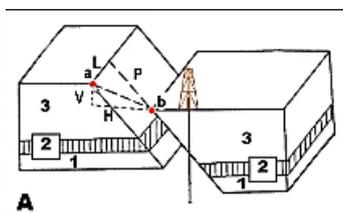


Рис. 8.13. Сдвиго-сброс

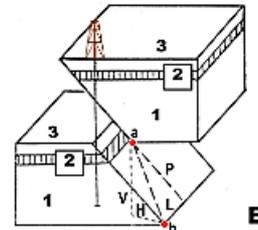


Рис. 8.14. Сдвиго-взброс

Скважина, пробуренная через сдвиго-сброс в области зияния, не встретит пласта 2, а скважина, пробуренная через сдвиго-взброс в области перекрытия, пласт 2 встретит дважды. Амплитуда смещения (по маркеру $a - b$):

- $a - b$ — полная (расстояние между a и b в разных крыльях)
- V — вертикальная (расстояние между абсолютными отметками a и b)
- H — горизонтальный (расстояние между координатами a и b , замеренное в горизонтальной плоскости)
- L — продольная (расстояние между координатами a и b , замеренное по простиранию сместителя)

- P — поперечная (расстояние между координатами a и b , замеренное по падению сместителя)

При классификации разрывов с пологим ($< 45^\circ$) сместителем по относительному смещению крыльев выделяют:

- 1) Надвиг — пологий взброс. При небольших углах наклона надвига теряет смысл представления о поднятом и опущенном крыльях. Различают автохтон (лежащее крыло) и аллохтон (висячее крыло). Условия сжатия.
- 2) Шарьяж — крупный пологий надвиг с волнообразным сместителем. Окно — изолированный выход автохтона внутри аллохтона, останец, или клип — изолированный участок аллохтона внутри автохтона.
- 3) Пологий сброс — сброс с пологим сместителем. Условия растяжения.
- 4) Пологий сдвиг — сдвиг со сместителем, имеющим небольшой угол наклона. При почти горизонтальном сместителе пологий сдвиг неотличим от надвига.



Рис. 8.15. Классификация разрывов с пологим сместителем по относительному смещению крыльев

Если положение сместителя круче $< 45^\circ$, то вертикальная амплитуда больше, чем горизонтальная при взбросе. Если положение сместителя меньше $< 45^\circ$, то вертикальная амплитуда меньше горизонтальной амплитуды.



Рис. 8.16. Надвиг

Обычно надвижки составляют пакеты тектонических пластин, или чешуей. Пакеты часто подстилаются или разделяются мощными пластинами меланжированных ультрамафитов. Вергентность складок совпадает с направлением надвигания.

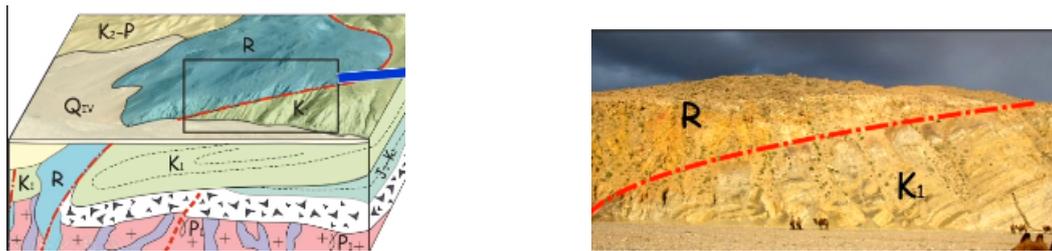


Рис. 8.17. Рифейские мраморы, надвинутые на нижнемеловые песчаники.

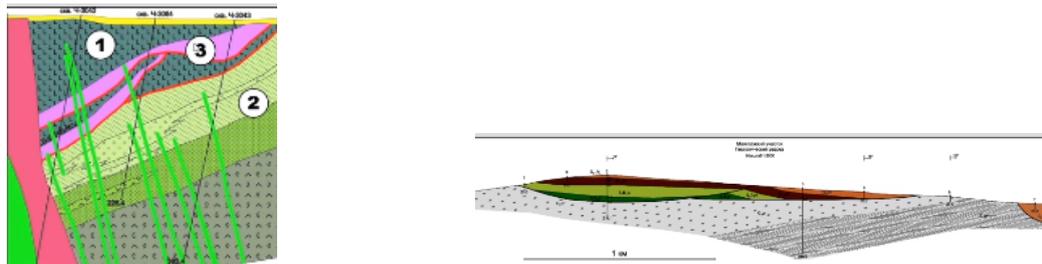


Рис. 8.18. Шарьяж

Простейшие структуры, ограниченные разрывами

Простыми структурами зон растяжения являются:

- Грабен — симметричная отрицательная структура, ограниченная сопряженной парой сходящихся сбросов.
- Горст — симметричная положительная структура, ограниченная сопряженной парой расходящихся сбросов.
- Полуграбен — асимметричная отрицательная структура, ограниченная одним крупным сбросом, другое крыло полуграбена представляет собой моноклираль или флексуру.

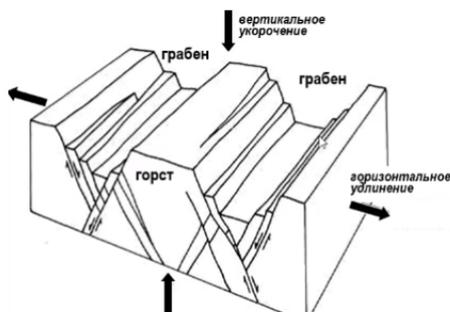


Рис. 8.19. Структуры зон растяжения

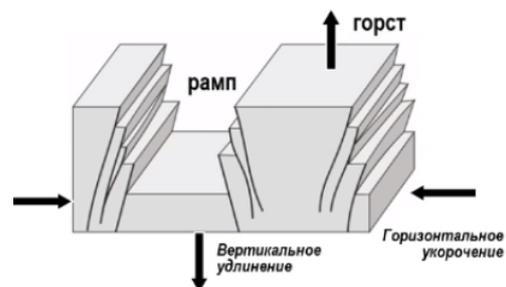


Рис. 8.20. Структуры зон сжатия

Простыми структурами зон сжатия являются:

- Рамп — симметричная отрицательная структура, ограниченная сопряженной парой расходящихся взбросов или надвигов.
- Горст — симметричная положительная структура, ограниченная сопряженной парой сходящихся взбросов.
- Полурамп — асимметричная отрицательная структура, ограниченная одним крупным взбросом или надвигом.



Рис. 8.21. Грабен и система встречных сбросов



Рис. 8.22. Горст и грабен

Разрывы на геологической карте

Серия крутых сбросов, смещающих границу нижнекаменноугольных свит. В поднятых крыльях выходят более древние породы, поэтому на карте эта граница в них смещается по направлению падения пластов.

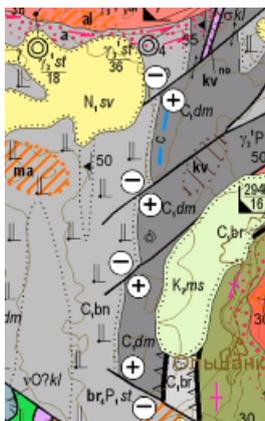


Рис. 8.23. Фрагмент геологической карты
Южного Урала

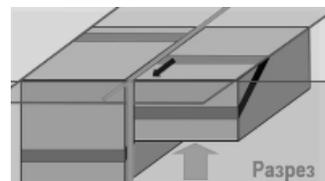


Рис. 8.24. Разрывы на геологической карте

Поднятый пласт перемещается по падению. Такое правило работает только для сбросов и взбросов. Геометрически эта система инвариантна.

Сдвиг для наклонного пласта на разрезе будет выглядеть как сброс или взброс.

Серия крутых сбросов, смещающих пластообразное тело серпентинитов в подошве надвига. В аллохтоне выходят более древние отложения, но граница между ними не стратиграфическая, она смещается в поднятом блоке по направлению падения тела серпентинитов. По простиранию разрывы могут затухать и даже менять морфологию и знак смещения.



Рис. 8.25. Мелкие разрывы в крыле складки



Рис. 8.26. Сдвиг

Наиболее удобны для определения смещения по сдвигам интрузивные тела с крутыми контактами.

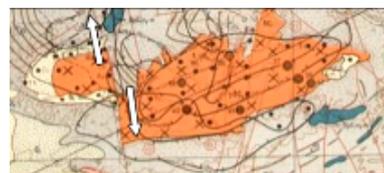


Рис. 8.27. Правый сдвиг, смещающий гранитоидный массив

На геологических картах шарьяжи и надвиги часто распознаются по обратной последовательности комплексов в складчатых структурах. Как правило, более древние комплексы бывают надвинуты на более молодые, поэтому в ядрах синформных

тектонических пакетов могут залегать самые древние породы, а в ядрах синформных тектонических пакетов могут залегать самые древние породы, а в ядрах антиморфных пакетов — самые молодые. В Успенском пакете надвигов нижние тектонические пластины сложены известняками среднего карбона (1), на них залегают вулканиты визейского яруса (2), затем — угленосные толщи турнейского яруса нижнего карбона (3), а в ядре синформы — серпентинитовый массив ордовикского возраста (4). Контакты тектонические.

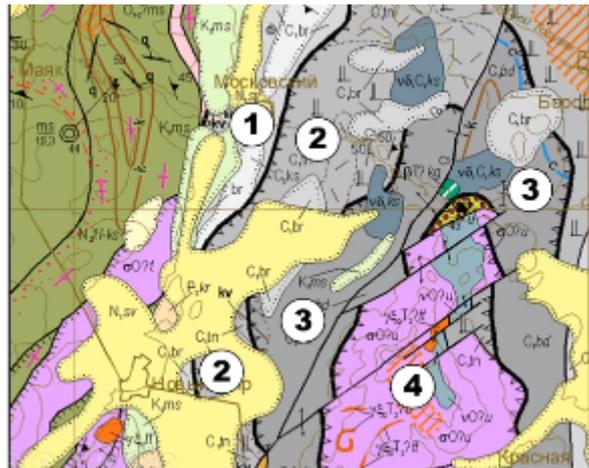


Рис. 8.28. Успенский пакет

В Ждановском пакете надвигов нижние тектонические пластины сложены вулканитами визейского яруса (1), выше расположены угленосные толщи турнейского яруса (2), а верхние пластины представлены субщелочными базальтами франского яруса верхнего девона (3).

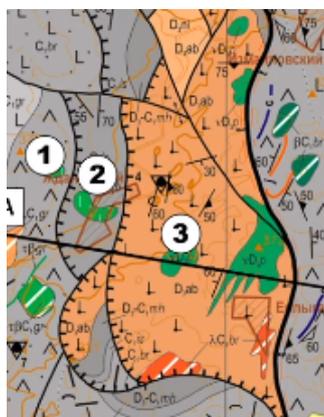


Рис. 8.29. Ждановский пакет

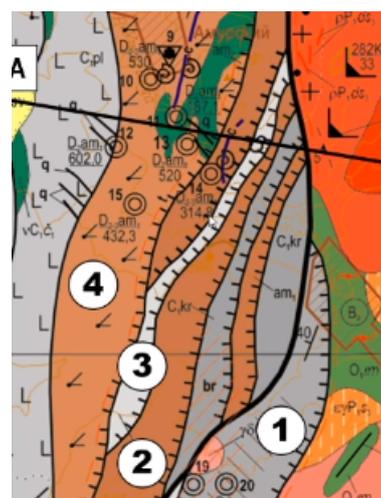


Рис. 8.30. Амурский пакет

В Амурском пакете надвигов нижние тектонические пластины представлены терригенно-карбонатными породами нижнего карбона (1), а выше чередуются тектонические пластины, сложенные средним девоном (2), средним карбоном (3) и верхним девоном (4).

Лекция 9. Дистанционные методы в геологии.

Аэрофотосъемка

Дистанционные методы

Дистанционными называются методы изучения строения преимущественно верхних частей земной коры на расстоянии. При этом изучаются не столько сами объекты, сколько их выражение в различных физических полях: (гравитационном, электромагнитном, звуковом), полученное на удалении от земной поверхности.

В геологии применяются самые разнообразные дистанционные методы, которые делятся на несколько основных типов в соответствии с тем, какую часть спектра (диапазон) электромагнитного поля они используют.

Диапазоны электромагнитного излучения (длины волн) бывают следующими:

- гамма-излучение ($< 0,01$ нм);
- рентгеновское излучение(0,01-10 нм);
- ультрафиолетовое излучение(10-400 нм);
- оптическое излучение, или видимый спектр($\approx 400 - \approx 700$ нм);
- инфракрасное излучение (≈ 700 нм -200мкм);
- радиоизлучение (> 200 мкм)

Различные диапазоны электромагнитного излучения несут информацию о разных свойствах структурных элементов земной коры. Наиболее часто используются снимки в видимой и инфракрасной частях спектра, полученные с различных летательных аппаратов — Материалы аэро-космических съемок (МАКС). По высоте полета летательного аппарата МАКС делится на 2 вида:

- 1) Космофотосъемка земной поверхности (первые сотни км) выполняется с искусственных спутников Земли.
- 2) Аэрофотосъемка (АФС) выполняется с самолетов и вертолетов:
 - высотная (5-10 км)
 - стандартная (1-5 км)
 - низковысотная (100-300 м)

По цветности различают следующие виды МАКС:

- Цветная — снимки получают в естественных цветах местности;

- Черно-белая — снимки получают в оттенках серого. Это позволяет снять излишнюю пестроту изображения территории, сохраняя фототон — интенсивность серого цвета и фактуры изображения.
- Спектрзональная — с помощью фильтров получают снимки определенных частей спектра и раскрашивают их в условные цвета. Технология позволяет совмещать и комбинировать изображения отдельных частей спектра.

Стандартный набор космических снимков спутников *LANDSAT*

Стандартный набор космических снимков спутников *LANDSAT* имеют следующие каналы:

- 1 канал (0,45-0,52 мкм — синий+голубой)
- 2 канал (0,53-0,61 мкм — зеленый+желтый+оранжевый)
- 3 канал (0,63-0,69 мкм — красный)
- 4 канал (0,78-0,90 мкм — начало коротковолновой области инфракрасного спектра)
- 5 канал (1,55-1,75 — середина коротковолновой области инфракрасного спектра)
- 6 канал (2,09-2,35 мкм — конец коротковолновой области инфракрасного спектра)
- 7 канал (10,45-12,50 мкм — начало средневолновой области инфракрасного спектра)
- 8 канал (0,52-0,90 мкм — от зеленого до красного + начало коротковолновой области инфракрасного спектра)

1 канал и 2 канал малоконтрастны, но структура на них кое-где проглядывает.

3 канал немного контрастнее 1 и 2 каналов и структура на нем проглядывает. 5 канал более контрастен и структура хорошо дешифрируется.

7 канал имеет оптимальную контрастность и среднюю плотность. При цветовых композициях 4, 2, 1 каналы цвета условные, структура читается неплохо.

При цифровом рельефе при высоком рельефе и хорошей выраженности структура читается, а при пологом рельефе — нет. Когда цветовые композиции 7, 4, 2 каналы совмещены с рельефом, тогда цвета условные и структура читается очень хорошо.

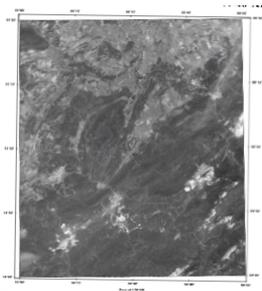


Рис. 9.1. 1 канал

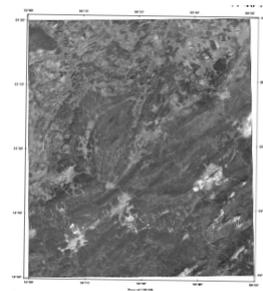


Рис. 9.2. 2 канал

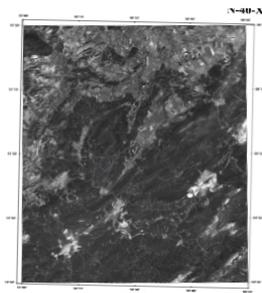


Рис. 9.3. 3 канал

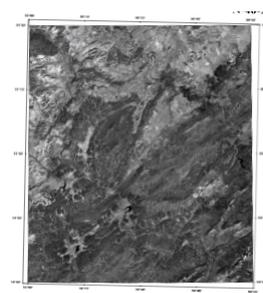


Рис. 9.4. 5 канал

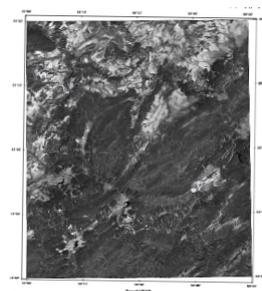


Рис. 9.5. 7 канал

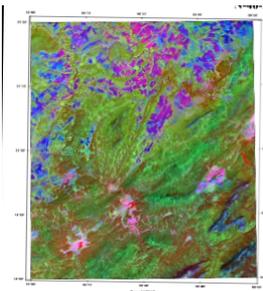


Рис. 9.6. Цветовые композиции (4,2,1)

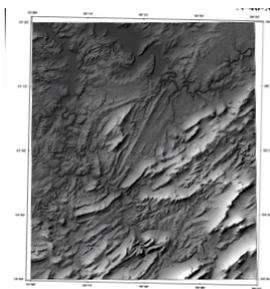


Рис. 9.7. Цветовой рельеф

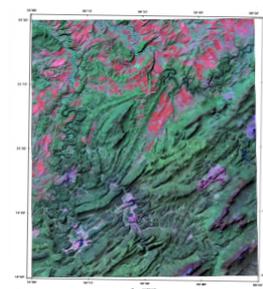


Рис. 9.8. Цветовые композиции с рельефом (7,4,2)

Аэрофотосъемка (АФС)

При плановой аэрофотосъемки фотографирование производится в вертикальном направлении, сверху вниз, с отклонением от вертикали не более 3° . Этим видом съем-

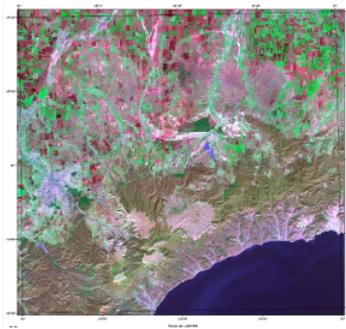


Рис. 9.9. Цветовые композиции (7,5,3)

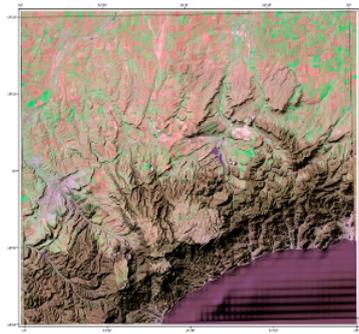


Рис. 9.10. Цветовые композиции с рельефом (7,5,3)

ки покрывают большие территории, пролетая над ней галсами (залетами). Обычно залеты имеют широтную ориентировку. Это наиболее часто используемый вид съемки.

При перспективной аэрофотосъемке съемка производится под острым углом к горизонту. Используется обычно для съемки больших участков крутых склонов в условиях горной местности.

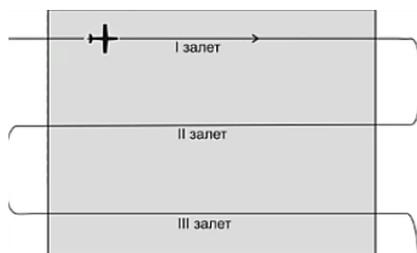


Рис. 9.11. Плановая съемка

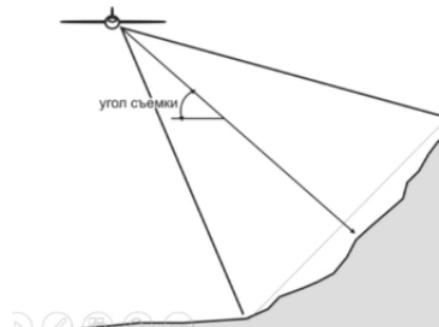


Рис. 9.12. Перспективная съемка

Маршрутная аэрофотосъемка — разновидность плановой съемки. Производится вдоль определенных направлений, долин рек, горных дорог и т.д. Особенно часто используется для нужд инженерной геологии.

Перекрытие АФС — общая часть земной поверхности, изображенная двух соседних снимках. По ходу залета перекрытие должно составлять не менее 60%, между соседними залетами — 15% (ГОСТ).

Ограничение накладывает разрешающая способность глаза (0,1-0,2 мм). Поэтому для решения различных задач используют АФС разного масштаба. По нормативам масштаб используемых АФС должен быть по крайней мере в 2 раза крупнее масштаба работ.

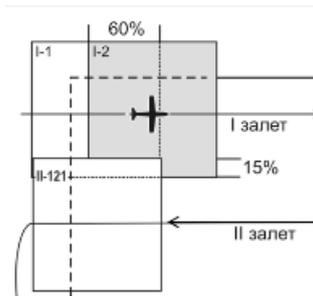


Рис. 9.13. Перекрытие АФС

- 1) Региональные задачи — масштаб АФС 1 : 1000000 - 1 : 200000 (космофотосъемка).
- 2) Среднемасштабные геологосъемочные работы — масштаб АФС 1 : 1000000 - 1 : 30000 (высотная и стандартная аэрофотосъемка).
- 3) Крупномасштабные и детальные геологосъемочные работы — масштаб АФС 1 : 17000 - 1 : 10000 (низковысотная аэрофотосъемка)

Геометрия снимка

Самолет не может лететь абсолютно ровно, ветры крутят его, т.е. в момент съемки самолет всегда в той или иной степени наклонен.

- 1) Рабочая часть и поля снимка. На полях помещают номер снимка и дополнительную информацию (номер заказа, дату и время съемки, пузырьковый уровень).
- 2) Главная точка снимка. Изображение точки поверхности, куда нацелена оптическая ось камеры.
- 3) Координатные вершины снимка. Метки, помогающие установить главную точку снимка.
- 4) Базис снимка. Расстояние между главной точкой текущего снимка и положением на нем главной точки предыдущего снимка.
- 5) Точка надира. Изображение на снимке точки на поверхности земли, находящейся точно под самолетом.
- 6) Направление съемки. Вектор, проходящий через главную точку и точку надира по направлению к следующему снимку.

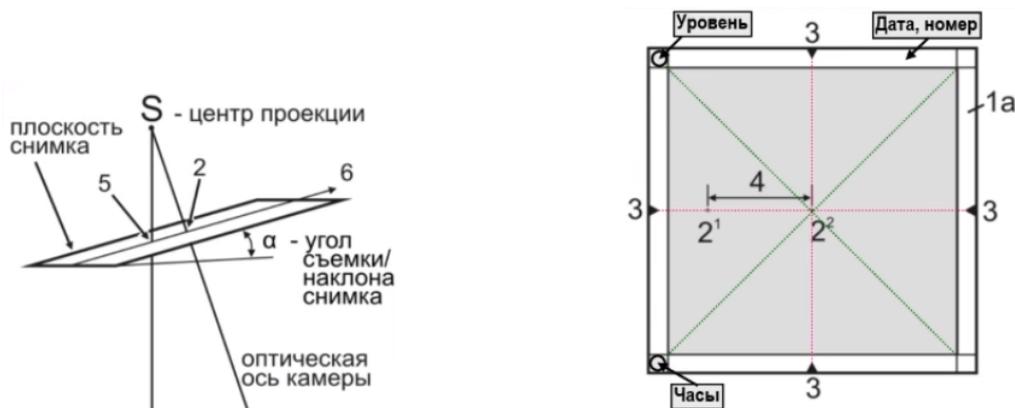


Рис. 9.14. Геометрия снимка

Искажения на АФС

Искажения связаны с непостоянством масштаба. Снимок представляет собой центральную проекцию, а не плановую, как карта. Стандартный масштаб снимка:

$$\frac{1}{M} = \frac{f}{H}$$

f — фокусное расстояние камеры.

H — высота съемки над местностью. Очевидно, что: $SA = SB > H$

Поэтому:

$$M_H < M_{SA}$$

В середине снимка масштаб крупнее, чем на краях. Вследствие того, что масштаб изображения плавно изменяется по всему снимку, на нем все объекты изображены с искажениями. Наименьшие искажения, связанные с непостоянством масштаба, наблюдаются в центре снимка, в пределах рабочей части.

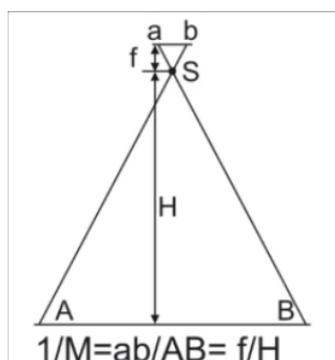


Рис. 9.15. Искажения

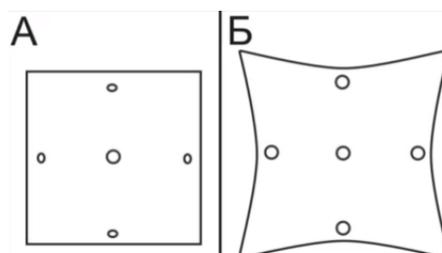


Рис. 9.16. Снимок и территория, на нем изображенная

Искажения также бывают из-за наклона самолета. В момент съемки самолет всегда в той или иной степени наклонен относительно одной из осей. В идеальном случае, т.е. когда самолет расположен совершенно горизонтально и ориентирован строго по курсу, центральная точка снимка совпадает с точкой надира. В реальном поле так не бывает, поэтому центральная точка снимка гуляет вокруг точки надира. Крен — вращение самолета вокруг продольной оси. Рысканье — вращение самолета вокруг вертикальной оси, самолет летит немного боком по направлению полета. Тангаж — вращение самолета вокруг поперечной оси, самолет изменяет угол наклона к горизонту.

При крене самолет качается относительно продольной оси. При левом крене центральная точка уходит вправо от точки надира, из-за чего масштаб части АФС, расположенной справа по лету, становится мельче. При правом крене все наоборот.

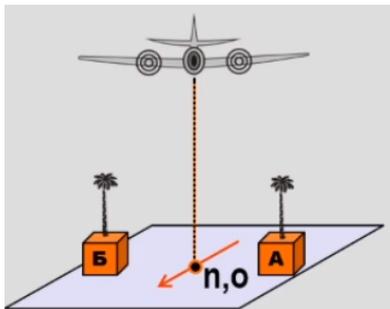


Рис. 9.17. Масштаб объектов А и Б одинаков

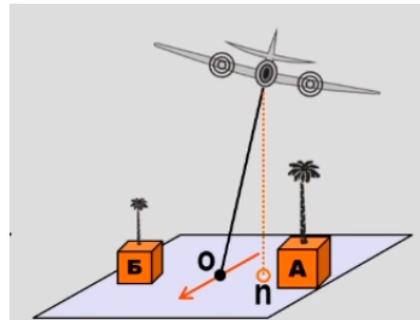


Рис. 9.18. Масштаб Б мельче, чем масштаб А

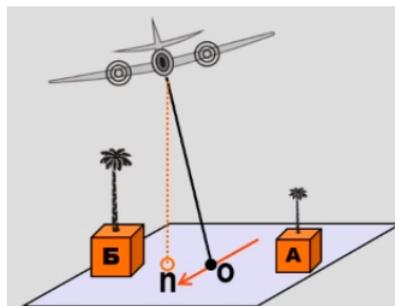


Рис. 9.19. Масштаб объекта Б крупнее, чем масштаб А

При рыскании изменяется угол между продольной осью самолета и направлением полета. Это не приводит к дополнительным искажениям масштаба, в пределах одного снимка, однако, во-первых, зона перекрытия становится трапециевидной, что затрудняет дальнейшую интерпретацию, а во-вторых, изменяется размер перекрытия между залетами, вплоть до образования штангов.

При тангаже самолет либо задирает нос (кабрирование), либо опускает его (пикирование). При пикировании центральная точка уходит назад от точки надира, из-за чего масштаб части АФС, расположенной по ходу полета, становится крупнее. При кабрировании центральная точка уходит вперед от точки надира, из-за чего масштаб части АФС, расположенной по ходу полета, становится мельче.

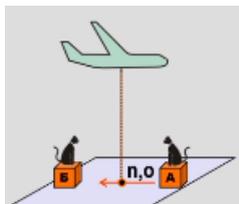


Рис. 9.20. Горизонтальный полет

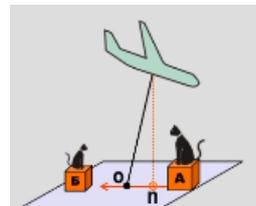


Рис. 9.21. Пикирование

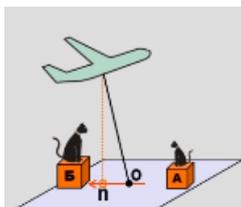


Рис. 9.22. Кабрирование

Искажения также связаны с рельефом. При фотографировании территории с расчлененным рельефом, разные точки находятся на меняющемся расстоянии от центра проекции, что приводит к искажению изображения по сравнению с плановой проекцией.

Точки, находящиеся на возвышенностях, на снимке отодвигаются дальше от главной точки снимка, а находящиеся в понижениях — приближаются к ней. При этом, естественно, искажается и масштаб: объекты на возвышенностях выглядят крупнее, объекты в низинах — мельче.

r — расстояние от контрольной точки до главной точки снимка.

H — средняя высота съемки над местностью.

$\pm h$ — превышение контрольной точки над средней высотой местности.

Δr — смещение изображения контрольной точки на АФС относительно ее положения на средней высоте местности.

Одним из следствий искажения за рельеф является эффект визуального изменения углов падения слоев. Склоны, обращенные к главной точке снимка, получаются шире, а от главной точки — уже. При этом меняется форма пластовых фигур.

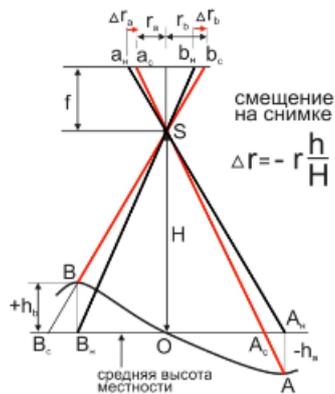


Рис. 9.23. Искажения, связанные с рельефом

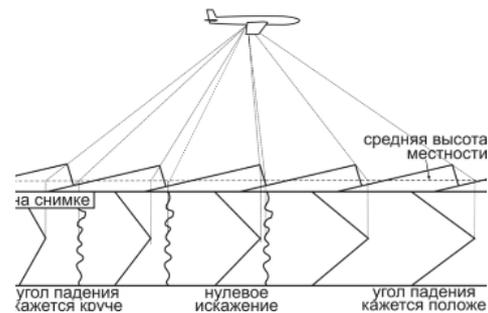


Рис. 9.24. Следствие искажения

Получение стереоскопического эффекта

Стереоскопический эффект — объемное видение взаимного расположения объектов — получается из-за того, что каждый из двух глаз видит взаимное расположение объектов под своим углом зрения. Мозг обрабатывает информацию, создавая общую объемную картину. Важно, что при этом зрачки находятся в постоянном движении, и эта объемная картина непрерывно корректируется.

Из-за взаимного перекрытия, на двух соседних снимках будет изображен один участок местности, снятый с двух разных точек. Если создать такие условия, при которых каждый глаз будет видеть только одно из изображений, то мозг обработает эту информацию, создавая объемную картину рельефа территории. Задачу разделения изображений (левый глаз видит только левый снимок, а правый глаз — только правый) решает стереоскоп, который состоит из:

- 1) большого зеркала;
- 2) линзы;
- 3) малого зеркала;
- 4) места для носа.

Объемная модель, наблюдаемая в стереоскопе, обычно имеет искаженный вертикальный масштаб, как правило она более контрастная, чем сама местность (то есть, вертикальный масштаб кажется сильно преувеличенным по отношению к горизонтальному). Степень искажения контрастности рельефа — коэффициент пластичности АСФ:

$$C = \left(\frac{\rho}{f}\right) \times \left(\frac{b_{\text{СН}}}{b_{\text{ГЛ}}}\right)$$

ρ — расстояние лучшего видения (~ 250 мм).



Рис. 9.25. Стереоскоп



Рис. 9.26. Искажение вертикального масштаба объемного изображения

f — фокусное расстояние камеры.

$b_{\text{сн}}$ — базис снимка.

$b_{\text{гл}}$ — глазной базис (расстояние между зрачками — 60-70 мм).

Фактически коэффициент пластичности АФС зависит только от фокусного расстояния камеры. При работе на равнинной местности контрастность рельефа на АФС лучше увеличить, чтоб подчеркнуть его морфологию, поэтому применяют короткофокусные объективы. При работе в горной местности, где рельеф и так контрастен, применяют длиннофокусные объективы.

Задачи использования МАКС в геологии

МАКС в геологии используют для:

- 1) Предварительное ознакомление с территорией работ.
- 2) Ориентирование в полевых условиях:
 - на снимках местность отражена подробнее и точнее, чем на карте;
 - на снимках легко определить те же ориентиры, что есть на карте и местности (привязать снимки к карте и местности).
- 3) Дешифрование АФС — геологическая интерпретация аэрофотоснимков — выявление информации о геологическом строении местности, изображенной на снимке. Обычно делится на несколько стадий:
 - предварительное (на базе первичной геологической модели);
 - опережающее маршрутное (на базе предварительного дешифрования и непрерывно меняющийся в ходе маршрута модели);
 - завершающее маршрутное (на базе полной маршрутной информации об участке съемки);
 - окончательное (на базе полной информации о районе съемки).

- 4) Количественная интерпретация АФС — инструментальная обработка снимков с установлением по ним абсолютных отметок точек поверхности, элементов залегания слоев, мощностей слоев и т.д. Производится с помощью специальных приборов (стереокомпараторов).

Геологическое дешифрирование АФС

Существуют факторы, влияющие на дешифрируемость снимков.

