

Федеральное агентство по образованию
АМУРСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ГОУ ВПО «АмГУ»

Утверждаю

Зав. каф. ГиП

_____ Т.В.Кезина

« ____ » _____ 2009 г.

«СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ»

УЧЕБНО-МЕТОДИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

для специальности 130301 очной формы обучения
«Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных
ископаемых»

Составитель: Стриха В.Е., и.о.профессора кафедры ГиП

Благовещенск 2009 г.

*Печатается по
решению редакционно-
издательского совета Амурского
государственного
университета*

В.Е.Стриха

Учебно-методический комплекс по дисциплине «Структурная геология» для студентов очной формы обучения специальности 130301 «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых»

@ Амурский государственный университет

СОДЕРЖАНИЕ

1. Программа дисциплины	3
2. Рабочая программа дисциплины.....	4
3. Самостоятельная учебная работа студентов.....	10
4. Методические рекомендации по проведению практических (лабораторных) занятий.....	11
5. План-конспект лекций по дисциплине.....	11
Введение в дисциплину.....	11
Общие сведения о геологических картах.....	17
Слой слоистость, строение слоистых толщ.....	19
Горизонтальное и наклонное залегание слоистых толщ. Несогласия.....	26
Формы геологических тел, сложенных магматическими и метаморфическими породами.	36
Физические основы деформации.....	43
Складчатые структуры.....	47
Разрывные нарушения.....	63
Геотектонические элементы континентов и океанов. Геолого-геофизическая модель земной коры.....	81
6. Комплекты экзаменационных билетов для экзамена	92
7. Методические указания по выполнению курсовых проектов.....	98
8. Методические указания по проведению лабораторных работ.....	98
9. Методические указания к практическим и семинарским занятиям.....	98
10. Методические указания по выполнению домашних заданий и контрольных работ.....	99
11. Перечень программных продуктов используемых в практической деятельности выпускников.....	99
12. Методические указания профессорско-преподавательскому составу по организации межсессионного и экзаменационного контроля знаний студентов.....	99
13. Методические указания по применению современных информационных технологий для преподавания учебной дисциплины.....	99
14. Комплекты заданий для лабораторных работ, контрольных работ, домашних заданий.....	99
15. Материально-техническое обеспечение дисциплины.....	100
16. Карта обеспеченности дисциплины кадрами профессорско-преподавательского состава.....	100

1. ПРОГРАММА ДИСЦИПЛИНЫ «Структурная геология»

Образовательный стандарт. Формы залегания осадочных толщ; строение слоистых толщ; разрывы и их типы; трещины; формы залегания магматических, метаморфических и вулканических пород и тел; изображение форм залегания осадочных и магматических комплексов и основных структурных элементов земной коры на геологических картах, разрезах.

Целью дисциплины «Структурная геология» является изучение форм залегания горных пород в земной коре, их происхождения, взаимных связей и влияния внешней среды, изучаются методы составления и чтения геологических, структурных и тектонических карт, стратиграфических колонок и геологических разрезов. Студенты подготавливаются к прохождению учебных и производственных практик по геологической съемке, поискам и изучению месторождений полезных ископаемых.

1.1.Содержание дисциплины

Дисциплина состоит из серии лекций направленных на получение знаний по условиям залегания горных пород в земной коре, освоение основных приемов и методов составления геологических карт.

Дисциплина «Структурная геология» включает в себя следующие основные разделы:

№ п/п	Наименование раздела дисциплины	Распределение по видам (час)			
		Лек	З	ПЗ	СРС
1	2	3	4	5	6
1.	Введение в дисциплину	2			
2.	Общие сведения о геологических картах	2		4	4
3.	Слой, слоистость, строение слоистых толщ	2		4	4
4.	Горизонтальное и наклонное залегание слоистых толщ. Несогласия.	2		4	4
5.	Формы геологических тел, сложенных магматическими и метаморфическими породами.	2		4	4
6.	Физические основы деформации	2		4	4
7.	Складчатые структуры	2		4	4
8.	Разрывные нарушения	2		4	4
9.	Геотектонические элементы континентов и океанов. Геолого-геофизическая модель земной коры	2		4	4
		18		36	36

2. РАБОЧАЯ ПРОГРАММА ДИСЦИПЛИНЫ «Структурная геология»

Тема 1. Введение в дисциплину

Определение структурной геологии. Методы исследования. Связь структурной геологии со смежными дисциплинами. Геологическое картирование как прикладная дисциплина. Определение геологической карты. Значение геологических карт в народном хозяйстве и их роль при поисках и разведке полезных ископаемых. Связь геологического картирования с поисками полезных ископаемых. Обзор литературы по курсу. История развития структурной геологии. Начало горного дела. Работы М.В.Ломоносова и их значение для структурной геологии. Геологические карты.

Тема 2. Общие сведения о геологических картах

Содержание геологических карт. Карты четвертичных отложений. Тектонические, геоморфологические, гидрогеологические, инженерно-геологические, полезных ископаемых, прогнозные карты. Мелкомасштабные, среднемасштабные и детальные карты. Условные знаки геологических карт: цветовые, штриховые, буквенные и цифровые. Правила составления индексов. Стратиграфическая колонка и геологические разрезы.

Тема 3. Слой, слоистость и строение слоистых толщ

Определение слоя. Слоистость и ее типы: параллельная, волнообразная, линзовидная, косая. Условия образования слоистости и ее значение для целей геологического картирования. Строение поверхностей наложения. Общая характеристика первичного ненарушенного и нарушенного залегания слоев. Взаимоотношение слоистых толщ: трансгрессивное, ингрессивное, регрессивное и миграционное. Значение фациального анализа. Образование слоистых толщ. Работы Н.А.Головкинского и А.А.Иностранцева. Турбидиты.

Олистостромы и олистолиты. Отложения океанического дна. Миграционная и мутационная слоистость. Условия формирования толщ большой мощности.

Тема 4. Горизонтальное и наклонное залегание слоев. Несогласия.

Признаки горизонтального залегания слоев. Причины, вызывающие отклонения от горизонтального залегания. Измерение мощности слоя. Изображение горизонтально залегающих слоев на геологических картах. Изображение на геологических картах четвертичных континентальных образований. Составление разрезов горизонтально залегающих толщ.

Общая характеристика наклонного залегания слоев, элементы залегания горных пород. Измерение элементов залегания горным компасом, по данным бурения и в стенках горных выработок. Определение истинной мощности слоя. Нормальное и опрокинутое залегание. Зависимость ширины и формы выхода слоя на поверхность от его истинной мощности, угла падения и формы рельефа. Пластовые треугольники. Изображение наклонно залегающих толщ на геологических картах и разрезах

Стратиграфические и тектонические несогласия. Стратиграфические несогласия: параллельное, угловое, географическое, явное и скрытое, региональное и местное – внутриформационное. Подводные размывы и перерывы. Строение поверхностей несогласия. Структуры облекания и прилегания. Критерии установления стратиграфических несогласий. Роль тектонических движений в формировании несогласий. Тектонические несогласия – шарьяжи.

Тема 5. Формы геологических тел сложенных вулканическими, интрузивными и метаморфическими породами

Условия накопления вулканитов. Эффузивная, пирокластическая, жерловая и субвулканическая фации. Вулканы центрального, трещинного и ареального типа. Наземные и подводные извержения. Выделение древних

вулканических аппаратов. Вулканические купола. Кальдеры, их строение и условия образования. Условия образования. Трубки взрыва. Условия образования интрузивных пород. Ареал–плутоны, батолиты, гарполиты, штоки, лакколиты, магматические диапиры, лаполиты, факолиты, дайки, силлы, апофизы. Протрузии. Изучение контактовых ореолов. Эндоконтактовые и экзоконтактовые зоны. Внутренняя структура интрузивных массивов: полосчатые и линейные текстуры течения, первичные (контракционные) поперечные, продольные, пластовые, диагональные и краевые трещины. Определение возраста интрузий. Полевое изучение интрузивных тел. Изображение интрузивных массивов на геологических картах и разрезах: фации, фазы, комплексы.

Метаморфогенные структуры: гранито-гнейсовые овалы, гнейсовые, гранито-гнейсовые, мигматитовые купола, мигматит-плутоны. Складчатые структуры межкупольных пространств. Структуры динамометаморфизма: зоны смятия, рассланцевания.

Тема 6. Физические основы деформации горных пород

Деформация и напряжение. Виды деформации. Эллипсоид деформации. Напряжения: общее, нормальное, касательное. Механизм пластической деформации горных пород. Роль температуры, давления и летучих при деформации.

Тема 7. Складчатые структуры

Складка и ее элементы. Морфологическая классификация складок. Деление складок по соотношению мощностей в сводах и на крыльях. Виды складок в плане. Синклинии и антиклинии. Синоформы и антиформы. Флексура и ее элементы. Генетические типы складок: складки продольного и поперечного изгиба, течения и волочения, скалывания. Геологические условия образования складок. Складчатость эндогенная и экзогенная, глубинная и

поверхностная, идиоморфная и голоморфная, конседиментационная и наложенная. Диapiroвые складки, их строение, распространение и условия образования. Структурные карты, способы их построения.

Тема 8. Разрывные нарушения

Разрывы со смещениями – разломы

Определение и классификация разрывов со смещениями. Сбросы, взбросы, сдвиги, раздвиги. Строение сместителя. Тектонические брекчии. Определение направления и амплитуда перемещения крыльев по разлому. Определение возраста разломов. Системы разломов: ступенчатые, горсты, грабены, простые и сложные конседиментационные и наложенные.

Трещины в горных породах (разрывы без смещений).

Морфология трещин. Геометрическая классификация. Первичные трещины в осадочных и эффузивных породах. Трещины выветривания, оползней, обвалов, расширения пород при разгрузки трещины отрыва и скалывания. Кливаж, виды кливажа. Наблюдения над трещинами в поле. Графические методы изображения замеров трещин. Векторные диаграммы полей напряжения. Анализ полей и напряжений.

Тема 9. Геотектонические элементы континентов и океанов

Континентальные структуры: платформы докембрийские и более молодые, плиты и щиты, авлакогены. Орогены: складчатые пояса, области, системы. Геосинклинали: геосинклинальные пояса, области, системы, геосинклинальные прогибы. Срединные массивы. Океанические структуры: срединные океанические хребты, океанические плиты, подводные окраины - активные и пассивные, островодужные системы. Трансформные разломы, рифты океанические и континентальные.

Геолого-геофизическая модель земной коры. Земная кора континентальная, субконтинентальная, субокеаническая, океаническая.

2.1. Рекомендуемая литература

Основная

Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, 1966.

Буялов Н. И. Практическое руководство по структурной геологии и геологическому картированию. Гостоптехиздат, 1955.

Белоусов В.В. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1986

Павлинов В.Н. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники, часть 1. М., Недра, 1979.

Павлинов В.Н., Соколовский А.К. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники, часть 2, М., Недра, 1990.

Кушнарев И.П., Кушнарев П.И., Мельникова К.М. Методы структурной геологии и геологического картирования. М., Недра, 1984.

Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование, М., Недра, 1984.

Дополнительная

Инструкция по организации и производству геолого-съёмочных работ и составлению Государственной геологической карты СССР масштаба 1:50 000 (1:25 00). Ленинград, 1987.

Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (Роскомнедра) М., 1995. 224 с.

Лабораторные работы по структурной геологии, геокартингованию и дистанционным методам. М., Недра, 1988.

Сборник задач по курсу структурной геологии и геологического картирования. М., Изд-во МГРИ, 1980.

Сократов Г.И. Структурная геология и геологическое картирование. М., Недра, 1972.

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

Справочная литература

Полевая геология (справочное руководство), т. 1-2. Под ред. Лаврова В.В., Купмана А.С. Л., Недра, 1989.

2.2. Средства обеспечения освоения дисциплины

1.Обеспечение лекций

- 1.1. Демонстрационная графика (карты, схемы, разрезы).
- 1.2. Кинофильмы и фотографии.

2.Обеспечение лабораторного практикума

- 2.1.Комплект учебных геологических карт.
- 2.2.Раздаточный картографический материал (схемы, карты).
- 2.3.Тесты для контроля подготовки студентов к лабораторным работам.

3.Обеспечение СРС

- 3.1.Учебные пособия и методические указания.
- 3.2.Учебные геологические карты для курсового проектирования.

6.2. Техническое обеспечение освоения дисциплины

- 1.Лекционная аудитория, совмещенная с аудиторией для лабораторных занятий (100).
2. Демонстрационные геологические карты и схемы разного содержания.
3. Атлас учебных геологических карт. - М.: МГУ, 1987. - 31 с.
4. Электронный проектор, экран.
5. Комплекты раздаточного материала, коллекции образцов.

3. САМОСТОЯТЕЛЬНАЯ УЧЕБНАЯ РАБОТА СТУДЕНТОВ

На самостоятельную работу студентов отводится 36 часов. Самостоятельная работа студентов предусматривает изучение теоретической части курса, составление рефератов, выполнение контрольных (для студентов

заочной формы обучения) и домашних (для студентов очной формы обучения) геокартографических работ. Кроме того, осуществляется поиск в «Интернете» новых данных по изучаемым разделам.

Студенты – заочники осваивают теоретическую часть курса, в основном, путем самостоятельного изучения по учебникам и другим литературным источникам. Для усвоения практических навыков работы с картами выполняется контрольная работа, исходные данные для которой студенты получают на кафедре. При изучении дисциплины студенты - заочники обеспечиваются необходимыми консультациями, а в период экзаменационной сессии для систематизации, пополнения и закрепления полученных знаний читаются обзорные лекции и проводятся лабораторные занятия.

Изучение теоретической части курса. Проводится индивидуально по конспектам лекций и учебным пособиям. При этом рекомендуется составление словарей основных терминов и понятий по главным разделам дисциплины

4. МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ПРОВЕДЕНИЮ ПРАКТИЧЕСКИХ (ЛАБОРАТОРНЫХ) ЗАНЯТИЙ

На практические (лабораторные) занятия отводится 36 часов.

Практические (лабораторные) занятия проводятся в учебных аудиториях. Основная часть отведенного времени посвящается решению задач, которые позволяют студентам приобрести навыки работы с картами, разрезами.

Базовый материал теоретической части курса дается на лекционных занятиях, а второстепенные вопросы, по усмотрению лектора, изучаются студентами самостоятельно. Практическая часть курса связана, в основном, с изучением картографического материала и главной задачей ее является знакомство с основными принципами и методами составления геологических карт.

5. ПЛАН-КОНСПЕКТ ЛЕКЦИЙ ПО ДИСЦИПЛИНЕ

«Структурная геология»

Тема 1. Введение в дисциплину

Лекция 1

Структурная геология является одной из частей геотектоники — науки о строении, движениях и развитии земной коры. Она изучает формы залегания горных пород в земной коре, причины их возникновения и историю развития. Основными методами, которые используются в структурной геологии, являются сравнительно-исторический и актуалистический.

Знание условий залегания осадочных, изверженных и метаморфических пород в земной коре открывает возможность методически правильно подойти к выявлению и прогнозам размещения заключенных в них полезных ископаемых.

В последние годы в структурной геологии широко используются также данные геофизики и экспериментальной геологии, аэрофотосъемки.

Геологическое картирование (геологическая съемка) — одна из прикладных геологических дисциплин, рассматривающая методы составления геологических карт и их практическое применение. Цель геологического картирования — всестороннее изучение геологического строения, полезных ископаемых и составление геологической карты выбранного района в том или ином масштабе.

Геологическое картирование заключается в систематическом и всестороннем изучении естественных и искусственных обнажений (выходов на поверхность) горных пород с целью определения их состава происхождения, возраста и форм залегания и нанесения их распространения на топографическую карту.

Геологические карты представляют собой изображение на топографической карте с помощью условных знаков распространения и условий залегания горных пород на земной поверхности, разделенных по возрасту и составу. Карты являются одним из важнейших результатов геологического картирования, но могут быть также составлены на основании обработки материалов, накопленных при геологических исследованиях.

Ведущее значение при составлении геологических карт имеют структурная геология, геотектоника, историческая геология, минералогия, петрография, геофизика и учение о месторождениях полезных ископаемых. Лишь обладающий всей суммой необходимых знаний, прочно стоящий на позициях диалектического материализма геолог в состоянии вести на высоком уровне сложную работу по составлению геологических карт. При этом он должен избегать принятия поспешных субъективных заключений и стремиться на основе углубленного изучения природных явлений и фактов прийти к наиболее обоснованным, по возможности объективным выводам и построениям.

Для успешного овладения дисциплиной студенты обязаны знать содержание курсов: геодезии, общей и исторической геологии, владеть приемами начертательной геометрии.

В свою очередь, при продолжении обучения структурная геология предшествует дисциплинам: геоморфология, геологическое картирование, геология, геотектоника, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых.