- Физические свойства пород. Лучшая дешифрируемость — если территория сложена породами с сильно различающимися физическими свойствами (трещиноватость, прочность, цвет, слоистость, и т.д.).
- Растительность. Ее влияние неоднозначно. Густая растительность маскирует геологические структуры. Разреженная растительность (травянистая, кустарниковая), наоборот, часто связана с мелкими особенностями рельефа, составом и обводненностью пород, поэтому часто подчеркивает геологическую структуру.
- Наличие рыхлых отложений. При широком распространении и существенной мощности, они маскируют строение более древних комплексов. Вместе с тем, разнообразные типы четвертичных отложений, как правило, хорошо дешифрируются.
- Деятельность человека нарушает связь микрорельефа и фототона земной поверхности с геологическим строением.

Дешифровочные признаки — особенности фототона, позволяющие идентифицировать геологические и другие объекты на поверхности Земли. Цвет (фототон) горных пород является прямым дешифровочным признаком. По фототону можно идентифицировать состав пород при наличии хорошей предварительной информации. Обычно светлый фототон имеют известняки и другие карбонатные породы, а также, граниты, темные глинистые породы, основные магматические породы. Оттенки зависят от особенностей состава.

В районах с расчлененным рельефом фототон зависит не только от цвета пород, но и от экспозиции склона, на котором эти породы выходят. Тень очень просто можно принять за темный фототон самих пород.

Следующим прямым признаком является форма объектов. Многие геологические объекты идентифицируются по характерной морфологии (например, складки, дайки, астроблемы и т.д.).

Характерные рисунки земной поверхности также являются прямыми признаками. Некоторые геологические объекты можно идентифицировать по характерным рисун-



Рис. 9.27. Складки



Рис. 9.28. Плановый КС



Рис. 9.29. Перспективный АФС

кам земной поверхности на АФС. Например, массивы гранитов часто имеют характерный сетчатый рисунок на АФС за счет хорошо развитой регулярной сети трещин, карбонатные комплексы иногда опознаются по характерному рисунку карстового рельефа с мелкими бессточными западинами, обычно незакономерно расположенными.



Рис. 9.30. Сетчатый рисунок серого фототона гранитного массива

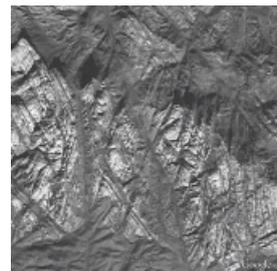


Рис. 9.31. Сетчатый рисунок цветного фототона гранитного массива

Косвенными признаками являются:

- Геоморфологические признаки обусловлены, главным образом, сопротивлением пород к разрушению и способу разрушения. По легко разрушающимся породам образуются понижения и сглаженные формы рельефа, по прочным — поднятия, обрывы, скалы.



Рис. 9.32. Крыло брахискладки



Рис. 9.33. Линейная складка

- Растительность и типы почв. На густоту и тип растительности влияет обводненность горных пород и/или элювиальных отложений, по ним образовавшимся. Зависят от свойств пород: состава, пористости, трещиноватости, устойчивости к выветриванию и т.д.
- Следы антропогенного воздействия (строительные объекты, поля, карьеры, отвалы) чаще затрудняют дешифрование, но иногда и способствуют идентификации геологических объектов.

По фототонам пласты практически не различаются, но геоморфологически выражены очень хорошо, поэтому дешифровать необходима только под стереоскопом, т.е. работать со стереомоделью.

Слоистость опознается только по растительности, которая развита на определенных слоях. Один из слоев на замыкании складки разрабатывается карьером.

Лекция 10. Понятие о деформации и напряжениях

Понятие о напряжениях

Определение 10.1. *Напряжение — это внутренние силы, возникающие в твердом теле под действием приложенных к нему внешних сил или за счёт действия других факторов, приводящих к деформации этого тела (А. Б. Кирмасов, 2011).*

Сила - величина векторная, т.е. имеет две характеристики: скалярное значение и направление приложения.

$$\Sigma = \frac{F}{S}$$

Напряжение (по идее Коши) определяется как сила, приложенная к единице площади — равнодействующая всех сил делится на площадь, к которой они приложены.

Сила приложена к конкретной площадке, однако она вызывает трехмерные напряжения и деформации, которые при неоднородном строении геологических тел очень сложно описывать, а тем более — рассчитывать. Для небольших геологических тел обычно принимается допущение об однородности напряжений, т.е. о том, что величина и направление напряжений равны во всех точках тела. Это допущение далеко не всегда приемлемо для крупных структур. Поэтому для анализа распределения напряжений используют бесконечно малый виртуальный куб породы, считая, что уж внутри-то этого маленького куба напряжение точно однородно. Напряжение рассчитывают для грани этого куба (для бесконечно малой площадки).

В системе СИ напряжение, так же как и давление, измеряются в паскалях (Па); в геологии часто — в барах (1 бар = 10^5 Па = 0.98692 атм).

Виртуальный элементарный куб мысленно располагают в определенной системе координат. Очень удобно рассматривать напряжения относительно граней этого куба. Действующая на тело (на площадку) сила (F) вызывает напряжение, которое по правилу параллелограмма можно разложить на этой площадке на две составляющие:

- нормальное (σ) напряжение перпендикулярно поверхности (грани куба)
- тангенциальное (τ), или касательное напряжение выражено на поверхности (или на площадке). Тангенциальное напряжение в свою очередь тоже может быть разложено на составляющие τ_x и τ_y соответственно осям x и y виртуального куба.

0.651002pngНормальные и тангенциальные напряжения

Напряжения уравнивают тело: оно не движется (σ уравнивает нормальную составляющую силы) и не вращается (τ уравнивает тангенциальную составляющую силы).

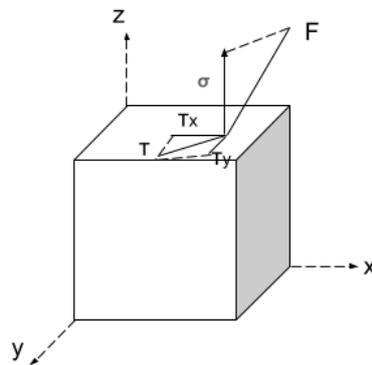


Рис. 10.1. Виртуальный куб

Чем круче к площадке действует сила, тем больше нормальное напряжение и меньше тангенциальное напряжение. Чем положе к площадке действует сила, тем меньше нормальное напряжение и больше тангенциальное напряжение, но до определенного момента. Если действие силы ортогонально площадке, на ней нормальное напряжение — максимально, а тангенциальное — равно нулю. Другими словами, тангенциальные (касательные) напряжения возникают только на площадках, ориентированных косо к нормальным напряжением.

Важно помнить, что напряжения действуют против приложенной силы.

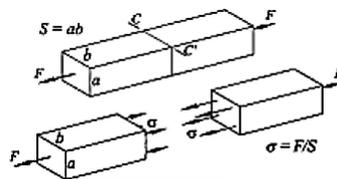


Рис. 10.2. Соотношение силы и напряжения при растягивании стержня

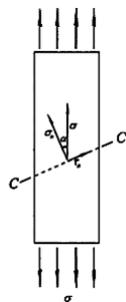


Рис. 10.3. Соотношения нормальных и тангенциальных напряжений на косоj площадке при растягивании стержня

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

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

При 45° наклона площадки тангенциальные напряжения будут максимальным. Величина максимального тангенциального напряжения равна:

$$\tau_{max} = \pm \frac{\sigma}{2}$$

Невозможно менять направление сил, но можно выбрать любую систему координат относительно направления приложения силы. В том числе и такую, в которой на всех трех взаимно перпендикулярных плоскостях тангенциальные напряжения обращаются в 0. В этом случае поле напряжений можно будет описать только нормальными напряжениями. Такие напряжения называют главными нормальными напряжениями. Главные нормальные напряжения обозначают буквами σ_1 , σ_2 и σ_3 , где σ_1 — максимальное, σ_2 — среднее, σ_3 — минимальное. Разница между максимальным и минимальным напряжениями называется дифференциальным напряжением.

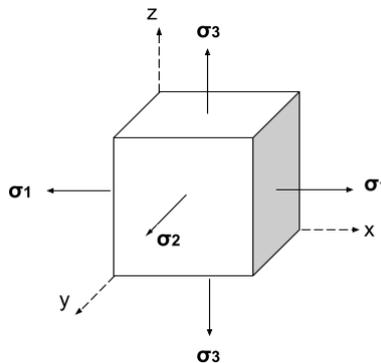


Рис. 10.4. Главные нормальные напряжения

Направления действия главных напряжений называются главными направлениями напряжения, а плоскости, проходящие через две оси, и ортогональные третьей — главными плоскостями напряжений.

Условия, при которых $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$, называются литостатическими. Такие условия возникают при погружении тела на глубину. Литостатическое давление просто равно весу колонны вышележащих пород. Геологическое тело в литостатических условиях находится под равномерными всесторонними и одинаковыми напряжениями, а поэтому оно не деформируется. Среднее нормальное напряжение в литостатических условиях:

$$\sigma = \frac{(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)}{3} = \frac{3\sigma_1}{3} = \sigma_1$$

В литостатических условиях тангенциальные напряжения не возникают!

Если главные напряжения не равны друг другу, но литостатическая компонента присутствует, то ее принято вычитать. В упрощенном понимании остаток от вычитания называют девиаторным напряжением.

$$\sigma_{1д} = (\sigma_1 - \sigma_{л})$$

$$\sigma_{2д} = (\sigma_2 - \sigma_{л})$$

$$\sigma_{3д} = (\sigma_3 - \sigma_{л})$$

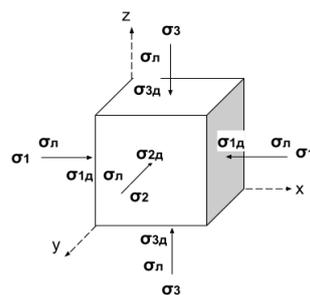


Рис. 10.5. Девиаторные напряжения

В тех случаях, когда, условия не вполне отвечают литостатическим, за литостатическую компоненту принимают усредненное значение напряжений. Поэтому девиаторные напряжения можно определить и через среднее арифметическое:

$$\sigma = \frac{(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)}{3}$$

$$\sigma_{1д} = (\sigma_1 - \sigma)$$

$$\sigma_{2д} = (\sigma_2 - \sigma)$$

$$\sigma_{3д} = (\sigma_3 - \sigma)$$

В приповерхностных условиях (при малом литостатическом давлении) одни напряжения будут растягивающими (растяжение), а другие — сжимающими (сжатие), т.е. будут иметь разные знаки. В глубине Земли все напряжения будут сжимающими, т.е. будут иметь одинаковый знак, но при условии их неравенства, одни из них окажутся относительно растягивающими, а другие — относительно сжимающими. В отечественной литературе приняты следующие буквенные обозначения напряжений: σ_1 — растягивающее, σ_2 — среднее, σ_3 — сжимающее.

В западной литературе приняты обратные обозначения напряжений: σ_1 — сжимающее, σ_3 — растягивающее.

Графический расчет напряжений. Круг Мора

При известных максимальном и минимальном главных напряжениях для определения величины нормального и тангенциального напряжений в любой плоскости сечения удобно использовать диаграмму Мора (1882), или Круг Мора, где:

- σ — ось абсцисс (нормальное напряжение);
- τ — ось ординат (тангенциальное напряжение);
- σ_1 — главное максимальное напряжение;
- σ_3 — главное минимальное напряжение;
- $\frac{(\sigma_1 + \sigma_3)}{2}$ — начало радиуса-вектора;
- $\frac{(\sigma_1 - \sigma_3)}{2}$ — длина радиуса-вектора;
- α — угол между заданной плоскостью и вектором минимального (сжимающего) главного напряжения (σ_3);
- $\sigma_{и}$ — искомое нормальное напряжение;
- $\tau_{и}$ — искомое тангенциальное напряжение;

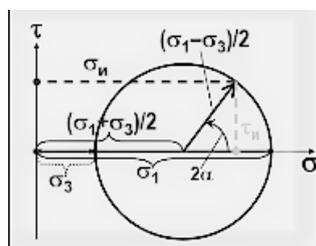


Рис. 10.6. Круг Мора

Величина тангенциального напряжения плавно меняется по мере изменения угла между вектором главного сжимающего напряжения и искомой плоскостью. Если $\alpha = 90^\circ$ ($2\alpha = 180^\circ$), то:

$$\sigma_{и} = \sigma_3$$

$$\tau_{и} = 0$$

Если $\alpha = 2\alpha = 0^\circ$, то:

$$\sigma_{и} = \sigma_1$$

$$\tau_{и} = 0$$



Рис. 10.7. $\alpha = 90^\circ$



Рис. 10.8. $\alpha = 2\alpha = 0^\circ$

Если $\alpha = 45^\circ$ ($2\alpha = 90^\circ$), то:

$$\sigma_{\text{н}} = \frac{(\sigma_1 + \sigma_3)}{2}$$

$$\tau_{\text{н}} = \frac{(\sigma_1 - \sigma_3)}{2(\text{max!})}$$

Максимальные тангенциальные напряжения возникают на площадках, ориентированных под 45° к нормальным напряжениям. Большие половины дифференциального они не бывают.

Общая деформация геологических объектов это изменение: местоположения (перемещение, перенос, трансляция); ориентировки (вращение); объема и формы:

Дилатация — изменение объема при сохранении формы. Дисторсия — искажение формы. Простейшими примерами являются:

- перемещение — смещение блоков по разрывам;
- вращение — поворот крыльев складки при изгибе;
- дилатация — уплотнение нелитифицированных осадков;
- дисторсия — раздавливание, складчатость, рассланцевание, будинаж и пр.

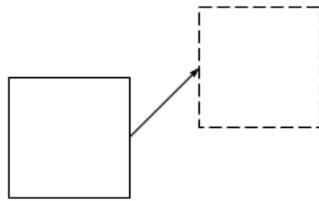


Рис. 10.9. Перемещение

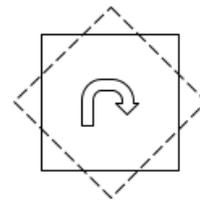


Рис. 10.10. Вращение

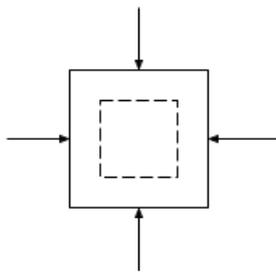


Рис. 10.11. Дилатация

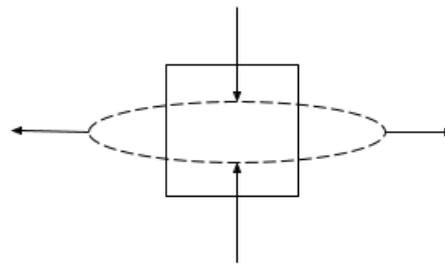


Рис. 10.12. Дисторсия

Общая деформация геологических объектов происходит в результате приложения самых разных сил, что чаще всего приводит к изменению и формы, и положения объектов. Перемещение и вращение не являются деформациями.

Меры деформации

Для описания количественных характеристик деформаций различают три их типа:

- 1) линейная — изменение формы в одном направлении;
- 2) плоская — изменение формы в двух направлениях;
- 3) объемная — изменение формы в трёх направлениях.

Реальные деформации тел практически всегда объемны, а линейные плоские деформации являются лишь более или менее удобными моделями.

Линейная деформация.

L_0 — начальная длина очень тонкого стержня, толщиной которого можно пренебречь.

L_1 — конечная длина очень тонкого стержня.

δL — абсолютное удлинение. Меры линейной деформации — относительное удлинение и растяжение. Относительное удлинение записывается следующим образом:

$$\varepsilon = \frac{(L_1 - L_0)}{L_0} = \frac{\delta L}{L_0}$$

Растяжение записывается как:

$$S = \frac{L_1}{L_0} = (1 + \varepsilon)$$

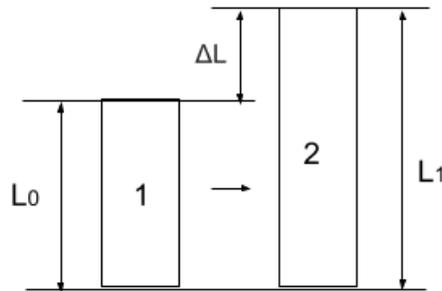


Рис. 10.13. Линейная деформация

Плоская деформация.

Общая ситуация заключается в том, что линейной деформации в чистом виде в природе не существует, при растяжении физического тела в одно направлении, оно неизбежно сжимается в другом. И наоборот, при сжатии в одном направлении, оно растягивается в другом. В случае плоской деформации деформация в третьем направлении незначительна и ей можно пренебречь. Поэтому гораздо удобнее рассматривать особенности деформации тел в плоскости, которую легко представить как сечение тела.

Плоские деформации принято делить на однородные и неоднородные. Большая часть деформаций в природе относится к неоднородным, которые очень разнообразны. Однородной называется деформация, при которой все материальные прямые линии, отмеченные в объекте до деформации, остаются прямыми и после деформации. К однородным деформациям относятся: удлинение-укорочение (чистый сдвиг) и скашивание (простой сдвиг). Для упрощения часто принимается допущение об однородности деформаций во всем объеме геологического тела.

Чистый сдвиг и простой сдвиг не являются сдвигами. Это только обстановки деформаций.

Чистый сдвиг есть деформация под действием нормальных напряжений. Мерами деформации могут служить 2 коэффициента: продольное относительное удлинение и поперечное относительное удлинение.

$$\varepsilon_{\text{пр}} = \frac{(L_1 - L_0)}{L_0} = \frac{\Delta L}{L_0}$$
$$\varepsilon_{\text{поп}} = \frac{(W_1 - W_0)}{W_0} = \frac{\Delta W}{W_0}$$

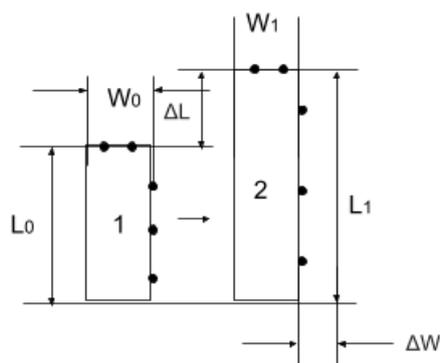


Рис. 10.14. Чистый сдвиг

При деформации чистого сдвига равны площади прямоугольников 1 и 2, а также скорости смещения точек на их сторонах. Деформация ε положительна при растяжении и отрицательна при сжатии.

Простой сдвиг есть деформация под действием тангенциальных (касательных) напряжений. Мерами деформации служат: угол φ , на который отклоняется при сдвиге сторона мысленного квадрата, и $\tan \varphi$.

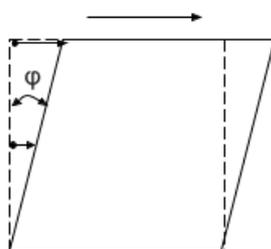


Рис. 10.15. Простой сдвиг

При деформации простого сдвига площадь первичного прямоугольника равна площади полученного параллелограмма. Скорости смещения точек на склонах изменяются от нулевой до максимальной, из-за чего возникает градиент скоростей.

В природе оба типа однородных деформаций часто встречаются в сочетании.

Эллипсоид деформаций

Для геометрического описания и расчета трехмерных деформаций используют понятие эллипсоид деформаций, который показывает как и насколько деформировано тело, первоначально условно представленное шаром. Поэтому ее часто называют

эллипсоидом конечных деформаций. Длина главных осей равны главным деформациям и обозначаются буквами X, Y, Z , при условии $X \geq Y \geq Z$. Плоскости, проходящие через две оси, и ортогональные третьей — главные плоскости деформаций.

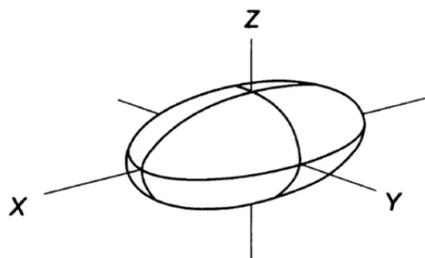


Рис. 10.16. Эллипсоид деформаций

Виды эллипсоидов при плоской деформации можно представить в виде диаграммы, на которой изображаются серии эллипсов осевого растяжения, осевого сжатия и неизменной площади, по которой третья ось постоянна. Деформация реальных геологических объектов хотя бы по одному сечению примерно соответствует линии эллипсов неизменной площади, поскольку их объем неизменен.

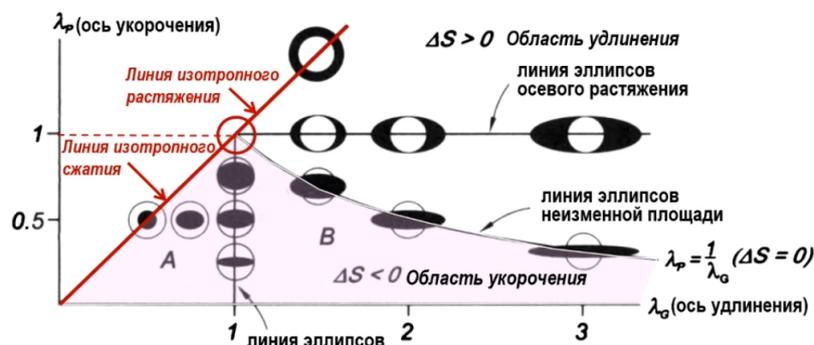


Рис. 10.17. Диаграмма эллипсов деформаций

При объемной деформации шар может сплющиваться или вытягиваться, что и определяет конечные размеры полуосей эллипсоида. В результате получают: эллипсоиды сплющивания и эллипсоиды растяжения. Эллипсоиды деформаций бывают одноосными, двухосными (плоскими) и трехосными. Мерой деформаций при описании эллипсоида служат деформации по осям, обозначаемые λ при условии $\lambda_X \geq \lambda_Y \geq \lambda_Z$. В общем случае $\lambda \neq r$, где r — первоначальный радиус сферы.

Выделяют 5 характерных эллипсоидов деформаций:

1) одноосного вытягивания:

$$X > (Y = Z) \quad (\lambda_Y = \lambda_Z) < r$$

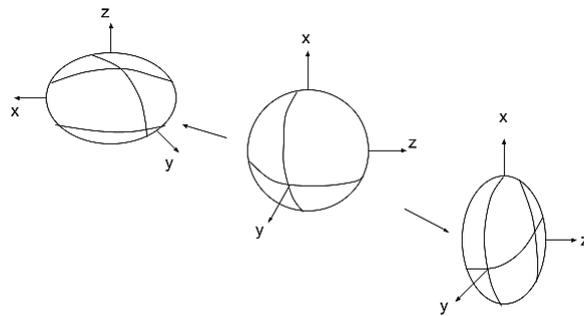


Рис. 10.18. Объемная деформация

2) одноосного сплющивания:

$$(X = Y) > Z \quad (\lambda_X = \lambda_Y) > r$$

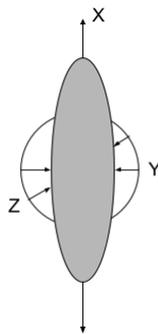


Рис. 10.19. Одноосное вытягивание

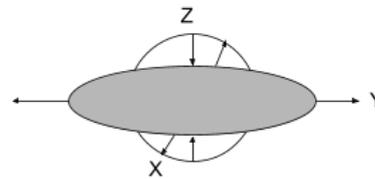


Рис. 10.20. Одноосное сплющивание

3) плоское вытягивание и сплющивание:

$$X > Y > Z \quad \lambda_Y = r$$

4) трехосного вытягивания:

$$X > Y > Z \quad \lambda_Y < \lambda_Z < r$$

5) трехосного сплющивания:

$$X > Y > Z \quad \lambda_X > \lambda_Y > r$$

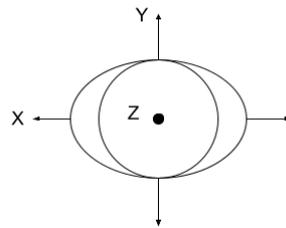


Рис. 10.21. Плоское вытягивание и сплющивание

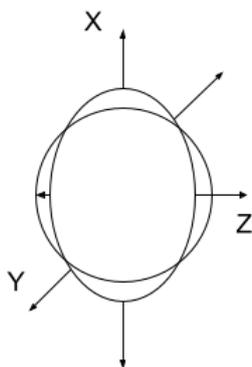


Рис. 10.22. Трехосное вытягивание

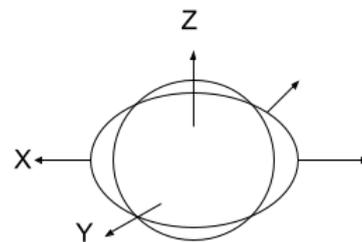


Рис. 10.23. Трехосное сплющивание

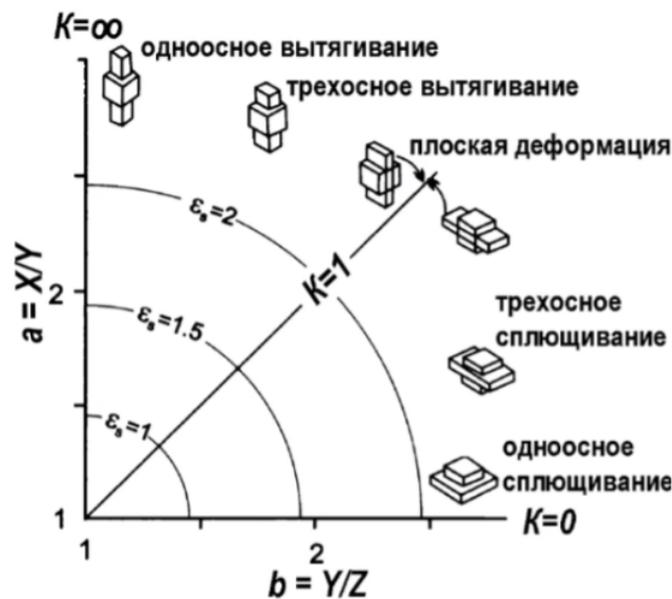


Рис. 10.24. Диаграмма Флинна

Примером реальных эллипсоидов могут служить деформированные первоначально сферические оолиты в известняках. Виды эллипсоидов иногда представляют на диаграмме Флинна, на которой по ординате показано отношение осей a , а по абсциссе

b. Параметр K отражает форму эллипсоида, параметр ε — интенсивность деформации.

$$a = \frac{X}{Y}$$
$$b = \frac{Y}{Z}$$
$$K = \frac{a}{b}$$

Таковыми эллипсоидами можно описывать не только деформации сжатия - растяжения, но и деформации скашивания.

Лекция 11. Деформация материалов под воздействием напряжений

Типы реакции материалов на напряжение

В теории деформации выделяют 3 основных типа реакции материалов на напряжение: упругая, пластическая и разрушение. Графически связь напряжений и деформаций изображают в виде диаграммы растяжения, на которой значение напряжения (σ) откладывают по оси ординат, а величину деформации (ϵ) — по оси абсцисс. Связь напряжений и деформаций бывает разнообразной, из-за чего на диаграмме возникают экстремумы, обозначаемые буквами латинского алфавита.

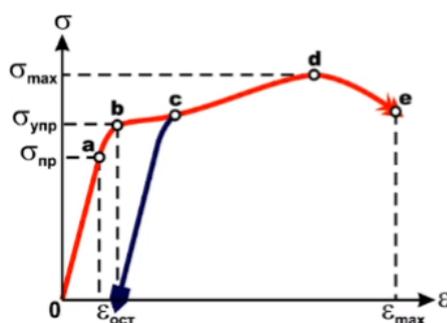


Рис. 11.1. Теоретическая диаграмма растяжения

Упругая деформация

Упругая деформация обратима, т.е. после снятия нагрузки она исчезает, но свойством упругости материалы обладают только до определенного значения напряжения, который называют пределом упругости — точка b , причем до предела пропорциональности — точка a напряжение и деформация связаны линейно, а на отрезке $a - b$ эта связь становится нелинейной.

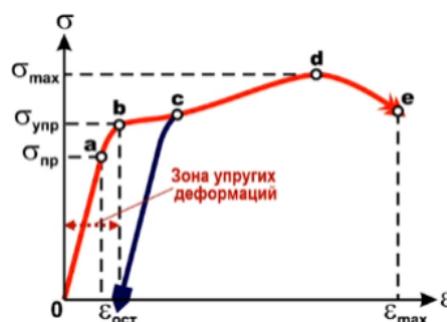


Рис. 11.2. Зона упругих деформаций

После достижения предела упругости даже небольшие приращения нагрузки вызовут значительные деформации тела, которые хотя бы частично будут необратимыми. После снятия нагрузки форма тела восстановится только на упругую часть деформации, остальное — остаточная деформация.

Бытовым аналогом идеального упругого тела является пружина, которая деформируется пропорционально приложенной силе (а значит, пропорционально напряжению), а после снятия нагрузки возвращается в исходное положение. К пружине приложена сила, она деформируется, в ней возникают напряжения и запасается энергия, затраченная на деформацию. При снятии нагрузки напряжения быстро исчезают, а запасенная энергия тратится на восстановление формы пружины.

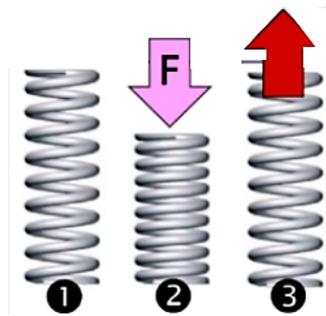


Рис. 11.3. Модель идеального упругого тела

Закон Р. Гука для тонкого стержня говорит о том, что сила упругости возникающая в теле при деформации, прямо пропорциональна величине этой деформации.

$$F = k\Delta L$$

F — сила натяжения стержня.

ΔL — абсолютное удлинение стержня.

k — коэффициент упругости.

Пример 11.1. *Высота звука струны зависит от ее натяжения (напряжения). Чем выше нужен звук (большее напряжение), тем больше надо деформировать (вытягивать) струну.*

Закон Р. Гука для толстого стержня говорит о том, что упругая деформация стержня прямо пропорциональна первоначальной длине L и приложенной силе F и обратно пропорциональна площади его сечения S .

$$\Delta L = \alpha_{\text{упр}} \left(\frac{LF}{S} \right)$$

$\alpha_{\text{упр}}$ — коэффициент упругости.

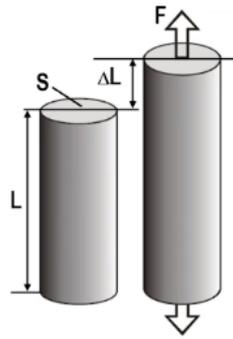


Рис. 11.4. Закон Р. Гука для толстого стержня

Пример 11.2. Длинную пластину согнуть проще, чем короткую.

Пример 11.3. При одной и той же длине гитарных струн и одном и том же материале первую (тонкую) струну тянуть (деформировать) гораздо легче, чем шестую (толстую).

Модули упругости

Закон Гука справедлив только для малых упругих деформаций, до достижения ими предела пропорциональности. Далее связь становится нелинейной. Для расчета линейной упругой деформации используют модуль Юнга E — коэффициент, характеризующий сопротивление материала растяжению/сжатию: отношение нормального напряжения σ к относительному удлинению ε .

$$E = \frac{F}{S} = \frac{\sigma}{\varepsilon}$$

Чем больше модуль Юнга, тем большая нагрузка требуется для получения нужной деформации, и наоборот, тем меньшая деформация требуется для получения нужного напряжения.

Пример 11.4. Модуль Юнга для стали больше, чем для нейлона, поэтому стальная струна натягивается (деформируется) труднее, но тянуть ее до нужной высоты звука приходится меньше.

Для расчета плоской упругой деформации используют коэффициент Пуассона, который отражает соотношение поперечной ($\varepsilon_{\text{поп}}$) и продольной ($\varepsilon_{\text{пр}}$) деформации при растяжении/сжатии, т.е. показывает, насколько сжимается тело поперек при растяжении вдоль. И наоборот. Коэффициент Пуассона зависит только от материала.

$$\nu = \frac{\frac{\Delta W}{W}}{\left| \frac{\Delta L}{L} \right|} = \frac{\varepsilon_{\text{поп}}}{|\varepsilon_{\text{пр}}|}$$

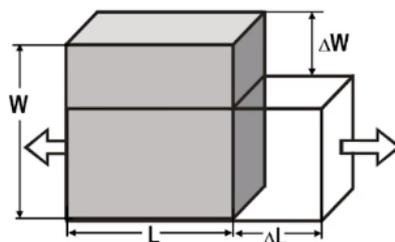


Рис. 11.5. Плоская упругая деформация

Для абсолютно упругого тела коэффициент Пуассона $\nu = 0.5$.

Модуль сдвига G характеризует сопротивление материала простому сдвигу для плоской упругой деформации. Это отношение касательного напряжения (τ) к величине смещения (тангенсу угла φ).

$$G = \frac{\tau}{\operatorname{tg} \varphi}$$

Модуль сдвига для твердых тел в 2-3 раза меньше модуля Юнга.

$$G = \frac{E}{2(1 + \nu)}$$

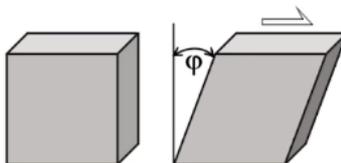


Рис. 11.6. Модуль сдвига

Модуль объемного сжатия — показатель относительного сжатия, т.е. относительного уменьшения объема ($-\frac{\Delta V}{V}$) при увеличении литостатического давления (p).

$$K = \frac{-p}{\frac{\Delta V}{V}}$$

Пластическая деформация

Пластическая деформация — это деформация без разрушения, которая не исчезает после прекращения действия внешних сил. После достижения предела упругости идеально пластическое тело деформируется даже без увеличения нагрузки, оно

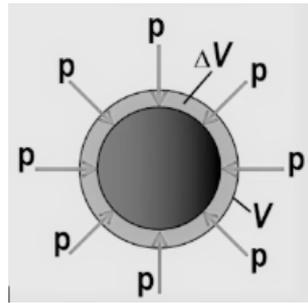


Рис. 11.7. Модуль объемного сжатия

просто течет до достижения предела текучести — точка *c*. Поэтому отрезок *b–c* называют площадкой текучести. До предела текучести возможно частичное восстановление формы при снятии нагрузки, хотя остается остаточная деформация — $\epsilon_{\text{ост}}$.



Рис. 11.8. Пластическая деформация

Далее сопротивление материала опять медленно возрастает, следовательно для деформирования должно возрастать и напряжение — до достижения предела прочности (точка *d*). Поэтому отрезок *c–d* называют зоной упрочнения. В природе идеально пластические тела практически не встречаются, а характер протекания пластической деформации зависит от свойств материала и времени.

Важнейшие свойства материалов

Вязкость — внутреннее трение, важнейшее свойство тел оказывать сопротивление перемещению одной их части относительно другой, т.е. — касательным напряжениям. Вязкость во многом определяет реологические свойства материала, т.е. его реакцию на приложенные напряжения. По отношению к твердым телам принято говорить об эффективной вязкости. Она зависит от флюидного давления. Деформация (ϵ) прямо пропорциональна касательному напряжению (τ) и времени его действия (t) и обратно пропорциональна коэффициенту вязкости (η).

$$\epsilon = \frac{\tau t}{\eta}$$

Ползучесть — медленная непрерывная деформация материала, долгое время находящегося под воздействием напряжения ниже предела упругости. Фактически — пластическая деформация в зоне упругой деформации.

Скорость деформации — при ползучести пропорциональна нагрузке. Чем выше вязкость, тем дольше деформация, то есть меньше ее скорость.

$$\eta = \frac{\tau t}{\varepsilon}$$

Пример 11.5. Провода воздушных линий постепенно провисают, удлиняются под собственным весом при постоянной нагрузке ниже предела упругости.

Эффект последствия состоит в том, что часть упругой деформации возникает в теле непосредственно после нагружения, практически мгновенно, а конечная величина упругой деформации достигается по прошествии некоторого времени. При снятии нагрузки часть деформации в таком теле исчезает сразу, а остальная часть — постепенно (Кирмасов, 2011).

Релаксация — явление самопроизвольного уменьшения напряжения с течением времени при неизменной деформации. Например, в растянутой проволоке при неизменном удлинении растягивающая сила со временем уменьшается, стремясь к некоторому предельному значению. При этом упругая деформация как бы рассасывается, превращаясь в пластическую. Скорость релаксации:

$$v = \frac{\eta}{E}$$

Вязкоупругие материалы — это материалы, обладающие свойствами последствия и релаксации. Упругая деформация в них переходит со временем в вязкое течение.

Пример 11.6. Натянутая гитарная струна со временем ослабевает, т.е. уменьшается напряжение. Новая струна релаксирует быстрее, чем старая, которая уже растянулась почти до предельного значения.

Механизмы пластической деформации

Межзерновое скольжение — перемещение отдельных зерен породы относительно друг друга. Такой механизм легко работает в обломочных породах, а в большинстве других проявляются только после грануляции или дробления.

Перекристаллизация — образование новых минеральных зерен в твердой породе:

- 1) увеличение размеров существующих зерен в направлении растяжения,
- 2) зарождение новых зерен в направлении растяжения за счет уменьшения размеров других зерен.

При трехосном сжатии происходит переориентация кристаллографических осей минералов, возникает сланцеватость или линейность.

Внутризерновое скольжение — перемещение относительно друг друга некоторых участков в отдельных кристаллах. Различают несколько способов внутризернового скольжения, наиболее распространенные:

- Трансляционное скольжение — перемещение атомных поверхностей на расстояние, кратное наименьшему межатомному расстоянию в данной кристаллической решетке.

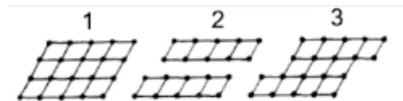


Рис. 11.9. Трансляционное скольжение

- Кинкинг — поворот кристаллической решетки с ее разрывом образованием изгибов и кинкбандов.
- Двойниковое скольжение — формирование механических двойников за счет простого сдвига внутри кристаллов.

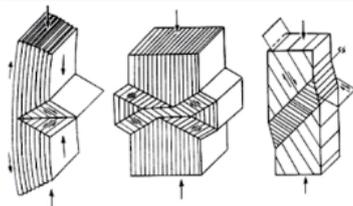


Рис. 11.10. Кинкинг

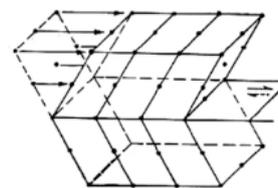


Рис. 11.11. Двойниковое скольжение

Разрушение пород

Разрушение пород происходит после преодоления предела прочности, когда исчерпываются возможности деформации. Чем выше скорость деформации, тем ближе друг к другу пределы упругости и прочности, тем уже зона пластических деформаций. В реальных породах различают два вида разрушения: вязкое и хрупкое.

При вязком разрушении пластические деформации присутствуют, поскольку предел прочности оказывается выше пределов упругости и текучести — например, у пластикового пакета. При хрупком разрушении пластические деформации отсутствуют, поскольку предел прочности оказывается ниже предела упругости — например, у стекла.

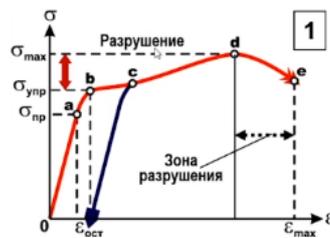


Рис. 11.12. Вязкое разрушение

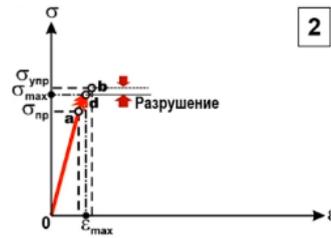


Рис. 11.13. Хрупкое разрушение

Соотношение пределов прочности и упругости может меняться в зависимости от времени, литостатического давления, скорости воздействия, температуры и т.д. Поэтому одно и то же тело в разных условиях может вести себя по-разному: то как хрупкое, то как вязкое.

Внешние факторы, влияющие на характер деформации

На характер деформации влияют не только свойства самой горной породы, но и внешние факторы, важнейшими из которых являются температура, всестороннее давление и скорость деформации.

Общее повышение температуры, как правило, ведет снижению вязкости и ускорению пластической деформации, а также понижению предела текучести и прочности на скалывание, но слабо влияет на прочность на отрыв.

Возрастание всестороннего давления ведет к повышению вязкости, что при постоянных напряжениях замедляет пластические деформации. Вместе с тем повышение всестороннего давления понижает прочность пород на скалывание. Хрупкие в приповерхностных условиях породы способны течь как маловязкие жидкости при высоких давлениях.

Одновременное увеличение давления и температуры с глубиной приводит к тому, что в глубинных горизонтах земной коры могут развиваться большие пластические деформации, а разрывы имеют преимущественно сколовый характер.

Скорость деформации влияет прежде всего на предел текучести. Резкое повышение скорости деформации ведет к повышению предела текучести, который может сравняться с пределом прочности и привести к хрупкой деформации в отсутствие пластической.

Чтобы пластическая деформация достигла значительных размеров, горную породу необходимо деформировать с такой скоростью, чтобы накапливающиеся в породе напряжения успевали релаксировать, то есть скорость нагружения не должна превышать скорость релаксации, иначе накопленные в породе упругие напряжения приведут к хрупкому разрушению. Быстрое, интенсивное внешнее воздействие способствует разрушению.

Пример 11.7. *Стеариновую свечу, слегка подогретую, можно медленно согнуть в дугу или даже в кольцо, но можно легко сломать, сгибая достаточно быстро.*

Прочность пород, угол внутреннего трения

Прочность пород есть свойство сопротивляться воздействию внешних нагрузок без разрушения. Для того, чтобы разрушить породу необходимо преодолеть во - первых, силу сцепления между зернами и, во-вторых, силу трения между ними. Прочность породы увеличивается с увеличением всестороннего давления. Уравнение теории прочности Кулона-Мора записывается следующим образом:

$$\tau_n = \sigma_n \operatorname{tg} \varphi + c$$

τ_n и σ_n — касательное и нормальное напряжения.

c — коэффициент сцепления (зависит от силы связи между зернами).

φ — угол внутреннего трения материала (зависит от силы трения между зернами при сдвиговой деформации — для горных пород $35 - 40^\circ$).

$\operatorname{tg} \varphi$ — выражает коэффициент пропорциональности между максимальными касательными и нормальными напряжениями. Для графического определения коэффициента сцепления и угла внутреннего трения применяют круги Мора для напряжений, разрушающих породу.

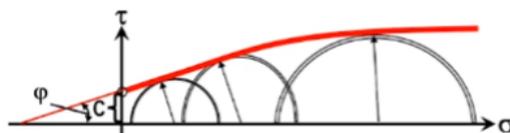


Рис. 11.14. Упрощенная схема результатов испытания пород на разрушение

Угол внутреннего трения — показатель прочности горной породы, равный углу наклона касательной к огибающей кругов напряжений в точке ее пересечения с осью касательных напряжений.

Разрушение пород происходит путем образования трещин скалывания и отрыва, поэтому принято различать пределы прочности пород на отрыв — под действием нормальных растягивающих напряжений и на скалывание — под действием касательных напряжений, которые для одной и той же породы могут различаться в зависимости от условий разрушения.

Экспериментально показано, что при раздавливании хрупкого образца в прессе образуются либо трещины отрыва, параллельные приложенным силам, либо трещины скалывания, косые по отношению к приложенным силам. При этом образец

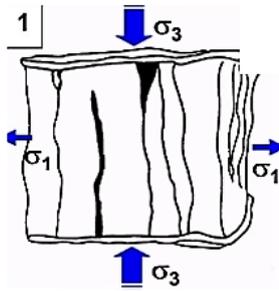


Рис. 11.15. Трещины отрыва

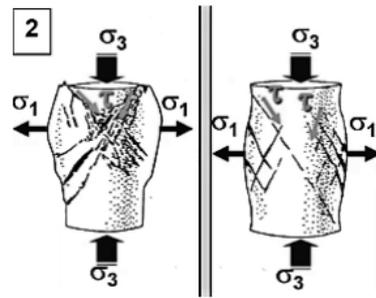


Рис. 11.16. Трещины скалывания

укорачивается по направлению сжатия (σ_3) и удлиняется по направлению растяжения (σ_1). Первые возникают при низком общем давлении и низком коэффициенте трения на площадке приложения силы, а вторые — при большом общем давлении и высоком трении на площадке приложения силы.

Лекция 12. Модели формирования разрывов

Причины возникновения трещин

В природе разрывы возникают в различных условиях за счет образования трещин, имеющих, как правило, закономерную ориентировку в поле напряжений. По теории Гриффитса в гомогенном и изотропном материале всегда присутствует множество разноориентированных неоднородностей, вокруг которых в случае приложения к телу внешних напряжений развиваются микронапряжения. Интенсивность микронапряжений поблизости от благоприятно ориентированных трещин пропорциональна приложенной нагрузке и отношению длинной оси трещины к короткой. При растяжении тела наибольшие микронапряжения (σ_{max}) концентрируются у окончаний трещин, ориентированных ортогонально приложенному растяжению:

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

l — длинная полуось эллипса.

r — радиус кривизны эллипса у его конца (определяющий короткую полуось эллиптической трещины)

σ_T — внешнее напряжение растяжения.

Достаточно небольшого растягивающего усилия, чтобы начался и затем развивался процесс разрушения. В окончаниях трещины происходит разрыв. Длина трещины быстро возрастает, локальные микронапряжения у ее окончаний быстро растут, материал катастрофически разрушается вдоль плоскости, ориентированной ортогонально оси растяжения. То есть при напряжениях выше критического благоприятно ориентированные трещины быстро разрастаются, сливаются, вследствие чего происходит стремительное хрупкое разрушение.

Модели формирования разрывных нарушений

Для образования разрывов со смещением необходимо преодолеть не только силу сцепления между зернами и силу трения между ними, но силу трения между возникшими блоками горной породы. Максимальные тангенциальные напряжения возникают на площадках ориентированных под 45° к нормальным напряжениям. Из-за сил внутреннего трения реальные трещины скалывания формируются под углом, меньшим 45° относительно направления сжатия. Различают 2 основные модели образования разрывных нарушений под воздействием напряжений:

- Модель Кулона-Андерсона — формирование систем разрывов в механической обстановке чистого сдвига.
- Модель Риделя — формирование систем разрывов в механической обстановке простого сдвига.



Рис. 12.1. Кривая Гриффитса

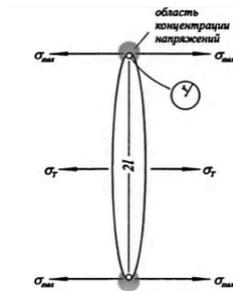


Рис. 12.2. Трещина Гриффитса

Модель Кулона-Андерсона

Механизм чистого сдвига был первоначально предложен Андерсоном для объяснения ориентировки разломов в трехосном поле напряжений в однородной среде. Этот механизм предполагает, что система сопряженных левых и правых сколов будет формироваться симметрично относительно направления сокращения под углом $(90 - \varphi)^\circ$, где φ — угол внутреннего трения. Сопряженные трещины скалывания образуют острый угол, биссектриса которого совпадает с направлением минимального главного нормального напряжения — σ_3 (сжатия).

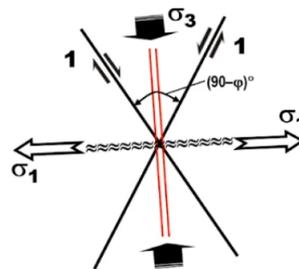


Рис. 12.3. Двухмерная модель разрывов Андерсона

Трещины отрыва образуются ортогонально к максимальному главному нормальному напряжению — σ_1 (растяжению). Структуры сжатия образуются ортогонально к минимальному главному нормальному напряжению — σ_3 (сжатию).

Блоки, ограниченные сколами, перемещаются параллельно самим себе. В целом происходит удлинение деформируемого объема в направлении максимального напряжения (σ_1) и укорочение в направлении минимального напряжения (σ_3).

Сопряженные разломы могут компенсировать деформацию до тех пор, пока они

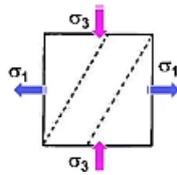


Рис. 12.4. Удлинение и укорочение

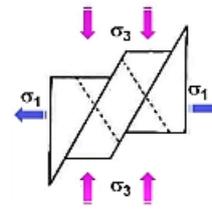


Рис. 12.5. Сопряженные разломы

действуют одновременно, иначе возникает проблема пространства, которая может быть решена только вращением и изменением направления скольжения на каждом из сопряженных сдвигов.

Трещины растяжения или сбросы будут формироваться перпендикулярно к оси удлинения, а складки и надвиги — перпендикулярно к оси сокращения.

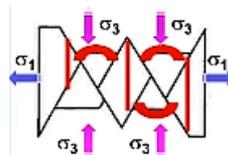


Рис. 12.6. Трещины растяжения и складки

Таким образом, в модели Андерсона сдвиги и отрывы всегда строго ориентированы относительно главных нормальных напряжений и не меняют своей ориентировки при развитии дислокации. Отрывы образуются ортогонально у направлению растяжения — максимальному главному нормальному напряжению (σ_1) и лежат в главной плоскости напряжений $\sigma_2 - \sigma_3$. Сопряженные левые и правые сколы образуют:

- острый плоский угол, биссектриса которого совпадает с направлением минимального главного нормального напряжения — сжатия (σ_3) и лежит в главной плоскости напряжений $\sigma_2 - \sigma_3$.
- тупой плоский угол, биссектриса которого совпадает с направлением максимального главного нормального напряжения — растяжения (σ_1) и лежит в главной плоскости напряжений $\sigma_2 - \sigma_1$.

Линии пересечения сколов совпадают направлением среднего главного нормального напряжения σ_2 .

Реконструкция полей напряжения в механических условиях чистого сдвига

При разрушении породы формирование сколов (в данном случае — сдвигов) наиболее выгодно энергетически. Реальное положение конкретных трещин в пространстве может отличаться от теоретического в силу неоднородности деформируемой

породы. Поэтому для них обычно определяют среднестатистическое значение. Направление сдвигания по сколам Андерсона можно определить по смещению вертикальных маркеров, в данном случае — кварцевых жил в базальтах.

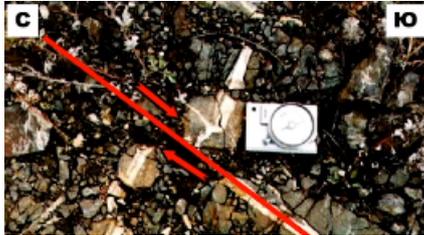


Рис. 12.7. Правый сдвиг



Рис. 12.8. Левый сдвиг

Кроме сколов в условиях чистого сдвига перпендикулярно растяжению формируются трещины отрыва, которые заполняются гидротермальными минералами, а также сбросы, грабены и др. структуры растяжения. Кроме сколов и отрывов в условиях чистого сдвига перпендикулярно сжатию формируются надвиги, взбросы, складки, т.е. разнообразные структуры сжатия.

Сдвиги Андерсона отвечают морфологическому типу разрывов сдвиги только при горизонтальной ориентировке главных минимального и максимального напряжений. При вертикальной ориентировке σ_1 эти сколы будут надвигами, а при горизонтальной ориентировке σ_1 — сбросами.

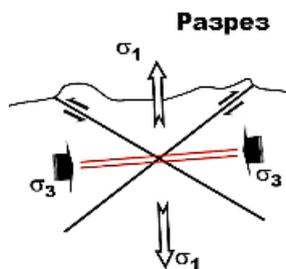


Рис. 12.9. Надвиги

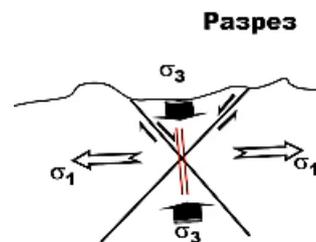


Рис. 12.10. Сбросы

Сдвиги Андерсона длительное время рассматривались как единственный возможный тип сдвиговых разрывов именно потому, что они просты для понимания и во многих случаях хорошо объясняют крупно- и средномасштабные перемещения в различных регионах.

Механизмы сдвига при частом сдвиге

Разрывы на геологических картах имеют конечные размеры. Это не только и даже не столько результат рисовки карты, сколько отражение действительности —

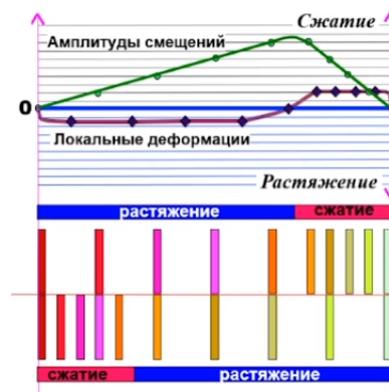


Рис. 12.13. Распределение амплитуд смещений и условных величин деформаций вдоль зоны андерсоновского сдвига

относительным смещением маркеров. Смещение маркеров в крыльях разрыва совпадает с направлением реального смещения. Амплитуда и скорость смещения маркеров максимальна в середине разрыва и уменьшается при приближении к его окончаниям, т.е. являются величинами переменными. Направление движений по андерсоновскому сколу в устойчивых полях напряжений постоянно, а распределение напряжений в крыльях сдвига переменна за счет сочетания участков растяжения и сжатия.

Амплитуда смещения маркеров на концах сдвига равна 0. Амплитуда смещения маркеров не может превышать длины сдвига. Кинематика андерсоновского сдвига определена и представление о ней не зависит от того, где находится наблюдатель относительно сдвига. Наблюдатели, находящиеся в разных крыльях сдвига, видят его в одинаковой кинематике. Наблюдатели, находящиеся за конечными точками сдвига, видят его в той же кинематике, но сами не смещаются.

Модель Риделя

Механизм простого сдвига был первоначально предложен В. Риделем для объяснения ориентировки разломов в однородной среде при преобладании тангенциальных напряжений. В таких условиях возникают серии сколов: синтетических (совпадающих по направлению смещения с главным сдвигом) и антитетических (с противоположным смещением) сдвигов.

Y — разломы, параллельные направлению максимальных тангенциальных напряжений (Y -сколы, или генеральные сдвиги). R -сколы, или сколы Риделя — синтетические сдвиги под углом $+\frac{\varphi}{2}$ к направлению генерального сдвига. P -сколы, или вторичные сколы Риделя — синтетические сдвиги под углом $+\frac{\varphi}{2}$ к направлению генерального сдвига. R' — сопряженные сколы Риделя — антириделевские, антитетические сдвиги под углом $90^\circ - \frac{\varphi}{2}$. T — трещины отрыва образуются ортогонально к направлению растяжения, вдоль напряжения сжатия.

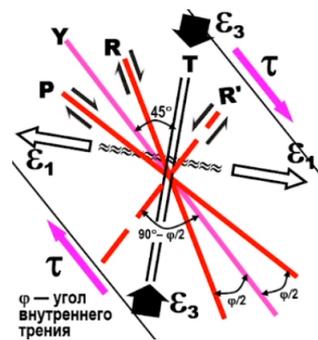


Рис. 12.14. Модель Риделя

В лабораторных экспериментах обычно моделируется жесткий фундамент, включающий разлом (например из двух жестких досок), перекрытый покровом осадочных пород (обычно это слой глины). Первыми структурами в перекрывающей глине оказываются эшелонированные сколы Риделя, причем их кулисное расположение прямо зависит от направления сдвига в подстилающих досках — они образуют левокулисное перекрытие при правом сдвиге и правокулисный ряд при левом сдвиге.

Направление сдвига вдоль сколов R, P, Y , то же самое, что и в разломе фундамента, а по R — противоположное. Все разломы, исключая надвиги, близки к вертикальным. Сколы R и R' составляют с основной зоной смещения углы $(\frac{\varphi}{2})^\circ$ и $(90 - \frac{\varphi}{2})^\circ$ соответственно, где φ — угол внутреннего трения. Это означает, что риделевские сколы ориентированы под углом от 15° до 20° к генеральному сдвигу, а R' — под углом от 60° до 75° . При развитии системы риделевских сколов возникают сложно построенные сдвиговые зоны, составленные из разномасштабных линзовидных блоков.

Набор структур, сформированных при правом простом сдвиге, следующие:

- 1) риделевские сколы (кулисы левосторонние);
- 2) складки кулисные (ориентированы нормально к оси сжатия, кулисы правосторонние);
- 3) сбросы, грабены (ориентированы нормально к оси растяжения);
- 4) надвиги, взбросы (ориентированы нормально к оси сжатия);
- 5) сочетание различных структурных элементов.

Таким образом, в условиях простого сжатия может формироваться серия сопряженных структур сжатия и растяжения.

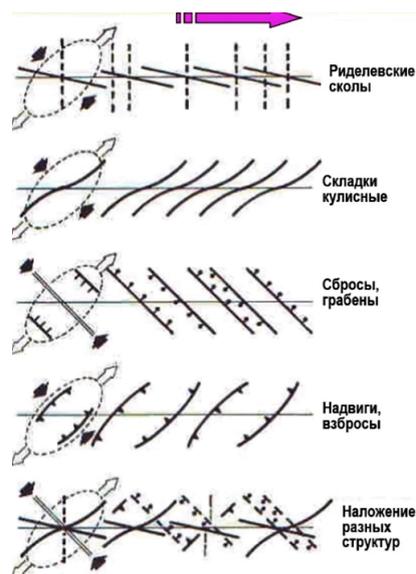


Рис. 12.15. Набор структур при правом сдвиге

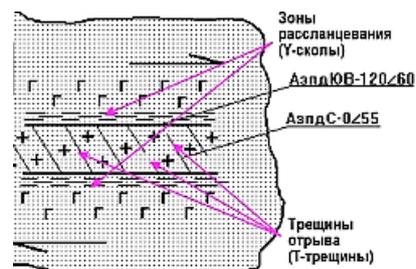


Рис. 12.16. Дайка аплитов в габброидах с трещинами отрыва и У-сколами на правом сдвиге



Рис. 12.17. Правокулисные трещины отрыва и сколы Риделя на левом сдвиге

Примеры структур, сформированных в обстановке простого сдвига

Трещины на стереографической проекции

Для статистической обработки данных по замерам трещиноватости используют стереографические проекции элементов линейных и плоскостных.

Трещина представляется в виде плоскости, секущей ориентированный в пространстве шар и проходящий через его центр — большой круг. Проекция точек пересечения нормалей к трещинам (линейных элементов) с верхней полусферой на горизонталь-



Рис. 12.18. Правокулисные трещины от-
рыва при левом сколе



Рис. 12.19. Левокулисные трещины от-
рыва при правом сколе

ную плоскость и есть элемент залегания трещины.

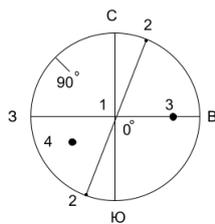


Рис. 12.20. Диаграмма для линейных элементов

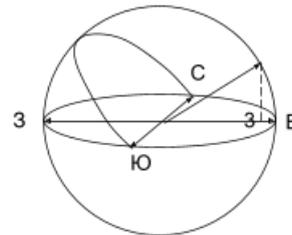
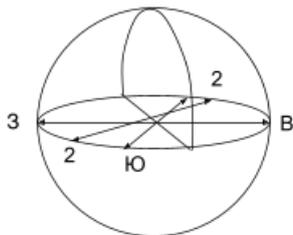
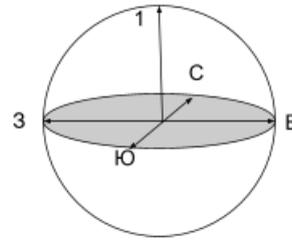


Рис. 12.21. Диаграмма для линейных элементов

Трещина представляется в виде плоскости, секущей ориентированный в пространстве шар и проходящей через его центр — большой круг. Проекция больших кругов (плоскостных элементов) верхней полусферы на горизонтальную плоскость представляют собой дуги разной кривизны. Проекция линии пересечения больших кругов проводится от точки пересечения дуг к центру круга.

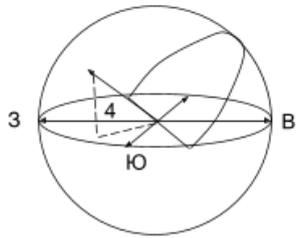


Рис. 12.22. Диаграмма для линейных элементов

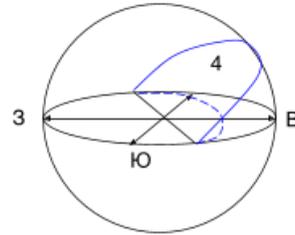


Рис. 12.23. Диаграмма для плоскостных элементов

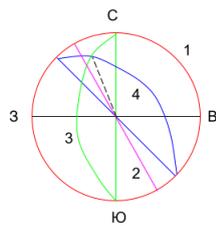


Рис. 12.24. Диаграмма для плоскостных элементов

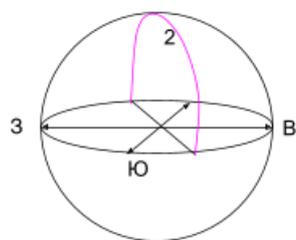
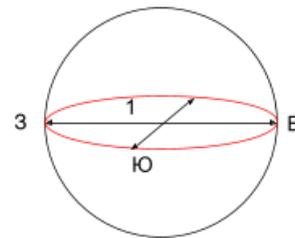
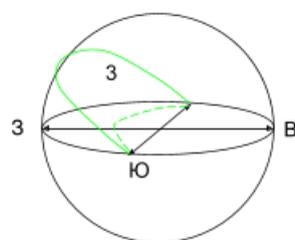


Рис. 12.25. Диаграмма для плоскостных элементов



Лекция 13. Мезомасштабные (малые) структурные формы

Линейность

Линейностью в горных породах называют любое множество проникающих протяженных текстур, имеющих выраженную преимущественную ориентировку. Нет никаких ограничений этих текстур по размеру, строению и составу. Главное состоит в том, что такая текстура должна быть характерной чертой строения породы.

Большая часть рассмотренных далее мезомасштабных структурных форм в той или иной степени обладает линейностью или объясняется через линейность.

Типы линейности

Линейность обособленных объектов образуется с помощью параллельного расположения удлинённых объектов, которые отличаются от вмещающей их породы по составу: кристаллов минералов, их агрегатов, ксенолитов, деформированных галек, окаменелостей и пр.

Линейность пересечения образуется при пересечении двух систем параллельных поверхностей, например, слоистости и кливажа (линии на поверхности кливажных пластин).

Линейность мелких пликативных структур образуется шарнирами мелких складок, гофрировок и т.д.

Линейность мелких дизъюнктивных структур образуется штриховкой на зеркалах скольжения, будиначем, муллион-структурами и т.д.

Линейность может быть связана с деформациями и смещениями, а может быть и не связана. Наиболее очевидна связь с деформациями у линейности мелких пликативных и дизъюнктивных структур, а также линейности, выраженной собственно деформированными объектами. Хотя и в этих случаях использовать ее для интерпретации полей напряжения следует с осторожностью.



Рис. 13.1. Линейность, выраженная расположением удлинённых обломков



Рис. 13.2. Линейность, выраженная расположением удлинённых агрегатов



Рис. 13.3. Линейность, выраженная расположением раздавленных галек в конгломератах



Рис. 13.4. Линейность, выраженная штриховкой на поверхности зеркала скольжения



Рис. 13.5. Линейность, выраженная расположением фенокристаллов калишпата в гранитах

Элементы залегания линейности — это элементы залегания именно линий, а не плоскостей в которых они находятся.

Типы мезоструктурных элементов.

- 1) Трещиноватость — система разноориентированных поверхностей, разделяющих монолитные горные породы на отдельные блоки;
- 2) Зеркала скольжения — субпараллельные борозды (штриховка) на поверхности сместителя.
- 3) Стиллитовые швы — сильно извилистые, часто зазубренные зоны растворения в карбонатных породах, выполненные глинисто-углистым, реже рудным,

веществом.

- 4) Кливаж — система параллельных поверхностей, разделяющих массивы горных пород на отдельные параллельные пластины;
- 5) Сланцеватость — плоскостная текстура горных пород, образованная планшараллельным расположением пластинчатых или листоватых минералов;
- 6) Структура будинажа — ритмически сегментированный слой или жила, залегающие среди других пород;
- 7) Муллион-структуры — линзы более компетентного материала, "плавающие" в глинистой массе и пересекающие слой;
- 8) Кинк-зоны — полосы, пластины в тонколистоватых породах, секущие листоватость и ограниченные параллельными поверхностями излома;
- 9) Складки волочения — приразломные складки, слои в которых подвернуты в сторону движения противоположного крыла;
- 10) Птигматитовые складки — нерегулярные складки, в которые сминаются гидротермальные и другие жилы.

Трещиноватость

Трещиноватость — система разноориентированных поверхностей, разделяющих монолитные горные породы на отдельные блоки. Группы трещин это более или менее регулярные серии разрывов различных морфологических типов:

- параллельные;
- радиальные;
- концентрические;
- веерообразные;
- столбчатой отдельности.

Системы трещин — комбинации двух или более пересекающихся групп трещин. Наряду с регулярными трещинами встречаются такие, которые контролируются особенностями самой породы (послойные трещины, шаровая отдельность и пр.) или формой геологического тела (послойные, контракционные и пр.).

Трещины могут образовываться в самых разных условиях. Группа эндогенных нетектонических (прототектонических) трещин — контракционные. Группа эндогенных тектонических трещин и группа гипергенных трещин:

- трещины усыхания;
- десквамационные трещины;
- трещины, образующиеся при литификации осадков.



Рис. 13.6. Система трещин в гранит-порфирах: три группы трещин, пересекающихся под прямым углом



Рис. 13.7. Система трещин в кварцитах: три группы трещин, пересекающихся под прямым углом



Рис. 13.8. Система трещин в силле долеритов: три группы трещин, пересекающихся под прямым углом, пологая - параллельна контактам силла

Десквамационные трещины развиваются из ортогональной или почти ортогональной трещиноватости путем постепенного сглаживания углов при смыкании ортогональных трещин (шаровая или псевдошаровая отдельность).



Рис. 13.9. Система десквамационных трещин в габбро



Рис. 13.10. Система десквамационных трещин в габбро

При выветривании происходит постепенная очистка, отшелушивание очередного слоя, ограниченного десквамационными трещинами.



Рис. 13.11. Десквамационные трещины в пермских песчаниках

Зеркала скольжения

Зеркала скольжения представляет собой субпараллельные борозды, царапины на поверхности сместителя (сухие зеркала). Они образуются за счет трения между перемещаемыми блоками пород и трассируют направление смещения. По положению

зеркала в пространстве и характеру борозд можно определить тип разлома и направление смещения по нему (А), даже при изменении этого направления (Б).

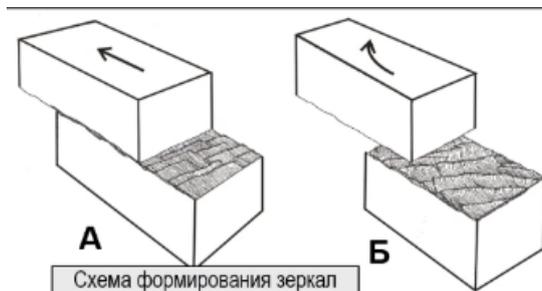


Рис. 13.12. Схема формирования зеркал скольжения

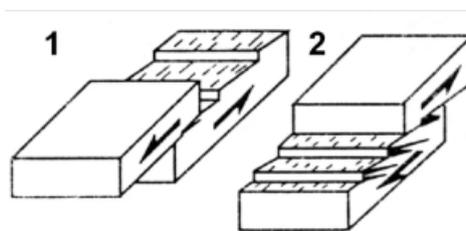


Рис. 13.13. Определение направления смещения по разрыву по характеру борозд

На поверхности зеркал скольжения часто присутствуют мелкие уступчики, поперечные к бороздкам. Они могут образовываться за счет образования мелких отрывов, не мешающих скольжению и за счет формирования мелких упоров, препятствующих скольжению и сопровождающихся вследствие этого мелкими трещинами скола.