Геологосъемочным работам должен предшествовать комплекс наземных геофизических исследований, а также аэромагнитная и аэродиометрическая съемка в масштабе геологосъемочных работ и гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000.

Кроме того, для решения конкретных геологических задач и детализации ранее известных геофизических аномалий до или в процессе полевых работ на отдельных участках могут быть проведены сейсморазведочные, гравиразведочные, электроразведочные и другие виды работ, выполняемые отдельно или в различных сочетаниях.

Тема 2. Общие сведения о геологических картах

Лекция 2

Геологические карты представляют собой изображение на топографической карте с помощью условных знаков распространения и условий залегания горных пород на земной поверхности, разделенных по возрасту и составу. Карты являются одним из важнейших результатов геологического картирования, но могут быть также составлены на основании обработки материалов, накопленных при геологических исследованиях.

Ведущее значение при составлении геологических карт имеют структурная геология, геотектоника, историческая геология, минералогия, петрография, геофизика и учение о месторождениях полезных ископаемых. Лишь обладающий всей суммой необходимых знаний, прочно стоящий на позициях диалектического материализма геолог в состоянии вести на высоком уровне сложную работу по составлению геологических карт. При этом он должен избегать принятия поспешных субъективных заключений и стремиться на основе углубленного изучения природных явлений и фактов прийти к наиболее обоснованным, по возможности объективным выводам и построениям.

На практике нередко принято кроме обычной геологической карты составлять карты других типов. К числу таких карт относятся: карта четвертичных образований, литолого-геологическая, тектоническая, геоморфологическая, гидрогеологическая, инженерно-геологическая, полезных ископаемых, карты прогнозов по отдельным видам минерального сырья или их комплексам.

На геологических картах с помощью качественного фона (цветного или штрихового), буквенных, цифровых и других условных знаков показываются возраст, состав и происхождение горных пород, условия их залегания, характер границ между отдельными комплексами. На геологических картах может быть указано также распространение отдельных минералов или элементов в горных породах.

В зависимости от масштаба собственно геологические карты делятся на четыре вида: мелкомасштабные, среднемасштабные, крупномасштабные и детальные.

Мелкомасштабные (обзорные) карты, имеющие масштаб 1 : 500 000 и мельче, дают представление о геологическом строении обширных территорий, отдельных государств, целых материков или всего мира. Топографическая основа мелкомасштабных геологических карт обычно сильно упрощена. На ней наносятся основные реки, крупные населенные пункты, очертания морей и озер, которые могут быть изображены в масштабе карты.

Среднемасштабные карты имеют масштаб 1 : 200 000 — 1 : 100 000 и составляются по листно, в рамках соответствующих топографических планшетов международной разграфки. Они передают основные черты геологического строения изображаемой территории, дают прогнозную оценку в отношении полезных ископаемых.

Крупномасштабные карты масштаба 1 : 50 000 — 1 : 25 000 также составляются по листно, на точных топографических основах. Они предназначены для подробного изображения геологического строения районов, перспективы которых в отношении выявления месторождений полезных ископаемых определены, а также для районов сельскохозяйственного освоения, строительства городов, предприятий, гидростанций. Крупномасштабные карты должны осветить не только геологическое строение земной поверхности, но и дать возможность составить ясное представление о глубинном строении территории.

Детальные геологические карты масштаба 1 : 10 000 и крупнее составляются обычно на специальных топографических основах. Этот вид геологических карт подробно отражает геологию районов или участков, на которых находятся месторождения полезных ископаемых или возводятся гидротехнические, промышленные и гражданские сооружения; позволяет решать вопросы, связанные с закономерностями размещения рудных тел,

подсчетом запасов полезных ископаемых и возможностям промышленного и гражданского строительства.

Все условные обозначения, употребляемые на данной геологической карте, выносятся с соответствующими пояснениями в таблицу условных обозначений.

На полях каждого листа геологической карты слева располагается стратиграфическая колонка, а на правом ее поле помещаются условные обозначения (легенда), внизу – геологический разрез.

Стратиграфическая колонка состоит в масштабе более крупном или карта. Показывает последовательность пластования горных пород, характеристику контактов между ними и вещественных составов. В центре - геологическая колонка (без раскраски), слева - стратиграфические подразделения и индексы; справа - мощность, затем характеристика пород.

При согласном залегании пород в стратиграфической колонке граница прямая, при несогласном - волнистая.

Геологический разрез представляет собой графическое изображение на вертикальной плоскости геологического строения участка. Его составляют по геологическим картам или по данным геологоразведочных выработок. Разрез показывает последовательность и мощности слоев, формы их залегания, расположения и формы залегания в вертикальной плоскости массивов изверженных пород и тел ПИ. Составление, раскраска и индексация разрезов осуществляется в соответствии с геологической картой и условными обозначениями.

Для построения геологического разреза в начале вычерчивают топографический профиль. Наносят на него с геологической карты границы толщи пород, пересекаемые разрезом. По данным об условиях залегания пластов показывают границы распространения толщи на глубину. Над разрезом - название, числовые вертикальные и горизонтальные масштабы, по сторонам - буквенные обозначения разреза (А-А; А-В; I-I), ориентировка по сторонам света.

Четвертичные отложения изображаются на особых **картах четвертичных отложений**, отдельно от коренных пород. На таких картах они делятся по возрасту, происхождению и составу. Обнажающиеся на поверхности коренные породы указываются без расчленения. Исключение составляют лишь неогеновые континентальные образования, которые нередко показываются на карте четвертичных отложений и тоже делятся по возрасту, происхождению и составу.

На **литолого-геологических картах** на фоне окраски, соответствующей возрасту пород, штрихами изображается состав пород, выходящих на поверхность или скрытых под покровом четвертичных образований.

Разновидностью литолого-геологических карт являются петрографические карты. Они, как правило, крупномасштабные (от 1 : 10 000 и крупнее) и изображают разновидности какой-либо одной, достаточно широко развитой породы, например солей, известняков, сланцев, гнейсов, гранитов и т. п.

Тектоническими картами называют такие карты, на которых условными знаками изображены структурные формы различных категорий и разного возраста. Они делятся на общие (сводные) и региональные.

Структурные формы на тектонических картах могут изображаться двумя способами: 1) способом изогипс, при котором площадное изображение условия залегания пород достигается с помощью линий одинаковых высот определенных геологических поверхностей (последними могут быть поверхности несогласий, границы между разнородными литологическими комплексами, маркирующие слои, подошва или кровля стратиграфических горизонтов); 2) линейным способом, когда для изображения структурных форм употребляются линейные условные обозначения.

На **геоморфологических картах** условными штрихами и цветом изображаются основные типы рельефа и его отдельные элементы с учетом их происхождения и возраста. Основой геоморфологических карт являются топографическая карта и геологическая карта четвертичных отложений.

Основой для **гидрогеологических карт** является геологическая карта, на которой горные породы в зависимости от их возраста, происхождения или состава объединены в комплексы, обладающие одинаковой водоносностью. Выделенные комплексы пород располагаются на карте в возрастной последовательности или по генетическому признаку. Каждый из комплексов закрашивается условной краской, соответствующей степени водообильности пород и их химическому составу.

На **инженерно-геологических картах** на фоне данных о возрасте и составе пород условными штрихами или цветной окраской показываются физические свойства пород: пористость, проницаемость, устойчивость и другие данные, необходимые при строительстве.

Карты полезных ископаемых составляются на геологической основе, на которой условными значками различной формы и цвета или в виде естественных контуров указываются распространенные на данной площади месторождения полезных ископаемых, а также участки с рассеянной и вкрапленной минерализацией.

Прогнозные карты по отдельным видам минерального сырья или их комплексам строятся на геологической или тектонической основе. На них показывается распространение данного вида или комплекса полезных ископаемых и отмечаются перспективные районы с определением достоверности и обоснованности выделения первоочередных участков для постановки детальных работ.

Применение геофизических методов поисков при геологическом картировании. Геофизические методы основаны на изучении на поверхности Земли или вблизи нее (в воздухе, горных выработках, скважинах, на поверхности воды или под водой) различных физических полей и явлений, распределение или характер протекания которых отражают влияние среды — горных пород, слагающих толщу земной коры на том или ином участке исследований. Возможности решения геологических задач геофизическими

методами определяются тем, что горные породы в зависимости от состава и условий залегания характеризуются определенными физическими свойствами — плотностью, магнитностью, электропроводностью, упругостью, радиоактивностью и др., различаясь между собой численными значениями соответствующих физических констант. Одно и то же по своей физической сущности поле в зависимости от свойств той геологической среды, в которой оно наблюдается, будет различно по интенсивности и структуре. Таким образом, изучая физические поля и выявляя особенности их проявления на данном участке, мы получаем возможность установить характер влияния и особенности пространственного распределения пород и других геологических образований, различающихся по своим физическим свойствам.

Геофизические методы при геологическом картировании и структурно-геологических исследованиях, проводящихся в неразрывной связи с прогнозированием и поисками полезных ископаемых, позволяют от картирования поверхности коренных пород переходить к картированию объемному. Они дают представление о глубинном строении изучаемых участков в пределах глубин, часто недоступных бурению, или во всяком случае позволяют более рационально определить места заложения глубоких структурных или поисковых скважин. В закрытых районах они значительно облегчают проведение съемок, а целесообразное сочетание сети геофизических наблюдений с сетью картировочных выработок и скважин позволяет существенно повысить эффективность и экономичность работ. Наконец, во всех случаях геофизические методы, вовлекая в сферу исследований геофизические поля и физические свойства пород, позволяют более всесторонне изучать строение земной коры и увеличивают тот суммарный объем информации, на основании которой геолог приходит к окончательным выводам, представляемым им в виде геологических карт и прогнозно-поисковых оценок.

Тема 3. Слой, слоистость и строение слоистых толщ

Лекция 3

СЛОЙ И СЛОИСТОСТЬ

Слоем называется более или менее однородный, первично обособленный осадок (или горная порода), ограниченный приблизительно параллельными поверхностями. Помимо термина «слой» и практике часто употребляется термин «пласт», обозначающий в сущности то же, что и «слой». Однако термин «пласт» применяется чаще для обозначения слоев полезных ископаемых, например угля, известняка, гематита и т. д. Однородность слоев может быть выражена в составе, окраске, текстурных признаках, присутствии одинаковых включений или окаменелостей.

Чередование слоев называется **слоистостью**. Она представляет собой проявление неоднородности в толще осадочных пород и указывает на изменение условий отложения осадка. Слоистость — одно из самых характерных и важных свойств осадочных горных пород. На ней основано изучение вопросов литологии, стратиграфии, гидрогеологии, инженерной геологии. Слоистость позволяет сопоставлять стратиграфические разрезы, определять направление и амплитуду вертикальных тектонических движений, вести поиски и прослеживать рудные залежи, скопления нефти, воды и др. Слоистостью обусловлено также возникновение складок в осадочных толщах. Знание слоистости является важнейшим условием при выборе системы эксплуатационных выработок.

Поверхности, ограничивающие слой или пласт, не являются плоскими и строго параллельными и могут иметь многочисленные неровности и значительную кривизну. Они носят название поверхностей наслоения (или напластования, или контактов). Верхняя из них называется **кровлей слоя** (или пласта), а нижняя — **подшвой**. Переход одного слоя в другой может быть или резким, или постепенным, незаметным. В первом случае положение кровли или подошвы устанавливается легко, во втором — граница между соседними

слоями проводится условно по поверхности, на которой происходит смена одного преобладающего состава другим. Характер перехода от одного слоя к другому позволяет судить о тех изменениях, которые произошли при отложении осадка.

Расстояние между кровлей и подошвой слоя (или пласта) составляет его **мощность**. Различают два вида мощностей: истинную и видимую. Истинной мощностью называется кратчайшее расстояние между кровлей и подошвой. Любое другое расстояние между кровлей и подошвой называется видимой мощностью.

Далеко не всегда удастся одновременно наблюдать и кровлю, и подошву слоя. Нередки случаи, когда бывает обнажена только кровля либо подошва и часть слоя. В таких случаях измеряют неполную мощность слоя, представляющую собой расстояние по перпендикуляру к поверхности наложения от кровли или подошвы до любой точки слоя.

ФОРМЫ СЛОИСТОСТИ

При изучении слоистости следует прежде всего обращать внимание на форму и мощность слоев.

Форма слоистости отражает характер движения той среды, в которой происходит накопление осадка. Выделяются четыре основные формы слоистости: параллельная, волнистая, косая и линзовидная.

При **параллельной слоистости** поверхности наложения по строению близки к плоскостям. Этот вид слоистости свидетельствует об относительной неподвижности и покое среды; в которой накапливались осадки. Параллельная слоистость может быть полосовидной, прерывистой и ленточной.

Волнистая слоистость имеет волнистоизогнутые поверхности наложения. Она формируется при движениях, имеющих периодическую смену или повторяемость в своем направлении, например при отливных и приливных течениях, волнениях в прибрежных мелководных зонах моря.

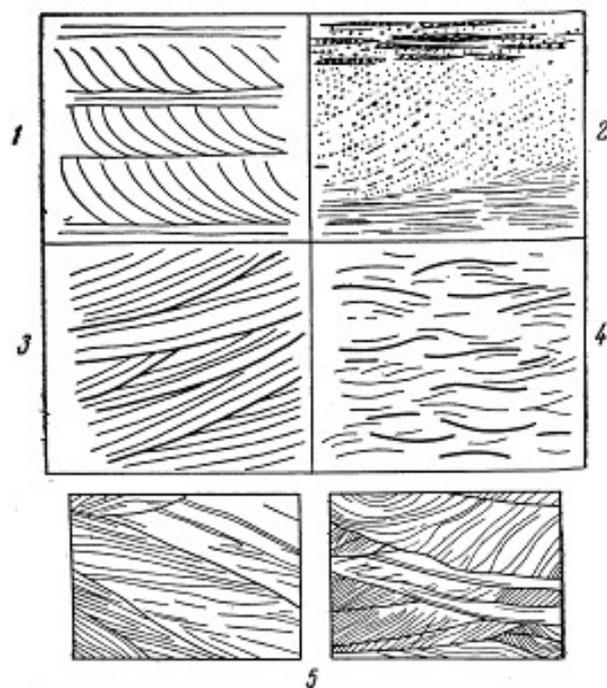


Рис. 1. Различные типы косо́й слоистости
 1 — косо́я слоистость речных потоков; 2 — дельтовая косо́я слоистость; 3 — косо́я слоистость в морских отложениях; 4 — косо́я слоистость мелководья; 5 — эоловая косо́я слоистость

Косо́й слоистостью (или слоичатостью, по Н. Б. Вассоевичу) называется слоистость с прямолинейными и криволинейными поверхностями наслоения, под различными углами которых внутри слоя располагается более мелкая слоистость. Этот вид слоистости образуется при движении среды в одном направлении, например реки, потока, морского течения или при движении воздуха.

В зависимости от условий образования различают несколько разновидностей косо́й слоистости (рис. 1).

Линзовидная слоистость характеризуется разнообразием форм и изменчивостью мощности отдельных слоев. При этом нередко происходит полное выклинивание слоя, что приводит к его разобщению на отдельные части или линзы. При резком выклинивании поверхности наслоения линзы нередко оказываются изогнутыми.

Линзовидная слоистость образуется при быстром и изменчивом движении водной или воздушной среды, например в речных потоках или в приливно-

отливной полосе моря. Нередко линзовидная слоистость связана с размывом ранее отложенного материала и неровностями дна. Мелкая линзовидная слоистость может образоваться и в спокойном водоеме при периодическом привносе в него более грубозернистого материала.

Несмотря на большую протяженность отдельных слоев, они быстро или постепенно уменьшаются в мощности и в конечном счете исчезают или выклиниваются. Выклинивание слоя может произойти по разным причинам. Оно может быть вызвано неравномерностью осадконакопления и возможным полным его прекращением в непосредственной близости от участков, на которых осадок будет продолжать накапливаться.

Очень часто выклинивание слоя происходит при изменении состава накапливающегося осадка или в результате последующего размыва ранее отложившегося осадка или породы.

Мощность слоя отражает интенсивность движения среды, в которой накапливается осадок, и количество материала, поступающего в область отложения. В зависимости от мощности выделяются четыре вида слоистости: крупная — с мощностью отдельных слоев от десятков сантиметров до метров; мелкая — с мощностью слоев, измеряемой сантиметрами; тонкая, при которой мощность слоев измеряется миллиметрами; микрослоистость, видимая только под микроскопом.

СТРОЕНИЕ ПОВЕРХНОСТЕЙ НАСЛОЕНИЯ

Изучение особенностей строения поверхностей наслоения помогает выяснить происхождение и условия залегания осадочных толщ. К числу этих особенностей относятся: ископаемые знаки ряби, первичные трещины, следы жизнедеятельности различных организмов, отпечатки дождевых капель, кристаллов льда и др.