Зоны отрывов часто заполнены вторичными минералами: кварцем, кальцитом и др., поскольку это зоны понижения давления. Поверхность зеркала тоже часто покрыта вторичными минералами, облегчающими скольжение (мокрые зеркала).

Поскольку зеркало скольжения представляет собой поверхность, ее ориентировка в пространстве определяется элементами залегания — азимутом и углом падения этой поверхности. Борозды на поверхности сместителя (штриховка) представляет собой линии, которые обычно ориентированы косо к поверхности зеркала, а поэтому имеют свои собственные элементы залегания. Азимут падения штриховки отличается от азимута падения поверхности зеркала на $\pm 90^\circ$, а угол падения штриховки колеблется от 0° до собственного угла падения поверхности зеркала. По положению зеркала в пространстве и характеру борозд можно определить тип разлома и направление смещения по нему.

В названии разрыва на последнем месте — компонента с большей амплитудой.



Рис. 13.14. Зеркало скольжения взброса, отрывы образуют "лесенку".

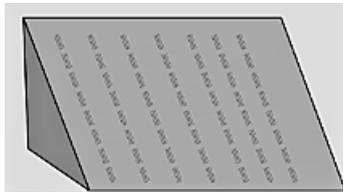


Рис. 13.15. Штриховка на зеркале при сбросе или взбросе

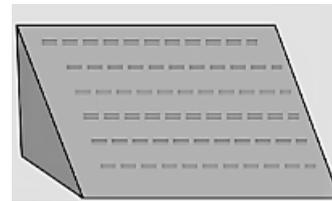


Рис. 13.16. Штриховка на зеркале при сдвиге



Рис. 13.17. Штриховка на зеркале при разрыве комбинированной кинематики

СТИЛОЛИТОВЫЕ ШВЫ

Стилолитовые швы — сильно извилистые, часто зазубренные зоны растворения в карбонатных породах, выполненные глинисто-углистым, реже рудным, веществом. Считается, что они возникают в результате взаимного растворения пластов известняков в зоне контакта под давлением.

На глубинах более 1 км возможно формирование стиололитовых швов даже в кварцевых песчаниках.

КЛИВАЖ

Определение 13.1. *Кливаж — процесс образования сети трещин в горных породах вдоль линий их естественного разлома. Он вызывается сжатием при изгибании и метаморфизации пород. В результате порода приобретает свойство легко раска-*



Рис. 13.18. Зеркало скольжения взброса



Рис. 13.19. Зеркало скольжения надвига

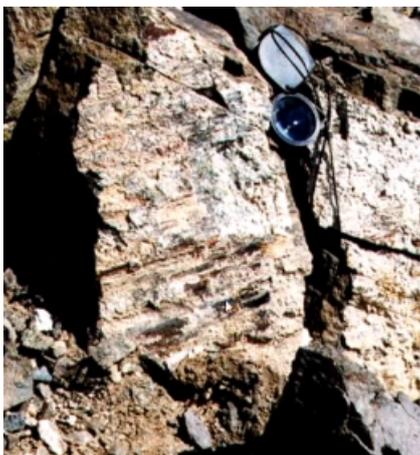


Рис. 13.20. Зеркало скольжения сдвига с
вертикальным сместителем



Рис. 13.21. Зеркало скольжения пологого
сдвига

ываться в направлении, параллельном кливажу. Линия кливажа следует линии расположения минералов в породе (Научно-техн. энциклопед. словарь).

Определение 13.2. Кливаж — способность пород раскалываться на пластинки и призмы по густо развитой системе параллельных поверхностей, секущих слоистость или согласных с ней. Возникает за счет параллельной ориентировки удлиненных минералов (Геологическая энциклопедия).

Определение 13.3. Кливаж — расслаивание, расщепление горных пород на тонкие пластины, наблюдаемое в местах распространения линейных складок слоев земной коры, которые возникают вследствие тектонических движений (В. В. Белоусов. БСЭ).



Рис. 13.22. Зеркало скольжения горизонтального надвига



Рис. 13.23. Зеркало скольжения взбросо-сдвига



Рис. 13.24. Стиллитовый шов в известняках

Определение 13.4. *Кливаж — множество близко расположенных параллельных вторичных плоскопараллельных текстурных элементов, которые придают породе механическое свойство анизотропии, не нарушая ее целостности (Джон Г. Денис, Калифорнийский университет).*

Основными элементами кливажа являются:

- микролитоны (м) — пластины горной породы, в которых сохраняется первичная структура;

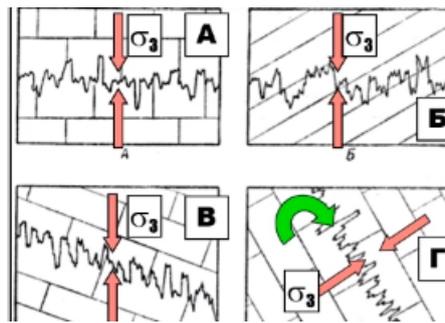


Рис. 13.25. Модели расположения стилолитовых швов



Рис. 13.26. Стилолитовые швы



Рис. 13.27. Стилолитовые швы в известняках карбона, заполненные нефтью

- кливажные зоны (к) — тонкие планпараллельные участки с вторично ориентированной текстурой, разделяющие микролитоны.

При сплошном кливаже все пластинчатые зерна ориентированы параллельно одной поверхности. При прерывистом кливаже отдельные домены плитчатого строения разделены тонкими участками (ламелями) с более ранней, иначе ориентированной структурой.

Осевой кливаж.

При сжатии на контактах зерен, нормальных к оси сжатия, возникают участки повышенного давления, на параллельных - пониженного. На участках повышенного



Рис. 13.28. Тонкий кливаж в известняках
верхнего девона

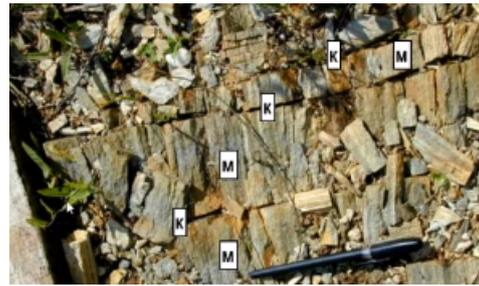


Рис. 13.29. Грубый кливаж

давления происходит селективное растворение наиболее легко растворимых компонентов пород. Растворенное вещество мигрирует в зоны декомпрессии, где приоткрываются поры, формируются пустоты, трещины и т.п. Разрастаясь, эти трещины сливаются в единые поверхности, ортогональные к направлению сжатию.



Рис. 13.30. Кливаж осевой поверхности

Поэтому в складках продольного сжатия кливаж бывает примерно параллелен осевым поверхностям складок, в этом случае его называют — главным, или осевым кливажем. По залеганию кливажа часто можно отличить прямые складки (кливаж вертикальный) от наклонных и опрокинутых (кливаж наклонный). У горизонтальных складок кливаж, естественно — горизонтальный.

Веерообразный кливаж.

Если толща сложена породами разной реологии (т.е. текучести), то на границе компонентных и некомпонентных слоев обычно наблюдается излом, преломление кливажа (рефракция кливажа) и он становится веерообразным.

В компетентных слоях кливаж образует расходящийся (прямой) веер, а в некомпетентных — сходящийся (обратный) веер.

Поверхность микролитонов, как правило, ортогональна сжатию (σ_3), среднее напряжение (σ_2) параллельно шарнирам складок, а растяжение (σ_1) ортогонально им.

Рефракция кливажа бывает резкой и постепенной. При резкой смене состава пород кливаж тоже преломляется резко, а при постепенной — плавно.



Рис. 13.31. Веерообразный кливаж

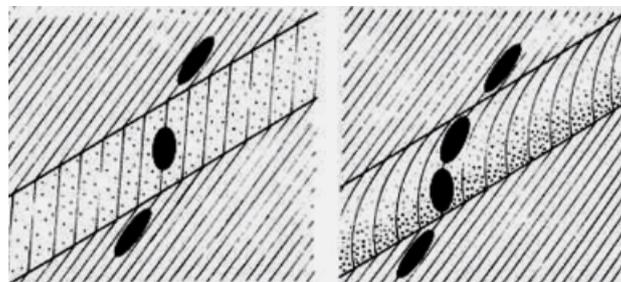


Рис. 13.32. Плавная и резкая рефракция кливажа

Волнистый кливаж.

Особый вид кливажа — волнистый кливаж, или кливаж скольжения выражен зонами дифференциации минералов, совпадающими с крыльями асимметричных микроскладок в плейчатых структурах, поэтому микролитоны смещены друг относительно друга по определению. Микролитоны в волнистом кливаже переходят в кливажные зоны постепенно.

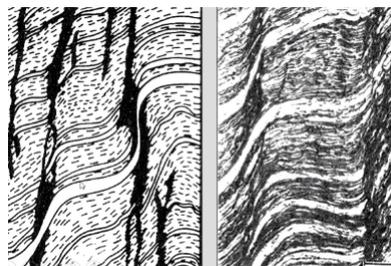


Рис. 13.33. Волнистый кливаж

Волнистый кливаж, как и обычный бывает прерывистым.

Волнистый кливаж чаще всего хорошо виден под микроскопом. Толщина микролитонов в этом случае не превышает долей миллиметра.



Рис. 13.34. Прерывистый волнистый кливаж

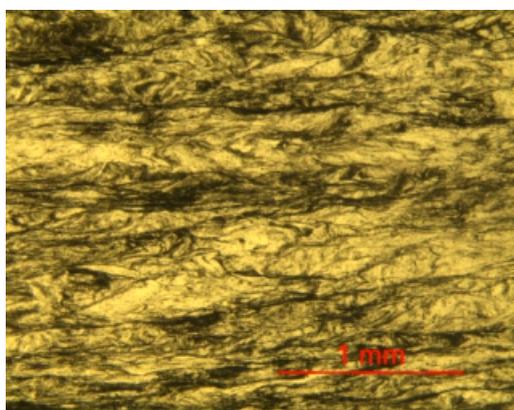


Рис. 13.35. Волнистый кливаж в кварц-мусковитых сланцах верхнего рифея

Отличить наклонные складки от опрокинутых (т.е. определить характер залегания слоев) можно по соотношению залеганий слоистости и осевого кливажа.

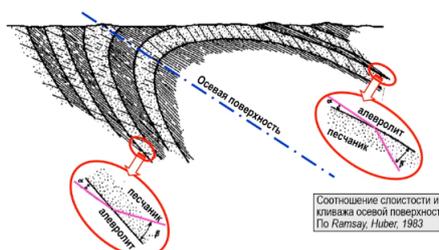


Рис. 13.36. Соотношение слоистости и кливажа осевой поверхности

Если кливаж осевой поверхности залегает круче слоистости — слой залегает нормально. Если кливаж осевой поверхности залегает положе слоистости — слой перевернут.

Кливаж возникает не только в слоистых толщах. Он проявляется и в массив-

ных породах, в том числе — в интрузивных. Наличие кливажа в массивных породах делает их квазислоистыми. При этом микролитоны, подобно слоям, способны сминаться в складки, флексуры и т.п., поскольку в них легко возникает межпластовое скольжение по кливажным зонам.

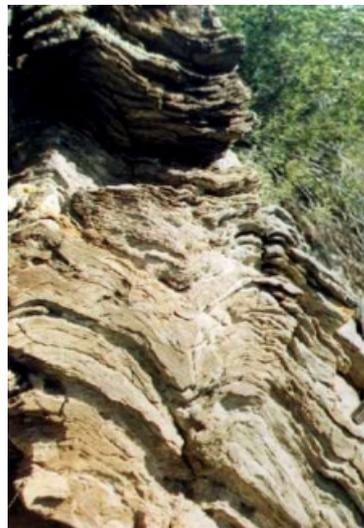


Рис. 13.37. Складки кливажных пластин

Сланцеватость

Сланцеватость — плоскостная текстура горных пород, образованная планпараллельным расположением пластинчатых или листоватых минералов. Сланцеватость возникает под воздействием касательных напряжений, как правило, параллельно генеральному сдвигу Риделя. Сланцеватость отличается от кливажа тем, что порода перекристаллизована по всему объему, а не только в кливажных зонах.



Рис. 13.38. Алотерригенные сланцы нижнего карбона



Рис. 13.39. Рассланцованные известняки нижнего карбона с карбонатными жилами по рассланцеванию

Будинаж

Структура будинажа — ритмически пережатый, или сегментированный слой (или жила), залегающий среди других пород.

Будинаж (разлинзование) — процесс формирования соответствующей структуры.

Механизм будинажа — растяжение, параллельное слою. При растяжении пустота, возникающая между будинами, либо заполняется материалом матрикса (если он способен перетекать), либо остается пустой и впоследствии минерализуется двумя способами:

- 1) сегрегационная минерализация — заполнение в процессе раскрытия;
- 2) минерализация замещения — метасоматические изменения в участках шеек.

Будинируется компетентный пласт, залегающий между некомпетентными.

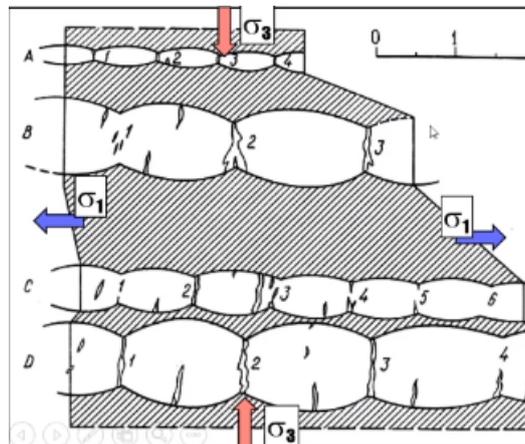


Рис. 13.40. Будинированный песчаник

Элементами строения будин являются:

- Ось будин — линия, параллельная длинной стороне будины. Перемещая ее параллельно самой себе можно получить форму будины (бытовой аналог — шампур с люля-кебабами).
- Длина — размер будины вдоль ее оси.
- Ширины — размер будины поперек ее оси по поверхности слоя.
- Толщина — размеры будины поперек ее оси между подошвой и кровлей слоя.
- Шейка (пережим) — окончание будины и участок, разделяющий соседние будины: рубец — зона раздела; перемычка — минерализованная зона.

- Линия шейки — линия, соединяющая точки максимального пережима слоя.
- Линия будины — линия, соединяющая точки максимальной толщины будины.

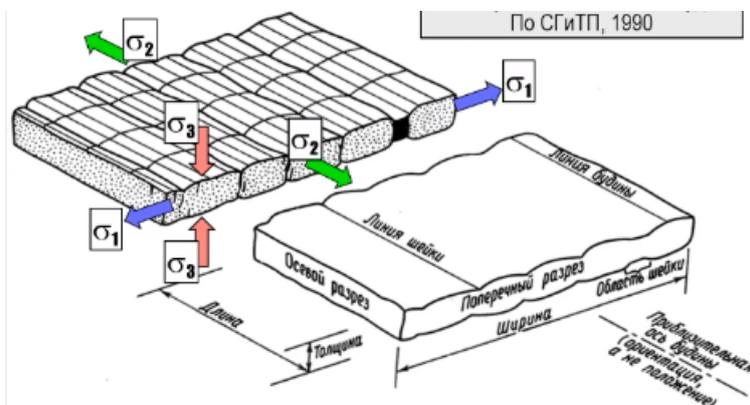


Рис. 13.41. Геометрические элементы будин

Форма будин строго задается главными нормальными напряжениями.

Будинаж, как структура растяжения вдоль слоя, формируется в результате интенсивного сжатия поперек слоя, при котором происходит расплющивание толщи. Характер будинажа зависит от контраста вязкостей компетентных и некомпетентных слоев. Будины образуются:

- при резком контрасте — по отрывам;
- при меньшем — по сколам;
- при слабом — по участкам пластического течения;
- при незначительном — не образуется вовсе.

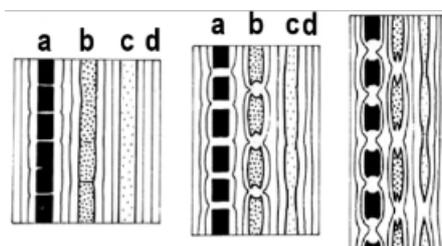


Рис. 13.42. Зависимости типа будин от относительной вязкости слоев

Форма будин зависит от контраста реологических свойств (вязкостей) будинированного слоя и матрикса, а также от мощности слоя. Морфологические типы будин в разрезе:

- прямоугольные — разделены трещинами отрыва, вязкость будинированного слоя существенно выше, чем вязкость матрикса;
- ромбовидные — разделены трещинами скола, вязкость будинированного слоя выше, чем вязкость матрикса;
- линзовидные — разделены участками вязкого течения, вязкость будинированного слоя немного выше, чем вязкость матрикса.

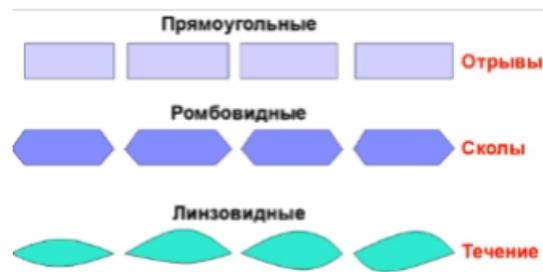


Рис. 13.43. Морфологические типы будин

Относительные размеры будин зависят от мощности и реологии будинированного слоя, а иногда от первичной трещиноватости пород. При заполнении шеек будин матриксом в нем часто возникают мелкие складки.



Рис. 13.44. Будины гранито-гнейсса в кристаллических сланцах

Будинаж всегда связан со сжатием поперек слоя и с растяжением вдоль слоя.

Муллион-структуры

Определение 13.5. *Муллионы — линзы более компетентного материала, плавающие в глинистой массе и пересекающие слой, отличающиеся от структуры будинажа, вызванного растяжением слоя, тем что они пересекают слой, а не вытягиваются параллельно ему (Белоусов, 1985).*



Рис. 13.45. Будины жильного кварца в кристаллических сланцах

Определение 13.6. *Муллионы — грубая линейность, развивающаяся в сильно деформированных породах и имеющая форму длинных цилиндрических образований (Уилсон, 1985).*

Типы муллионов следующие:

- кливажные (призмы, ограниченные поверхностями кливажа);
- складчатые (замки мелких складок, отжатые от основного тела складки);
- неправильные (длинные тела с очень неправильным поперечным сечением);
- цилиндрические (длинные бревнообразные, цилиндрические тела).



Рис. 13.46. Муллионы в мраморах

Доминирующий механизм формирования муллионов — растворение под давлением. Аналогично структурам зернового уровня, происходит перераспределение растворенного материала, и муллионы приобретают характерную бочонковидную форму.

В отличие от будин муллионы формируются при продольном сжатии и поперек слоя.

Цилиндрические муллионы.



Рис. 13.47. Кливажные муллионы



Рис. 13.48. Складчатые муллионы

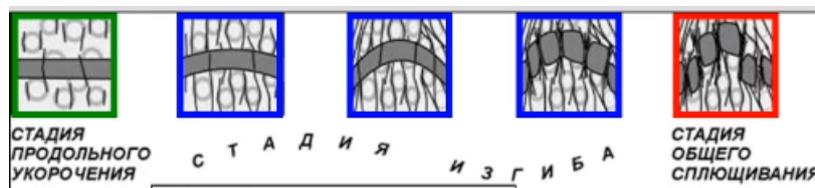


Рис. 13.49. Схема формирования муллионов

Похожие на бревна муллионы формируются в крутых юго-восточных крыльях наклонных складок, ориентированных под углом к кливажу, а похожие на них будины — на пологих северо-западных крыльях, залегающих практически параллельно кливажу.



Рис. 13.50. Будина и муллионы в терригенных породах

Птигматитовые складки

Птигматитовые складки — нерегулярные складки, в которые сминаются гидротермальные и другие жилы вследствие вязкого течения вмещающих пород. Чтобы избежать тавтологии складчатые складки, лучше применять термин птигматитовые жилы.

Птигматитовые жилы могут находиться в комбинации с будинами, которые тоже образуются в результате вязкого течения и растаскивания более компетентных пород.

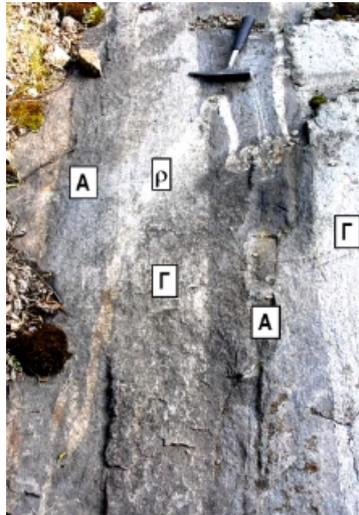


Рис. 13.51. Птигматитовые складки

Сначала возникают мелкие складки, а потом они сминаются в крупные (вытягиваются).

Кинк-зоны

Кинк-зоны — полосы, пластины в тонколистоватых породах, секущие листоватость и ограниченные параллельными поверхностями излома. Кинк-зоны в кристалле определяются как тонкие пластины смещенного в результате сдвига вещества, ориентированные под углом к плоскости сдвига и ограниченные наклонными стенками дислокаций.

В сланцеватых породах кинк-зона представляет собой тонкую полосу, секущую текстуру и ограниченную параллельными или субпараллельными осевыми поверхностями двух аккордеонных складок противоположного знака.

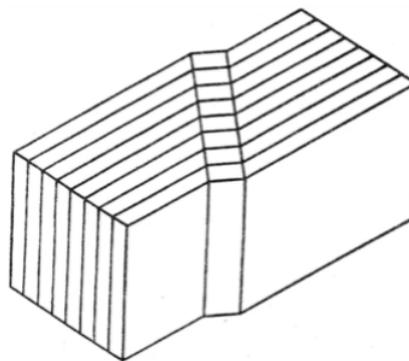


Рис. 13.52. Схема строения кинк-зоны

Экспериментальные данные показывают, что кинк-зоны образуются под действием сжимающих напряжений, параллельных или почти параллельных расслоенности. При сжатии под углом до 25° к расслоенности преобладает система параллельных кинк-зон. При сжатии параллельно текстуре возникают сопряженные системы левосторонних и правосторонних кинк-зон.

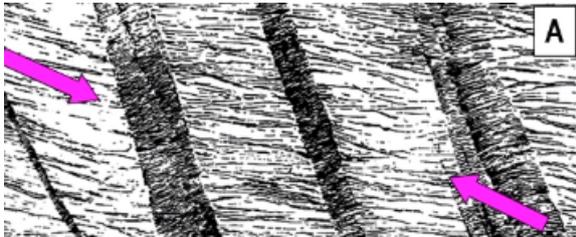


Рис. 13.53. Система параллельных кинк-зон

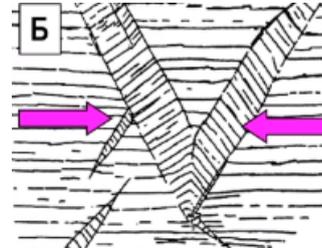


Рис. 13.54. Системы левосторонних и правосторонних кинк-зон

При углах между текстурой и направлением сжатия больше 25° кинк-зоны не образуются вовсе.

При скольжении по параллельному расслоению, происходит образование узкого кинкбанды с поворотом плоскостей расслоения, дальнейшее укорочение может происходить за счет боковой миграции зоны излома без изменения угла между плоскостями скольжения внутри и снаружи кинкбанды. Эта модель работает при относительно высоких давлениях.



Рис. 13.55. Механизмы формирования кинк-зоны

Смещение по плоскостям расслоения приводит к нарушению стабильности и, следовательно, к образованию изломов. При дальнейшей деформации продолжается поворот плоскостей расслоения вплоть до некоторой предельной величины, и на этой стадии дополнительный поворот становится уже невозможным — образуется вторая зона излома, либо развиваются разрывные нарушения вдоль границ кинкбанд. Эта модель работает при относительно низких давлениях.

В большинстве экспериментов кинкбанды образуются под углом более 45° к направлению сжатия.

Механически образование кинк-зон может сопровождаться раскрытием пустот и микротрещин, в которые может переоткладываться минеральное вещество. Пустоты между пластинами кинк-зоны — показатель невысокого общего давления.



Рис. 13.56. Левосторонняя кинк-зона



Рис. 13.57. Правосторонняя кинк-зона

Наличие в породах кинк-зон прямо указывает на то, что сжатие было ориентировано субпараллельно или под небольшим углом к слоистости или сланцеватости.

Механизм формирования кинк-зон близок к механизму формирования шевронных складок, т.е. складок с точками излома, а не изгиба. Шевронные складки формируются в тонкослоистых толщах за счет сжатия, ориентированного параллельно слоистости, при высокой вязкости пород. При этом шевронные складки могут переходить в складки изгиба.



Рис. 13.58. Локальная зона шевронных складок, ограниченная двумя зонами излома

Складки волочения

Складки волочения — приразломные складки, слои в которых обычно подвернуты в сторону движения противоположного крыла разрыва. Обычно их классифицируют

по инициирующему разрыву. Складки волочения возникают за счет касательных напряжений.



Рис. 13.59. Присдвиговая складка Z-типа



Рис. 13.60. Разрыв с повторными смещениями в обратную сторону

Z-образные складки маркируют правые сдвиги, а S-образные — левые. Если слои образуют острый угол с вектором движения противоположного крыла разлома, то они, как правило, подворачиваются по направлению его движения. Если слои образуют тупой угол с вектором движения противоположного крыла разлома, то они, как правило, выполаживаются по направлению его движения.

Складки, сопряженные со сдвигами, часто имеют вертикальные шарниры, и чаще всего, это асимметричные складки. Смещения по разрывам иногда происходят неоднократно, причем их направление может меняться. На первой фазе могут образоваться приразрывные складки, а на второй просто происходит смещение по готовому разрыву. В разрывах часто локализуются гидротермальные жилы и магматические дайки.

Лекция 14. Строение вулканических комплексов

Вулканы

Определение 14.1. *Вулканический комплекс 1 — конкретная ассоциация (паригенез) вулканических (эффузивных, вулканокластических, гипабиссальных) горных пород, слагающих геологические тела и их совокупности, располагающиеся в определенном геологическом пространстве, обычно в пределах одной структурно - формационной зоны.*

Определение 14.2. *Вулканический комплекс 2 — закономерная ассоциация вулканогенных образований, которая обладает общими чертами состава, морфологии, строения и соотношения с вмещающей средой, указывающим на их образование в течение единого этапа эволюции вулканической деятельности в ограниченный отрезок времени.*

Определение 14.3. *Вулканическая фаза — часть вулканического комплекса, отвечающая определенному этапу его формирования, образованная вулканическими породами устойчивого состава и отделенная от других, последовательно образующихся фаз комплекса четкими границами.*

Определение 14.4. *Вулканическая фация — это часть вулканической фазы или комплекса в целом, характеризующаяся однородностью структурно-вещественных признаков и отличающаяся по этим признакам от других, синхронно образующихся фаций.*

Строение вулканических комплексов

В структурном отношении вулканические комплексы являются наиболее ложно устроенными, поскольку включают в себя и стратифицированные, и нестратифицированные образования, в том числе — метасоматические.

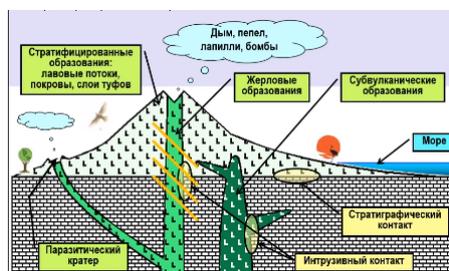


Рис. 14.1. Строение вулканических комплексов

Стратифицированные образования

Стратифицированно залегают:

- лавовые покровы (пластообразные тела излившихся пород);
- лавовые потоки (лентообразные тела излившихся пород);
- слои туфов (состоят из пепла, обломков пород и кристаллов, выброшенных при извержении и претерпевших перенос по воздуху);
- слои тефроидов (состоят из туфового материала, слегка перемытого на месте отложения);
- слои осадочно-вулканогенных пород (состоят из туфового и осадочного, обычно, терригенного материала).

Главная особенность стратифицированных вулканогенных образований — быстрое изменение фаций и мощностей. Лавовые покровы и потоки формируются непосредственным изливанием лав на поверхность Земли.

Горизонтальным залеганием отличаются покровы платобазальтов трапповых провинций. Первичное залегание пластов туфов на краях стратовулканов также преимущественно горизонтальное.



Рис. 14.2. Покровы базальтов



Рис. 14.3. Первично наклонное залегание пластов риолитовых туфов на склоне вулкана Вулкано

На склонах вулканов наклонно залегают не только лавовые потоки, но и слои туфов. Первичные углы падения достигают $30 - 35^\circ$.

Паразитические кратеры возникают на склонах вулканов а в разрезе их можно спутать с несогласно залегающими толщами. Поэтому иногда выделяют особый тип несогласия вулканическое, подразумевая, что несогласие это чисто формальное, без существенного перерыва.

Лавовые потоки

Поток протягивается от жерловины до головы, т.е. имеет начало и конец. Из наклонного он может становиться горизонтальным, затем снова наклонным. В разрезе такую ситуацию легко принять за складку или за флексуру.



Рис. 14.4. Паразитический кратер вулкана Вулкано — вулкан Вулканелло



Рис. 14.5. Потоки базальтовых лавовых брекчий паразитического кратера. Вулкан Этна

Определение кровли-подошвы в вулканических толщах

Р. Шрок (1950) приводит 25 признаков определения кровли и подошвы вулканических образований. Для пирокластических и вулканогенно-осадочных пород они близки к признакам определения подошвы-кровли в терригенных породах. Для лавовых покровов и потоков имеются свои специфические признаки. Признаками, по которым возможно определение подошвы-кровли в лавовых потоках, являются:

- захороненные брекчии, различающиеся в кровле и подошве потока;
- лавовые брекчии, различающиеся в кровле и подошве потока;
- ксенолиты подстилающих пород;
- форма миндалин в разных частях потока;
- характер заполнения миндалин;
- ориентировка столбчатой отдельности;
- форма подушек в подушечных лавах;
- морфология лавовых выжиманий.

Захороненными объектами, обладающими первичной ориентировкой в пространстве, могут быть деревья, древние почвы, древний рельеф, подстилающие осадочные толщи с признаками первичных ориентировок и пр.



Рис. 14.6. Залитые лавой деревья



Рис. 14.7. Дом,затопленный лавовым потоком

При лавовой брекчии поток жидкой лавы застывает неравномерно. В первую очередь застывают участки, соприкасающиеся с воздухом, водой и уже с остывшими подстилающими породами. Движение еще жидкой лавы приводит к взламыванию застывающей корки, обломки которой цементируются той же лавой. При застывании этой смеси и образуются лавовые брекчии. Поскольку этот процесс может повторяться неоднократно, часто в поздних брекчиях встречаются обломки более ранних брекчий.

Отличительные черты лавовых брекчий — одинаковый состав обломков и цемента, отсутствие сортировки, инъекции лавы в трещины обломков. Брекчии в кровле и в подошве лавового потока близки по облику и составу. Вместе с тем, в подошве потока брекчии обычно имеют меньшую мощность и могут содержать ксенолиты подстилающих пород. В лавовых брекчиях кровли потока может попадаться туфовый материал (пепел, кристаллокласты и пр.).



Рис. 14.8. Лавовые брекчии базальтов раннего девона



Рис. 14.9. Лавовые брекчии кровли потока базальтов раннего карбона

Миндалины образуются внутри застывающего лавового потока в газовых пузырях, которые поднимаются от подошвы к кровле. Форма пузырей зависит от скорости застывания и вязкости лавы, а также от положения пузыря в потоке, поэтому по форме миндалин часто можно определить элементы залегания потоков, а также положение подошвы и кровли. Основные и средние породы с существенным ко-

личеством миндалин называют миндалекаменными. В кислых породах миндалины принято называть литофизами, а сами породы — литофизными.

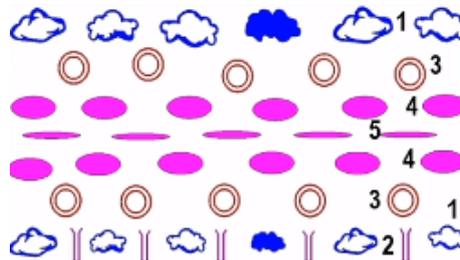


Рис. 14.10. Идеализированная схема строения миндалекаменного потока

- 1) Неправильные обычны в основании и в кровле потока;
- 2) Трубчатые характерны для основания потока;
- 3) Сферические располагаются в средней части потока и постепенно переходят в эллипсовидные;
- 4) Эллипсовидные также находятся в середине потока, постепенно переходя в щелевидные;
- 5) Щелевидные образуют узкие зоны в самой середине потока.



Рис. 14.11. Покров базальтов с подводным каналом и трубчатыми миндалинами кальцита

Миндалины образуются в газовых пустотах (пузырях) внутри застывающего лавового потока. Эти пузыри либо так и остаются пустыми, либо впоследствии заполняются различными минералами (полностью или частично): кварцем, кальцитом, эпидотом, хлоритом, цеолитом и, реже, другими минералами. Различают несколько способов заполнения пустот:



Рис. 14.12. Струя миндалин в основании потока базальтов



Рис. 14.13. Миндалины неправильной формы



Рис. 14.14. Эллипсовидные миндалины



Рис. 14.15. Щелевидные миндалины

- однородное (неструктурированное заполнение всего объема);
- концентрическое (от стенок к центру);
- последовательное (снизу вверх или сверху вниз);
- комбинированное.

Заполнение миндалин не происходит сразу после застывания потока, но если оно последовательное или комбинированное с элементом последовательного, появляется возможность определить по характеру миндалин положение верх-низа в потоке.

По ориентировке эллипсовидных и щелевидных миндалин можно определять элементы залегания покровов.

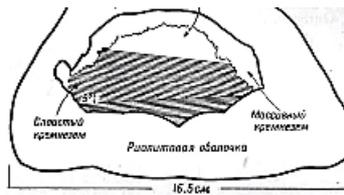


Рис. 14.16. Схема строения ватерпасной миндалины



Рис. 14.17. Аметистовая миндалина из базальтов с концентрическим заполнением



Рис. 14.18. Халцедоновая миндалина с комбинированным заполнением

Столбчатая отдельность возникает в покровах жидких лав при равномерном и быстром застывании и незначительной скорости движения лавы. Основная причина появления столбчатой отдельности — сила поверхностного натяжения. При остывании и затвердевании лавы ее объем уменьшается, а за счет сил поверхностного натяжения на кровле потока появляется гексагональная сеть трещин, которая по мере остывания растет вниз, т.е. ортогонально к поверхности покрова (или по максимальному температурному градиенту). Однако, наиболее распространены пятиугольные в сечении столбы. Начальная гексагональная сеть в лавовом потоке образуется так же, как и трещины усыхания в глинистом осадке.



Рис. 14.19. Трещины усыхания в глинистых осадках

Столбчатая отдельность часто сопровождается ровной поперечной (плиточной) отдельностью, которая также образуется за счет контракции (уменьшения объема)



Рис. 14.20. Столбчатая отдельность в риодацитах

лавы при остывании). Каждый столб разделяется на почти идеальные призмы, высота которых часто меньше толщины столба.



Рис. 14.21. Столбчатая отдельность в базальтах

В кислых вулканитах столбчатая отдельность чаще формируется в субвулканических образованиях, при этом столбы ориентируются поперек контактов субвулканических тел.



Рис. 14.22. Столбчатая отдельность в риолитах

При продолжающемся движении лавового потока столбчатая отдельность может изгибаться в соответствии с изменением положения уже остывшей поверхности или максимального температурного градиента.

Подушечные лавы возникают в подводных условиях при слабой интенсивности трещинных излияний высокотемпературной базальтовой магмы. В этой обстановке каждая порция лавы за счет сил поверхностного натяжения оформляется в отдельную каплю. Подушки быстро остывают от поверхности к центру, поэтому имеют



Рис. 14.23. Тонкая столбчатая отдельность в четвертичных базальтах



Рис. 14.24. Веерообразная столбчатая отдельность в базальтах

зональное строение: корки, зоны закалки, концентрическое расположение миндалин и т.д. Межподушечное пространство заполняется гиалокластитами или яшмоидами. Форма подушек во многом зависит от морфологии подстилающей поверхности, верхние подушки затекают в пространство между нижними, крупные подушки могут облекать мелкие нижние и т.д.

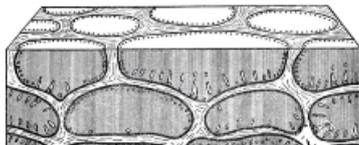


Рис. 14.25. Идеализированная схема строения пиллоу-лавы



Рис. 14.26. Типичные поперечные разрезы лавовых подушек

Лавовые вздутия выжимания образуются при выдавливании жидкой лавы через трещины в корке потока. При их застывании внутри часто образуются пустоты.

В древних вулканических комплексах лавовые трубы встречаются редко и практически всегда бывают заполнены гидротермальными минералами: кварцем, кальцитом и т.п. Определение подошвы и кровли потока возможно при наличии четкой морфологии — плоский пол, аркообразный свод.

Лавовые снежные шары образуются так же, как и настоящие снежные шары — крупная глыба катится по склону вулкана и на нее налипают вязкая липкая лава. Идентифицировать лавовый снежный ком в разрезе вулканогенной толщи сложно, но если таковой обнаружится, установить верх-них разреза по нему очень трудно.



Рис. 14.27. Типы вздутий выжимания



Рис. 14.28. Удлиненное вздутие выжимания



Рис. 14.29. Лавовая труба в базальтах,
выполненная кварцем



Рис. 14.30. Лавовый снежный ком

Фациальная изменчивость

Мощность толщи андезибазальтов изменяется на расстоянии 15 км от 1000 м до 5 м, а состав — от мощной толщи лавовых покровов до пачки литокластических туфов.

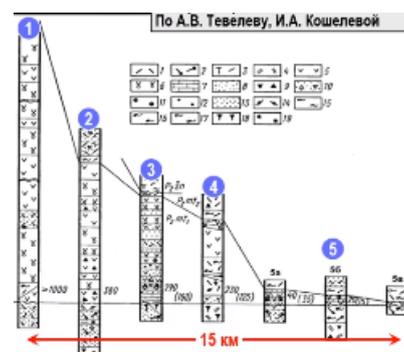


Рис. 14.31. Схема строения палеовулкана Майтас

Нестратифицированные образования

Нестратифицированные образования делятся на 2 группы:

- 1) Субвулканы (застыли на небольшой глубине под вулканом, не дойдя до поверхности);

2) Жерловины (застыли в подводящем накале после вывода магмы на поверхность).

Морфологически эти образования в принципе могут не различаться, особенно если имеется дело со значительным эрозионным срезом. Принципиальное отличие субвулканов от жерловин заключается в том, что жерловины обеспечивают более или менее продолжительный транспорт вещества на поверхность Земли. Следовательно, искать различия между ними надо в их внутреннем строении, отражающем именно эту особенность формирования субвулканов и жерловин.

Породы, слагающие субвулканы, как правило, имеют массивную текстуру и маломощные, но четкие зоны закалки. Местами в эндоконтактных зонах наблюдается флюидальность. Малые мощности зон флюидальности, которая фиксирует разницу в скоростях течения магмы, объясняются тем, что при внедрении ее в замкнутую камеру существенный градиент скоростей наблюдается только в пристенной части камеры. Первичными формами залегания являются:

- Дайки конические;
- Дайки кольцевые;
- Дайки радиальные;
- Силлы;
- Штоки;
- Лакколиты.



Рис. 14.32. Контакт субвулканических базальтов и базальтовых туфов

Дайки — плитообразные, стенообразные тела, вертикальные, крутые или пологие, резко секущие по отношению вмещающим породам.

Формирование концентрических даек происходит вокруг вулканических центров, питающихся из близповерхностных промежуточных очагов. Заполнение такого очага магмой сопровождается подниманием объема пород над очагом и возникновением

конических трещин (сходящихся вниз), которые и заполняются магмой, образуя конические дайки. В вертикальном разрезе вулкана конические дайки, как правило, образуют расходящийся вверх веер.

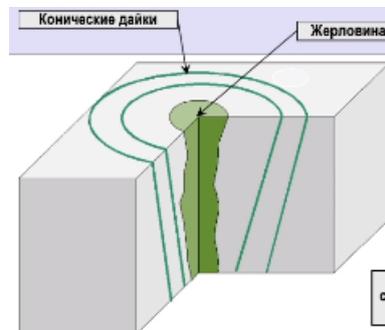


Рис. 14.33. Принципиальная схема формирования конических даек

После извержения очаг опустошается, и вулкан оседает в освободившееся пространство с образованием кольцевых трещин, расходящихся вниз. В эти трещины поступают выжатые осевшими породами остатки магмы из очага, образуя кольцевые дайки. Иногда кольцевые дайки в вертикальном разрезе имеют вид веера, расходящегося вниз.

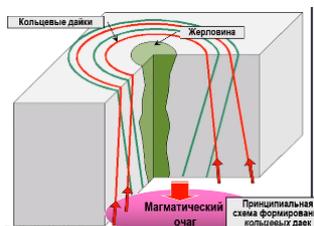


Рис. 14.34. Принципиальная схема формирования кольцевых даек

Формирование радиальных даек также происходит вокруг вулканических центров, питающихся из близповерхностных очагов. Как правило радиальные дайки сопряжены с коническими, поскольку образуются в одних и тех же условиях купольного поднятия над очагом, при котором помимо конических трещин возникают и вертикальные радиальные. Радиальные дайки могут быть сопряжены и с кольцевыми.

Совершенно особый тип представляют так называемые комплекс параллельных даек. Они фиксируют зоны быстрого растяжения, при котором дайки внедряются последовательно целой серией, причем каждая последующая дайка внедряется в центральную часть предыдущей дайки.

При растяжении не успевшая до конца остыть дайка разрывается посередине и в этот отрыв внедряется следующая. Таким способом формируются полудайки, у

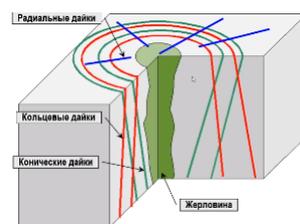


Рис. 14.35. Принципиальная схема формирования радиальных даек



Рис. 14.36. Радиальная дайка базальтов



Рис. 14.37. Комплекс девонских параллельных даек

которых один контакт собственный интрузивный, а другой — чужой интрузивный. При равномерном развитии зоны растяжения все дайки одной половины комплекса будут с левыми интрузивными контактами, а все дайки другой половины — с правыми. Строение комплексов параллельных даек бывает гораздо более сложным. Блоки вмещающих пород, сохранившиеся между дайками, называются скринами.

Силлы — чаще всего небольшие плитообразные тела, конформные поверхностям напластования вмещающих пород (межпластовые интрузивы). Обычно они образуются как апофизы даек в межпластовое пространство. Морфологически силлы не отличаются от даек. Разница состоит только в отношении к вмещающим породам.

Обычно штоками называют субвулканы цилиндрической формы с крутыми контактами или примерно изометричные в плане массивы неправильной форм.

Лакколиты — небольшие грибообразные тела, границы которых конформны поверхностям напластования вмещающих пород. Сложены обычно основными породами. Лакколиты не отличаются от силлов по соотношению с вмещающими породами,

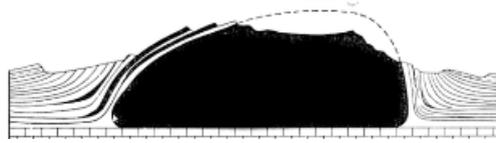


Рис. 14.38. Силл долеритов в базальтовых туфах

но отличаются по морфологии. Апофизы лакколитов часто представляют собой силлы.



Рис. 14.39. Лакколиты

Жерловины могут быть сложены теми же породами, что и субвулканы или стратифицированные образования, однако часто они представлены специфическими породами или породами резко отличающимися от стратифицированных того же вулканического комплекса. По отношению к жерловым аппаратам принято выделять несколько фаций:

- жерловую
- прижерловую
- удаленную

Обычные породы жерловой и прижерловой фаций — глыбовые вулканические брекчии, часто с ксенолитами пород рамы, с реакционными каймами вокруг обломков.

Вокруг крупных обломков часто наблюдаются реакционные каймы, вызванные их падением в горячую туфовую массу.

Некками называют штоки, выполняющие жерловые каналы, а также сами жерловины цилиндрической формы.

Признаками субвулканов являются:

- массивная текстура пород,



Рис. 14.40. Глыбовые вулканические брекчии прижерловой фации



Рис. 14.41. Крупнообломочные вулканические брекчии дацитов

- относительно более крупные вкрапленники,
- четкие зоны закалки,
- маломощные эндоконтактовые зоны флюидальности,
- слабые вторичные изменения.

Признаками жерловин являются:

- флюидальная и брекчиевая текстуры пород, часто их сочетание,
- ксенолиты пород рамы в эндоконтактовых зонах,
- зональное расположение пород различных фаз,
- зональное расположение пород различных фаций,
- интенсивные вторичные изменения, вплоть до вторичных кварцитов,
- системы кольцевых и радиальных разрывов и даек,
- закономерное увеличение мощности отдельных пачек по направлению к жерловине,
- закономерное изменение фаций по направлению к жерловине.

Лекция 15. Строение plutonic complexes.

Часть 1

Плутонические комплексы

Плутонический комплекс представляет собой совокупность интрузивных как правило, полифазных и полифациальных тел, образованных ассоциацией плутонических пород, сформировавшихся в течение единого этапа эндогенного режима. Другие критерии отнесения пород к единому комплексу:

- однотипность временных соотношений между различными плутоническими породами, слагающими комплекс и однотипность их взаимоотношений с вмещающими породами;
- одновозвратность всех массивов комплекса, т.е. приуроченность их к одному геохронологическому уровню, обычно отмечаемому в структурно-вещественной зоне перерывом в осадконакоплении;
- устойчивость главных признаков всех составляющих элементов комплекса в разных массивах, относимых к этому комплексу.

В плутонические комплексы могут объединиться магматические массивы:

- аллохтонные, или собственно интрузивные (внедрившиеся и имеющие интрузивные контакты с вмещающими породами);
- автохтонные (возникшие на месте за счет магматического замещения и имеющие постепенные контакты с вмещающими породами);
- протрузивные (тектонически перемещенные тела первично магматических пород, имеющие тектонические контакты с вмещающими породами).

Определение 15.1. *Плутоническая фаза — часть плутонического комплекса, совокупность отдельных однородных тел, сложенных однотипными или близкими породами устойчивого (или непрерывно плавно меняющегося) состава и структуры. Фаза соответствует самостоятельному этапу внедрения и отделяется от других последовательно образующихся фаз интрузивными границами.*

Определение 15.2. *Плутоническая фацция — часть плутонической фазы или комплекса в целом, характеризующаяся однородностью структурно - вещественных признаков и отличающаяся по этим признакам от других синхронно образующихся частей и отделяющаяся от них фациальными границами.*

Определение 15.3. *Интрузивный массив, или интрузив — однофазное или многофазное магматическое тело, имеющее интрузивные контакты и относящееся к одному плутоническому комплексу. Используется также как термин свободного пользования.*

Определение 15.4. *Плутон — полихронный интрузив, в составе которого установлены массивы двух или более плутонических комплексов.*

Принципиальная схема строения аллохтонного плутона

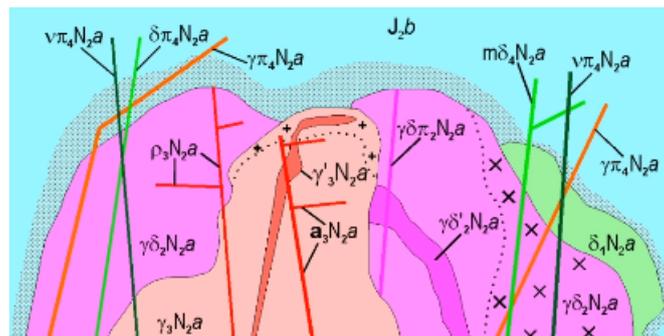


Рис. 15.1. Последовательность внедрения

Последовательность внедрения главных фаз, как правило — гомодромная (от основных пород к кислым), а даек глубинного происхождения — антидромная (от кислых пород к основным). Дайки 1 этапа обычно не выходят за предел массива, а дайки 2 этапа широко распространены и во вмещающих породах. Вместе с тем, отнесение конкретных тел к дайкам 2 этапа данного комплекса часто бывает плохо доказуемо.

Морфологические типы аллохтонных интрузивов

Батолиты — крупные массивы площадью более 100 км^2 , сложенные, как правило, гранитами и гранодиоритами. Контакты всегда секущие. Ранее батолиты представлялись бескорневыми телами, уходящими на большую глубину. На самом деле форма батолитов в разрезе напоминает язык, поскольку практически всегда они имеют четко выраженную подошву. Нижняя граница батолитов изучается либо геофизическими методами, либо по данным бурения.

Геодинамическая обстановка формирования батолитов — окраинно - континентальные или коллизионные пояса.

Штоки — массивы площадью менее 100 км^2 , сложенные, как правило, гранитоидами. Контакты всегда секущие. Обычно штоками называют интрузивы цилиндрической формы с вертикальными контактами или примерно изометричные в плане массивы неясной формы. Стандартной геодинамической обстановки нет, могут формироваться в разных обстановках, обычно — в вулканоплутонических поясах разного генезиса.



Рис. 15.2. Чесменский лейкогранитовый батолит

Линейные интрузивы — удлиненные массивы, у которых в плане длина существенно превышает ширину. Сложены самыми разнообразными породами от ультрамафитов до лейкогранитов. Линейные интрузивы обычно бывают приурочены к разрывам, но эта связь не всегда очевидна. От даек они отличаются тем, что не ограничены параллельными поверхностями.

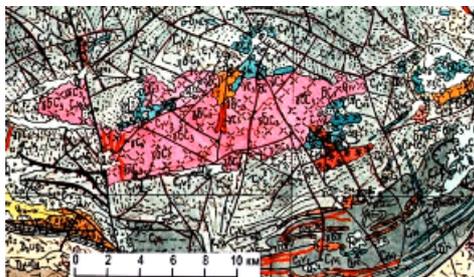


Рис. 15.4. Линейный многофазный интрузив Толкудук

Часто линейные интрузивы бывают приурочены и непосредственно к разрывам.

Лакколиты — небольшие грибообразные тела, границы которых конформны поверхностям напластования вмещающих пород. Стандартная геодинамическая обстановка формирования — внутриплитная.

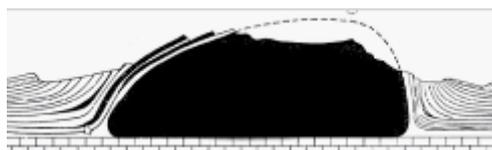


Рис. 15.5. Лакколиты

Лополиты — блюдцеобразные тела, границы которых конформны поверхностям напластования вмещающих пород. Сложены обычно основными, ультраосновными и щелочными породами. Лополиты, как правило, формируются в платформенных условиях.

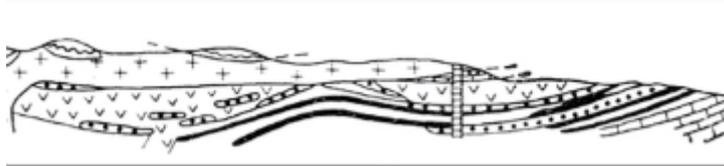


Рис. 15.6. Бушвельдский лополит

Факолиты — небольшие интрузивы серповидной в разрезе формы, границы которых конформны поверхностям напластования вмещающих пород; в большинстве случаев залегают в ядрах антиклинальных складок. Как правило, факолиты являются синскладчатыми образованиями.



Рис. 15.7. Схема строения факолитов

Магматические диапиры — небольшие вертикально расположенные интрузивы веретенообразной или грушевидной формы с секущими контактами. Магматические диапиры активно воздействуют на вмещающие породы, деформируя их.

Дайки — чаще всего небольшие плитообразные, стенообразные тела, крутые или пологие, резко секущие по отношению к вмещающим породам.

Мощность даек бывает выдержанной практически по всей длине, но часто они постепенно выклиниваются, что отражает характер раскрытия трещины. Дайки присутствуют в качестве самостоятельных фаз в вулканических и плутонических комплексах, но могут слагать и самостоятельные тела, пояса и рои.

Силлы — чаще всего небольшие плитообразные, стенообразные тела, конформные поверхностям напластования вмещающих пород (межпластовые интрузивы). Они часто залегают на строго определенном стратиграфическом уровне, но иногда косо се-



Рис. 15.8. Крутые и пологие дайки



Рис. 15.9. Дайка аплитов в средне-крупнозернистых гранитах

кут пачки стратифицированных пород. В трапловых провинциях силлы могут иметь огромные размеры. В Сибири они достигают 600 км по простиранию.



Рис. 15.10. Силлы долеритов в доломитах рифея

Гарполиты — интрузивные тела серповидной формы, питающий канал которых расположен под одним из концов серпа.

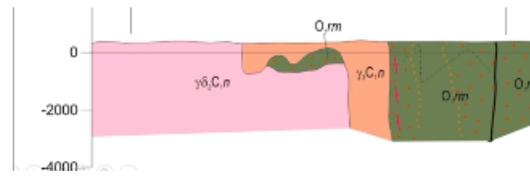


Рис. 15.11. Геологический разрез Неплюевского гарполита гранитов

Типы аллохтонных интрузивов (по сложности строения)

Простые однофазные образованы в результате одноактного внедрения магмы, имеют более или менее однородный состав и строение.

Дифференцированные однофазные образованы в результате одноактного внедрения магмы, но имеют значительные структурно-вещественные неоднородности (за счет кристаллизационной дифференциации, ликвации и т.д.).

Сложные многофазные образованы в результате нескольких последовательных внедрений порций магмы близкого или различного состава, породы разных фаз внедрения имеют друг с другом интрузивные контакты.

Сложные полигенные и полихронные образованы в результате неоднократного внедрения порций магмы, часто со значительными интервалами во времени; в их составе участвуют породы двух или более плутонических комплексов, часто относящихся даже к разным магматическим формациям и разным тектоническим циклам.

Простые однофазные массивы могут слагаться любыми породами от габбро до лейкогранитов. Преимущественно — штоки, линейные интрузивы, дайки, лакколиты и другие мелкие тела.

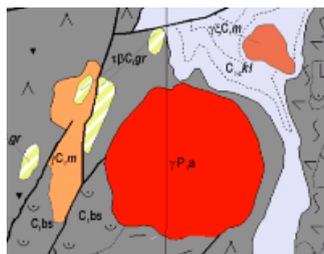


Рис. 15.12. Просторненский массив гранитов

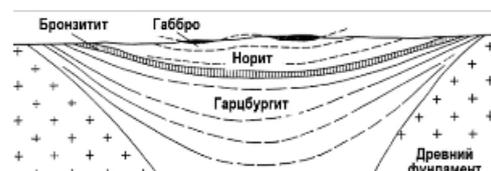


Рис. 15.13. Расслоенный массив Великой дайки

Дифференцированные однофазные массивы сложены основными и ультраосновными породами. Преимущественно — лополиты.

Сложные многофазные массивы обычно сложены породами от основных и средних до кислых нормального и субщелочного ряда.



Рис. 15.14. Раннекаменноугольный четырёхфазный Неплюевский массив

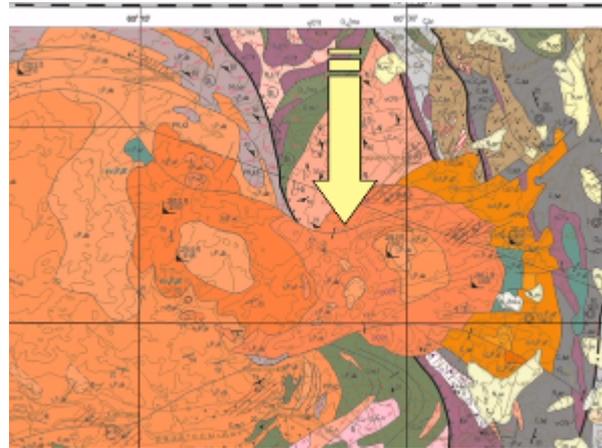


Рис. 15.15. Сложные полихронные массивы

Первичные ориентированные структуры в аллохтонных массивах гранитоидов

Первичные ориентированные структуры в интрузивных массивах объединяются термином прототектоника. Под этим термином понимают структурные элементы, возникшие непосредственно при формировании массива, то есть до того, как они начали изменяться под воздействием внешних сил. Первичные ориентированные структуры в плутонических массивах делятся на 2 большие группы: прототектоника жидкой фазы и прототектоника твердой фазы. Прототектоника жидкой фазы — структурные элементы, обусловленные течением магмы непосредственно в процессе образования массива. Прототектоника твердой фазы — структурные элементы, возникшие в отвердевшем массиве при его остывании. Их формирование связано, главным образом, с контракцией, то есть, с уменьшением объема вещества при остывании.

Прототектоника жидкой фазы

Линейные текстуры течения — ориентированные, параллельные расположения удлиненных элементов породы:

- 1) столбчатых, игольчатых
- 2) удлиненно-таблитчатых (криталов амфибола, плагиоклаза, длинных ксенолитов), а также цепочек минералов.

Параллельные текстуры течения — послойное чередование пород различного состава или полос, обогащенных каким-либо одним или несколькими минералами (по-

левым штампом, кварцем) либо параллельное расположение уплощенных минералов.

Параллельно-линейные текстуры течения — параллельное расположение удлиненных и уплощенных элементов породы (удлиненно-таблитчатых кристаллов полевых шпатов, вытянутых плоских ксенолитов).

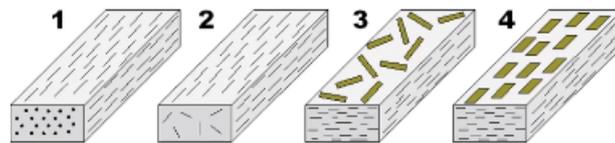


Рис. 15.16. Прототектоника жидкой фазы

Элементы залегания текстур прототектоники жидкой фазы

Ориентировка линейных текстур течения определяется только азимутом и углом падения линий течения. Ориентировка плоско-параллельных текстур течения определяется только азимутом и углом падения поверхности течения. Ориентировка параллельно-линейных текстур течения определяется двумя элементами залегания:

- 1) азимутом и углом падения поверхности течения;
- 2) азимутом и углом падения линии течения, которая находится на поверхности течения.

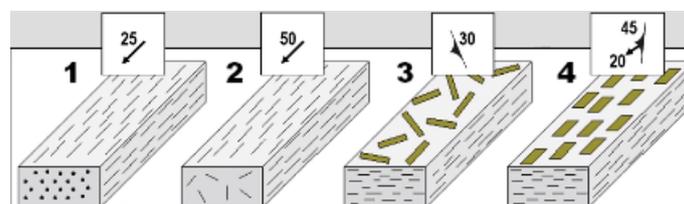


Рис. 15.17. Элементы залегания текстур прототектоники жидкой фазы

Прототектоника твердой фазы

Поперечные трещины (Q) ориентированы перпендикулярно линейности, обычно залегают круто. Продольные трещины (S) ориентированы параллельно линейности (F), обычно залегают круто. Пластовые трещины (L) ориентированы параллельно поверхностям течения, ортогонально к поперечным и продольным, то есть, обычно залегают полого. Диагональные трещины (Str) ориентированы косо к линейности (F), обычно это сколы, залегают наклонно. Краевые трещины (M) иногда появляются в эндоконтактах массива, располагаются под углом к линейности и падают ($\angle 20 - 40^\circ$) вглубь массива.

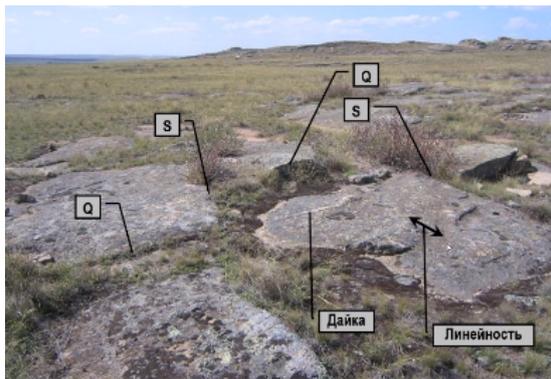


Рис. 15.18. $S-Q$ трещины в биотитовых гранитах

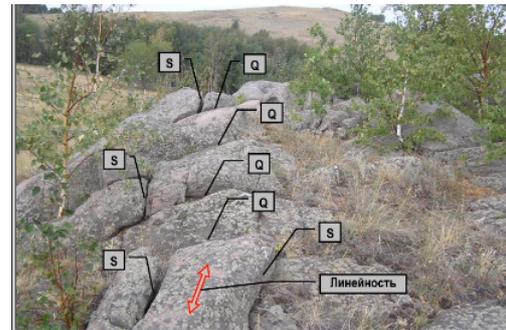


Рис. 15.19. $S-Q$ трещины в щелочных гранитах

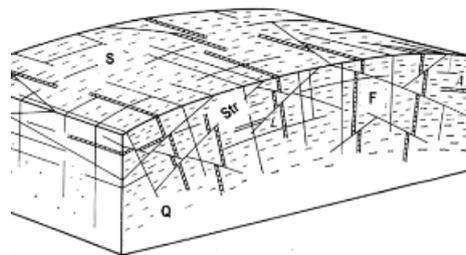


Рис. 15.20. Главные системы трещин в батолите



Рис. 15.21. Система вертикальных меридиональных Q трещин в массиве



Рис. 15.22. Система радиальных и концентрических трещин в массиве

Поперечные трещины выглядят как трещины отрыва, в них обычно и переходят (прямые, с шероховатыми, неровными поверхностями). Часто вмещают кварцевые жилы, дайки аплитов, пегматитов и т.д.

Продольные трещины обычно менее выражены, короче поперечных, часто бывают минерализованы.

Пластовые трещины хорошо выражены в апикальных частях массивов, где располагаются конформно контактам плутона. Часто вмещают пологие дайки аплитов, обычно по ним формируется матрацевидная отдельность.

Диагональные трещины появляются не всегда, часто по ним развиваются мало-

мощные зоны рассланцевания и зеркала скольжения.

Краевые трещины иногда появляются в эндоконтактных массивах, располагаются под углом к линейности и падают вглубь массива. Они вмещают дайковые серии этапа 2.

Прототектонические трещины формируются на протяжении всего времени остывания плутона, иногда пересекая и дайки первого этапа.

Лекция 16. Строение plutonic complexes.

Часть 2

Основные группы магматических массивов

В plutonic complexes могут объединяться магматические массивы:

- автохтонные, возникшие на месте за счет магматического замещения и имеющие постепенные контакты с вмещающими породами;
- аллохтонные или собственно интрузивные, то есть внедрившиеся и имеющие интрузивные контакты с вмещающими породами;
- протрузивные, тектонически перемещенные тела первично магматических пород, имеющие тектонические контакты с вмещающими породами.

Одна из главных структурных проблем формирования магматических массивов — это проблема пространства. Ее решение невозможно без понимания механизмов внедрения массивов. Внедрение (интрузия) — перемещение из глубоких частей Земли в виде магматического расплава (аллохтонные массивы). Для реализации процесса внедрения необходимо наличие расплава (магмы) и места, куда эта магма могла бы интродуцироваться. Поскольку магма, как и всякая жидкость, всегда движется в сторону пониженного давления, для появления интрузивного массива необходимы условия перепада давления. По механическому воздействию на вмещающие породы выделяют 2 типа массива:

- 1) Массивы активного внедрения — при внедрении они деформируют вмещающие породы.
- 2) Массивы пассивного внедрения — при внедрении они не деформируют вмещающие породы.

Интрузивные массивы активного и пассивного внедрения имеют разные механизмы заполнения магматических камер.

Интрузивные массивы активного внедрения

Магма выдавливается из глубины, из зоны высокого давления в приповерхностные зоны с невысоким литостатическим давлением, где чаще встречаются мелкие массивы активного внедрения. При формировании, например, лакколита вмещающие слоистые толщи над ним приподнимаются, образуя складку, поэтому форма лакколита зависит от реологических свойств вмещающих пород. Под лакколитами породы чаще всего остаются недеформированными.

Признаками массивов активного внедрения являются:

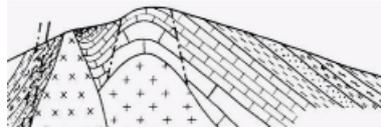


Рис. 16.1. Принципиальная схема строения гранитоидных массивов Кавминвод

- интрузивные контакты, конформные структуре вмещающих пород;
- деформации вмещающих пород в экзоконтактах интрузивов;
- зависимость общей структуры вмещающих пород от морфологии интрузива;
- зависимость морфологии интрузива от общей структуры вмещающих пород.

Проблема пространства для интрузивов активного внедрения решается деформацией (раздвиганием) слоев вмещающих толщ, использованием поверхностей несогласия и пр.



Рис. 16.2. Кольдененский тоналитовый массив

Кольцевая синклинали вокруг Атлянского массива лейкогранитов образовалась в 2 этапа:

- 1) формирование изометричной мульды;
- 2) внедрение интрузива в ядро мульды.

Интрузив как штамп приподнял пласты, практически вывернув складку наизнанку. В это же время сформировалась и система кольцевых разрывов, по которым были внедрены концентрические тела и дайки лейкогранитов.



Рис. 16.3. Этап формирования кольцевой синклинали

Интрузивные массивы пассивного внедрения

Признаками массивов пассивного внедрения являются:

- четкие интрузивные контакты, резко секущие по отношению к структуре вмещающих толщ;
- отчетливые зоны экзоконтактовых изменений (роговики, скарны);
- отчетливые зоны эндоконтактов (мелкозернистые оторочки, зоны закалки);
- выраженная прототектоника;
- обычно штокообразная морфология;
- часто приуроченность к палеокальдерам.

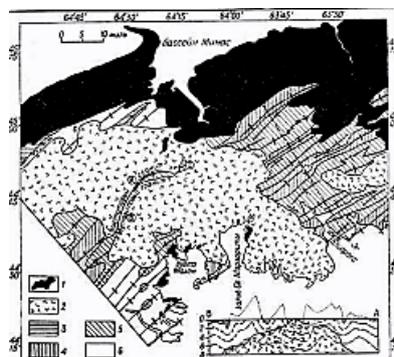


Рис. 16.4. Девонский гранитный батолит



Рис. 16.5. Гранитный массив Восточный
Саяк



Рис. 16.6. Гранитный шток

Механизмы пассивного внедрения интрузивов

Одним из возможных механизмов пассивного внедрения массивов — заполнение пустот палеокальдер после того, как собственная магма, питающая вулкан, будет от туда удалена в процессе извержений. Это известный, но не самый распространенный механизм внедрения.