Среди **знаков ряби** по условиям образования различаются: ветровая рябь, рябь течения и рябь волнения.

Ветровая рябь имеет относительно крупные размеры и дугообразное расположение валиков в плане. Более крупные зерна осадка сосредоточиваются в ветровой ряби на гребнях.

В ряби течения валики имеют более мелкие размеры, с резко выраженными хребтиками. Валики ориентируются поперек или вдоль направления течения и характеризуются чешуйчато-черепитчатым расположением в плане.

Рябь волнения имеет наименьшие размеры и асимметричное расположение валиков, с более крутыми склонами, обращенными к берегу. Более грубые зерна осадка в ряби, образовавшейся в водной среде, накапливаются во впадинах между валиками. Рябь развивается только на верхней поверхности слоя, чем она отличается от волнистой слоистости или пloyчатости, проявляющихся по всей толще слоя или пласта.

Первичные трещины, сохранившиеся в ископаемом состоянии на поверхности слоев или пластов, имеют различное происхождение. Большая часть их является трещинами высыхания, реже встречаются подводные и мерзлотные трещины. Они заполняются инородным материалом, образующим на поверхности наслоения валики и рубцы. Подводные трещины, возникающие вследствие коллоидного старения и свертывания донных илов, чаще образуют звездчатые группы рубцов, развивающиеся не сверху, а из центральных частей слоя.

На поверхности наслоения часто находят **следы многочисленных животных**, начиная от древнейших пермских обитателей суши, следы ползания крабов, червей и т. п. Особенно важны для геологов разнообразные по виду и происхождению рельефные отпечатки, называемые иероглифами (или гиероглифами), часто встречающиеся на поверхности слоев песчаников и карбонатных пород среди флишевых толщ. Эти отпечатки представляют собой главным образом следы ползания различных илоедов, а также оплывины и борозды размыва, развивающиеся на еще незатвердевшей поверхности

илистого осадка. При накоплении следующего песчаного или карбонатного слоя образовавшиеся неровности отпечатываются на нижней его поверхности в виде борозд и бугорков различной величины и формы. Таким образом, иероглифы представляют собой как бы негативное отображение неровностей, сформировавшихся на поверхности илистого осадка, но сохраняющихся на нижней, а не на верхней поверхности слоев, в отличие от других первичных неровностей наложения.

ПЕРВИЧНОЕ (НЕНАРУШЕННОЕ) И НАРУШЕННОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СЛОЕВ

Основная часть осадков на поверхности Земли накапливается в морских или континентальных водоемах или на прибрежных равнинах. Поверхность, на которой идет накопление пород в этих условиях, обычно имеет очень незначительный наклон (менее 1°). Чаще он не превышает $15'$, и лишь на отдельных участках угол наклона поверхности накопления составляет несколько градусов, а у подводных обрывов и скал — несколько десятков градусов. Поэтому основная часть осадочных пород залегает почти горизонтально. Следует также учесть, что длительное непрерывное накопление осадков выравнивает морское дно, а это приводит к еще большему его сглаживанию.

Первичное залегание со значительными наклонами пород, достигающими $3\text{—}4^\circ$ и очень редко 10° , может возникнуть там, где отложение осадков происходит на склонах наземных и подводных возвышенностей или на склонах долин на суше. При накоплении пород на склонах подводных и наземных возвышенностей происходит облекание осадками неровностей рельефа с характерным примыканием к крутым его участкам и уступам.

Следует иметь в виду, что как бы ни был мал угол наклона осадочных толщ, находящихся в первичном залегании, тем не менее при широком распространении пород относительное погружение слоя или пачки слоев для

различных пунктов может быть весьма значительным и составлять десятки и сотни метров.

Первичное залегание осадочных пород сохраняется сравнительно редко. Оно нарушается последующими тектоническими движениями, которые могут вызвать появление в осадочных толщах общего наклона, т. е. привести их к наклонному залеганию и образованию складчатых и разрывных нарушений.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ СЛОИСТЫХ ТОЛЩ

По характеру связи между отдельными слоями и отношению их к более древнему основанию можно выделить (по М. В. Муратову) три различных типа залегания осадочных толщ: трансгрессивное, регрессивное и миграционное.

Наиболее распространенным типом залегания осадочных толщ является **трансгрессивное** (рис. 2, а), возникшее в результате формирования осадков в прогибе на фоне общего длительного опускания при последующем

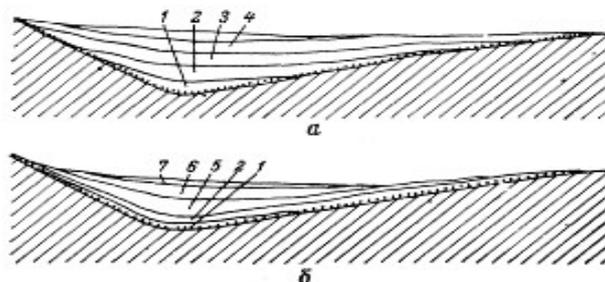


Рис. 2. Схема строения трансгрессивного (а, слои 1—4) и регрессивного (б, слои 7—5) комплексов, точечный пунктир—поверхность несогласного залегания. По М. В. Муратову

относительно быстром поднятии. При развитии трансгрессии, обуславливающей создание трансгрессивной части комплекса, более древние слои всегда занимают меньшее пространство, чем последующие, более молодые слои, распространяющиеся на все большую площадь.

Регрессивный тип залегания выражается в последовательном сокращении площади, занимаемой более молодыми слоями по отношению к ранее образовавшимся слоям (см. рис. 2, б). Он возникает при относительно

быстром опускании или прогибании впадины и при достаточно длительном последующем ее поднятии в целом или только периферических частей.

Миграционный (смещенный) тип залегания осадочных толщ характеризуется последовательным смещением области накопления осадков в одном направлении. Слои отступают с одной стороны прогиба и трансгрессивно ложатся на основание с другой его стороны. Весь комплекс приобретает резко асимметричное строение с неравномерным распределением мощностей и состава осадков и выдержанным наклоном в одном направлении.

Тема 4. Горизонтальное и наклонное залегание слоев. Несогласия. Лекция 4

ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СЛОЕВ

Горизонтальное залегание слоев характеризуется общим горизонтальным или близким к нему расположением поверхностей наслоения. Идеальных горизонтальных поверхностей наслоения в земной коре не встречается.

Так как при горизонтальном положении осадочных толщ каждый нижележащий слой является более древним, чем перекрывающий, соотношения разновозрастных слоев с элементами рельефа характеризуются расположением древних слоев в пониженных частях, а наиболее молодых слоев на возвышенных участках рельефа.

Истинная мощность слоя при горизонтальном залегании определяется как разность между отметками кровли и подошвы слоя.

НАКЛОННОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СЛОЕВ

При наклонном (или моноклиналином) залегании слои на обширных пространствах наклонены в одном направлении.

С моноклиналином залеганием мы встречаемся при изучении крыльев складок и флексур.

ЭЛЕМЕНТЫ ЗАЛЕГАНИЯ

При проведении полевых работ, а затем камеральных исследований геологу постоянно приходится определять и выносить на карту ориентировку различных линий (линия хода маршрута, линия буровых скважин, линия погружения шарнира складки и др.) и плоскостей (контакты слоев – слоистость, поверхности тектонических трещин, плоскостей контактов различных по составу пород и др.).

При наклонном залегании измеряются направление и угол наклона слоев. Их положение в пространстве характеризуется элементами залегания, в которые входят понятия о линии простирания, линии падения и угла падения (рис. 4).

Линией простирания называется линия пересечения поверхности слоя с горизонтальной плоскостью или, другими словами, любая горизонтальная линия на поверхности слоя является линией простирания данного слоя.

Линией падения называется вектор, перпендикулярный к линии простирания, лежащий на поверхности слоя и направленный в сторону его наклона. Линия падения обладает наибольшим углом наклона к горизонту по

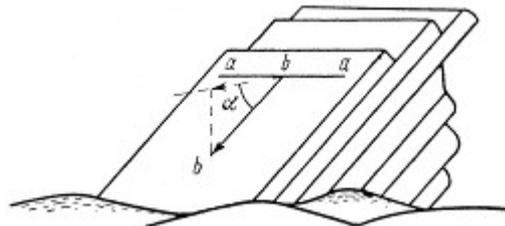


Рис. 4. Элементы залегания
aa — линия простирания, *bb*
— линия падения, α — угол
падения

сравнению с любой другой линией, которую можно провести на поверхности слоя.

Углом падения называется угол, заключенный между линией падения и проекцией ее на горизонтальную плоскость. Положение линии простирания в пространстве определяется ее азимутом, а линии падения — азимутом и углом падения.

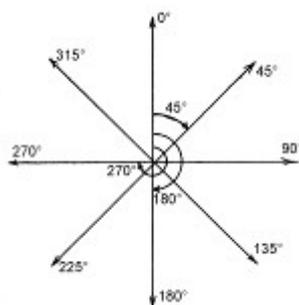


Рис. 5. Лучевая диаграмма направлений линий в пространстве.

Напомним, что **азимутом** (рис.5) заданного направления называется правый векториальный угол, заключенный между северным направлением истинного меридиана и заданным направлением.

Линия простираия, как и любая другая линия, имеет два противоположных направления, поэтому у линии простираия может быть измерено два азимута, различающихся между собой на 180° .

Падение имеет одно определенное направление, и для него может быть измерен только один азимут, отличающийся на 90° от азимута линии простираия. Значение угла падения не может быть больше 90° .

Для определения и измерения ориентировки линий в пространстве используется геологический компас. Все замеры производятся по северной стрелке компаса в положении, когда север (нуль на лимбе) компаса ориентирован по измеряемому направлению.

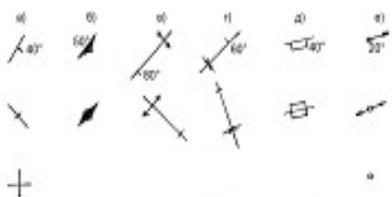


Рис. 6. Обозначения элементов на геологических картах: а) слоистость; сверху-ориентировка слоистости-аз.пад. $125^\circ < 40^\circ$, в середине—аз.простираия $140^\circ < 90^\circ$, внизу-горизонтальное залегание; б)сланцеватость; сверху-ориентировка сланцеватости $-135^\circ < 50^\circ$, снизу - $45^\circ < 90^\circ$; в) осевая поверхность антиклинальной складки; сверху-ориентировка осевой поверхности- аз.пад. $135^\circ < 80^\circ$, снизу-аз.простираия $315^\circ < 90^\circ$; г) осевая поверхность синклиальной складки; сверху-аз.пад. $320^\circ < 60^\circ$, снизу-аз.простираия - $340^\circ < 90^\circ$; д)зеркало складок; сверху-ориентировка зеркала - $170^\circ < 40^\circ$, снизу - $80^\circ < 90^\circ$; е) шарнир; сверху-ориентировка (азимут падения) шарнира - $75^\circ < 20^\circ$, в середине-шарнир ориентирован горизонтально (по азимуту 70° (260°) $< 0^\circ$, снизу-шарнир вертикален.

На рис. 6 приведены используемые в практике проведения исследований обозначения основных структурных элементов на геологических и структурно-тектонических картах.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИСТИННОЙ МОЩНОСТИ СЛОЯ ПРИ НАКЛОННОМ ЗАЛЕГАНИИ

Измерение мощности слоя можно производить многими способами. Иногда истинную мощность можно измерить непосредственно в обнажении. С этой целью рулеткой измеряют расстояние между кровлей и подошвой слоя по перпендикуляру к поверхности наслоения.

Чаще оказывается возможным измерить лишь видимую мощность слоя. На рис. 7 указаны различные случаи вычисления истинной мощности в сечениях, ориентированных перпендикулярно линии простирания по измеренной видимой мощности, углу падения слоя и наклону поверхности рельефа.

Если истинная мощность слоя определяется в сечении, ориентированном косо по отношению к линии простирания, тогда вводят соответствующую поправку на отклонение линии разреза от направления падения. Эти поправки выражаются углом γ , представляющим собой разность между азимутами линий простирания и измерения. Вычисления производят по формуле П. М. Леонтовского:

$$H = h (\sin \alpha \cos \beta \sin \gamma \pm \cos \alpha \sin \beta),$$

где H — истинная мощность;

h — видимая мощность;

α — угол наклона пласта в косом сечении;

β — угол наклона рельефа.

Знаки плюс и минус употребляются в зависимости от соотношения направления наклонов поверхностей рельефа (или обнажения) и слоя; при наклоне их в одну сторону принимается знак минус, при наклоне в разные стороны плюс.

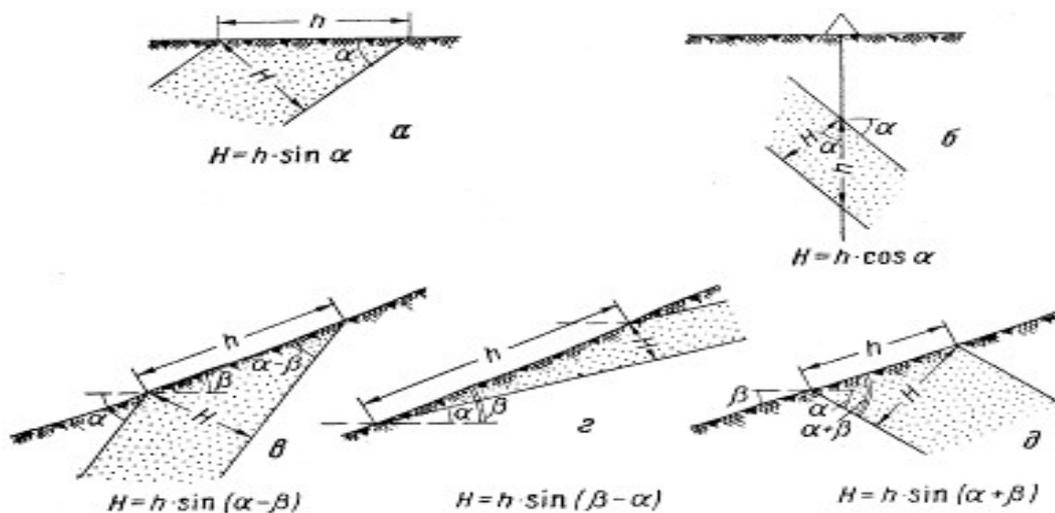


Рис. 7. Различные случаи определения истинной мощности наклонно залегающих слоев в сечениях, перпендикулярных простиранию слоя
a — при горизонтальной поверхности рельефа, *б* — по керну буровой скважины, *в* — при наклонной поверхности рельефа (слой падает в сторону наклона поверхности рельефа, круче рельефа), *г* — то же, но слой падает в сторону наклона рельефа, положе рельефа; *д* — то же, слой падает в сторону, противоположную относительно наклона поверхности рельефа. *H* — истинная мощность; *h* — видимая мощность; α — угол падения слоя; β — угол наклона поверхности рельефа

НОРМАЛЬНОЕ И ОПРОКИНУТОЕ ЗАЛЕГАНИЕ

При наклонном положении слоев возможны два принципиально отличных случая их залегания: нормальное и опрокинутое. При нормальном залегании кровля слоя располагается выше его подошвы, при опрокинутом подошва слоя оказывается выше его кровли. При повороте слоев до того момента, пока угол их наклона не станет равным 90° , они будут залегать нормально, т. е. их кровля будет располагаться выше подошвы, и молодые пласты будут налегать на более древние. При повороте на больший угол (хотя угол падения и станет уменьшаться) слои окажутся в перевернутом или опрокинутом залегании, т. е. их подошва окажется выше кровли, а древние пласты — выше молодых.

НЕСОГЛАСИЯ (По А. А. Богданову.)

Возможны два случая соотношений между породами, слагающими слоистые толщи. В первом из них каждый вышележащий слой или комплекс

слоев, составляющих данный стратиграфический горизонт, без каких-либо следов перерыва в накоплении осадков налегает на подстилающие породы. Такие взаимоотношения, отражающие непрерывность процесса накопления осадка, обуславливают **согласное залегание** пород. Во втором случае между вышележащими и подстилающими их слоями стратиграфическая последовательность нарушается, и отложения тех или иных стратиграфических горизонтов в разрезе отсутствуют. При этом возникает **несогласное залегание** пород.

Появление несогласий может быть обусловлено различными причинами. Они могут явиться результатом перерыва в осадконакоплении либо возникают при тектонических перемещениях одних толщ относительно других. В первом случае несогласия называются стратиграфическими, во втором — тектоническими.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ НЕСОГЛАСИЯ

В стратиграфических несогласиях выпадение тех или иных пород из разрезов вызывается прекращением осадкообразования, т. е. сменой режима, благоприятного для накопления осадков, условиями, в которых происходит разрушение и размыв ранее образовавшихся пород. Стратиграфические несогласия по ряду различных признаков (величина угла несогласия, отчетливость выражения поверхности несогласия, площадь распространения, условия возникновения) могут быть разделены на несколько видов.

По величине угла несогласия могут быть выделены: параллельное, угловое и географическое несогласия.

Параллельное несогласие выражается перерывом слоев, залегающих параллельно. Обе серии слоев выше и ниже поверхности несогласия располагаются параллельно друг другу но они отличаются по составу пород и по заключенным в них окаменелостям.

Разграничивающая эти серии поверхность несогласия выражена очень резко. Обычно она представляет собой поверхность древней подводной эрозии или наземной денудации, сформировавшуюся в тот отрезок времени, когда происходило поднятие и процесс образования осадочных толщ был прекращен.

Угловое несогласие выражается перерывом между двумя комплексами слоев, имеющими различный угол наклона.

Поверхность несогласия, разделяя несогласно залегающие свиты, срезает под углом различные горизонты древней свиты и проходит более или менее параллельно границам между отдельными горизонтами молодой свиты. Этот признак является одним из наиболее важных для установления углового несогласия при геологическом картировании и при чтении геологических карт.

Величина угла несогласия может колебаться в очень широких пределах — от 0 до 180° и резко изменяться в различных участках.

В том случае, если угол несогласия не превышает 30° , обычно говорят о слабом угловом несогласии, при угле несогласия более 30° — о резком несогласии.

Азимутальным угловым несогласием называется такое, при котором простирания контактирующих свит не совпадают.

Таким образом, полная характеристика углового несогласия складывается из двух величин: значения угла несогласия и угловой величины азимутального несогласия.

Географическим несогласием называется угловое несогласие с углом менее 1° . Вследствие малого угла такое несогласие может быть установлено только при изучении обширных территорий. В каждом отдельном обнажении несогласно залегающие верхние свиты характеризуются налеганием на различные подстилающие стратиграфические горизонты без видимого нарушения параллельности в ориентировке поверхностей наложения.

Скрытое несогласие. Наряду с отчетливо выраженными явными поверхностями несогласия встречаются случаи, когда точное положение поверхности несогласия установить невозможно.

По площади распространения выделяются региональные и местные несогласия.

Региональные несогласия проявляются на огромных территориях и вызываются общими для больших площадей вертикальными положительными движениями.

Местные несогласия не имеют широкого распространения и отражают движения и рост отдельных структур.

По условиям возникновения несогласия делятся на истинные, ложные и внутриформационные.

Истинные несогласия фиксируют перерывы в отложении осадков, вызванные вертикальными движениями земной коры. Такие несогласия формируются в более или менее длительный отрезок времени, улавливаемый наблюдениями при изучении разрезов.

К **ложным несогласиям** должны быть отнесены различные сложные, но всегда местные размывы в сериях косослоистых пород, сопровождающиеся иногда резко выраженными угловыми несогласиями. Косая, перекрещивающаяся и диагональная слоистость возникает вследствие постоянного изменения поверхности накопления, при одновременном сочетании и наложении друг на друга процессов отложения осадка и его перемыва. Совершенно очевидно, что возникающие в данном случае явления местного размыва и углового несогласия не имеют ничего общего с различными формами истинных несогласий.

Внутриформационные несогласия включают несогласия, возникающие в результате размыва, происходящего одновременно (сингенетически) с накоплением осадка.

Внутриформационные размывы не отражают переломных моментов в развитии слоистой структуры и не предшествуют новым циклам осадконакопления. Они вызываются изменениями физико-географических условий в области накопления осадков (например увеличением скорости движения водной среды) или в зоне денудации.

Строение поверхностей несогласия

Поверхность стратиграфического несогласия может иметь различные формы. Она бывает сильно сглаженной, но возможны и резко выраженные неровности древнего погребенного рельефа с колебаниями отметок на коротких расстояниях, исчисляемыми десятками и даже сотнями метров.

Накопление осадков на неровной поверхности будет отличаться рядом особенностей. Наиболее характерны случаи облекания и прилегания.

Облекание представляет собой плащеобразное перекрытие отлогой поверхности размыва древних пород. Главной особенностью этой формы несогласного залегания является прямое отражение выступов и понижений поверхности несогласия в строении несогласно залегающей серии слоев. Мощности слоев в нижней части несогласно залегающей серии уменьшаются над повышениями древнего рельефа и увеличиваются над понижениями. Это различие мощностей постепенно выравнивается при движении вверх по разрезу; одновременно может изменяться и состав формирующихся слоев.

Прилегание. При резких очертаниях рельефа поверхности несогласия формирование осадочных пород происходит путем постепенного заполнения пониженных участков. Здесь вдоль крутых склонов будут иметь место различные случаи прилегания слоев; среди них различают параллельное и несогласное прилегания (рис. 8).

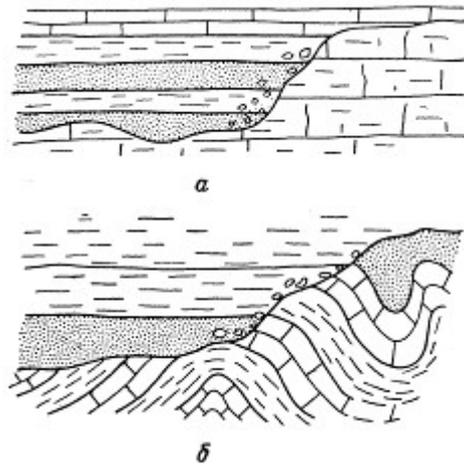


Рис. 8. Параллельное (а) и несогласное (б) прилегания. По А. А. Богданову

При параллельном прилегании, как размытые слои, так и налегающие на них свиты залегают параллельно; при несогласном верхние слои залегают на нижних с угловым несогласием.

Критерии установления стратиграфических несогласий

Граница поверхности несогласия обладает рядом признаков, позволяющих отличать ее от обычных границ между слоями. Ниже отмечены основные признаки поверхностей несогласия:

- 1) характерное строение поверхности несогласия, имеющей в отличие от обычных поверхностей наслоения многочисленные неровности в виде вымоин (карманов) и выступов;
- 2) угловое несогласие между свитами различного возраста;
- 3) резкий возрастной разрыв между фауной в выше- и нижележащих слоях (например слои с юрской фауной подстилаются слоями с каменноугольной фауной). Этот критерий наиболее важен для платформенных областей, где угловые несогласия крайне редки, а литологический состав может быть очень близким;
- 4) резкое различие в степени метаморфизма двух соприкасающихся свит, а также в их насыщенности жильными образованиями;

5) присутствие базального конгломерата в основании несогласно залегающей серии. Конгломерат указывает на стратиграфический перерыв и несогласие и распознается по обилию в нем гальки нижележащих отложений.

6) резкий переход от морских отложений к континентальным или, наоборот, от континентальных к морским большей частью свидетельствует о наличии между ними перерыва в отложении;

7) различные следы выветривания (как физического, так и химического), сохраняющиеся на поверхности несогласия или в породах, залегающих непосредственно ниже ее, также могут быть признаками перерыва.

В заключение характеристики стратиграфических несогласий следует еще раз подчеркнуть их значение в истории развития земной коры. Стратиграфические несогласия фиксируют смену знака в направлении вертикальных движений. Формирование несогласий не всегда следует связывать со складкообразовательными процессами; с другой стороны, рост складок не всегда сопровождается несогласиями.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НЕСОГЛАСИЯ

Несогласные контакты между слоями различного возраста и литологического состава могут быть вызваны тектоническими разрывами и перемещениями по ним отдельных блоков горных пород. В условиях хорошей обнаженности и достаточной детальности геологических исследований обычно не представляет труда выявить стратиграфические и тектонические несогласия и отличить их друг от друга.

При тщательном изучении контакта можно получить следующие дополнительные сведения: 1) наличие систем зеркал скольжения и растертых масс тектонической брекчии указывает на большую вероятность тектонических причин образования контакта; 2) наличие базального конгломерата в основании верхней свиты, так же как и четко выраженных следов выветривания в

поверхностной зоне нижней свиты, является несомненными доказательствами существования разделяющей их поверхности углового несогласия.

Тема 5. Формы геологических тел сложенных вулканическими, интрузивными и метаморфическими породами

Лекция 5

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Эффузивные образования в виде застывших лав, пепловых туфов, лавовых брекчий и других продуктов вулканических извержений чрезвычайно широко развиты в земной коре. Они составляют существенные части разрезов всех систем, начиная от древнейших и кончая четвертичной. Однако эффузивные породы, образовавшиеся еще в докембрии, обычно сильно изменены процессами метаморфизма и превращены в кристаллические сланцы, порфиroidы и порфиритоиды.

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ

Извержения вулканического материала происходят из вулканических аппаратов — вулканов, построенных весьма сложно и разнообразно. Различают вулканы центрального, трещинного и ареального типов.

При **извержениях центрального типа** образуется четко выраженный крутой либо пологий слоистый конус — стратовулкан. Склоны таких вулканов нередко имеют крутизну 20—30° и сложены из переслаивающихся лав, туфов, лавовых брекчий, осадочных пород морского или континентального происхождения. Эти образования покрывают склоны неравномерно, а их мощность убывает по мере удаления от центра извержения.

При **трещинных извержениях** выделение вулканических продуктов происходит из многих вулканов, приуроченных к одной трещине или разрыву земной коры. Часто вулканы возникают в месте пересечения разрывов разных направлений.

При **извержениях ареального типа** вулканические аппараты располагаются без определенного порядка, а выделяющиеся из них вулканы соединяются вместе, покрывая обширные площади.

Характер извержения магмы из вулкана зависит от многих причин, но основной из них является газовый режим. Различают извержения трех видов: эффузивные, эксплозивные и экструзивные.

При **эффузивных извержениях** лава относительно спокойно изливается на поверхность и застывает в виде покрова или потока той или иной формы. Обычно такие вулканы извергают лаву основного или среднего состава.

Эксплозивные извержения представляют собой взрывы, сопровождающиеся выбросами в воздух либо в водный бассейн под большим давлением газов и паров, увлекающих за собой затвердевшие или полужидкие куски лавы, имеющие форму брызг, сгустков или иную форму. Подобный тип извержения характеризует выделения лав кислого или щелочного состава.

При **экструзивном типе извержения** происходит выдавливание лавы, находящейся в вязком или уже затвердевшем состоянии, на поверхность.

В районах вулканической деятельности встречаются также тела, образованные лавами, застывшими вблизи земной поверхности. Породы, их слагающие, по составу и структуре очень близки к застывшим лавам. Они образуют некки, силлы, небольшие штоки, лакколлиты. Некки представляют собой трубообразные, обычно расширяющиеся кверху тела, образующиеся в вулканических каналах.

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Интрузивные горные породы развиты в земной коре чрезвычайно широко. Они распространены в складчатых областях и играют большую роль в строении фундаментов платформ.

Формы интрузивных тел весьма разнообразны. **Батолитами** (рис. 9) называются крупные массивы интрузивных пород, имеющие площадь выхода

на поверхности не менее 100 км² и секущие контакты с вмещающими породами.

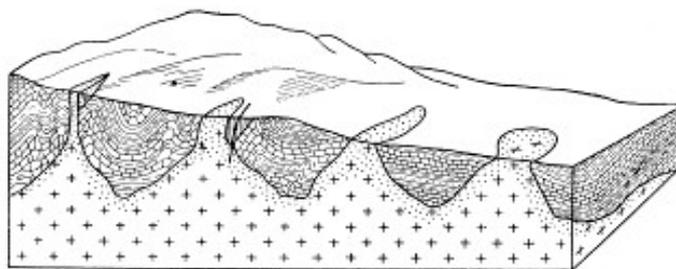


Рис. 9. Гранитный батолит. По В. Эммонсу

Штоками называются интрузивные тела округлой или вытянутой формы, имеющие площадь выхода на поверхности менее 100 км². Штоки, образующие самостоятельные массивы, характеризуются всеми чертами строения, свойственными батолитам. Нередко штоки представляют собой боковые или верхние части батолитов, выступающие в виде куполов и гребней над их поверхностью.

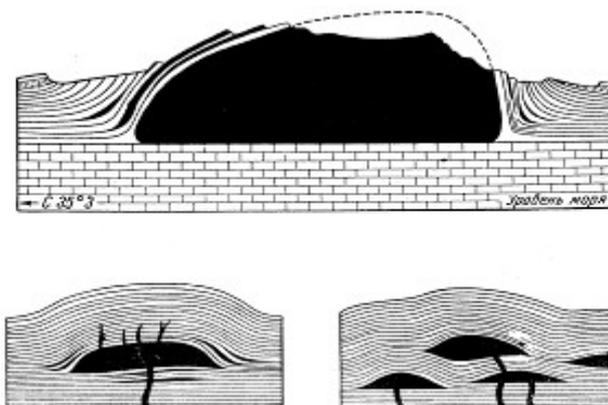


Рис. 10. Лакколиты. По М. Биллингсу

Лакколитами (рис. 10) называются небольшие (до 3—6 км в поперечнике) грибообразные тела, границы которых согласны с поверхностями слоистости вмещающих их пород.

Магматические **диапиры** принадлежат к гипабиссальным интрузиям. Они характеризуются резко вытянутой веретенообразной или грушевидной формой в плане и в разрезе, относительно небольшими размерами (от десятков метров

до нескольких километров) и секущими контактами с вмещающими породами. Магматические диапиры при своем образовании вызывают в окружающих толщах появление разрывов и интенсивных смятий.

Лополитами называются блюдцеобразные тела, залегающие согласно с вмещающими породами, образованные главным образом основными, ультраосновными или щелочными породами, а также гранитоидами.

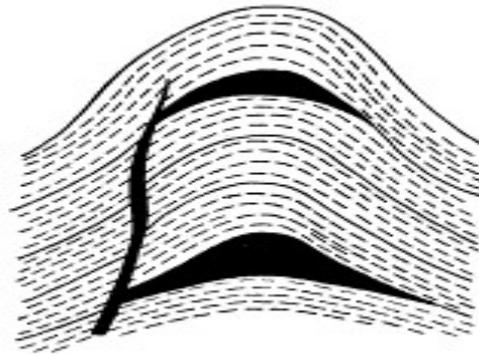


Рис. 11. Факолиты в ядре антиклинальной складки

Факолитами называются небольшие интрузии, имеющие серповидную форму в разрезе. Они образуются в ядрах антиклинальных или реже синклинальных складок (рис. 11).

Вулканические жерла (некки) представляют собой каналы, по которым магма при вулканических извержениях поднимается на поверхность.

Дайки, часто не вполне правильно называемые также жилами, представляют собой плитообразные тела, размещающиеся в трещинах земной коры. Они могут быть выполнены различными по составу породами как интрузивными, так и эффузивными. Размеры даек очень различны.

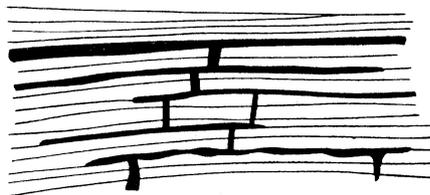


Рис. 12. Интрузивные залежи (силлы) в разрезе

Интрузивные залежи, или силлы (рис. 12), образуются при внедрении магмы вдоль поверхностей наслоения.

Апофизы (языки) представляют собой небольшие, слепо заканчивающиеся ответвления от крупных магматических тел.

Приведенные выше формы интрузивных тел гранитного состава по отношению к слоистости вмещающих их пород делятся на две группы: согласные и несогласные. Ограничивающие поверхности у **согласных интрузий** параллельны слоистости. **Несогласные интрузии** прорывают вмещающие слоистые толщи, и их контакты имеют отличную от слоистости форму и иное залегание. К согласным интрузиям относятся: лакколиты, факолиты, интрузивные залежи; к несогласным — батолиты, штоки, некки, жилы.

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД.

К метаморфическим толщам относятся исходные осадочные или магматические породы, в той или иной степени измененные и преобразованные в породы иного состава под влиянием процессов метаморфизма.

Метаморфические комплексы подвижных поясов и фундамента древних платформ характеризуются наличием в них ориентированных (упорядоченных) структур, сложнопостроенных складчатых структур, разрывных нарушений разного типа и трещиноватости.

К типу ориентированных (упорядоченных) деформационных структур относятся: сланцеватость (гнейсовидность), полосчатость и линейность.

Сланцеватость (гнейсовидность) - это ориентированное расположение пластинчатых, чешуйчатых и листоватых минералов в метаморфической горной породе. Минералы названных габитусов в складках обычно

ориентированы параллельно их осевым поверхностям. Интенсивное развитие сланцеватости затушевывает первичные осадочные текстуры пород (слоистость, слоеватость и др.) вплоть до полного их «уничтожения» (когда они становятся «нечитаемыми»).

Полосчатость – полосчатое (близпараллельно - полосчатое) расположение пород (минеральных агрегатов), отличающихся по минеральному составу, структуре и текстуре, в составе метаморфических комплексов.