Рис. 16.7. Гранитный массив Майтас

В центральных частях палеокальдер часто наблюдаются выступы — остатки конусов вулканов. Интрузив в центре кольцевой палеокальдеры тоже имеет овальную в плане форму.

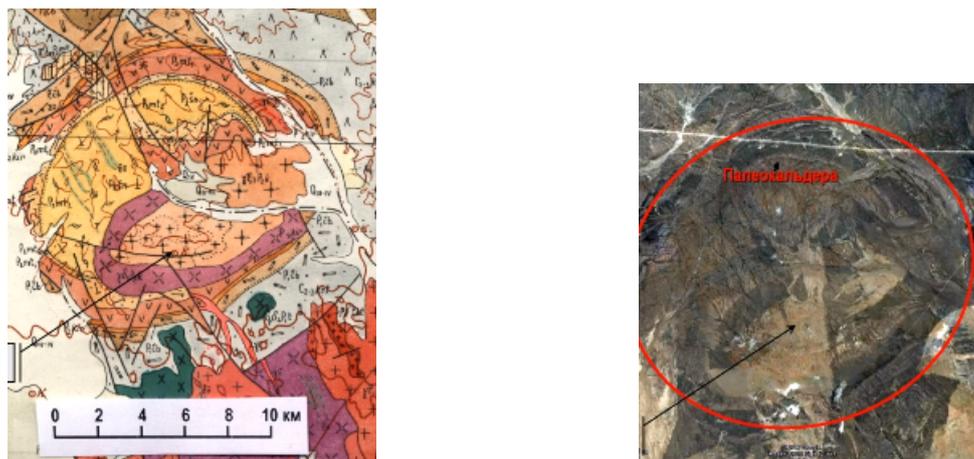


Рис. 16.8. Кольцевая палеокальдера

Массивы присдвиговых зон растяжения

Исследования последних десятилетий показывают, что морфология и кинематика разрывных зон непосредственно влияют на характер магматической деятельности и форму интрузивных массивов. Наиболее распространены синкинематические интрузивы, сформированные в зонах локального присдвигового растяжения. Простейшие структуры присдвигового растяжения (дуплексы растяжения) в рамках модели Кулона-Андерсона имеют в плане форму параллелограмма: границы диагональных ориентировок к главным осям напряжения в них представлен сдвигами, а поперечные растяжению — отрывами.

Структуры присдвигового растяжения, содержащие магматические тела, называ-

ются сдвиговыми магматическими дуплексами (СМД). Проблема пространства для магматических тел решается в этом случае естественным образом: оно создается за счет растяжения в локальных присдвиговых зонах. Формирование Неплюевского

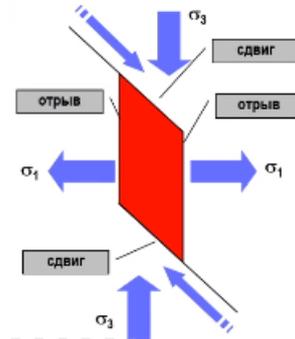


Рис. 16.9. Массивы присдвиговых зон растяжения



Рис. 16.10. Дайка гранитов в гранодиоритах

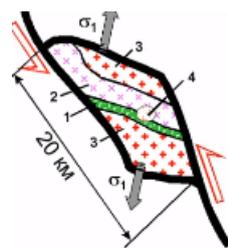


Рис. 16.11. Кинематическая модель формирования Неплюевского массива

массива происходит следующим образом:

- 1) внедрение шабброидов по начальному отрыву в зоне левого северно-западного сдвига;
- 2) внедрение гранодиоритов по отрыву вдоль северного контакта габбро; габбро остается в ксенолитах (345,7 млн лет);

- 3) симметричное внедрение гранитов по внешним контактам габбро и гранодиоритов, а частично — внутри тела гранодиоритов (341,65 млн лет);
- 4) внедрение лейкогранитов в ядре структуры (340,3 млн лет).

Амплитуда сдвига — около 20 км, время формирования плутона — около 6 млн лет. Средняя скорость смещения по сдвигу около 0,3 см в год.

Формирование Джангельдинского массива происходит следующим образом:

- 1) внедрение габброидов по начальному отрыву;
- 2) внедрение гранодиоритов по обновленному отрыву;
- 3) внедрение гранитов по новому отрыву внутри тела гранодиоритов.



Рис. 16.12. Сема строения



Рис. 16.13. 1 фаза

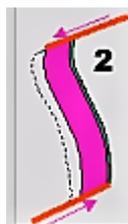


Рис. 16.14. 2 фаза

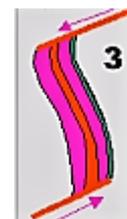


Рис. 16.15. 3 фаза

Формирование массивов Каменской группы происходит следующим образом:

- 1) внедрение габброидов по начальным отрывам;
- 2) внедрение гранодиоритов по отрывам внутри тел габброидов;
- 3) внедрение плагиогранитов по отрывам внутри тел гранодиоритов.

При классификации тип СМД по количеству зон отрыва выделяют одинарные и множественные. Типы СМД зависят от реологических свойств вмещающих пород, скорости сдвигания и первичной сети разрывов.

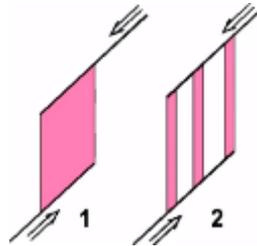


Рис. 16.21. Типы СМД по количеству зон отрыва

По характеру зональности разделяют 4 типа СМД:

- 1) центростремительный;
- 2) центробежный;
- 3) асимметричный (последовательный);
- 4) смешанный.

Типы СМД зависят прежде всего от соотношения скоростей смещения по сдвигу и застывания интрузива. При высокой скорости смещения массив не успевает окончательно застыть и следующий отрыв происходит внутри его, а при низкой скорости смещения отрывы формируются по контактам массива.

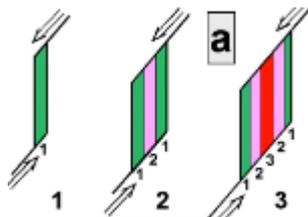


Рис. 16.22. Центростремительный

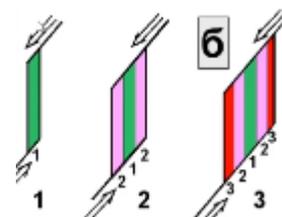


Рис. 16.23. Центробежный

Механизмы формирования протрузивных массивов

Протрузия, т.е. тектоническое перемещение готовых магматических пород из глубоких частей Земли в твердом виде с формированием протрузивных массивов (по определению это синкинематические массивы с активным внедрением). Для реализации протрузивного процесса необходимо, во-первых, наличие обстановок с существенными тектоническими напряжениями, которые, как правило, возникают в зонах

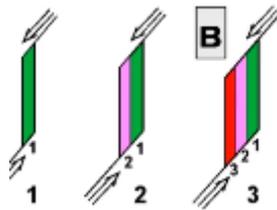


Рис. 16.24. Асимметричный

сочленения крупных блоков земной коры (зоны крупных сдвигов или надвигов), в которых, наличие магматических пород с такими свойствами, которые способствуют легкому выдавливанию под давлением (серпентинизированные ультрамафиты).

Как правило, протрузивные массивы, располагающиеся в зонах крупных сдвигов, представляют собой круто стоящие линейные тела, которые часто распадаются на пучки субпараллельных маломощных линзовидных тел, проникающих даже в небольшие трещины. Такие массивы могут протягиваться с небольшими перерывами на сотни километров при очень небольшой мощности 0,6-3,0 км.

Проблема пространства и способов перемещения

При протрузии серпентиниты выдавливаются в зоны сдвигов и далее — в зоны надвигов. Если с выдавливанием в зоны сдвигов особых проблем не возникает — в них всегда сеть щели, участки ложального растяжения, то с надвигами все не так просто. При движении им приходится преодолевать силу трения, которая возрастает с увеличением нагрузки, т.е. веса перемещаемого блока.

Согласно расчетам М. К. Хубберта скользящий блок мощностью 1 км не может иметь длину более 8 км, если на него действуют толкающая сила и коэффициент трения имеет обычное значение (от 0,6 до 1,0). Он просто не сдвинется с места. То же самое действительно для блока мощностью 0,6 км и длиной больше 18,5 км. Блок длиной больше 30 км вообще невозможно сдвинуть при любой мощности.

Непрерывным условием перемещения надвигающегося блока является разгрузка давления, т.е. появление силы, компенсирующей силу тяжести. Такая разгрузка может происходить под воздействием флюидного давления — ворового давления воды, которой, как известно, в серпентине много — $Mg_6[Si_4O_{18}](OH)_8$. Считается, что поровое давление возникает за счет освобождения связанной воды при повышении температуры.

Наиболее распространенный вид серпентинитовых массивов крупных сдвиговых зон — линейные массивы с многочисленными апофизами и ответвлениями. Как правило, серпентиниты, расположенные в зонах сдвигов, очень интенсивно расщеплены. Серпентинитовые массивы сдвиговых зон часто распадаются на серии маломощных линзовидных тел самого разного размера (от первых километров до первых

метров), с останцами вмещающих пород, часто пронизанных жилками и просечками серпентинитов.



Рис. 16.25. Фрагменты Госгеолкарты-200 Южного Урала

Серпентинитовые массивы непременно участвуют в строении крупных аллохтонов, в которых они слагают нижнюю часть, играя роль своеобразной смазки для перемещения аллохтона. Куликовский массив подстилает Сухтелинский аллохтон мощностью 6-8 км.



Рис. 16.26. Сухтелинский аллохтон

Протрузивные массивы, располагающиеся в зонах крупных надвигов, обычно представляют собой часть аллохтона или составляют собственно аллохтон. Как правило, они интенсивно меланжированы. Аллохтоны, не обладающие серпентинитовой подложкой, не могут иметь большую мощность и протяженность.

Определение относительного возраста интрузивных массивов

Относительный возраст интрузивных массивов определяется по разнице между возрастом самых молодых толщ (или интрузивов), прорываемых интрузивом, и самых древних толщ, которые его перекрывают (или массивов, которые его прорывают).

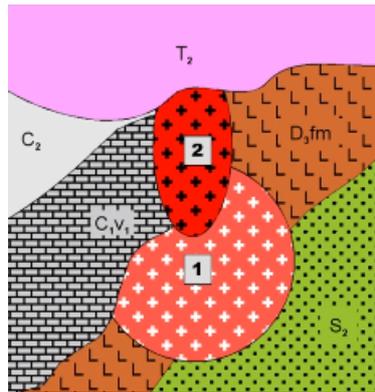


Рис. 16.27. Определение относительного возраста интрузивных массивов

Интрузив 1 прорывает базальт фаменского яруса верхнего девона и перекрывается известняками визейского яруса нижнего карбона. Возраст — ранний карбон, турнейский век.

Интрузив 2 прорывает песчаники среднего карбона и перерывается песчаниками среднего триаса. Возраст — от позднего карбона до раннего триаса включительно.

Лекция 17. Структура метаморфических КОМПЛЕКСОВ Метаморфизм

Определение 17.1. *Метаморфизм — это процесс твердофазного минерального и структурного изменения горных пород под воздействием температур и давления в присутствии флюида (Википедия).*

Определение 17.2. *Метаморфизм — это совокупность процессов, направленных на приведение горных пород к равновесному состоянию при изменении физико-химических условий (Г. А. Кейльман, К. К. Золоев).*

Выделяются 2 типа метаморфизма:

- изохимический (в процессе метаморфизма общий химический состав пород почти не изменяется);
- аллохимический, или метасоматоз (общий химический состав пород меняется существенно, иногда — принципиально).

Метаморфические породы (метаморфиты) делят на 2 группы: парапороды, которые образуются за счет осадочных пород, и ортопороды, которые образуются за счет магматических пород. Если для метаморфита установлена первичная порода, то для его обозначения употребляют приставку мета (метаалевролит, метагранит, метабаза́лт).

К типу метаморфических относятся горные породы, образовавшиеся в результате метаморфизма. Термально-, или контактово-метаморфические образуются в ареале термального воздействия магматических тел, без существенных тектонических напряжений, например, роговики. Динамо-, или дислокационно-метаморфические образуются без значительного термического воздействия, но в условиях стрессового давления, т.е. — тектониты. Динамо-термально-, или регионально-метаморфические образуются в результате одновременного воздействия повышенной температуры и направленного давления. Эти пород не связаны с какими-либо конкретными магматическими телами.

Метаморфические преобразования горных пород могут протекать с поглощением энергии и с выделением энергии. К поглощению энергии относится прогрессивный метаморфизм, который выражается в смене низкотемпературных и низкобарических минеральных ассоциаций на высокотемпературные и высокобарические. К выделению энергии относится регрессивный метаморфизм, который выражается в смене высокотемпературных и высокобарических минеральных ассоциаций на низкотемпературные и низкобарические.

Обычно прогрессивный метаморфизм сменяется во времени регрессивным либо из-за того, что исчерпываются энергетические ресурсы, либо за счет наложения вторичного, но более низкотемпературного метаморфизма (диафтореза). Как правило, для метаморфических комплексов характерна метаморфическая зональность, т.е. постепенное изменение степени метаморфизма в каком-либо направлении, что выражается в постепенной смене минеральных ассоциаций. Части метаморфических комплексов, отличающиеся друг от друга по степени метаморфизма, называются метаморфическими фациями.

Текстуры метаморфических пород

Метаморфические породы почти всегда обладают специфическими текстурами, из которых наиболее распространены:

- Полосчатость — квазислоистое расположение минералов и их агрегатов в метаморфической породе. В парапородах полосчатость может быть отражением первичной слоистости, а может быть и вновь образованной, как, например, в парагнейсах. В ортопородах полосчатость образуется за счет перераспределения минералов.
- Сланцеватость — плоскостная текстура метаморфических пород, образованная планпараллельным расположением пластинчатых или листоватых минералов.
- Линейность — текстура метаморфических пород, образованная параллельным расположением удлинённых кристаллов различных минералов или их агрегатов.

Ориентированные текстуры в метаморфических горных породах возникают либо за счет перекристаллизации первичных минералов, либо за счет кристаллизации новых минералов. Ориентировка этих текстурных элементов определяется расположением главных осей деформации.

Метаморфические текстуры по соотношению плоскостных и линейных элементов в породе классифицируются следующим образом:

- 1) плоскопараллельная — плоскостные элементы в метаморфической породе расположены параллельно друг другу, а линейные — хаотически, но в главной плоскости.
- 2) линейно-плоскостная — плоскостные элементы в метаморфической породе расположены параллельно друг другу, а линейные — параллельно им и друг другу.
- 3) линейно-параллельная (линейная) — линейные элементы в метаморфической породе расположены параллельно друг другу, а плоскостные отсутствуют.

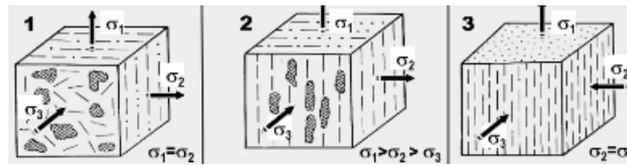


Рис. 17.1. Классификация метаморфических структур

Полосчатость в кварце-полевошпатовых породах называют гнейсовидностью. Полосчатость в метаморфических породах может быть параллельной, линзовидной и даже ветвящейся.



Рис. 17.2. Параллельная полосчатость



Рис. 17.3. Рассланцованные мраморы нижнего карбона

Мезоструктуры метаморфических пород

Для структуры метаморфических комплексов наиболее характерны мезоструктурные элементы, формирование которых связано с вязко-пластическим течением. Складки течения (реидные) — складки пород относительно пластичной толщи, характеризующиеся интенсивным перераспределением материала вследствие вязкого



Рис. 17.4. Метаморфическая линейность

течения. Вязкие разрывы — это разрывы в относительно пластичной толще, связанные с пластическими деформациями вне зоны хрупких деформаций. Структуры вязкого будинажа — ритмически пережатый слой, залегающий среди других пород, сегментированный за счет вязкого течения. Птигматитовые складки — нерегулярные складки, в которые сминаются гидротермальные и другие жилы вследствие вязкого течения вмещающих пород. Кливаж — система примерно параллельных трещин, которые разделяют горную породу на серию пластин без видимого смещения их друг относительно друга.

Складки течения в метаморфических толщах бывают тех же морфологических типов, что и складки в неметаморфизованных слоистых толщах, нередко даже довольно простые.



Рис. 17.5. Открытая концентрическая складка



Рис. 17.6. Тупые изометричные складки

Наиболее распространены сильно сжатые складки, часто с резко выраженными зонами дисгармонии в замках.

Очень распространены сильно сжатые — изоклиналильные складки, часто с резко выраженными зонами дисгармонии в замках.



Рис. 17.7. Сложные складки течения



Рис. 17.8. Дисгармоничные складки течения

Рис. 17.9. Изоклиная складка течения

Мелкокристаллические мраморы (углеродистые) производят впечатление более текучих за счет четко выраженной полосчатости. Менее компетентные породы часто слагают не только слои, но и дают просечки, затекая в трещины и образуя секущие полосы.



Рис. 17.10. Складки течения в полосчатых мраморах

В метаморфических породах часто формируются вязкие разрывы, которые развиваются из пластической деформации. Вследствие этого смещение по вязким разрывам практически всегда ассоциируется со складками волочения. Механизм фор-

мирования вязких разрывов определяет их морфологические особенности:

- это всегда не поверхность, а зона;
- по простиранию вязкие разрывы всегда переходят в пликативные деформации.



Рис. 17.11. Вязкие разрывы

Вязкие разрывы очень редко сопровождаются катаклазитами, причем обычно — милонитами. Вязкий разрыв начинается с реидных складок.

Складчатость в метаморфитах может сопровождаться формированием осевого кливажа. Из-за высокой пластичности пород преобладает волнистый кливаж, в котором слои деформированы внутри микролитонов, а сами микролитоны немного смещены друг относительно друга. При формировании волнистого кливажа полосчатость метаморфических пород бывает смята в серию мелких складок с параллельными осевыми поверхностями и шарнирами, которая называется пloidчатостью.



Рис. 17.12. Пloidчатость в полосчатых мраморах

Образование складок в метаморфитах сопровождается возникновением структур будинажа. В глубоко метаморфизованных толщах развивается будинаж с вязким растаскиванием будин, образованием шеек и затеками в них матрикса, а также перемычек (минерализованных зон).

Мелкокристаллические углеродистые мраморы, слои которых легко будинируются, оказываются существенно более компетентными породами, чем крупнокристаллические чистые мраморы, которые легко текут. При значительной разнице в вязкости



Рис. 17.13. Плойчатость в слоистых мраморизованных известняках

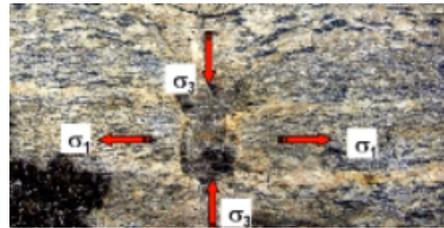
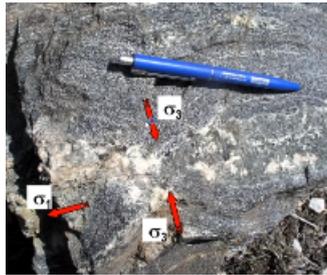


Рис. 17.14. Вязкие будины

будинированного слоя и матрикса даже в сильно метаморфизованных толщах могут возникать будины по сколам и отрывам.



Рис. 17.15. Будины полосчатых углеродистых мраморов



Рис. 17.16. Будинированный слой

При значительном будинаже гнейсы матрикса затекают в межбудинное пространство и образуют складки сложной морфологии.

Одним из характерных элементов структуры метаморфитов являются изоклинные птигматитовые жилы, в которые в условиях пластического течения сминаются разнообразные гидротермальные жилы.

Мигматиты — смешанная горная порода, представленная контрастными составляющими:

- 1) метаморфическим субстратом темного цвета (мезосомой) являются амфиболиты, сланцы, гнейсы;



Рис. 17.17. Складка гнейсов



Рис. 17.18. Птигматитовые кварцевые жилы

- 2) участками светлой магматической породы (лейкосомой) — как правило, лейкогранитами;
- 3) каймами черных пород (мелансомой) — биотититов.

По генезису гранитного вещества различают 2 разновидности мигматитов:

- инъекционно-метасоматические мигматиты возникают при внедрении многочисленных маломощных струй магмы в матрикс, состоящий из кристаллических сланцев и гнейсов;
- палингенные мигматиты возникают при локальном переплавлении вещества на месте.

Послойными мигматитами являются артериты с четким послойным расположением лейкосомы в мезосоме и вениты с ветвистым, неупорядоченным расположением лейкосомы в мезосоме.

В брекчиевых мигматитах, или агматитах лейкосома заполняет разнонаправленные трещины в мезосоме, из-за чего порода приобретает брекчиевую текстуру.

В жильных мигматитах, или птигматитах лейкосома слагает в мезосоме отдельные жилы, смятые в мелкие складки, ориентированные осевыми плоскостями параллельно рассланцеванию или разгнейсованию. В отличие от птигматитовых жил они сложены гранитами, а не гидротермальными минералами.



Рис. 17.19. Мигматиты архея-парагнейсы с инъекциями лейкогранитов



Рис. 17.20. Артериты



Рис. 17.21. Вениты



Рис. 17.22. Бракчиевые мигматиты



Рис. 17.23. Птигматитовые мигматиты

Особый морфологический тип мигматитов — мигматиты локальных участков рас-

тяжения. Мезосома и лейкосома резко контрастные не только по составу, но и по реологии. Компетентные слои мезосомы будунируются, а лейкосома заполняет пространство между будинами. В приразрывных мигматитах мезосома нарушена разрывом комбинированной кинематики, в котором присутствуют раздвиговая компонента; лейкосома заполняет участок локального растяжения.



Рис. 17.24. Лейкосома в приразрывной зоне локального растяжения

В призмковых мигматитах мезосома слагает реидные складки подобного типа, в которых увеличение мощности в замках происходит за счет инъекций лейкосомы.



Рис. 17.25. Призмковые мигматиты

Метаморфизм и общая структура

При расшифровке структуры метаморфических комплексов принято разделять их на 2 класса:

- 1) Супраструктура — обобщенное название осадочных и вулканогенных пород, образовавшихся на поверхности Земли и не претерпевших интенсивного преобразования. Образует верхний этаж складчатых областей, отличающийся более низкой степенью метаморфизма в сравнении с инфраструктурой. Эта более низкая степень метаморфизма часто понимается именно как относительно более

низкая. Пород супраструктуры могут быть достаточно сильно метаморфизованы.

- 2) Инфраструктура — обобщенное название всех разгнейсованных, мигматизированных и гранитизированных пород, возникших при преобразовании супраструктуральных. Образует низкий этаж складчатых областей, отличающийся повышенной степенью метаморфизма в сравнении с супраструктурой.

Обычно инфраструктура представлена гнесовыми и гранито-гнейсовыми куполами и валами. В супраструктуре ведущим механизмом формирования складчатой структуры метаморфических комплексов является пластическое течение, которое чаще проявлено в карбонатах и в кварцитах.



Рис. 17.26. Сложные складки

Как правило, инфраструктура представлена гранито - гнейсовыми куполами и гранито - гнейсовыми валами. Купол гранито - гнейсовый — поднятие слоев земной коры, центральная часть которого сложена относительно полого залегающими гранито - гнейсами или гнейсами, иногда прорванными гранитами, а периферия — кристаллическими сланцами все более низких степеней метаморфизма, смятыми в мелкие складки, обычно наклоненными к центру купола.

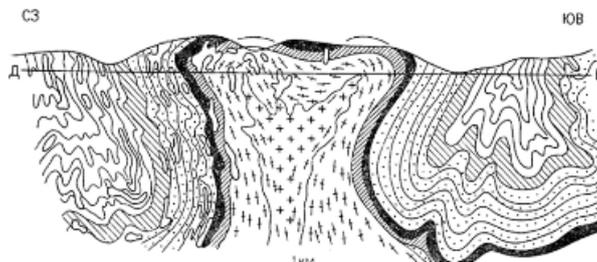


Рис. 17.27. Схема строения Джеланжинского гранито-гнейсового купола

Гранито-гнейсовые купола образуются вследствие всплывания гранитного материала при региональном метаморфизме и гранитизации или повторном разогреве

древнего гранито-гнейсового основания. Они встречаются преимущественно на щитах древних платформ.

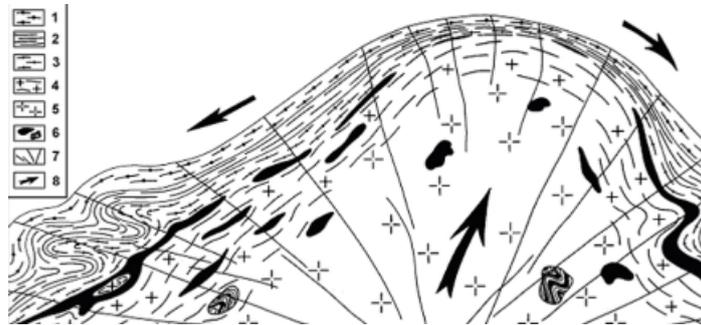


Рис. 17.28. Схема строения гранито-гнейсового купола

Кровля гранито-гнейсовых куполов обычно экранируется подошвой пакетов покровных аллохтонных пластин.

Купола и межкупольные синформы формируют структурные ансамбли сложной морфологии. Как правило они составляют многоярусные композиции, деформируют в процессе своего роста не только друг друга, но и вышележащую оболочку.

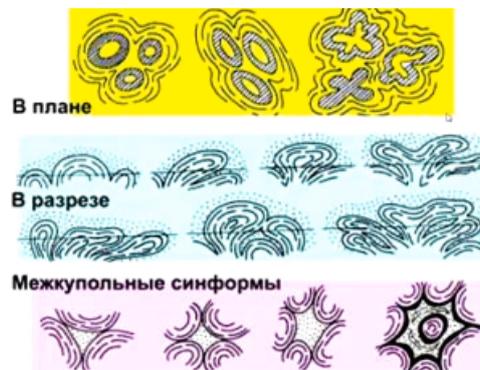


Рис. 17.29. Структурные рисунки гранито-гнейсовых куполов

Купольный тектогенез сопровождается возникновением структурного несоответствия ядра (инфраструктуры) и обрамления (супраструктуры), связанного с тепловой конвекцией вещества и формированием интерференционных структур в ядрах куполов. С другой стороны, одновременное проявление последних эпизодов покровных деформаций и начальных этапов куполообразования завершается формированием и других интерференционных композиций, а также динеаризацией растущих куполов, т.е. раздавливанием первоначально изометричных куполов и формированием гранито-гнейсовых валов.

Линейные полосы гранито-гнейсовых куполов разделены сдвиговыми зонами, представленными бластомилонитами. Купола раздавлены, их структура не соответствует структуре обрамления.

По представлениям некоторых исследователей интерференционные складки могут возникать за счет горизонтального выдавливания ранее сформированных складок при пластическом течении. То есть и в этой модели определяющая роль отводится формированию сдвиговых зон.

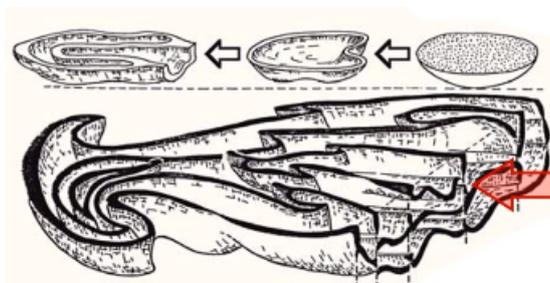


Рис. 17.30. Схематическая модель структуры Карельского массива

Метаморфические комплексы на геологических картах

Основные метаморфические фации изображаются на геологической карте специальными знаками красного цвета. Границы фаций могут пересекать другие геологические границы.

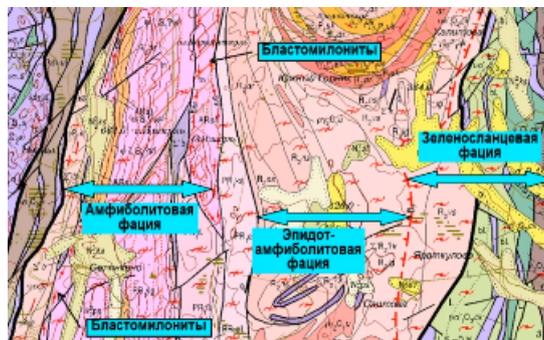


Рис. 17.31. Фрагмент геологической карты

При хорошей изученности в пределах основных фаций метаморфизма выделяют субфации, различающиеся по минеральному составу. Границы субфаций могут пересекать другие геологические границы.

Лекция 18. Тектониты и меланжи

Тектониты

Определение 18.1. *Тектониты — деформированные породы, текстура которых отражает историю деформаций.*

Определение 18.2. *Тектониты — любая порода, структура которой отражает историю ее деформации. Порода, в структуре которой обнаруживается четкая геометрически правильная ориентировка элементов, указывающая на длительное течение в твердом состоянии в процессе ее формирования.*

Тектониками следует называть только те породы, кооторые не просто подверглись тектоническому воздействию но и сохранили следы этого воздействия в своем строении.

Определение 18.3. *Тектониты — это все раздробленные и перетертые породы, сопровождающие разрывные нарушения, от брекчий до милонитов.*

Можно выделить 2 основные разновидности тектонитов:

- катакластические тектониты образуются в результате хрупкого разрушения пород;
- стресс-метаморфические тектониты образуются в результате пластического течения.

Между этими разновидностями нет четкой границы, но крайние разности различаются хорошо.

Катаклазиты

Определение 18.4. *Катаклаз — процесс грануляции, раздробления или измельчения монолитной массы породы, в результате которого образовался более тонкозернистый материал, называемый катаклазитом.*

Определение 18.5. *Катаклазиты — мелкозернистая связная катакластическая порода обычно без проникающей сланцеватости и микроструктуры, образующейся при перемещении по разломам. Для катаклазитов характерным фактором является дробление пород и слагающих их минералов, что может иметь существенное значение при последующих деформациях этих пород.*

Катаклазиты образуются при высоких скоростях деформации, низких давлениях и низких температурах, т.е. к катаклазитам относится любая горная порода, подвергшаяся деформации, при которой зерна меньших размеров образовались за счет хрупкого разрушения более крупных зерен.

Катаклазиты отличаются незначительной степенью перекристаллизации первичных минералов. Обычно катаклазиты приурочены к сдвигам и сбросам, реже связаны с надвигами.

Разновидности катаклазитов

К классу несвязных катаклазитов относятся разломная брекчия и глинка. Разломная брекчия — несвязная горная порода, в которой более 30% объема составляют обломки, различимые невооруженным глазом и превосходящие средний размер обломков матрикса. Разломная глинка (глинка трения — несвязная горная порода, в которой такого рода обломки составляют менее 30%.

К классу связных катаклазитов относятся тектоническая брекчия, какирит, катаклазит и милонит. Тектоническая брекчия — крупнообломочный катаклазит, состоящий из матрикса и обломков пород, как правило, угловатой формы, испытавших жесткое вращение. Матрикс — тонко раздробленный материал — может быть частично или полностью замещен гидротермальными минералами.

Какирит — тектоническая брекчия, в которой обломки меньше 1 см.

Катаклазит — микрообломочная тектоническая брекчия.

Милонит — катаклазит, представленный агрегатом тонкоперетертых зерен, частично перекристаллизованных. Даже под микроскопом обломочная структура породы бывает плохо различима. Часто милонит имеет ленточную или волокнистую текстуру.



Рис. 18.1. Слабо сцементированная разломная брекчия

Тектонические брекчии образуются за счет разрушения пород, соприкасающихся по разрыву. Обломки имеют угловатую форму, обычно они сцементированы гидротермальными минералами (кварц, кальцит, лимонит).

Тектонические брекчии по кварцевым жилам — очень распространенный вид тектонических брекчий. Кварцевые жилы формируются в зонах разрывов, а последующие движения по этим разрывам приводят к катаклазу, разрушению монолитного жильного кварца. В условиях высокой проницаемости зон разрывов матрикс часто замещается различными гидротермальными минералами, в том числе, и более поздним кварцем.



Рис. 18.2. Среднеобломочная тектоническая брекчия



Рис. 18.3. Тектоническая брекчия с лимонитовым цементом



Рис. 18.4. Тектоническая брекчия с кварцевым цементом

Катаклазит — микрообломочная тектоническая брекчия, обломки которой различимы при небольшом увеличении под микроскопом. Терминологические сложности возникают не только из-за употребления термина в двух смыслах, но и из-за трудностей в определении природы деформаций, которая далеко не всегда бывает чисто катакластической. Часто катаклазиты принимают тектониты, возникшие за счет других процессов (синтектоническая перекристаллизация, пластическая деформация). Но важнее то, что для большей части тектонитов характерно сочетание разных механизмов формирования.



Рис. 18.5. Катакластическая структура в кварците

Милониты — катаклазиты, представленные агрегатом тонкоперетертых зерен, частично перекристаллизованных. Часто милониты имеют ленточную или волокнистую текстуру, почти всегда в них присутствуют более крупные обломки (порфирокласты). То есть милонит можно представить как микроскопическую брекчию дав-

ления со структурами течения, в которой измельченный материал обтекает порфирокласты. Милониты образуются при фрикционном скольжении между плоскостями, они могут выдавливаться в трещин вмещающих пород.



Рис. 18.6. Зона милонитов по лейкогранитам

Милониты делятся на 2 класса: класс слабо перекристаллизованных милонитов и класс значительно перекристаллизованных милонитов.