Полосчатость обычно ориентирована параллельно сланцеватости, но может занимать и секущее положение, являясь более ранним образованием (структурным элементом). Полосчатость (отдельные «полосы», линзы) обычно не прослеживается на большие расстояния.

Линейность – ориентированное расположение зерен и их агрегатов линейно вытянутых (длинно-пластинчатых, игольчатых) минералов в составе метаморфических пород.

Линейность фиксирует направление наибольшего удлинения геологического тела (складчатой структуры, сланцевого комплекса и др.) и, как мы увидим позднее, совпадает (фиксирует) с ориентировкой оси σ_1 (ось «растяжения») деформируемого метаморфического комплекса.

На ранних этапах (1940 – 1950 гг.) изучения геологии раннедокембрийских метаморфических комплексов (в это время преобладал чисто петрографический подход к их изучению) сложилось представление о достаточно простой их структуре. Считалось, что метаморфические породы образуют простые формы: пологие (или крутые) тупые складки, моноклинали и др. В это время полагали, что нередко наблюдаемые мелкие сложные складки представляют собой незначительные и локальные осложнения крупных относительно простых по строению структур.

В основе этих представлений лежало положение о том, что сланцеватость и полосчатость метаморфитов наследует первичную слоистость осадочных и

вулканогенно-осадочных пород, за счет преобразования которых они сформированы.

Позднее (при проведении детальных и крупномасштабных геологических съемок) выявилось значительно более сложное строение этих, как считалось, ранее, простых складчатых форм древних метаморфитов).

В результате проведения полевых структурных и экспериментальных исследований была обоснована модель перестройки первичных слоистых структур в полосчатые и сланцеватые.

Как показывает анализ этой модели, слоистость и полосчатость — это, как говорят в Одессе, «две большие разницы». Иначе говоря, названные структуры представляют собой результат проявления разновременных и генетически разнотипных геологических процессов.

ИЗУЧЕНИЕ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Складчатость, развитая в метаморфических толщах, весьма различна по своей форме и размерам. Широко распространены просто построенные плавные складки с поперечными размерами в десятки километров, очень сложные и непостоянные по форме складки течения и очень мелкая складчатость, переходящая в пloidчатость.

При образовании складок нередко пласты, обладающие достаточной пластичностью, разрываются на отдельные части. При этом из них образуются цилиндрические или четкообразные тела, заключенные в измененную массу более податливых пластических слоев. Эти структуры носят название **будинаж-структур**.

Будинаж возникает в толщах, состоящих из неоднородных по механическим свойствам пород. Более твердые пласты, залегающие среди пластичных пород, испытывают разрывы, превращаясь в пластины-блоки, которые в процессе движения отрываются друг от друга, закатываясь в

подвижную «текущую» массу, обтекающую блоки. Вследствие подобного обтекания в толще, вмещающей блоки, образуются мелкие складки смятия, ядрами которых оказываются блоки-«закатыши».

В метаморфических толщах докембрийского возраста широко распространены образования, состоящие из метаморфизованных пород с включенными в них жилами пегматита, аплита и гранитоидов. Такие образования называются **мигматитами**. В мигматитах другого типа привнесенное вещество частью или целиком может быть тонко рассеяно в перекристаллизованном и химически измененном субстрате.

Тема 6. Физические основы деформации горных пород

Лекция 6

Когда мы говорим о складках и разрывах, то подразумеваем, что горные породы выведены из своего первичного залегания в результате *деформаций*, которые, в свою очередь, обусловлены действием сил на эти породы. Напряжения, возникающие в горных породах, могут вызвать изгибание пластов, а могут привести к их разрушению, разрыву. Все эти процессы изучает механика сплошной среды. Силы, прилагаемые к породе, могут относиться либо к поверхности какого-либо ее объема, например к кровле, или подошве пласта, тогда они называются *поверхностными*. Если же сила воздействует на определенный объем горной породы, она называется *объемной*. Все силы, действующие на горную породу, обладают не только величиной, но и определенным направлением. Причины деформаций могут быть различными: это и приложенная по какому-то направлению механическая сила; это и сила тяжести, наиболее универсальная из всех сил; это и влияние температуры; увеличение объема за счет пропитывания породы водой и др. Любая деформация в горных породах зависит от времени, а в геологических процессах оно может быть очень велико..

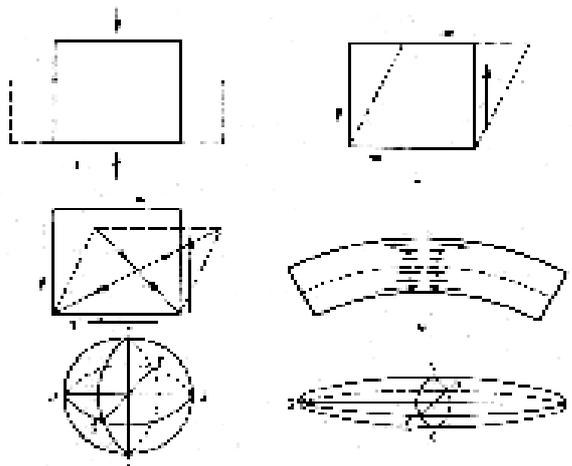


Рис. 13. Виды деформации твердого тела (по В.В. Белоусову)

Под *деформацией* понимается изменение объема и формы тела. Деформации подразделяются на *однородные* и *неоднородные* (рис. 13). В первом случае величина деформации одинакова в каждом участке деформированного тела. Так, балка, будучи сжатой, изменит свою форму, но в каждом месте измененной балки деформация будет одинаковой. Во втором случае, если мы эту же балку начнем изгибать, то, очевидно, что ближе к ее верхней части будет наблюдаться растяжение, убывающее к центру, а в нижней половине балки будет происходить сжатие. Среди однородных деформаций выделяют сжатие - растяжение и сдвиг. Для сдвига необходимо действие двух противоположно направленных сил, или пары сил.

Деформации подразделяются на *упругие* и *пластические*. Упругая деформация характеризуется тем, что после снятия нагрузки тело вновь принимает исходную форму. Упругое тело всегда оказывает противодействие внешней приложенной силе, которая, будучи отнесенной, к какой-либо единице площади, называется *напряжением*. В деформируемом теле напряжение изменяется в разных его сечениях, поэтому мы говорим о поле напряжений данного тела, имея в виду все напряжения.

Характеризовать деформацию тела удобно, используя "*эллипсоид деформации*". Согласно теории упругости, три взаимно перпендикулярные оси отвечают главным осям напряжений в данном теле. При однородной

деформации, а с ней и имеют дело в геологии, с главными осями напряжений совпадают главные оси деформаций. Именно с этими осями совпадают удлинение и сокращение тела. Наиболее обычный пример, иллюстрирующий сказанное - это сжатие шара. Первоначально в нем все оси одинаковы и равны диаметру шара, но при деформации шара, скажем его сжатии, он сплющивается и превращается в трехосный эллипсоид. Размеры осей этого эллипсоида и их отличия от первоначального диаметра шара соответствуют величине деформации по трем осям.

Полное напряжение, т.е. силу, приложенную к какой-либо площади, можно разложить на нормальное напряжение, ориентированное по нормали к площади, и тангенциальное, или касательное, действующее в плоскости выбранной площади. Зависимость упругой деформации от напряжения выражается законом Гука: $\varepsilon = \sigma/E$, где ε - величина деформации, σ - напряжение, а E - коэффициент пропорциональности, или модуль Юнга.

Пластической деформацией называют некоторую ее остаточную величину, которая сохраняется после снятия приложенной нагрузки. Во время упругой деформации она увеличивается прямо пропорционально напряжению, но при достижении некоторой величины, называемой *пределом упругости*, тело начинает пластически деформироваться, в то время как напряжение остается постоянным. Иногда пластическое состояние горной породы называют *предельным состоянием*, при котором она может деформироваться неограниченно. Важным понятием является вязкость, свойство, которое определяется тем, что частицы породы могут сопротивляться смещению и это сопротивление прямо пропорционально скорости смещения. Вязкость сильно зависит от температуры и давления, измеряется в Паскалях в секунду и для литосферы определяется как 10^{23} - 10^{24} Па·с, в то время как вязкость астеносферы на несколько порядков ниже.

Эти понятия из основ механики деформирования материалов широко используются, когда описывают деформацию горных пород, особенно их

прочность, превышение предела которой ведет к разрушению породы. Существуют хрупкие и пластичные тела. Горные породы принадлежат в основном к хрупким телам, которые разрушаются, не испытав остаточных деформаций. Пластичные тела перед разрушением подвергаются пластическим деформациям. Представления о вязком и хрупком разрушении горных пород базируются на механизме разрыва сплошности. Вязкому разрушению предшествует длительное пластическое течение пород, а хрупкое обусловлено лавинообразным нарастанием трещиноватости. Горные породы могут разрушаться путем отрыва или путем скалывания, и благодаря тому, что они состоят из разнообразных по величине и форме зерен, в них развивается внутреннее трение, которое приводит к сосредоточению деформаций в локальных зонах, где и происходит разрушение горных пород, т.е. образование тектонического разрыва.

Растяжение горных пород чаще всего ведет к образованию хрупкого отрыва, в то время как сжатие - к вязкому скалыванию. В геологии важную роль играет время действия напряжений. При очень длительном воздействии последних горные породы могут разрушаться, хотя величина напряжений не очень велика. Крайняя медленность осуществления деформаций в природных условиях делает невозможным их воспроизведение путем эксперимента. Поэтому при моделировании тектонофизических процессов используют "теорию подобия", которая может учесть и время, и размеры тела. Проблемами, связанными с деформациями горных пород и полями напряжений, занимается тектонофизика, ветвь геотектоники.

Тема 7. Складчатые структуры

Лекция 7

СКЛАДКИ И ИХ ЭЛЕМЕНТЫ

Складками называют волнообразные изгибы в слоистых толщах, образующиеся при пластических деформациях горных пород.

Совокупность складок составляет складчатость.

Среди складок выделяются две основные разновидности — антиклинальные и синклиналильные. **Антиклинальными складками** (антиклиналями) называются изгибы, в центральных частях которых располагаются наиболее древние породы относительно их краевых; периферических частей. В **синклиналильных складках** (синклиналях) центральные их части сложены породами более молодыми по сравнению с породами, слагающими их краевые части. В складке выделяются следующие элементы. Часть складки в месте перегиба слоев называется **замком, сводом** или **ядром** (рис. 14, 1—2; 3—4; 5—6; 7—8).

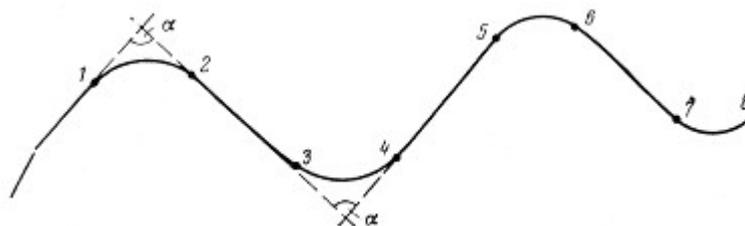


Рис. 14. Элементы складки

Термин «ядро складки» употребляется при характеристике пород, слагающих центральные части складки. При описании формы перегиба слоев употребляются термины «свод» или «замок». Части складок, примыкающие к своду (замку), называются **крыльями** (2—3; 4—5; 6—7). У смежных антиклиналей и синклиналей одно крыло является общим. Угол, образованный линиями, являющимися продолжением крыльев складки, называется **углом складки α**.

Осевой поверхностью складки называется поверхность, проходящая через точки перегиба слоев, составляющих складку.

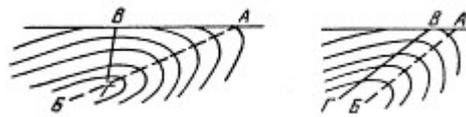


Рис. 15. Положение осевой (AB) и гребневой (BG) поверхности в вертикальном поперечном разрезе складки

Осевой линией складки, или **осью складки**, называется линия пересечения осевой поверхности с поверхностью рельефа. Осевая линия характеризует ориентировку складки в плане. Ее положение определяется азимутом простирания.

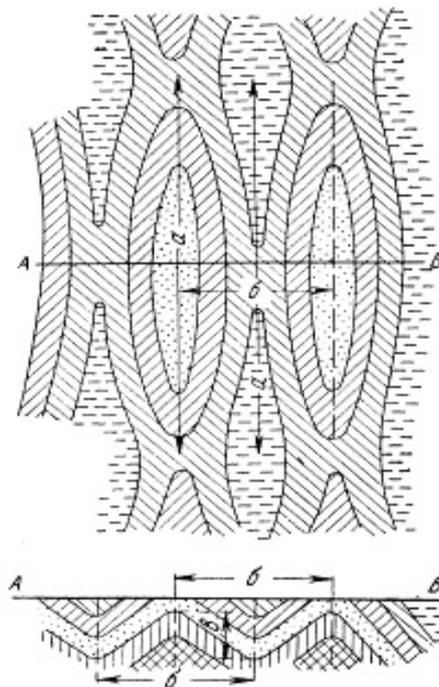


Рис. 16. Размеры складок:
a — длина складки, *б* —
 ширина (горизонтальный
 размах), *в* — высота
 (вертикальный размах)

Шарнир — это линия перегиба складки. Пространственное положение шарнира (азимут погружения и угол погружения) может быть измерено и вынесено на геологическую карту.

Гребневой поверхностью называется поверхность, соединяющая самые высокие точки расположения слоев, образующих складку. **Гребень складки** представляет собой линию пересечения гребневой поверхности с кровлей или подошвой любого из слоев складки (рис.15).

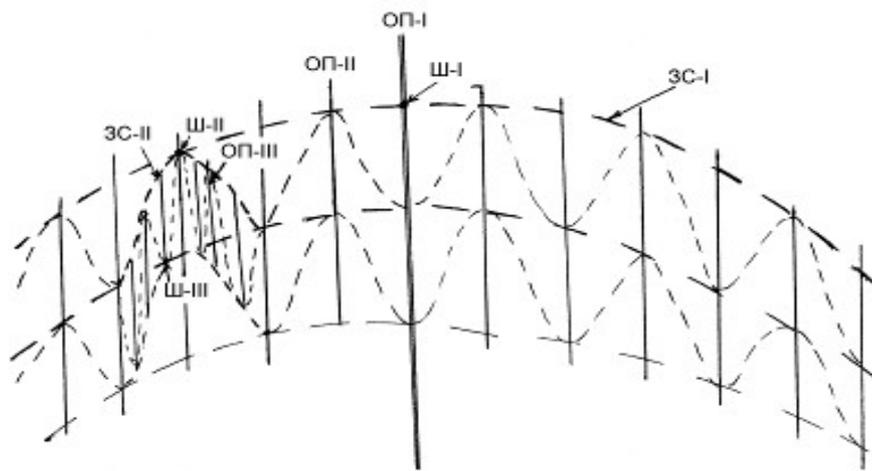


Рис. 17. Пространственное соотношение осевых поверхностей складок (ОП), зеркал складчатости (ЗС) и шарниров складок (Ш) в разнопорядковых складчатых структурах одной генерации. Римские цифры — порядок складчатых структур (I —

Зеркало складок — это поверхность (плоскость), соединяющая шарниры группы складок по одной стратиграфической поверхности. Ориентировка зеркал складок также может быть замерена в поле и вынесена на геологическую карту.

Знаки, используемые для обозначения элементов складок и примеры их выделения на карту (план) приведены на рис.6.

Размеры складок характеризуются длиной, шириной и высотой. **Длина складки** — это расстояние вдоль осевой линии между смежными перегибами шарнира. **Ширина складки** (или **горизонтальный размах**) составляется из расстояния между осевыми линиями двух соседних антиклиналей или синклиналей. **Высотой складки** (или **вертикальным размахом**) называется расстояние по вертикали между замком антиклинали и замком смежной с ней синклинали, измеренное по одному и тому же слою (рис. 15).

Разнопорядковые складчатые структуры. Складки в метаморфических комплексах закономерно организованы. Обычно в складчатых структурах выделяются одновозрастные складки нескольких порядков (разного масштаба и размера).

Осевые поверхности разнопорядковых одновозрастных складок близпараллельны.

Положение зеркала мелких складок (складки более высокого порядка) маркирует залегание поверхности крыла и свода следующей по масштабу (более крупной) складки — складки более низкого порядка (рис.17.).

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ СКЛАДОВ

Классификации складок строятся на различных принципах. В основу классификации может быть положена форма складок или их происхождение. Классификация, в которой складки разделены по форме, называется морфологической; классификация, отражающая условия образования складок, носит название генетической. Морфологическая и генетическая классификации учитывают различные свойства складок и поэтому отнюдь не исключают, а дополняют друг друга.

В морфологической классификации складки делятся по ряду признаков.

I. По положению осевой поверхности выделяют:

A. **Симметричные складки** с вертикальной осевой поверхностью и одинаковыми углами наклона крыльев (рис. 18, 1).

Б. **Асимметричные складки** с наклонной или горизонтальной осевой поверхностью и различными углами наклона крыльев (рис. 18, 2). В свою очередь они могут быть разделены на четыре вида:

1) **наклонные складки** с падением крыльев в противоположные стороны различными углами и наклонной осевой поверхностью (рис. 18, 3).

2) **опрокинутые складки** с крыльями, наклоненными в одну и ту же сторону, и наклонной осевой поверхностью (рис. 18, 4). В опрокинутых складках различаются нормальные и опрокинутые (или подвернутые) крылья (рис. 18, 5): в нормальном крыле породы залегают нормально, т. е. молодые отложения располагаются выше древних; в опрокинутом, подвернутом крыле соотношение между древними и молодыми породами ненормальное — древние породы залегают выше молодых;

3) **лежачие складки** с горизонтальным положением осевых поверхностей (рис. 18, 7);

4) **ныряющие, или перевернутые, складки** с осевой поверхностью, изогнутой до обратного падения (рис. 18, 8).

II. По отношению между крыльями складок выделяются:

1) **обычные**, или **нормальные**, складки с падением крыльев в различные стороны (рис. 19, а);

2) **изоклиальные складки** с параллельным расположением крыльев. При вертикальном расположении крыльев изоклиальные складки называются прямыми, при наклонных крыльях — опрокинутыми (рис. 19, б, в);

3) **веерообразные складки** с веерообразным расположением слоев. Ядра веерообразных складок нередко оказываются пережатыми, т. е. отделенными от остальных их частей (рис. 19, г, д).

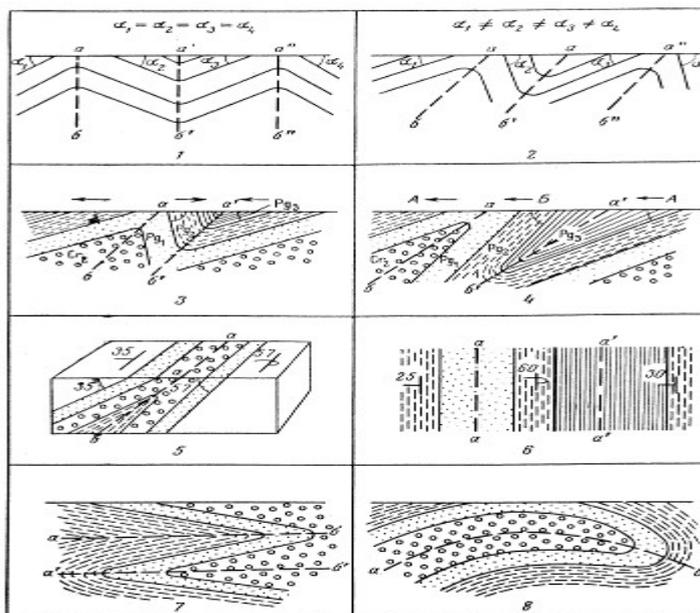


Рис.18. Деление складок по положению осевой поверхности. Складки: 1 — симметричные, 2 — асимметричные, 3 — наклонные, 4 — опрокинутые — в вертикальном разрезе, 5 — опрокинутые — на блок-диаграмме, 6 — опрокинутые — в плане, 7 — опрокинутые — в плане, 8 — опрокинутые (в опрокинутом разрезе);

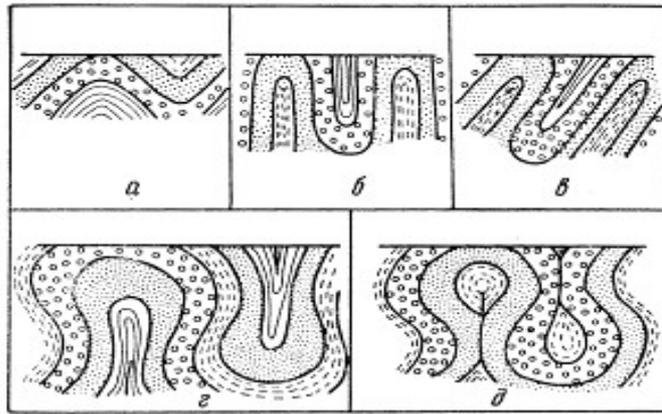


Рис. 19. Деление складок по соотношению между крыльями
 Складки: *a* — простые, *б* — изоклиальные прямые, *в* — изоклиальные опрокинутые, *г* — веерообразные, *д* — веерообразные с пережатым ядром (изображены разрезы)

III. По форме замка различаются (рис. 20):

- 1) **острые складки**, с углом складки меньше 90° ;
- 2) **тупые складки**, с углом складки больше 90° ;
- 3) **сундучные (или коробчатые) складки**, с плоскими замками и крутыми крыльями.

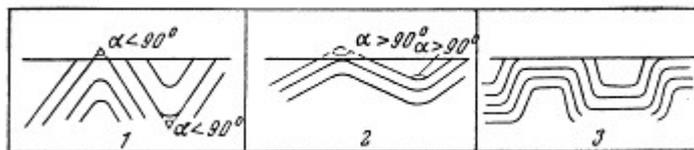


Рис. 20. Деление складок по форме замка
 Складки: *1* — острые; *2* — тупые; *3* — коробчатые (сундучные) (изображены разрезы)

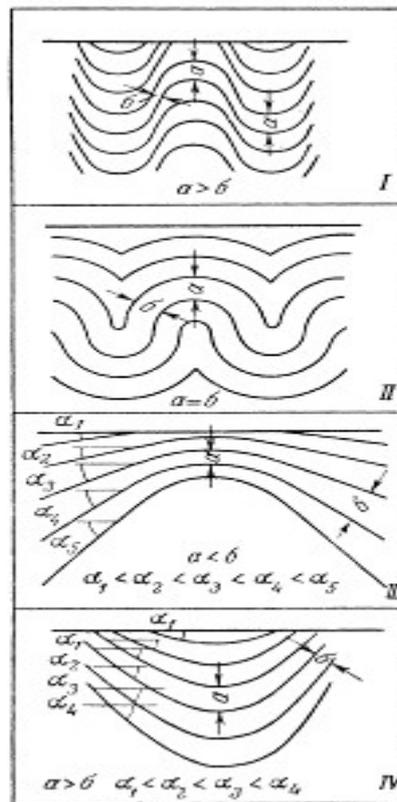


Рис. 21. Деление складок по соотношению мощностей на сводах и на крыльях
 Складки: *I* — подобные, *II* — концентрические, *III* — с утоняющимися слоями в своде (изображены разрезы), *IV* — с повышенными мощностями пород в замках

IV. По соотношению мощностей слоев на крыльях и в сводах складок выделяются:

1) **подобные складки**, у которых мощность слоев на крыльях меньше мощности в сводах, а форма замка не меняется с глубиной (рис.21, *I*);

2) **концентрические складки** с одинаковой мощностью слоев в своде и на крыльях. С глубиной радиус кривизны свода таких складок изменяется и антиклинали становятся более резкими, а синклинали расплываются (рис. 21, *II*). В природе развиты преимущественно подобные складки. Однако различие в мощностях на своде и на крыльях подобных складок бывает обычно настолько незначительным, что на разрезах чаще изображаются концентрические

складки, так как изменения в мощностях на разрезах не всегда могут быть отражены;

3) **антиклинальные складки** с утоненными замками (рис. 21, III). В складках этого вида мощности пород в сводах меньше, чем на крыльях, вследствие чего для них характерно увеличение угла падения на крыльях с глубиной. Синклинальные складки подобной формы не встречаются;

4) **синклинальные складки** с повышенными мощностями пород в замках (рис. 21, IV). Как и в антиклинальных складках с утоненными замками, в описываемом виде складок углы наклона крыльев увеличиваются с глубиной.

По соотношению длиной оси складки (длины) к ее короткой оси (ширине) различают: линейные, брахиформные и куполовидные.

Линейными называются складки, у которых отношение длины к ширине больше трех. Складки, у которых это отношение меньше трех, называются **брахиформными** (брахиантиклиналями и брахисинклиналями). В случае приблизительно одинаковых поперечных размеров складки называются **куполовидными**, а синклинальные складки этого вида — **чашевидными**.

На положение складок в земной коре большое влияние оказывают их шарниры. На поверхности Земли при горизонтальных шарнирах крылья складок параллельны осевой линии. Там, где шарнир погружается или воздымается, слои огибают осевую линию. Участки антиклинальных складок, на которых шарнир наклонен, носят название **периклинального замыкания**. Слои на таких участках падают в стороны от ядра складки. В синклинальных складках части складок, обладающих наклонным шарниром, называются **центриклинальным замыканием**. В этом случае слои, огибая ось складки, наклонены к ее ядру.

ФЛЕКСУРЫ

Флексурами называются коленчатые изгибы в слоистых толщах; выражены они обычно наклонным положением слоев при общем их

горизонтальном залегании или более крутым падением на фоне общего наклонного залегания. У флексур в вертикальных разрезах выделяются следующие элементы (рис. 22): верхнее, или поднятое, крыло; нижнее, или опущенное, крыло; смыкающее крыло; угол наклона смыкающего крыла; вертикальная амплитуда смещающего крыла.

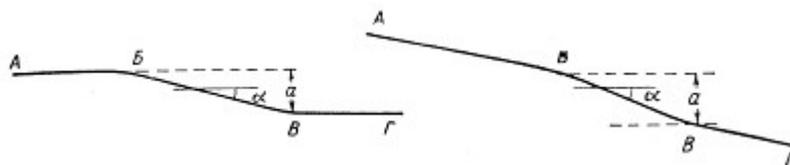


Рис. 22. Схема строения флексуры
АВ — верхнее или приподнятое крыло; *ВГ* — нижнее или опущенное крыло; *ВВ* — смыкающее крыло; α — угол наклона смыкающего крыла; *a* — вертикальная амплитуда смыкающего крыла

Флексуры, распространенные в породах с наклонным залеганием, могут быть согласными и несогласными. В согласных флексурах верхнее, нижнее и смыкающее крылья направлены в одну и ту же сторону, в несогласных флексурах верхнее и нижнее крылья наклонены в одну сторону, а смыкающее крыло — в противоположную. Если коленообразный изгиб пород наблюдается в горизонтальной плоскости, такая флексура носит название горизонтальной.

МЕХАНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДОК

Форма и размеры изгибов горных пород, возникающих при пластических деформациях, зависят от очень многих условий. Основное значение имеют: физические свойства пород, динамическая и кинематическая обстановка, характер возникающих в породах напряжений и состояние внешней среды.

Среди всего многообразия изгибов могут быть выделены три типа складок: складки продольного изгиба, складки поперечного изгиба и складки течения.

Продольный изгиб вызывается силами, действующими вдоль слоистости (рис. 23, а). При этом происходит перемещение вещества, направленное параллельно поверхности наслоения.

Складки, возникающие при сдвиге, под воздействием противоположно направленных сил имеют все характерные черты, свойственные складкам продольного изгиба, но обладают хорошо заметным наклоном в сторону действия активных сил (рис. 23, б).

При поперечном равномерном изгибе породы испытывают растяжение, а не сжатие. Образованию складок на начальных стадиях и в этом случае способствует скольжение слоев, но направленное иначе чем в складках продольного изгиба (рис. 23, в).

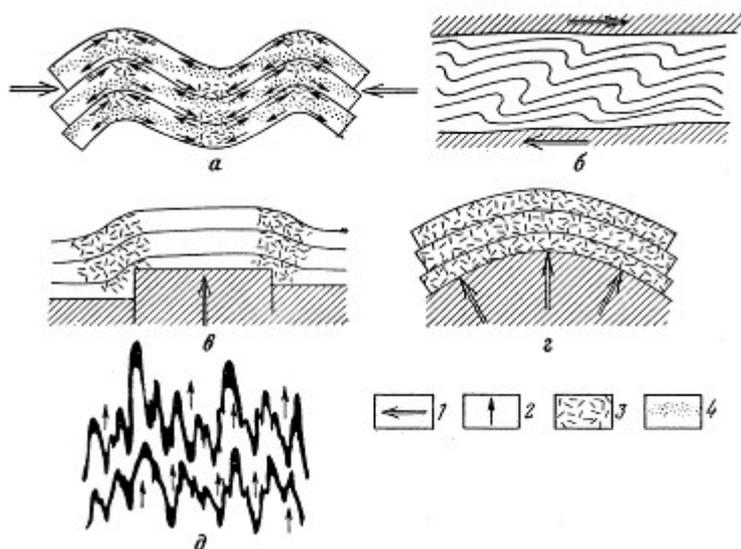


Рис. 23. Различные типы складок
а, б — продольного изгиба, в, з — поперечного изгиба, д — течения. 1 — направления действующих

Изгибы, связанные с течением, обычно возникают при неравномерных перемещениях вещества из участков с большим давлением к участкам, на которых давление относительно меньше.

В верхних зонах земной коры, в условиях сравнительно невысоких температур и давления, течение свойственно только высокопластичным горным породам: солям, гипсам, углям, известнякам, глинам, насыщенным водой.

Складки течения обладают особенно неправильными формами с многочисленными раздувами, утонениями и пережимами слоев (рис. 23, д).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДОВ

Геологическая обстановка, в которой происходит образование складок, весьма различна. Наиболее широко распространены складки, связанные с эндогенными процессами, в этом случае возникает эндогенная складчатость, или складчатость тектонического происхождения. Значительно реже, главным образом в самой верхней части земной коры, возникают складки, обусловленные экзогенными процессами. В таких условиях образуется экзогенная складчатость, или складчатость нетектонического генезиса.

Эндогенная складчатость

В эндогенной складчатости выделяются две подгруппы: **конседиментационная складчатость**, или складчатость, возникающая параллельно с накоплением осадков, и **постседиментационная**, или наложенная складчатость, развивающаяся позже образования пород.

Классификация складчатости:

1. Складчатость **тектонического происхождения (эндогенная):**

1.1. Конседиментационная:

Складки погружения;

Складки, связанные с неравномерными вертикальными движениями;

1.2. Постседиментационная (наложенная):

1.2.1. поверхностная:

Складки регионального сдавливания;

Складки облекания (глыбовые, отраженные);

Складки гравитационного скольжения;

Приразрывные складки;

Складки, связанные с внедрением магмы;

Диапировые складки;

1.2.2. глубинная:

Складки вертикального течения;

Складки горизонтального течения;

2. Складчатость **нетектонического происхождения (экзогенная)**:

Подводно-оползневые складки, образующиеся при оползании осадков на дне бассейна;

Наземно-оползневые складки, образующиеся при оползневых процессах;

Складки, обусловленные деформациями при эпигенезе и диагенезе осадков (уплотнение, разбухание, дегидратация);

Складки, вызываемые разгрузкой от вышележащих толщ;

Складки обрушений, связанные с карстовыми явлениями, провалами и т.п.;

Складки, вызываемые напором ледников (гляциодислокации);

Первичные наклоны и изгибы, вызываемые неровностями поверхности накопления осадков (структуры облекания);

Первичные наклоны и изгибы в покровах эффузивных пород;

Первичные наклоны, связанные с различной скоростью накопления осадков или неравной мощностью пород.

Конседиментационная складчатость.

Складки погружений возникают при относительно равномерных опусканиях (фундамента), на котором происходит накопление осадков.

Постседиментационная (наложенная) складчатость.

Складки, сложенные породами, образовавшимися при перекристаллизации первоначального их состава в процессе складчатости, следует называть

глубинными. Складки, развивающиеся в верхних зонах земной коры, при образовании которых не происходит существенных изменений в первоначальном составе пород, называются **поверхностными.**

Складки регионального сдавливания (общего смятия, по В. В. Белоусову) образуются при продольном изгибе деформирующихся толщ под влиянием сил, действующих на огромных территориях параллельно поверхности Земли.

Складки облекания (отраженные складки, по В. Е. Хаину; глыбовые складки, по В. В. Белоусову) представляют собой поперечные изгибы в верхнем структурном этаже (или осадочном чехле), образующиеся при глыбовых перемещениях нижнего структурного этажа — фундамента.

Антиклинальные и синклиналильные складки, разделенные продольными разрывами (обычно сбросами или взбросами), с уплощенными или плоскими замками и сравнительно крутыми крыльями. Такие глыбовые складки получили название **горст - антиклиналей** и **грабен - синклиналей.**

Складки гравитационного скольжения образуются на склонах поднятий под действием гравитационных сил.

Складки, связанные с разрывами (приразрывные складки). При перемещении пород вверх по наклонным разрывам, главным образом по взбросам и надвигам, в нижнем лежащем крыле развиваются горизонтально или наклонно ориентированные силы, вызываемые давлением висячего крыла. Эти силы могут обусловить образование складок продольного изгиба в нижнем опущенном крыле разрыва, интенсивность и форма которых зависят от амплитуды перемещения и угла наклона сместителя.