К классу слабо перекристаллизованных милонитов относятся:

- Протомилонит содержит более 50% порфирокластов, которые хорошо видны невооруженным глазом.
- Истинный милонит содержит 10 – 15% порфирокластов, большая часть которых видна невооруженным глазом (размер больше 0,2 мм).
- Ультрамилонит — очень тонкоперетертый, содержащий менее 10% порфирокластов размером до 0,2 мм; даже в шлифе кажется аморфным.
- Филлонит — обобщающий термин жля истинного милонита и ультрамилонита.

К классу значительно перекристаллизованных милонитов относятся:

- Милонитовый гнейс содержит более 30% порфирокластов и обладает листоватой и расслоенной текстурой.
- Милонитовый сланец — аналог милонитового гнейса, обладает только листоватой текстурой.
- Бастомилонит содержит менее 30% порфирокластов размером < 0.5 мм.
- Псевдотахилит — милонит, подплавленный в результате интенсивного фрикционного скольжения, состоит из стекловатого вещества и обломков катаклазитов.



Рис. 18.7. Геологическая карта



Рис. 18.8. Бластомилониты раннего протерозоя по архейским гнейсам и кристаллическим сланцам

Зоны милонитов могут достигать мощности до сотен метров и первых километров. Они обычно маркируют крупные надвижки или сдвиговые шовные зоны.

В стадии развития милонитов входят:

- 1) Протомилонит образуется при первичном дроблении любых материнских пород, при этом сами эти породы образуют крупные порфирокласты, погруженные в дробленный матрикс.
- 2) Истинный милонит образуется при дальнейшем дроблении протомилонита, порфирокласты включены в матрицу тонко перетертых минералов.
- 3) Ультрамилонит образуется при дальнейшем дроблении милонита до очень тонкой массы, когда порода приобретает вид кремня с раковистым изломом.
- 4) Псевдотахилит образуется на последней стадии милонитизации в результате переплавления ультрамилонита за счет тепла, выделяемого при трении.

Доля обломков или порфирокластов (%)	Катаклаз преобладает над неоминерализацией и перекристаллизацией		Неоминерализация и перекристаллизация преобладает над катаклазом		Характерный размер большинства обломков (порфирокластов)
	Породы без текстуры течения	Породы с текстурой течения			
> 50	Микробрекчия	Протомилонит		Милонитовый гнейс (милонитовый сланец)	Видны невооруженным глазом
< 50		Милонит			
> 10	Катаклазит	Ультрамилонит	Филониты	Бластомилонит	< 0,2мм
< 10					

Таблица типов

Рис. 18.9. Таблица типов мелкообломочных катаклазитов

Стресс-тектониты. Механизмы

Пластическая деформация — деформация без разрушения. Существует несколько изученных механизмов пластической деформации. Межзерновое скольжение — перемещение отдельных зерен породы относительно друг друга. Такой механизм легко работает в обломочных породах, а большинстве других проявляется только после грануляции или дробления. Перекристаллизация — образование новых минеральных в твердой породе:

- 1) увеличение в преимущественном направлении размеров существующих зерен;
- 2) зарождение новых зерен в этом направлении за счет уменьшения размеров других зерен.

При трехосном сжатии происходит переориентация кристаллографических осей минералов, возникает сланцеватость или линейность.

Внутризерновое скольжение — трансляционное скольжение, двойниковое скольжение, кинкинг.

Принятой классификации стресс-тектонитов, и.е. тектонитов, возникших в условиях пластического течения, не существует, скорее всего из-за того, что они бесконечно разнообразны. Их текстура, структура и состав зависят от множества причин: давления, температуры, первичного состава, флюидного режима, скорости смещения по инициирующим разрывам и т.д.



Рис. 18.10. Стресс-тектониты по гранитам

Морфологические типы тектонитов

S-тектониты — породы с плоскостными элементами текстуры, возникшими при деформации, т.е. — с наложенными элементами текстуры. Например, это сланцы с ориентированными зернами слюд.

Рис. 18.11. *S*-тектониты

B-тектониты — порода с линейными элементами текстур, возникшими при деформации. К ним могут относиться породы с такими типами тектонической линейности, как линейность обособленных объектов, линейность пересечения, линейность мелких пликативных и дизъюнктивных структур.

Рис. 18.12. *SF*-тектониты

R-тектониты — разновидность *B*-тектонитов, в образовании линейных текстур которых существенную роль играло вращение. Трудно доказуемые тектониты, могут быть определен по поперечной штриховке на элементах линейности.

Рис. 18.13. *B*-тектониты

SF-тектониты — породы с плоскостными элементами текстуры, которые образованы серией поверхностей разрывов, обычно, с зеркалами скольжения. Как правило, эта текстура не зависит от ориентировки зерен в породе.



Рис. 18.14. R-тектониты

S, B, R-тектониты могут также включать унаследованные текстурные и структурные элементы, например, ориентированные первичные кристаллы.

Меланжи

Определение 18.6. Меланж — это тело деформированных пород, основная масса которого включает хаотически аспределенные обломки и блоки.

Определение 18.7. Меланж — сложные зоны своеобразных брекчий длительного развития. Обвальные и обвально-оползневые глыбовые глыбовые брекчии зоны меланжа первоначально отлагались в морских условиях, в относительно глубоководных прогибах, а в дальнейшем они были переработаны в зонах развития надвигов.

Все меланжи нельзя называть тектонитами, т.е. породами тектонического происхождения, поскольку это не породы, а довольно крупные геологические тела. Вместе с тем, для мелкообломочного меланжа эта граница весьма условна. К типам меланжа по Гринли относятся:

- главный (содержит глыбы разнообразных пород);
- конседиментационный (содержит глыбы только своих пород);

К типам меланжа по И. И. Белостоцкому относятся:

- тектонический (связан с покровной тектоникой);
- осадочный (связан гравитационным обрушением, отражает фазы конседиментационного тектогенеза);
- сложного строения (сочетает черты строения и способов образования первых двух типов).

Меланжи стоит разделять вовсе не по составу обломков или способу образования, а по положению в общей структуре:

- 1) Стратифицированный, т.е. образовавшийся в качестве конседиментационной осадочной брекчии и подчиняющийся закону Стено. Такой меланж называется олистостромой (конседиментационный, осадочный).

- 2) Нестратифицированный, т.е. образовавшийся в качестве крупно- и гигантообломочной тектонической брекчии и не подчиняющийся закону Стено (главный, тектонический, сложного строения).

Олистостромы

Олистостромы — это микситы, в которых чужеродные глыбы погружены в матрикс осадочного происхождения. Синонимами являются дикий флиш, глыбовые брекчии и хаотические брекчии. По характеру матрикса выделяют 2 типа олистостром:

- с нестратифицированным матриксом (образуют отдельные четко очерченные тела, осадочный матрикс неслоистый);
- со стратифицированным матриксом (глыбы рассеяны в слоистом матриксе и границы олистостромы проводятся условно).

Иногда различают гравитационные и тектоно - гравитационные олистостромы. Гравитационные образуются в результате простых оползней, без видимого влияния тектонического фактора, а тектоно - гравитационные — в результате обвалов, вызванных продвижением фронтальной части надвигов, т.е. под непосредственным влиянием тектонического фактора. Определение этих типов олистостром всегда трудно, поскольку они не сильно отличаются друг от друга по морфологии.

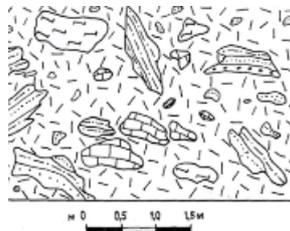


Рис. 18.15. Гравитационная олистострома

Тектоно - гравитационная олистострома формируется за счет гравитационного сползания или обрушения перед фронтом шарьяжа, движущегося в сторону бассейна с крутым склоном. Фронтальная часть шарьяжа разрушается, оторванные глыбы (олистолиты) и даже крупные части целых пластов (олистоплаки) сползают и оказываются захороненными в песчаном или алевритовом матриксе на значительной глубине. Часто олистолиты бывают не тектонизированы. Олистоплаки при картировании иногда принимают за нормальные пласты, хотя они всегда древнее матрикса.

При дальнейшем шарьировании в пакет тектонических пластин могут быть вовлечены и части бассейна с олистостромами, тогда могут формироваться меланжи сложного строения.

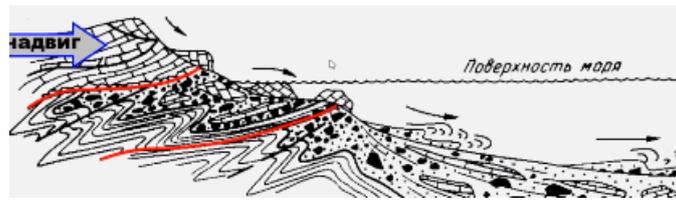


Рис. 18.16. Схема формирования тектоно-гравитационной олистостромы

Распределение олистолитов в олистостроме неравномерное. Наряду с уровнями, в которых глыбы распределены более или менее равномерно, также наблюдаются участки сгущения олистолитов.

Вокруг крупных блоков располагается шлейф более мелких обломков, размер которых постепенно уменьшается по мере удаления от основной глыбы.



Рис. 18.17. Шлейф мелких обломков кремней вокруг олистолита

На отдельных стратиграфических уровнях олистолиты располагаются цепочками, имеют удлиненно - линзовидную форму и напоминают будины.



Рис. 18.18. Карбонатные глыбы

В мелкообломочной олистостроме иногда наблюдается сериально - обломочная структура, которая выражается в нескольких сериях размеров обломков. В очень тонкий терригенный матрикс погружены мелкие угловатые обломки кремней, которые сами являются матриксом для более крупных глыб.



Рис. 18.19. Обломки известняков в пермской мелкообломочной олистостроме



Рис. 18.20. Обломки известняков в сериально-обломочной пермской олистостроме

В крупных олистостромах часто наблюдаются целые переместившиеся пласт инородных пород — олистоплаки. Они могут иметь протяженность во многие сотни метров и даже километры при относительно небольшой мощности. Часто такие олистоплаки при картировании принимают за нормально залегающие пласты, что приводит к искаженному пониманию стратиграфического разреза, а, следовательно, и истории развития региона. Проблема может быть решена либо изучением фаунистических остатков, которые в матриксе и олистоплаках должны иметь разный возраст, либо детальным изучением контактов предполагаемых олистоплаков.



Рис. 18.21. Олистоплаки известняков и конгломератов во флише

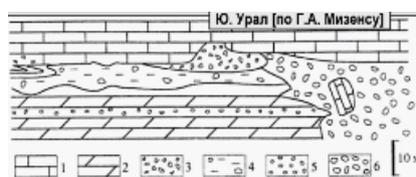


Рис. 18.22. Подошва олистоплака известняков во флише

Тектонические меланжи

В зонах активного тектогенеза, обычно в коллизионных зонах, часто наблюдаются сложно построенные меланжи, в которых сочетаются элементы олистостром гравитационного и тектоно-гравитационного типов с элементами чисто тектонического происхождения. Особенно сложные меланжи возникают, когда олистострома подвергается вторичной тектонизации. При этом матрикс может вести себя как пластическое тело, а олистолиты — как хрупкие тела. В этом случае олистолиты могут подвергаться дополнительному дроблению, которое очень сложно идентифицировать.

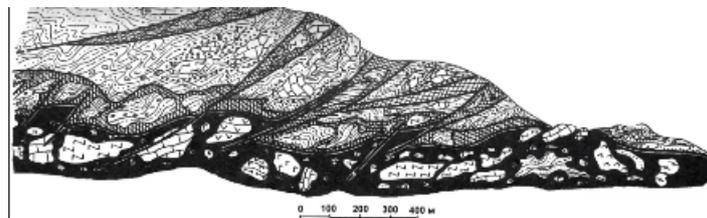


Рис. 18.23. Сложный меланж, сочетающий гравитационные олистостромы разных типов и тектонический меланж

Нестратифицированные меланжи принято разделять на осадочные и серпентинитовые. Осадочные меланжи формируются в результате тектонической переработки осадочных, преимущественно терригенных комплексов гетерогенного строения, в которых чередуются компетентные и некомпетентные пласты. Серпентинитовые меланжи формируются в результате вдавливания серпентинизированных ультрамафитов из шовных зон и при перемещении шарьяжей. Тектонические меланжи по составу обломков подразделяются на автокластические, т.е. содержащие только свои глыбы, и аллокластические, т.е. содержащие чужеродные глыбы. Чужеродные обломки могут быть представлены или породами рамы меланжа, или породами более глубоких частей Земли, захваченными при формировании тектонического меланжа.

Осадочный тектонический меланж в толще верхнего триаса. В алевролитовый матрикс погружены дезинтегрированные обломки гравелитов и песчаников, а также обрывки пластов песчаников. Породы смяты в складки, которые можно проследить местами по слоистости в алевролитах, а также по обрывкам пластов песчаников. Отчетливо выделяются локальные зоны рассланцевания, вдоль которых сгруппированы крупные обломки.

Автокластический полимиктовый осадочный тектонический меланж находится в толще верхнего триаса. В алевролитовый матрикс погружены дезинтегрированные обломки песчаников, известняков, песчанистых известняков. Складчатая структура восстанавливается только по слоистости в алевролитах матрикса. Отчетливо

выделяются локальные зоны рассланцевания, вдоль которых сгруппированы серии обломков, вытянутых по сланцеватости.

Серпентинитовые меланжи формируются в зонах коллизии и располагаются в основании крупных аллохтонов и в пределах тектонических швов. Серпентинитовые меланжи слагают, как правило, четко очерченные тела, реже имеют размытые границы в рассланцованных серпентинитах.

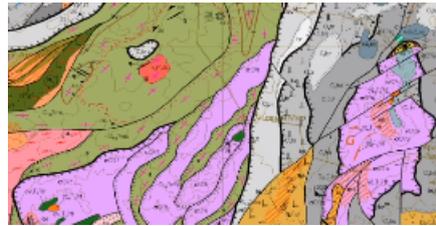


Рис. 18.24. Фрагмент Государственной геологической карты



Рис. 18.25. Автокластический серпентинитовый меланж

В серпентинитовом меланже размер глыб варьирует в широких пределах: от многих десятков метров до первых дециметров. Форма обломков, как правило, неправильно округлая, но в наиболее тектонизированных разностях — линзовидная.



Рис. 18.26. Глыбы сланцев из ппнокластического серпентинитового меланжа

Лекция 19. Структурные парагенезы

Структурные парагенезы

Все геологические объекты уникальны, двух одинаковых просто не существует. Так же уникальны и сочетания геологических объектов. В силу неоднородности геологической среды все деформации в ней уникальны. Неоднородная геологическая среда и разнообразные внешние условия определяют уникальную комбинацию в каждом конкретном случае, поэтому структуры и, тем более, их сочетания тоже уникальны. Вместе с тем геологии постоянно сталкиваются со структурами, очень похожими друг на друга, причем похожими друг на друга являются и сочетания структурных элементов. Такие устойчивые сочетания структурных элементов было предложено называть структурными парагенезами (СП).

Определение 19.1. *Дизъюнктивные структурные парагенезы — естественные, многократно повторяющиеся и упорядоченные ассоциации закономерно сонаходящихся разрывов определенных типов, одного масштабного ранга и тектонически одновозрастных (Л. М. Расцветаев, 1987).*

Определение 19.2. *СП — ассоциация разновеликих и структурных форм, приблизительно одновозрастных и пространственно тесно связанных (В. Д. Вознесенский, 1984).*

Определение 19.3. *СП — все возникшие одновременно в едином генеральном поле напряжений резко разно масштабные формы, тип совокупности которых определяется, прежде всего, морфологий складчатых форм первого порядка и генетически связанных с ними разрывов (В. С. Милеев, 1978).*

Определение 19.4. *СП — совокупность структурных форм, находящихся совместно и сформировавшихся в определенной единой геодинамической обстановке (М. А. Гончаров и др., 2005).*

Определение 19.5. *СП — устойчиво повторяющиеся, целостные комплексы элементарных структурных форм, составляющие морфологически сходные тектонические зоны и отличающиеся по структуре от соседних участков (А. В. Лукьянов, И. Г. Щерба, 1972).*

Определение 19.6. *Структурные парагенезы деформационные — сочетания деформационных структур, возникшие в единой механической обстановке: сжатия, растяжения, сдвига, транспрессии, транстенсии, течения (А. Б. Кирмасов, 2011; В. Г. Таллицкий, 1994)*

Структурные парагенезы (СП) — закономерные устойчивые сочетания различных структурных элементов, сформированных в едином поле напряжений (динамическое

определение), в процессе развития крупных структур (кинематическое определение), в единой механической обстановке (деформационное определение). В любом случае формирование всех элементарных структурных составляющих единого парагенеза предполагает некий общий механизм или хотя бы общую причину. Иными словами, само возникновение, геометрия и кинематика выделяемых в структурных парагенезах элементов должны удовлетворительно объясняться посредством какой-либо теоретической модели.

Если из определения изъять теоретическую составляющую, то в структурный парагенез можно будет объединить любые структурные элементы, расположенные примерно в одном месте, что убивает смысл самой идеи. Если исходить из определений, в структурные парагенезы могут объединяться разномасштабные элементы: от макромасштабных (складчатые зоны) до мезомасштабных (отдельные складки, структуры будинажа, кливаж и пр.) и даже до микромасштабных (минеральные жилы, стилолиты в шлифах и т.д.).

Обстановки чистого сдвига

Стандартный структурный парагенез обстановок чистого сдвига (по модели Андерсона) включает в себя:

- сопряженные левые и правые сдвиги — структуры сколовых деформаций;
- раздвиги (отрывы), сбросы, флексуры — структуры деформаций растяжения;
- взбросы, надвиги и складки — структуры деформаций сжатия.

Кроме того, в них может входить масса структурных элементов более высокого порядка, сформированных в той же обстановке.

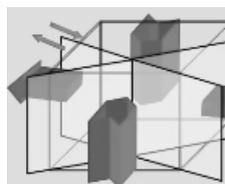


Рис. 19.1. Структуры сколовых деформаций

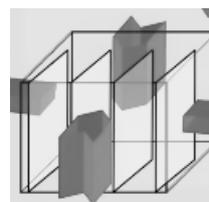


Рис. 19.2. Структуры деформаций растяжения

Простейший структурный парагенез — сопряженные левые и правые сдвиги, фиксирующие широтное сжатие и меридиональное растяжение.

При горизонтальной ориентировке среднего нормального напряжения может формироваться один из двух парагенезов:

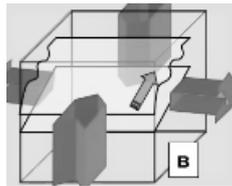


Рис. 19.3. Структуры деформаций сжатия

- 1) при вертикальной ориентировке σ_1 сколы будут реализовываться как надвиги и шарьяжи, по отрывам — формирование силлов и минеральных жил, а в качестве структур сжатия появятся складки продольного изгиба;
- 2) при горизонтальной ориентировке σ_1 сколы будут реализовываться как сбросы, отрывы — как раздвиги, а в качестве структур сжатия появятся складки поперечного изгиба, грабены, флексуры и пр.

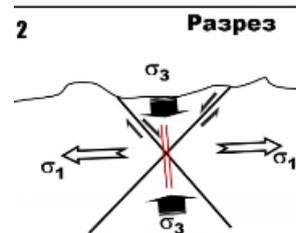
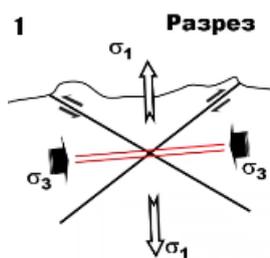


Рис. 19.4. Вертикальная ориентировка Рис. 19.5. Горизонтальная ориентировка

В структурный парагенез грабен, горст и полуграбен могут быть включены:

- складки поперечного изгиба, в том числе консендиментационные;
- флексуры;
- мелкие складки волочения;
- зеркала скольжения и т.д.

Простейший структурный парагенез включает в себя рампы и горст, т.е. серию встречных и расходящихся надвигов и взбросов. В структурный парагенез рампа входят:

- расходящиеся взбросы;
- складки продольного изгиба;
- складки волочения;



Рис. 19.6. Грабен. Долина смерти

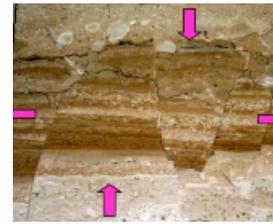


Рис. 19.7. Микрогорст, микрограбен в мраморах

- рассланцевание;
- зеркала скольжения;
- серпентинитовый меланж.

В структурный парагенез горста входят:

- сходящиеся взбросы;
- складки поперечного изгиба;
- складки волочения;
- рассланцевание;
- зеркала скольжения;
- серпентинитовый меланж.

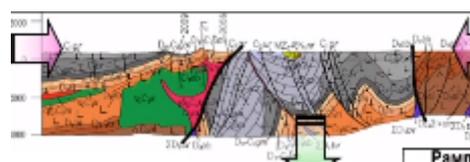


Рис. 19.8. Рамп

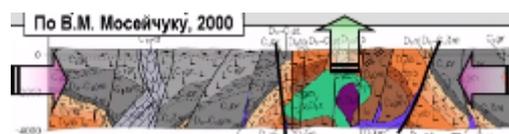


Рис. 19.9. Горст

В складках продольного изгиба по мере их развития часто происходят срывы вдоль осевых поверхностей, вследствие чего образуются взбросы и надвиги той же

вергентности. В структурный парагенез складки, переходящей во взброс, входят сопряженные наклонные складки, взбросы и тектонические брекчии. В структурный парагенез складки, переходящей в надвиг, входят сопряженные опрокинутые складки, надвиги и зеркала скольжения.

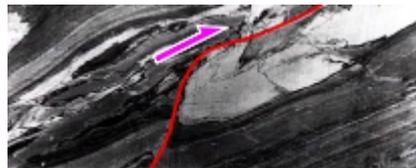


Рис. 19.10. Складка, переходящая во взброс
Рис. 19.11. Складка, переходящая в надвиг

Надвиги редко бывают одиночными, обычно они группируются в пакеты, в которых каждый надвиг имеет линзовидную в разрезе форму и ограничен сверху и снизу поверхностями сместителей: одной своей и одной чужой — верхнего надвига. Такая структура называется дуплексом сжатия. Аналогичная структура растяжения — дуплекс растяжения. В структурный парагенез главного Уральского разлома входят:

- Пакет надвиговых пластин;
- серия опрокинутых складок той же вергентности;
- серпентинитовый меланж;
- приразломные зоны расланцевания;
- зеркала скольжения.



Рис. 19.12. Схемы строения дуплексов сжатия и растяжения

Обстановки простого сдвига

Стандартный структурный парагенез обстановок простого сдвига включает ределевские сдвиги, раздвиги, сбросы, складки и надвиги. В парагенез могут быть включены:

- кливаж;
- рассланцевание;
- складки волочения;
- зеркала скольжения;
- структуры будинажа;
- муллион-структуры;
- кинк-зоны;
- тектониты всех видов.

Локальные сдвиги

Сдвиговые деформации по конкретным разрывам могут компенсироваться не только согласно модели Андерсона за счет перераспределения участков растяжения и сжатия в крыльях сдвига. При смещении жестких блоков компенсация часто происходит на концах сдвигов, которые изгибаясь формируют пограничные структуры растяжения и сжатия — структуры конского хвоста. При этом на изгибах сдвигов блоки либо расходятся, либо сталкиваются, а сдвиговые смещения компенсируются по серии расходящихся листрических сбросов на попутных изгибах или надвигов на встречных изгибах. Структуры, морфологически подобные конскому хвосту, имеют самые разные размеры: от мезомасштабных, картируемых в нескольких обнажениях, до крупных горных сооружений.



Рис. 19.13. Формирование присдвиговых структур типа конский хвост

В структурный парагенез Кугарчинской зоны складок в Западно-Уральской мезозоне входят:

- асимметричные складки с веерным кливажем;
- дисгармоничные складки;
- сколы и отрывы Риделя;
- структурные вращения;
- послонные срывы.



Рис. 19.14. Асимметричные складки с веерным кливажем



Рис. 19.15. Дисгармоничные складки

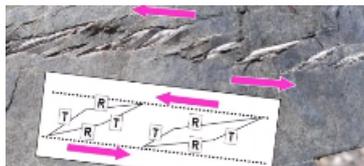


Рис. 19.16. Сколы и отрывы Риделя



Рис. 19.17. Структурные вращения

Часто зоны сопряженных сколов, возникших в обстановке чистого сдвига, представлены структурами простого сдвига.

Обстановки транспрессии и транстенсии

Понятия транспрессия и транстенсия были введены В. Б. Харландом в 1971 г. Сандерсон и Марчини в 1984 году смоделировао транспрессию как деформацию, включающую сдвиг, сопровождаемый укорочением поперек плоскости разлома и вертикальным удлинением вдоль этой плоскости, т.е. как комбинацию механически чистого и простого сдвига. Соответственно транстенсию можно определить как деформацию, включающую сдвиг, сопровождаемый удлинением поперек плоскости разлома и вертикальным укорочением вдоль этой плоскости, т.е. также как комбинацию механически чистого и простого сдвига.

В терминологии Н. Вудкова присдвиговые транстенсивные и транспрессивные структурные ассоциации называются соответственно сдвиговыми дуплексами растяжения и сжатия. Сдвиговые дуплексы растяжения образуются на попутных изгибах сдвига. Сдвиговые дуплексы сжатия образуются на встречных изгибах сдвига.

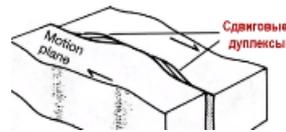


Рис. 19.18. Схема строения сдвиговых дуплексов



Рис. 19.19. Попутный изгиб сдвига



Рис. 19.20. Встречный изгиб сдвига

В структурный парагенез сбросов в сдвиговых дуплексах растяжения входят генеральный правый сдвиг, синтетические сбросо-сдвиги и встречные флексуры. В структурный парагенез взбросов, переходящих в надвиги, в сдвиговых дуплексах сжатия входят генеральный правый сдвиг, синтетические взбросо-сдвиги и дивергентные надвиги.

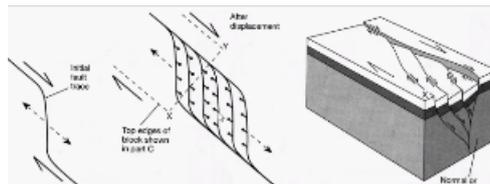


Рис. 19.21. Сдвиговый дуплекс растяжения

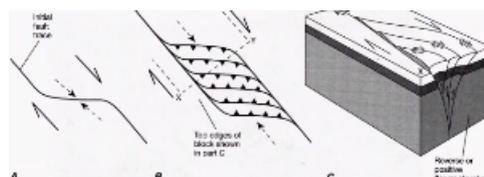


Рис. 19.22. Сдвиговый дуплекс сжатия

Термин структур присдвигового растяжения обычно ассоциируется с поверхностями впадинами, которые Берчфиллом и Стюартом были названы *pull – apart basins*.

При транспрессии отдельные пластины выдавливаются вверх из сдвиговой зоны и формируются дивергентные серии надвигов — положительная цветочная, или пальмовая структура.

В структурные парагенезы Уйской шовной зоны входят:

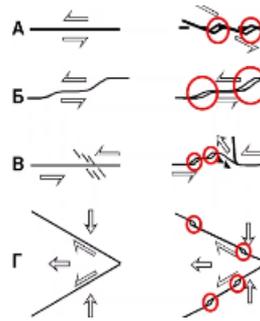


Рис. 19.23. Схемы образования попутных разломных изгибов



Рис. 19.24. Складка присдвигового происхождения



Рис. 19.25. Госгеолкарта

- генеральные сдвиги;
- серия взбросо-сдвигов;
- дивергентные надвиги, выдавленные из шовной зон на ее борта;
- сдвиговые зеркала скольжения;
- складки волочения и пр.

Структурные парагенезы зон, ограничивающих Каратау-Сулеймановский блок

Каратау-Сулеймановский блок на западе ограничен Ашинским левым сдвигом, а на востоке — Суленским правым взбросо-сдвигом, в лежащем крле которого находится Первомайская зона транспрессии.

Ашинский левый сдвиг имеет амплитуду более 40 км и компенсируется в северо-восточном крыле серией надвигов и взбросов. В автохтонах залегание слоев перевернутое. В структурный парагенез входят реидные складки, вязкие разрывы и вязкий будинаж.

Лекция 20. Трансформные разломы, или сдвиги Вилсона

Предварительные замечания

Для понимания механизмов формирования сдвиговых систем особое значение приобретает изучение кинематики сдвигов. Выявление групп сдвигов, действительно различающихся по динамическим и кинематическим характеристикам, основывается на тщательном анализе моделей сдвигообразования, изучении их структурных последствий и сопоставлении модельных структур со строением и эволюцией хорошо изученных сдвиговых зон.

Определяющий структурный признак сдвига — смещение крыльев разлома параллельно его простиранию — может быть реализован в совершенно различных деформационных обстановках. Отдельную задачу представляет собой выбор классификационных параметров, более или менее однозначно определяющих разные группы сдвигов. Кроме стандартных параметров также рассматриваются:

- соотношение направления смещения маркеров и направления сдвига;
- распределение амплитуд и скоростей смещения вдоль сдвига;
- вектор мгновенных смещений во внешней системе координат и т.д.

Сдвиги Андерсона

Кинематика сдвигов Андерсона предполагает конечную длину сдвига и неизменный общий объем смещаемых блоков, т.е. количество вещества вдоль сдвига не меняется в ходе сдвига. Сам разрыв является активным элементом, а сопутствующие ему деформации — пассивные элементы, т.е. зависящие от кинематики сдвига. Направление смещения по сдвигу в целом определяется относительным смещением маркеров. Смещение маркеров в крыльях разрыва совпадает с направлением реального смещения. Амплитуда и скорость смещения маркеров — величины переменные, они максимальны в середине разрыва и уменьшаются при приближении к его окончаниям. Направление движений по андерсоновскому сколу в устойчивых полях напряжений постоянно, а распределение напряжений в крыльях сдвига переменное за счет сочетания участков растяжения и сжатия. Амплитуда смещения маркеров на концах сдвига равна 0. Амплитуда смещения маркеров не может превышать длины сдвига. Кинематика андерсоновского сдвига определена и представление о ней не зависит от того, где находится наблюдатель относительно сдвига. Наблюдатели, находящиеся в разных крыльях сдвига, видят его в одинаковой кинематике.

Трансформные разломы, или сдвиги Вилсона

Трансформные разломы со структурно-кинематической точки зрения имеют ряд особенностей, резко отличающих их от сдвигов Андерсона. Главное отличие сдвигов Вилсона от андерсоновских заключается в том, что они разделяют блоки, площадь которых не постоянна, а изменяется — либо увеличивается в кулисно расположенных узких активных зонах разрастания, либо уменьшается в ограниченных по простиранию узких активных зонах поглощения.



Рис. 20.1. Трансформные разломы, или сдвиги Вилсона

Трансформные разломы представляют собой согласующие элементы активных зон, они образуют системы параллельных сдвигов часто с противоположным направлением смещения, которые заканчиваются в активных структурах растяжения или сжатия.

Выделяют 3 основных типа вилсоновских сдвигов, различающихся по структурно-кинематическим особенностям (по Вилсону):

- 1) Сдвиги типа хребет-хребет ($R - R$);
- 2) Сдвиги типа хребет-дуга ($R - A$);
- 3) Сдвиги типа дуга-дуга ($A - A$).

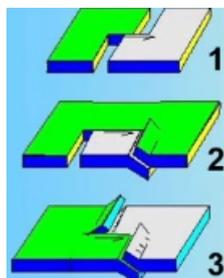


Рис. 20.2. Типы вилсоновских сдвигов

Названия типам трансформных разломов дано по наиболее типичным структурам, которые они представляют. Трансформы типа хребет-хребет (*E*-трансформы) соединяют соседние отрезки срединно-океанических хребтов, т.е. зон разрастания (зон спрединга). Трансформы типа хребет-дуга (*M*-трансформы) соединяют срединно - океанические хребты, т.е. зоны разрастания и островные дуги, т.е. зоны поглощения (зоны субдукции). Трансформы типа дуга-дуга (*S*-трансформы) соединяют отрезки островных дуг, т.е. зон поглощения (зон субдукции).

Трансформы типа хребет - хребет



Рис. 20.3. Трансформы типа хребет - хребет

Собственно сдвиговые движения присутствуют только в пределах активного отрезка (сегмента) трансформного разлома. Активный отрезок трансформного разлома соединяет зоны разрастания, которые расположены так изначально, т.е. досдвиговая граница блоков является первичной. Амплитуды смещения досдвиговых маркеров активного сегмента по всей длине сдвига одинаковы. Амплитуды смещения маркеров могут существенно превышать длину трансформы. Длина пассивных сегментов увеличивается при развитии трансформы. Зоны разрастания являются активными элементами, т.к. именно в них происходит увеличение площади блоков.

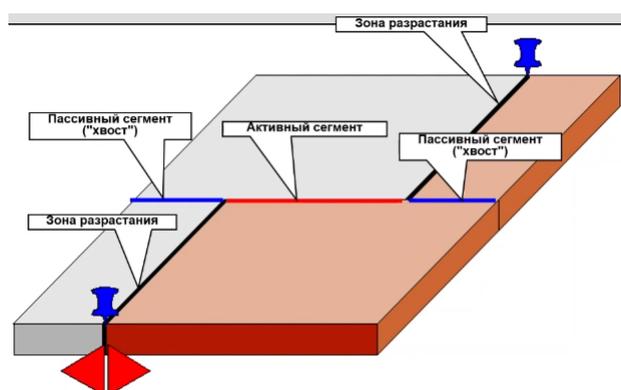


Рис. 20.4. Основные элементы типа хребет-хребет

Направление мгновенных смещений по сдвигу Вилсона в принципе неопределенно. Для наблюдателей, находящихся в пределах активного отрезка трансформного

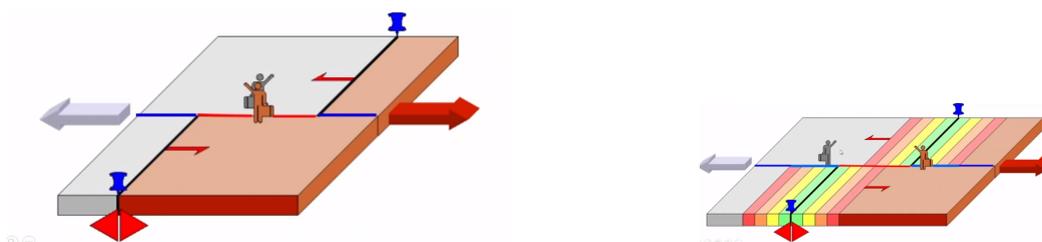


Рис. 20.5. Кинематика трансформ

разлома, он представляется обычным сдвигом с направлением движений, противоположным видимому смещению зон разрастания.