Складки, связанные с перемещениями магмы в земной коре. Вблизи контактов многих массивов интрузивных пород, возникших как на значительных глубинах в виде батолитов, так и в непосредственной близости от поверхности в форме небольших тел, во вмещающих породах наблюдаются

складки продольного или, реже, поперечного изгиба, оси которых ориентированы согласно с контурами интрузивных массивов.

Диapiroвые складки, или складки **протыкания** представляют собой антиклинальные структуры, образующиеся в результате внедрения пластичных горных пород в окружающие их менее пластичные и более хрупкие толщи.

Силы, вызывающие образование глубинной складчатости, могут действовать в горизонтальном или вертикальном направлениях. Горизонтальные силы обуславливают формирование складчатости вертикального течения, вертикальные силы — складчатости горизонтального течения.

Дисгармоничная складчатость.

Дисгармоничной складчатостью называется сочетание одновременных по возникновению и различных по форме складок, развитых в разнородных по составу горных породах. Появление дисгармоничной складчатости зависит от условий, в которых развиваются складки, и от состава слагающих их пород.

Складки волочения представляют собой разновидность дисгармоничной складчатости. Это мелкие складки, формирующиеся обычно внутри пластичных слоев, заключенных между более жесткими. Они образуются в результате межслоевого проскальзывания, которое приводит к «волочению» материала слоев более пластичных пород за перемещающимся слоем более жестких пород.

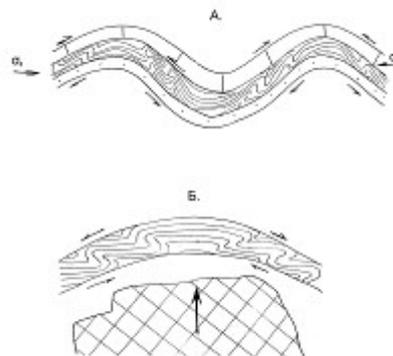


Рис. 24. Строение складок волочения (течения) в складках продольного изгиба (А) и складках поперечного изгиба (Б).

К типу складок волочения относятся, в частности, следующие системы микроскладок:

- связанные с перемещением пластов по разрывным нарушениям;
- возникшие синхронно с формированием глубинных складок продольного изгиба (рис. 24);
- связанные с формированием складок поперечного изгиба, локализованных в обрамлении соляных куполов и магматических интрузий (рис. 24.);
- связанные с метаморфическими процессами высоких ступеней, когда вещество находится в полурасплавленном состоянии (например, формирование птигматитовых складок).

Направление длинных крыльев складок волочения, указывающее на движение вещества в процессе их формирования, направлено в сторону антиформ (складчатость продольного изгиба) и синформ (складчатость поперечного изгиба) (рис. 24.). Это явление используется при проведении картирования складчатых структур и определении положения ядерных частей анти - и синформных структур и поисках минеральных месторождений.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР

Складки продольного сжатия возникают в результате воздействия на слоистую толщу сжимающих тектонических усилий, направленных параллельно (продольно) по отношению к ориентировке слоев.

Будем сжимать тело слоистого строения в направлении, параллельном слоистости. В результате тело будет деформироваться (укорачиваться в одном и удлиняться в других направлениях) и приобретет складчатую структуру (возникнут складки разной морфологии и типа).

Ось, по которой происходит максимальное укорочение деформируемого тела, называется осью алгебраически минимальных главных нормальных напряжений тектонического поля, или осью сжатия тектонического поля. На картах и разрезах эта ось обозначается как σ_3 .

Ось, по которой деформированное тело увеличивает свои размеры (происходит максимальное удлинение деформируемого тела) называется осью растяжения тектонического поля (осью алгебраически максимальных главных нормальных напряжений) и обозначается индексом σ_1 .

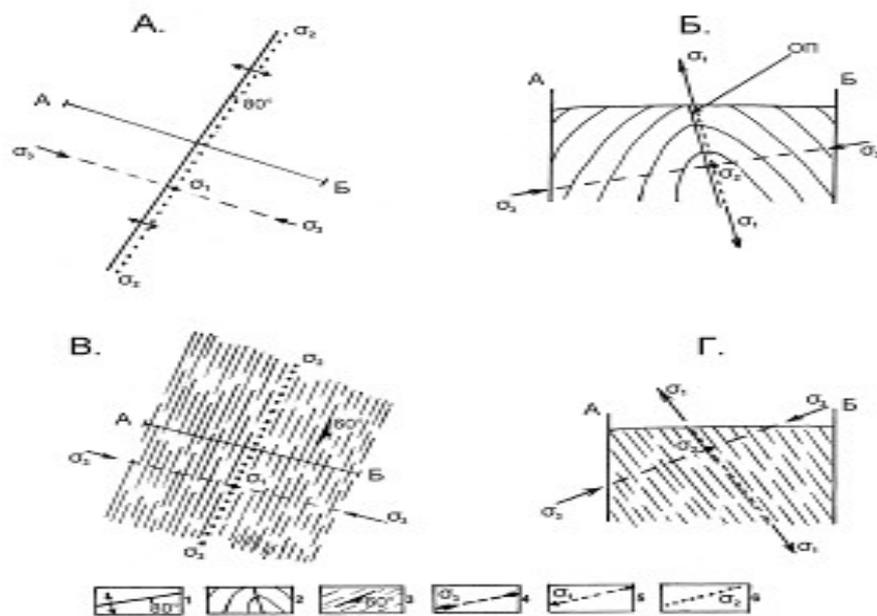
Ось, по которой изменения размеров деформированного тела не происходит (или их величина занимает промежуточное положение между максимальными и минимальными деформациями) называется средней осью тектонического поля и обозначается σ_2 .

Оси σ_1 , σ_2 и σ_3 тектонического поля напряжений ориентированы закономерно по отношению к элементам складок и упорядоченных деформационных структур (рис. 25).

Ось сжатия σ_3 ориентирована:

-перпендикулярно осевым поверхностям складок;

-перпендикулярно сланцеватости (гнейсовидности) и линейности пород, слагающих метаморфические комплексы.



Оси сти складок и
сланцева Рис. 25. Реконструированные оси тектонических полей
напряжений, формирующих складчатые структуры (А,Б) и
направле сланцеватость (В,Г):
линейнос 1—осевая поверхность антиклинальной складки и ее
складок и ориентировка в плане (А); 2—антиклинальная складка и ее
осевая поверхность на разрезе (Б) (ОП); 3—сланцеватость в
плане (В), на разрезе (Г) и ее ориентировка в плане (В); 4-
6—ориентировка (положение в пространстве)
реконструированных осей напряжений и деформаций: 4—оси
 σ_3 (сжатия), 5—оси σ_1 (растяжения), 6—оси σ_2 (средней).

Лекция 8

РАЗРЫВЫ СО СМЕЩЕНИЯМИ - РАЗЛОМЫ

Рассмотрим разрывы, по которым происходили значительные смещения пород, прилегающих к поверхности разрыва. Четкой грани между трещинами и разрывами со смещениями провести невозможно. В районах, где развиты только трещины, разрыв со смещением в 10 см будет заметен и, следовательно, выделен, в то время как в районах с широким распространением разрывов со смещениями отмеченный разрыв окажется отнесенным к трещинам.

Классификация разрывов со смещениями разработана на основании многолетней практики геологов. Эти разрывы делятся на шесть основных групп: сбросы, взбросы, сдвиги, раздвиги, надвиги и покровы. Разрывы каждой из групп обладают отличительными морфологическими признаками и образуются при различных динамических и кинематических условиях. Поэтому данная классификация является как морфологической, так и генетической.

СБРОСЫ

Сбросами называются нарушения, в которых поверхность разрыва наклонена в сторону расположения опущенных пород.

Классификация сбросов. Сбросы различаются по ряду признаков: углу наклона сместителя, ориентировке по отношению к простиранию нарушенных пород, соотношению наклона смесителя и нарушенных пород, направлению перемещения крыльев, взаимному расположению сбросов в плане и в разрезе. По углу наклона сместителя выделяются: **пологие сбросы** с углом наклона сместителя до 30° , **крутые** с углом наклона сместителя от 30 до 80° и **вертикальные** с углом наклона сместителя более 80° .

По отношению к простиранию нарушенных пород различаются: **продольные сбросы**, у которых общее простирание сместителя совпадает с простиранием нарушенных пород, **косые (диагональные) сбросы**, сместитель которых ориентирован под углом к простиранию пород, и **поперечные сбросы**, направленные вкрест простирания пород.

По соотношению наклонов сместителя и нарушенных пород выделяются **согласные** и **несогласные сбросы**. У согласных сбросов наклон пород и сместителя направлен в одну и ту же сторону; у несогласных сбросов породы и сместитель падают в противоположные стороны.

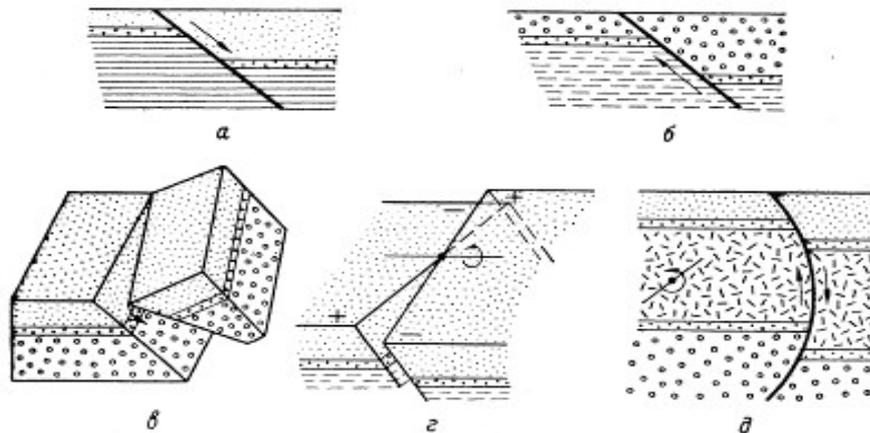


Рис. 26. Деление сбросов по направлению движения крыльев
а — прямой сброс, б — обратный, в, г — шарнирный, д — цилиндрический (а, б, д — вертикальные разрезы). Стрелки — направление движения крыльев

По направлению движения крыльев выделяются четыре вида сбросов: **прямые, обратные, шарнирные и цилиндрические**. В прямых сбросах висячее крыло перемещается вниз, в обратных — лежачее крыло перемещается вверх. В шарнирных сбросах крылья поворачиваются в разные стороны или в одну и ту же сторону вокруг оси, перпендикулярной к простиранию сместителя (рис. 26). Если ось вращения расположена не у конца сброса, а на его продолжении, крылья шарнирного сброса могут двигаться в различных направлениях. В цилиндрических сбросах движение происходит по дуге или искривленной поверхности, близкой к дуге, вокруг оси вращения, расположенной в стороне от сместителя.

По взаимному расположению сбросов в плане различают **параллельные, радиальные и перистые сбросы**. В параллельных сбросах поверхности сместителей в плане и разрезе параллельны, и смещение по таким сбросам носит нередко ступенчатый характер. Радиальные сбросы расходятся от одной точки или от определенного участка по радиусам. Такие сбросы могут возникать на периклинальных и центриклинальных замыканиях складок или на сводах куполов. Перистые сбросы образуют ветвящуюся сеть, в которой выделяется основной наиболее крупный сброс и ответвляющиеся, более мелкие.

По отношению к времени образования нарушенных разрывами отложений сбросы делятся на **конседиментационные**, т. е. возникающие и развивающиеся одновременно с накоплением осадков, и **постседиментационные (наложенные)**. В конседиментационных сбросах на поднятых крыльях нередко мощности пород оказываются сокращенными, и отдельные стратиграфические горизонты выпадают из разреза. В противоположность этому на опущенных крыльях мощности пород увеличиваются, наблюдаются полные стратиграфические разрезы и относительно более мелкозернистые и глубоководные фации. В постседиментационных (наложенных) разрывах мощности пород и фации не имеют различий.

При движении крыльев, соприкасающихся друг с другом, поверхности сместителя притираются и становятся гладкими, как бы отполированными. Такие блестящие поверхности носят название зеркал скольжения. На зеркалах скольжения образуются многочисленные штрихи и бороздки (бороздки скольжения), ориентированные по направлению движения крыльев. Зеркала скольжения возникают даже при относительно небольших перемещениях.

При смещениях с амплитудами в десятки и сотни метров в результате разрушения неровностей и выступов поверхности сместителя, помимо зеркал скольжения, между крыльями сброса развивается брекчия трения, представляющая собой раздробленную и перетертую массу обломков пород.

ВЗБРОСЫ

Взбросами называются нарушения, в которых поверхность разрыва наклонена в сторону расположения приподнятых пород.

Классификация взбросов почти совпадает с классификацией сбросов. Взбросы также различаются по ряду признаков.

По углу наклона сместителя выделяются: **пологие взбросы** с углом наклона сместителя до 30° , **крутые** — с углом наклона от 30 до 80° и **вертикальные** — с углом наклона сместителя от 80 до 90° . По отношению к простиранию нарушенных пород различаются **продольные взбросы**, у которых простирание сместителей совпадает с направлением простирания пород, **косые** или **диагональные взбросы**, ориентированные под углом к простиранию пород, и **поперечные**, направленные под прямым углом к простиранию пород. По соотношению наклона пород и сместителя (в вертикальных разрезах) выделяют **согласные** и **несогласные взбросы**. У согласных взбросов наклон пород

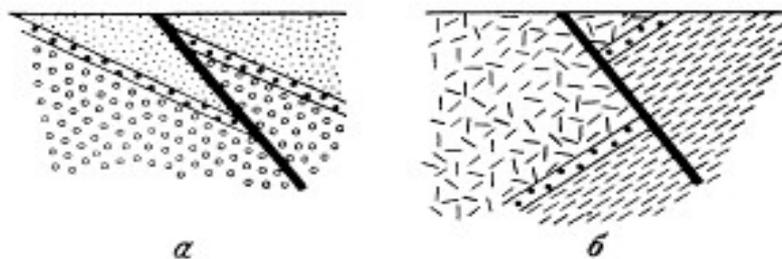


Рис. 27. Согласный (а) и несогласный (б) взбросы в вертикальном разрезе

и сместителя направлен в одну и ту же сторону, у несогласных - породы и сместитель наклонены в противоположные стороны (рис. 27).

По направлению перемещения крыльев выделяются три вида взбросов: **прямые**, **обратные** и **шарнирные**. В прямых взбросах висячее крыло перемещается вверх, в обратных — лежащее крыло перемещается вниз, в шарнирных — крылья повернуты вокруг оси, находящейся на одном из концов разрыва.

Следует отметить, что в цилиндрических сбросах (см. рис. 26) в верхней их части разрыв может быть классифицирован как сброс, а в нижней как взброс. Это дает основание некоторым исследователям отказаться от деления разрывов на сбросы и взбросы, и все разрывы, относящиеся к сбросам и взбросам, называть сбросами. С этим, однако, нельзя согласиться по следующим причинам. В подавляющем большинстве случаев движение крыльев по сместителю происходит прямолинейно. При этом отделение сбросов от взбросов не вызывает затруднений. В цилиндрических и шарнирных сбросах крылья двигаются не прямолинейно, а по кривым вокруг оси, в связи с чем принятые классификационные признаки недостаточны для их отнесения к сбросам и взбросам. Обычно такие разрывы называются сбросами, за исключением тех случаев, в которых устанавливается перемещение одного из крыльев вверх. К сбросам следует относить и разрывы с вертикальным положением сместителя, если только, как и в цилиндрических сбросах, не устанавливается перемещение одного из крыльев вверх.

По взаимному расположению в плане различают **ступенчатые, радиальные и перистые взбросы**. Сместитель взбросов имеет те же характерные черты, что и сместитель сбросов, и направление движения по сместителю, амплитуда и возраст взбросов определяются так же, как и для сбросов.

Взбросы, как и сбросы, по отношению ко времени образования нарушенных ими осадочных толщ делятся на **конседиментационные и постседиментационные**. В первых перемещение крыльев происходит одновременно с накоплением осадков, и на опущенном крыле мощность пород оказывается большей, чем на приподнятом. Постседиментационные взбросы развиваются позже образования пород и не имеют изменений мощностей или фаций на крыльях.

Групповые сбросы и взбросы. Сбросы и взбросы развиваются группами, охватывающими значительные территории. Широко распространены системы смещенных блоков горных пород, разделенных сбросами или взбросами, называемых грабенами и горстами.