Для наблюдателей, расположенных вне зон разрастания, их смещения будут совпадать с направлением движений крыльев разлома, но сам разлом покажется весьма своеобразным левым сдвигом, в котором при постоянном увеличении дистанции между наблюдателями активное сдвигание имеет место только в центральном сегменте разлома, а противоположном крыле пассивного отрезка смещения нет.

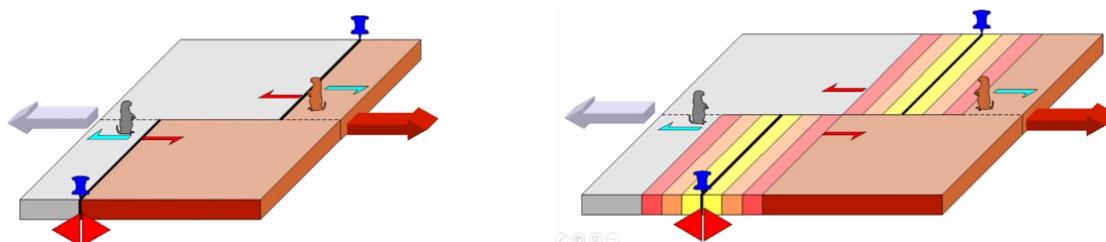


Рис. 20.6. Кинематика трансформ

Пассивные сегменты представляют собой сбросы, сформировавшиеся за счет того, что по пассивному сегменту соприкасаются молодая литосфера и древняя литосфера. Тяжелая, естественно, проседает.

Для наблюдателей, расположенных во внешних углах системы, их мгновенные движения представляются обратными по отношению к движениям в активной части разлома, совпадая с видимым смещением зон разрастания. Амплитуда такого смещения может быть любой.

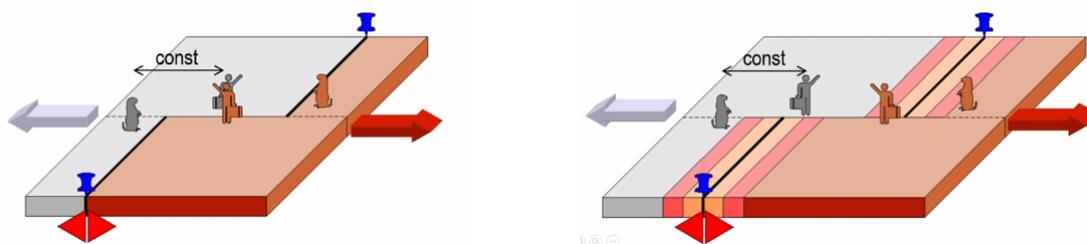


Рис. 20.7. Кинематика трансформ

Для наблюдателей находящихся на разных крыльях разлома, но в пределах одного блока, их относительные горизонтальные смещения будут, естественно, нулевым, поскольку пассивные отрезки представляют собой сбросы.

Это справедливо только для симметрично разрастающихся зон, то есть для зон, в которых скорости разрастания одинаковы по обе стороны от оси спрединга.

Трансформы типа дуга - дуга

Свойства и кинематика С-трансформ в существенной степени зависят от взаиморасположения зон поглощения, которые практически всегда наклонны. Вилсон выделял 3 разновидности трансформ типа дуга-дуга:

- 1) Моновергентные, т.е. соединяющие зоны поглощения, падающие в одну сторону;
- 2) Синвергентные, т.е. соединяющие зоны поглощения, падающие навстречу друг другу;
- 3) Антимергентные, т.е. соединяющие зоны поглощения, падающие друг от друга.

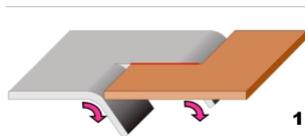


Рис. 20.8. Моновергентные

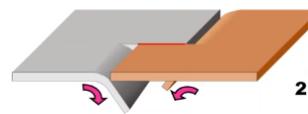


Рис. 20.9. Синвергентные

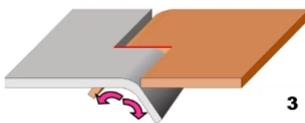


Рис. 20.10. Антимергентные

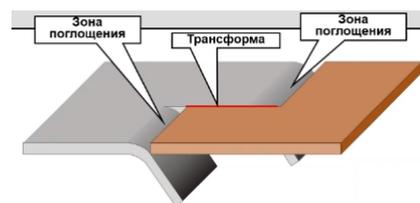


Рис. 20.11. Трансформы типа дуга - дуга

Собственно сдвиговые движения присутствуют только в пределах активного отрезка трансформного разлома. Трансформный разлом соединяет зоны поглощения, которые так расположены изначально, т.е. досдвиговая граница блоков является первичной. Длина активного сегмента постоянна. Амплитуды смещения досдвиговых маркеров активного отрезка одинаковы по всей длине сдвига. Зоны поглощения являются активными элементами, т.к. именно в них происходит уменьшение площади блоков.

Для наблюдателей, находящихся на активном сегмента разлома, он представляется обычным сдвигом с направлением движений, совпадающим с видимым смещением зон поглощения. Для наблюдателей, находящихся во внешних углах системы, их относительное смещение будет представляться обратным.

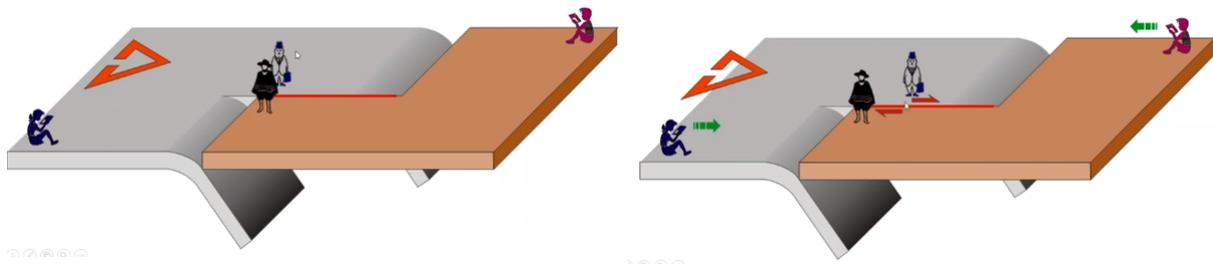


Рис. 20.12. Кинематика трансформ

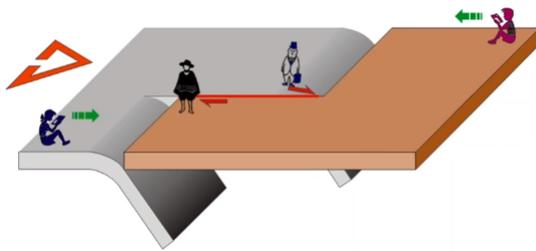


Рис. 20.13. Кинематика трансформ

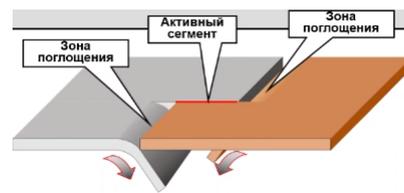


Рис. 20.14. Свойства синвергентных С-трансформ

Антивергентные С-трансформы

Собственно сдвиговые движения присутствуют только в пределах трансформного разлома. Трансформный разлом соединяет расходящиеся зоны поглощения, которые так расположены изначально, т.е. досдвиговая граница блоков является первичной. При развитии трансформы длина активного сегмента уменьшается до 0, а затем увеличивается. После прохождения нулевой точки маркеры, располагавшиеся вне трансформы, попадают в область трансформы; амплитуды их смещения могут быть любыми. Зоны поглощения являются активными элементами, т.к. именно в них происходит уменьшение площади блоков.

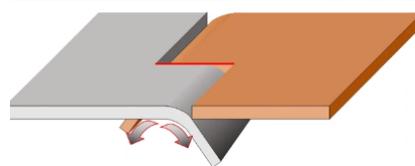


Рис. 20.15. Свойства антивергентных С-трансформ

Для наблюдателей, находящихся на активном сегмента разлома, он представляется обычным сдвигом с направлением движений, совпадающим с видимым смещением зон поглощения. Для наблюдателей, находящихся во внешних углах системы, их относительное смещение будет представляться обратным.

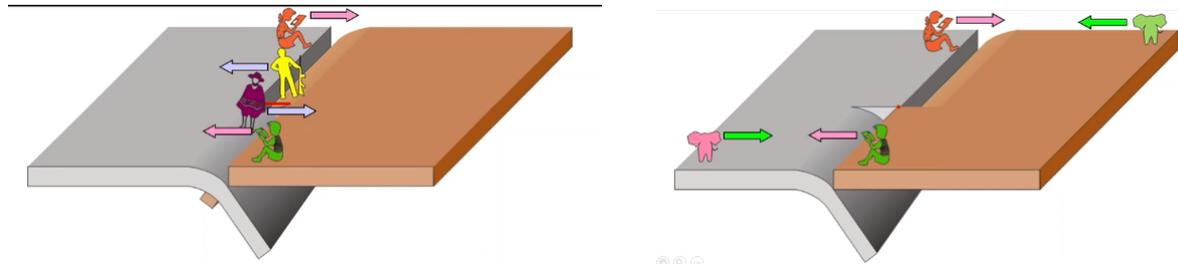


Рис. 20.16. Кинематика трансформ

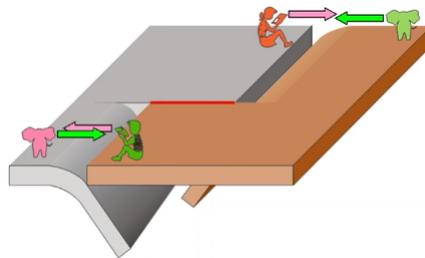


Рис. 20.17. Кинематика трансформ

На определенном этапе длина трансформы станет нулевой. Для наблюдателей, находившихся вне трансформы, их относительное смещение останется таким же. Для наблюдателей, находящихся во внешних углах системы на субдуцирующих блоках, их относительное смещение будет обратным, совпадающим с движением наблюдателя, живших когда-то в зоне схлопнувшейся трансформы. Далее трансформа превратится в синвергентную и будет развиваться по сценарию синвергентной. Наблюдатели, находившиеся ранее вне трансформы, окажутся в области трансформы, их относительное смещение останется тем же, совпадающим с новым видимым смещением зон поглощения. Для наблюдателей, находящихся во внешних углах системы на субдуцирующих блоках, их относительное смещение будет обратным.

Кинематика трансформ типа хребет - дуга

M-трансформы принципиально отличаются от остальных тем, что сопрягаемые ими активные зоны находятся по одну сторону от трансформного разлома, который, таким образом, оказывается как бы рельсом, вдоль которого обмениваются массами активные зоны. Собственно сдвиговые движения присутствуют только в пределах трансформы. Трансформа соединяет зоны расрастания и поглощения. Длина трансформы постоянна. Амплитуды смещения досдвиговых маркеров активного отрезка



Рис. 20.18. Трансформ дуга-дуга

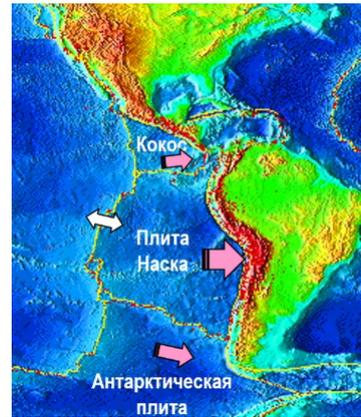


Рис. 20.19. Трансформ хребет-дуга

одинаковы по всей длине сдвига. Активными элементами являются и зона разрастания, и зона поглощения.

Для наблюдателей, находящихся по разные стороны активного сегмента, он представляется обычным сдвигом. Для наблюдателей, находящихся по разные стороны пассивных сегментов, относительно смещение будет представляться обратным, если один из них находится со стороны зоны поглощения. Для наблюдателей, находящихся по разные стороны пассивных сегментов, относительное смещение будет представляться нулевым, если один из них находится со стороны зоны разрастания.

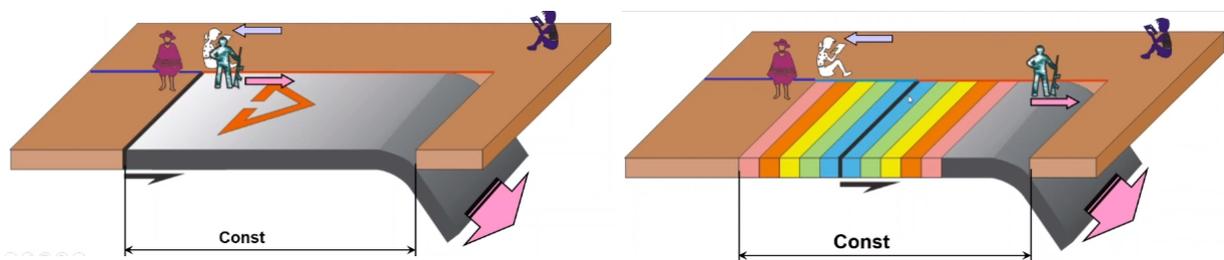


Рис. 20.20. Кинематика трансформ

Лекция 21. Астроблемы

Определение 21.1. *Астроблемы — дочетвертичные метеоритные кратеры на Земле, которые после возникновения были частично разрушены в результате эрозии и заполнены более молодыми осадочными породами.*

Метеоритные кратеры, в отличие от астроблем, еще не утратили геоморфологической выраженности. Однако, как правило, доплиоценовые кратеры не выражены геоморфологически. Обобщающий термин — импактный кратер. Метеоритные кратеры создаются на Земле только крупными метеоритами. Диаметр метеоритного кратера или астроблемы примерно в 20-3- раз больше размера самого метеорита, падающего со скоростью от 12 до 72 км/с.

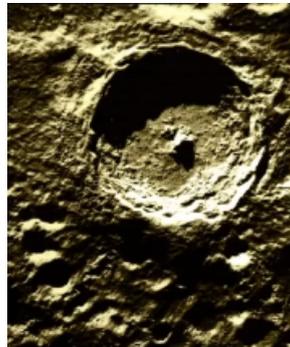
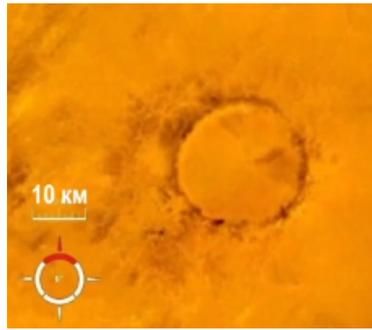


Рис. 21.1. Метеоритный кратер Тихо. Луна

Плотность импактных структур на Земле и на Луне существенно различна. Но нетрудно заметить, что максимальное количество кратеров сосредоточено в наиболее изученных регионах. Возраст самых древних из известных импактных кратеров более 2,5 млрд. лет.



Рис. 21.2. Распределение импактных кратеров на континентах

Рис. 21.3. Кратер *Tenoumer*

Механизм и фазы кратерообразования

Сначала происходит сжатие. В момент контакта возникает ударная волна сферической формы, а кинетическая энергия тратится на нагрев и деформацию и метеорита, и пород мишени. Породы смещаются радиально от точки удара — создаются сферические зоны, испытывающие напряжения сжатия. Дальше происходит экскавация. При ослаблении ударной волны упругая отдача инициирует быстрый рост кратера и выброс обломков, расплавленного стекла и пара, а также деформацию мишени. Третья фаза — ранняя модификация и заполнение. После взрыва структура мишени меняется за счет снятия нагрузки, а часть выброшенного материала возвращается и заполняет возникший кратер.

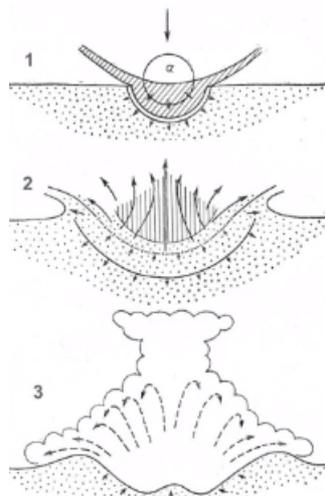


Рис. 21.4. Схема развития импактных кратеров

При сжатии и ударном нагреве сжатие происходит практически мгновенно — в первые наносекунды. При этом нагрев (вплоть до образования плазмы) тоже происходит мгновенно — в те же первые наносекунды. При экскавации и адиабатическом охлаждении разгрузка до нормального давления происходит линейно в первые

секунды. Адиабатическое охлаждение газа на этой стадии происходит нелинейно. Достигается послеударная температура, которая выше исходной. При Ранней модификации/заполнении и послеударном охлаждении при нормальном давлении температура расплава и обломков постепенно уменьшается уже за счет теплообмена с вмещающей средой до исходной температуры.

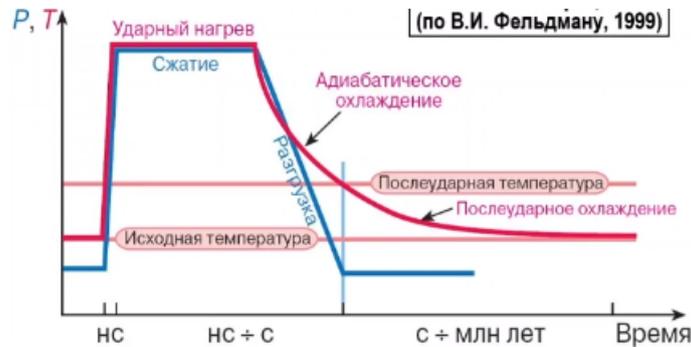


Рис. 21.5. PT диаграмма импактного процесса

Классификация коптогенных пород

При ударе метеорита о Землю происходит взрыв, в результате которого горные породы мишени практически мгновенно преобразуются. Они либо дробятся на мелкие и крупные кусочки, т.е. катаклазируются, либо плавятся, т.е. переходят в расплав, который впоследствии застывает в виде стекла с включениями обломков.

Характер материала	Коптокатаклазиты (раздробленные породы)	Импактиты (расплавленные породы)
Неперемещенный	Аутигенные (автохтонные) брекчии	Массивные импактиты 1 рода
Перемещенный	Аллогенные (аллохтонные) брекчии	Обломочные импактиты 2 рода (зювиты)
		Массивные импактиты 2 рода (тагамиты)

Рис. 21.6. Классификация коптогенных пород

Между этими породами существуют переходные разности, отнесение которых к коптокатаклазитам или импактитам зависит от количества в них стекла.

Основные мезоструктуры импактных кратеров — конусы разрушения, представляющие собой конические трещины скола.

Оси конусов отвечают направлению сжатия, а их вершины направлены к центру взрыва.



Рис. 21.7. Бомба флюидального импактного стекла



Рис. 21.8. Флюидальный импактит 1 рода кратера Жаманши



Рис. 21.9. Зювит кратера Рис



Рис. 21.10. Зювит Ильинецкого кратера



Рис. 21.11. Зювит Карского кратера

Морфоструктура импактных кратеров

Импактные кратеры обладают сложной морфоструктурой, в которой структурные элементы достаточно строго связаны с морфологическим. Морфоструктура кратеров разных размеров несколько различается. Выделяют 5 типа импактных кратеров по размерам:

- 1) очень мелкие (диаметр до 1 километра);
- 2) мелкие (диаметр первые километры);
- 3) средние (диаметр 5-15 км);



Рис. 21.12. Конусы разрушения в песчаниках



Рис. 21.13. Конусы разрушения

- 4) крупные (диаметр 15-100 км);
- 5) гигантские (диаметр более 100 км).

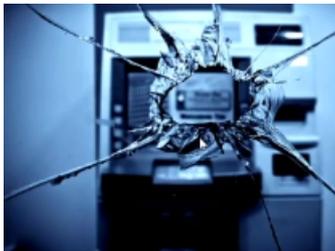


Рис. 21.14. Радиальные трещины

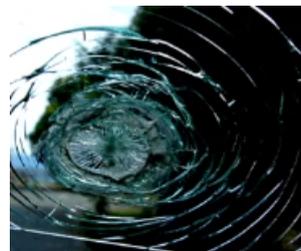


Рис. 21.15. Концентрические трещины



Рис. 21.16. Радиальные и концентрические трещины



Рис. 21.17. Кратер Вулф Крик, 800 м, 300000 лет

Аризонский кратер — диаметр 1,2 километра, глубина 180 метров, возраст 50 тысяч лет.

Мелкие кратеры имеют более сложное строение. Мишень (цоколь) в них деформирована, а дно и борта кратера сложены коптогенными породами.

- 1) Насыпной вал аллогенной брекчии;
- 2) Цокольный вал;

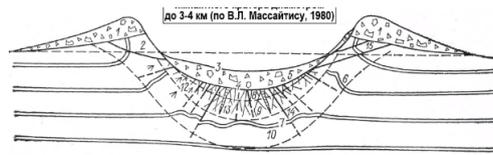


Рис. 21.18. Морфоструктурные элементы импактного кратера диаметром

- 3) Видимое (первичное) дно;
- 4) Истинное (цокольное) дно;
- 5) Линза аллогенной брекчии и импактитов;
- 6) Складки в прибортовой части цоколя;
- 7) Складки под дном кратера;
- 8) Зона частичного плавления;
- 9) Зона разрушения;
- 10) Зона пластических деформаций;
- 11) оползни, террасы;
- 12) Конусы разрушения;
- 13) Жилы интрузивных брекчий;
- 14) Поддвиги и затухающие трещины;
- 15) Надвиги и опрокинутые слои.



Рис. 21.19. Схема размещения крупнейших астроблем на территории России

Общая закономерность — чем крупнее астроблема, тем больше в ней импактитов.

Беенчичиме-Салаатинская астроблема в Саха-Якутии — пример простого чашеобразного импактного кратера диаметром 8 км. Возраст — 300 млн лет. Кратер заполнен аллогенными брекчиями, а его дно раздроблено и сложено аутигенными брекчиями. В цоколе — серия радиальных разрывов.

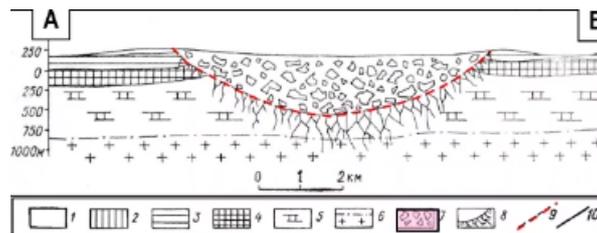


Рис. 21.20. Геологическая карта и разрез Беенчиме-Салаатинской астроблемы

- 1) Четвертичные образования;
- 2) Нижний и средний кембрий;
- 3) Нижний кембрий, известняки;
- 4) Нижний кембрий, алевролиты, песчаники, доломиты;
- 5) Венд;
- 6) Раннедокембрийские кристаллические породы дундамента;
- 7) Аллогенная брекчия;
- 8) Аутигенная брекчия;
- 9) Предполагаемое истинное дно астроблемы;
- 10) Разрывы.

Шунакская астроблема находится в Северное Прибалхашье, Казахстан. Диаметр 2,5 км, высота вала 100 м, глубина кратера 190 м, возраст 12 млн лет. На дне кратера установлена аллогенная брекчия риолитов, в обломках которых кварц несет следы ударного воздействия в виде планарных структур. несколько треугольная форма кратера объясняется структурой мишени и, возможно, углом падения метеорита.

В средних кратерах за счет упругой отдачи часто формируются центральные поднятия, или центральные горки, а в кратерах диаметром более 10 км и более крупных — также и кольцевые поднятия. В кратерах средних размеров появляются расплавные импактиты.

- 1) Аллогенные брекчии закратерных выбросов;
- 2) Аллогенные брекчии внутри кратера;
- 3) Аутигенные брекчия;
- 4) Расплавные импактиты;

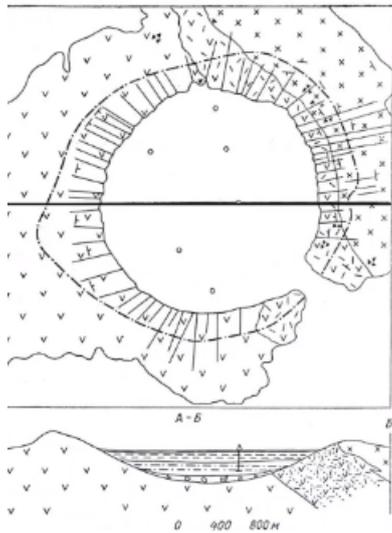


Рис. 21.21. Импактный кратер Шунак

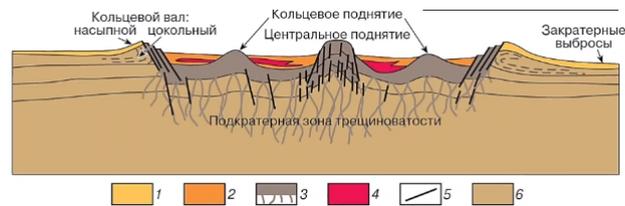


Рис. 21.22. Морфоструктурные элементы крупного импактного кратера

- 5) Разрывы;
- 6) Породы мишени (цоколь).

Импактный кратер Госсес Блафф представляет собой холм, окруженный кольцом раздробленных пород, диаметром около 14 км. На глубине расположена полусферическая чаша радиусом 2,3 км, окруженная более мелкой блюдцеобразной депрессией радиусом около 11 км. Возраст 130 млн лет. Найдены конусы сотрясения, импаكتиты.

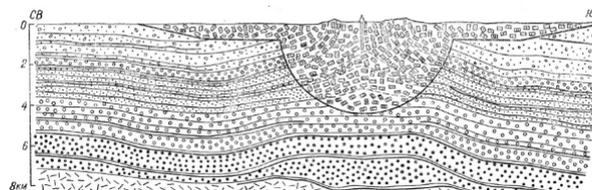


Рис. 21.23. Импактный кратер Госсес Блафф

Карлинский кратер диаметром около 10 км расположен в бассейне р. Свяги, притока Волги. Кратерная депрессия заполнена плиоценовыми внутрикратерными

озерными известковистыми глинами с максимальной мощностью 100 м. Возраст 10 млн лет. Найдены конусы сотрясения, импактиты.



Рис. 21.24. Карлинский кратер

В кратерах диаметром более 15 км (крупных) кроме центральных поднятий часто формируются и кольцевые поднятия. В них практически всегда присутствуют расплавные породы — импактиты.

Диаметр Карской астроблемы около 60 км. Круглая форма с выраженной центральной горкой. Располагается на гетерогенном основании. Кольцевой ров вокруг центральной горки имеет асимметричное строение — его внутренние склоны в 2-3 раза круче, чем внешние.

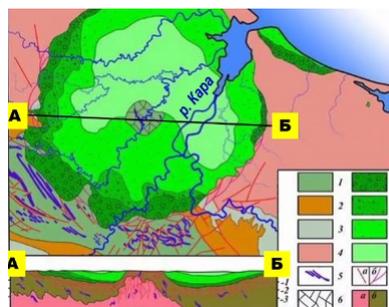


Рис. 21.25. Карская астроблема

- 1) Осадочные породы силура — перми;
- 2) Осадочные породы силура — перми;
- 3) Осадочные породы силура — перми;
- 4) Осадочные породы силура — перми;

- 5) Дайки и пластовые тела диабазов и габбро-диабазов палеозоя;
- 6) Силурийские породы центрального поднятия (аутигенные брекчия);
- 7) Глыбовые и мегабрекчии;
- 8) Глыбовые зювиты;
- 9) Лапиллиево-агломератовые зювиты;
- 10) Псаммито-алевритовые брекчии;
- 11) Разрывные нарушения;
- 12) Протерозойские сланцы и осадочные породы палеозоя.

Пучеж-Катунская астроблема — первая установленная астроблема России, вторая по величине. Диаметр 80 км. Хорошо разбурена, Воротиловская скважина — 5374 м, скважина не вышла из зоны ударных преобразований. Возраст 167 млн лет. Импактит Пучеж-Катунской астроблемы имеет диаметр центрального поднятия 8-10 км, высоту 1,6-1,9 км. Предполагаемый размер астероида 2-4 км.

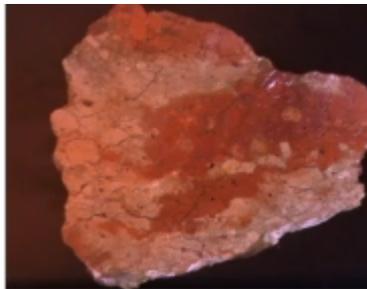


Рис. 21.26. Импактит Пучеж-Катунской астроблемы

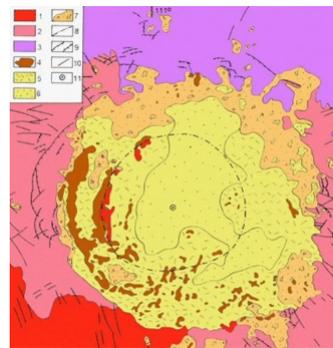


Рис. 21.27. Геологическая карта Попигайской астроблемы

Гигантские астроблемы (гиаблемы) (диаметром более 100 км) практически всегда сложены преимущественно импактитами.

Попигайская астроблема — многокольцевой импактный бассейн с коцентрически-зональным строением диаметром 100 км. Возраст Попигайского кратера оценивается в 35,7 млн лет.

Размеры выброшенных глыб осадочных пород мишени в краевой части кратера достигают нескольких километров (клипеновые брекчии). Ближе к центру появляются мегабрекчии, сложенные хаотически-перемешанными между собой и с другими импактитами обломками пород мишени величиной от 1 до 100 метров.

Выше по разрезу внутренняя часть кратера выполнена сложным чередованием отложений взрывного облака (зювитовые формации), донных импактных брекчий и расплавных пород — тагамитов. Отдельные тела тагамитов по данным бурения достигают мощности 600 метров, а общий объем импактного расплава, возникшего в кратере, оценивается величиной около 2000 куб. км.



Рис. 21.28. Глыбовые брекчии



Рис. 21.29. Глыбы гнейсов

В породах кратера обнаружены все известные признаки ударного метаморфизма, включая алмазы. Общий объем алмазов оценивается примерно в 150 млрд. карат. Закратерное поле рассеяния импактных алмазов прослежено на расстоянии до 500 километров. Также в породах обнаружены минералы высоких давлений — коэсит и стишовит. Такие минералы сначала были получены искусственным путем при высоких ударных давлениях и температуре около 1000°C.

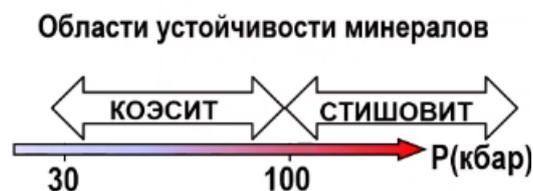


Рис. 21.30. Области устойчивости минералов

Магматический комплекс Садбери внедрился 1,85 млрд. лет назад в центральную часть огромного взрывного кратера. Комплекс содержит крупные месторождения $Cu - Ni - Pt$. По результатам численного моделирования размер космического тела 12,5 км и скорость 20 км/сек.

Особенности диагностики астроблем

Наиболее просто диагностируются импактные кратеры на гетерогенной мишени. Если астроблема возникает на поле распространения вулканических пород, ее очень легко спутать с палеовулканом, а импактиты — с вулканитами. Задача осложняется тем, что крупные астроблемы иногда содержат реальные магматические тела, которые для внедрения используют зоны, ослабленные импактными ударами.

С импактными кратерами связаны разнообразные месторождения полезных ископаемых, которые можно разделить на 3 группы:

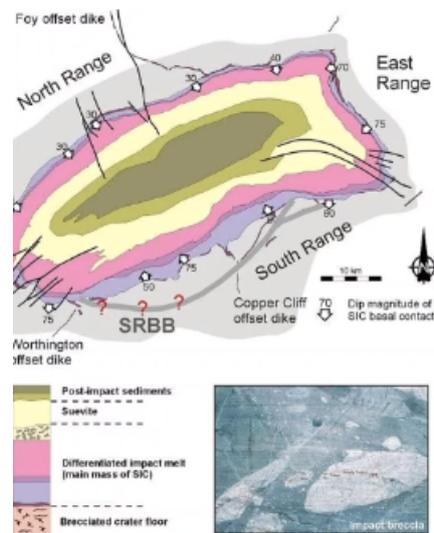


Рис. 21.31. Геологическая карта и разрез астроблемы Садбери

- 1) Доимпактные месторождения — это любые месторождения, подвергшиеся метеоритной бомбардировке и преобразованные в результате импактного воздействия. Такие месторождения крайне редки, поскольку метеориты редко попадают непосредственно на территорию месторождений.
- 2) Синимпактные месторождения формируются именно вследствие импактного события, то есть при ударном метаморфизме. Наиболее яркими представителями таких месторождений являются месторождения алмазов в Попигайской астроблеме и сульфидные медно-никелевые руды Садбери.
- 3) Постимпактные месторождения намного разнообразнее, они связаны с породами, выполняющими кратер: проявления угля, нефти, осадочных пород.



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