ГРАБЕНЫ

Грабенами называются структуры, образованные сбросами или взбросами, центральные части которых опущены и сложены на поверхности породами, более молодыми, чем породы, обнажающиеся в приподнятых краевых частях. Таким образом, грабены характеризуются погружением их центральных частей относительно периферических вдоль линий разрывов (рис. 28). Различают простые и сложные грабены.

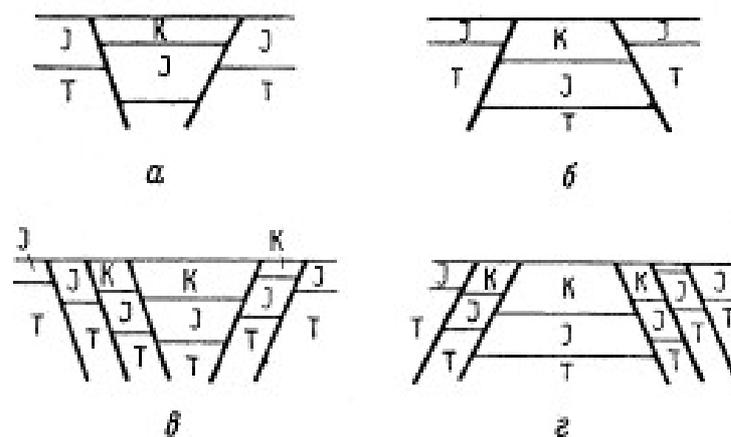


Рис. 28. Схемы грабенов в разрезах
a — простого, образованного двумя сбросами, *б* — простого, образованного двумя взбросами, *в* — сложного, образованного сбросами, *г* — сложного, образованного взбросами

Простые грабены образуются двумя сбросами или взбросами; в сложных грабенах принимает участие большое количество разрывов.

Грабены планетарного размера, образованные сбросами, получили название **рифтов**, а грабены, в строении которых участвуют взбросы — **рампы**.

ГОРСТЫ

Горстами называются структуры, образованные сбросами или взбросами, центральные части которых приподняты и на поверхности сложены более древними породами, чем породы, обнаженные в их краевых частях (рис. 29).

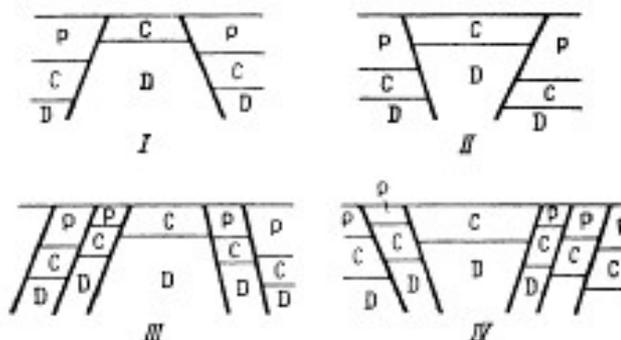


Рис. 29. Схемы горстов в разрезах:
 простого, образованного двумя сбросами (*I*);
 простого, образованного двумя взбросами (*II*);
 сложного, образованного сбросами (*III*);
 сложного, образованного взбросами (*IV*)

СДВИГИ

Сдвигами называются разрывы, смещения по которым происходят в горизонтальном направлении — по простиранию сместителя (рис. 30). В сдвигах различаются крылья, сместитель, угол наклона сместителя и амплитуда смещения.

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

По отношению к простиранию нарушенных пород сдвиги, так же как и сбросы, могут быть **продольными**, **косыми**, или **диагональными**, и **поперечными**. Различают правые и левые сдвиги.

РАЗДВИГИ

По предложению В. В. Белоусова, разрывы, в которых перемещение крыльев происходит перпендикулярно к поверхности отрыва, называют **раздвигами**. При раздвиге увеличивается зияние между крыльями разрыва.

НАДВИГИ

Разрывы взбросового характера, возникающие одновременно со складчатостью, называются **надвигами**.

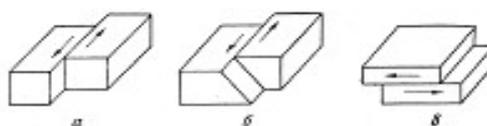


Рис. 30. Вертикальный (а), наклонный (б) и горизонтальный (в)

ПОКРОВЫ

Тектоническими покровами, или **шарьяжами**, называются крупные надвиги, характеризующиеся перемещениями на километры и десятки километров по пологим, горизонтальным и волнистым поверхностям.

В покровах выделяются перемещенные массы всякого крыла, называемые аллохтоном, и оставшееся на месте лежащее крыло — автохтон. Поверхность, по которой перемещается аллохтон, называют поверхностью волочения.

Тектонические покровы относятся к числу наиболее сложных структурных форм земной коры.

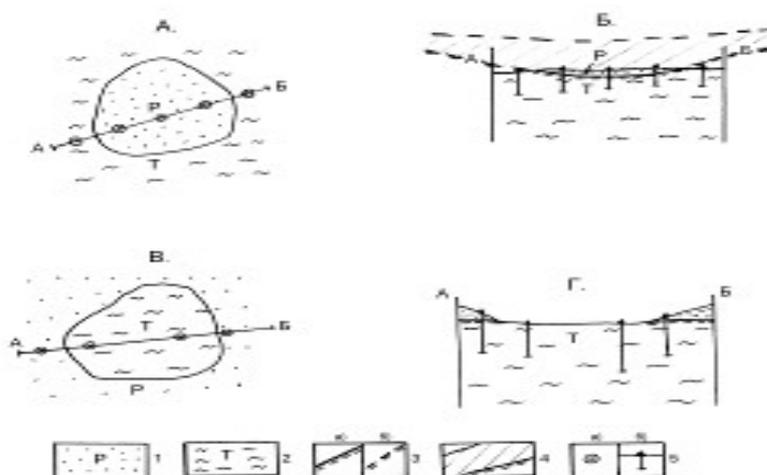


Рис. 31. Геологическое строение клипов (А,Б) и тектонических окон (В,Г) в плане (А,В) и разрезе (Б,Г):
 1—песчаники перми; 2—аргиллиты триаса; 3—плоскости разрывных нарушений; а)установленные, б)предполагаемые; 4—реконструированный аллохтон; 5—скважины: а)в плане, б)на разрезах.

Тектонические покровы (шарьяжи) — это крупные структуры перекрытия, когда один геологический комплекс пород лежит (залегает) на другом наподобие более молодой толщи, но отделен от него полого залегающим разрывным нарушением (рис. 31).

Породы, залегающие под покровом, называются автохтонными (автохтоном).

Породы, слагающие покровы (перемещенные, шарьированные), называются аллохтонными (аллохтоном).

Поверхность, разделяющая авто- и аллохтонные пластины, залегает полого, участками – горизонтально и обычно имеет сложную форму.

Останцы разрушенных (подвергшихся денудации) после своего формирования аллохтонных пластин называются **клиппами** (рис. 31.)

Выходы пород автохтона среди аллохтонных (например, в долине реки, эродирующей тело шарьяжа) называются **тектоническими окнами** (рис. 31.).

Типы тектонических покровов. Выделяют два типа покровов: 1) покровы течения и 2) покровы скалывания.

Первый тип покровов – шарьяжи, образованные сложно дислоцированными (смятыми в лежачие, опрокинутые складки и рассеченные разрывами (отложениями). Они сложены мощными толщами пластичных (в период шарьяжеобразования) пород: флишоидами, серпентинитами и др.

Второй тип покровов образован сравнительно слабо деформированными пластинами, сложенными твердыми, непластичными (в период формирования) хрупкими горными породами.

Мощность покровов достигает 3-4 км, пакетов покровов – 7-8 км.

Доказанные амплитуды горизонтальных перемещений шарьяжных пластин исчисляется многими десятками и сотнями погонных километров.

Время (нижний возрастной уровень) покровообразования определяется возрастом наиболее молодых пород, входящих в состав авто- и аллохтонных пластин, а также возрастом перекрывающих аллохтон осадочных отложений (верхний возрастной уровень).

Покровообразование происходит в наиболее крупных масштабах на коллизионной стадии развития подвижных поясов.

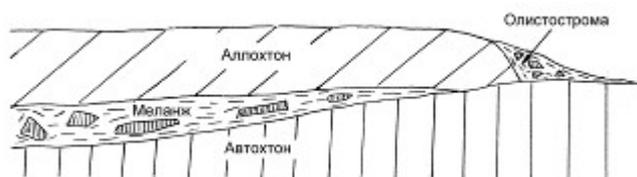


Рис.32. Меланж и олистограма в структуре тектонического покрова.

Покровообразование сопровождается формированием таких специфических геологических образований как **меланжевые и олистостромовые комплексы** (рис. 32).

Меланж (фр. – смесь) представляет собой породы неоднородного хаотического строения, содержащие обломки (угловатые и со сглаженными контурами) относительно жестких пород, окруженных пластичными породами, являющимися как бы матрицей первых.

Роль жестких (хрупких) блоков нередко играют габброиды, перидотиты, эффузивы и песчаники, в качестве пластичной матрицы могут выступать рассланцованные серпентиниты, глинистые и слюдястые породы.

Меланжевые комплексы образуются обычно в подошве (постели) тектонических покровов, сложенных офиолитами (серпентинит-терригенный меланж) и флишоидами (осадочно-терригенный меланж).

Олистостромы – это геологические образования морфологически, а нередко и по составу подобные меланжу, но имеющие первично нетектоническое происхождение. Они представляют собой пачки осадочных (глинистых, песчано-глинистых) пород, содержащих большее или меньшее количество крупных глыб чужеродных пород (например, известняков, базальтов и др.), называемых обычно **олистолитами**.

Олистостромы образуются в зонах горообразования на земной поверхности в результате разрушения, подводного оползания и переотложения крупнообломочного материала в обрамлении положительных тектонических структур, какими являются, например, горстовые выступы или тектонические покровы. В последнем случае олистостромовые образования образуются обычно во фронте (внешней периферии) покровных (шарьяжных) пластин.

Мощность горизонтов олистостром составляет первые метры – первые километры, а размер обломков в их составе достигает многих сотен метров.

ТРЕЩИНЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ (РАЗРЫВЫ БЕЗ СМЕЩЕНИЙ)

Разрывы в горных породах делятся на две большие группы. К первой группе относятся **трещины**, представляющие собой разрывы, перемещения по которым имеют очень незначительную величину. Во вторую группу объединяются **разрывы** с заметными перемещениями пород, разъединяемых разрывами. Совокупность трещин, разбивающих тот или иной участок земной коры, называется **трещиноватостью**. По степени проявления трещины можно разделить на три группы: открытые, закрытые и скрытые.

Открытые трещины характеризуются четко видимой полостью. В **закрытых трещинах** разрыв хорошо заметен невооруженным глазом, но стенки трещин оказываются сближенными до такой степени, что заметить полость по разрыву не удастся. **Скрытые трещины** очень тонки и при обычных наблюдениях не заметны, но их легко обнаружить при разбивании или окрашивании горных пород.

Отдельностью называются блоки и глыбы, на которые разделяется трещинами горная порода. Форма отдельности обуславливается расположением трещин. В осадочных горных породах обычно развиваются прямоугольная, кубическая, параллелепипедальная, призматическая, плитчатая, шаровая и глыбовая отдельности; в метаморфических — плитчатая, пластинчатая, ребристая, остроугольная; в лавах — призматическая, столбчатая или шаровая отдельности; среди интрузивных массивов встречаются кубическая, прямоугольная, параллелепипедальная и др.

В **геометрической классификации** трещин в осадочных и метаморфических породах, обладающих ясно выраженной слоистостью или имеющих неясную слоистость, но четкую сланцеватую текстуру, выделяются (рис. 33):

- а) поперечные трещины, секущие в плане слоистость или сланцеватость по направлению падения. В разрезах поперечные трещины могут быть либо вертикальными, либо наклонными;

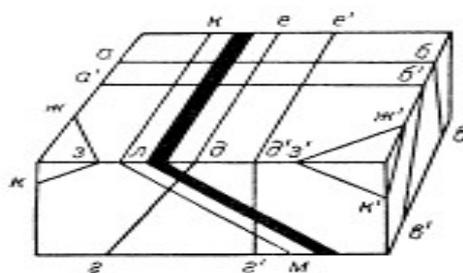


Рис. 33. Геометрическая классификация трещин
 Черный слой — слоистость; abv и $a'b'v'$ — поперечные трещины, где и $z'd'e'$ — продольные, $jz'k$ и $jz'k'$ — косые; klm — согласные

б) продольные трещины, параллельные линии простирания, но секущие слоистость или сланцеватость в вертикальных разрезах;

в) косые трещины, секущие слоистость или сланцеватость под углом относительно простирания и направления падения;

г) согласные трещины, ориентированные параллельно слоистости, или сланцеватости как в плане, так и в разрезах.

В массивных, а также в слоистых и сланцеватых породах нередко трещины удобнее классифицировать по углу наклона.

В таких случаях обычно выделяются следующие виды трещин: вертикальные (с углами падения от 80 до 90°), крутые (с углами падения 45 до 80°), пологие (с углами падения 10 до 45°), слабо наклоненные и горизонтальные (с углами падения от 0 до 10°).

В **генетической классификации** выделяются следующие типы и виды трещин:

Нетектонические трещины:

1. Первичные трещины.
2. Трещины выветривания.
3. Трещины оползней, обвалов и провалов.
4. Трещины расширения пород при разгрузке.

Тектонические трещины:

1. Трещины отрыва;
2. Трещины скола (скалывания);
3. Трещины раздавливания (сплющивания).

НЕТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТРЕЩИНЫ

Образование нетектонических трещин в горных породах обусловлено изменениями внутренних свойств пород под влиянием сил, проявляющихся при экзогенных процессах на поверхности Земли или вблизи нее.

Первичные трещины развиваются в результате проявления внутренних сил, возникающих в породах при их усыхании, уплотнении, изменении объема и температуры и физико-химических превращениях.

Первичные трещины в осадочных породах, или диагенетические трещины, возникают преимущественно при процессах диагенеза, т. е. в стадии превращения осадка в горную породу.

Первичные трещины в эффузивных породах развиваются под воздействием напряжений, возникающих при их охлаждении. Уменьшение объема всегда вызывает появление растягивающих усилий, в результате которых образуются трещины.

Трещины выветривания. При выветривании порода теряет свою монолитность. Разрушение ее происходит главным образом за счет раскрытия и расширения ранее существовавших в ней трещин и образования новых — трещин выветривания.

Трещины оползней, обвалов и провалов. В описываемую группу объединены трещины, довольно разнообразные по происхождению. Они обычно часты и четко выражены, но имеют местное распространение.

Трещины расширения пород при разгрузке. Горные породы в земной коре находятся в сильно сжатом состоянии. Одна из основных сил, действующая повсеместно, вызывается тяжестью вышележащей толщи. При высвобождении пород от действия сжимающих сил, что происходит у

поверхности Земли, в горных выработках, в бортах речных и овражных долин и при других подобных условиях, породы начинают выдавливаться в свободное пространство. В выработках выдавливаются боковые стенки, кровля и почва, стремящиеся заполнить все ее сечение; у поверхности Земли развиваются трещины отслаивания; в бортах речных долин и оврагов появляются характерные трещины бокового отпора.

Трещины отслаивания возникают параллельно обнаженной поверхности. Они часты и хорошо выражены вблизи нее, по становятся более редкими и менее ясными в глубине.

Трещины бортового отпора (отседания, откоса) развиваются в бортах долин рек и оврагов, врезанных в различные скальные и полускальные породы.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТРЕЩИНЫ

Тектонические трещины появляются в горных породах под влиянием тектонических сил, вызываемых в земной коре эндогенными процессами.

Тектонические трещины во многом, отличаются от трещин нетектонических. Различия выражаются прежде всего в том, что эти трещины более выдержаны как по простиранию, так и по падению и ориентированы по единому плану в различных по составу породах.

Трещиноватость горных пород – это совокупность рассекающих их трещин.

По условиям образования и морфологии среди тектонических трещин выделяются 3 основных типа:

- трещины отрыва;
- трещины скола (скальвания);
- трещины раздавливания (сплющивания).

Трещины отрыва имеют обычно линзовидную (иногда S – образную) форму. Трещины отрыва нередко образуют кулисообразные ряды (рис. 34).

Они образуются в результате раздвигания (приоткрывания) стенок трещин: прямого (трещины отрыва) или косоугольного (трещины разрыва). Обычно трещины выполнены различными жильными минералами (кварц, карбонаты, рудные и др.) и / или дайками магматических пород.

Ось алгебраически максимальных главных нормальных напряжений (σ_1) в период формирования трещин отрыва ориентирована в направлении, нормальном (перпендикулярном) их плоскостям.

Оси σ_2 и σ_3 залегают в плоскости трещины отрыва: в общем (простейшем) случае ось σ_3 залегает в направлении простирания формирующейся трещины отрыва, а ось σ_2 – совпадает с линией её падения (рис. 34).

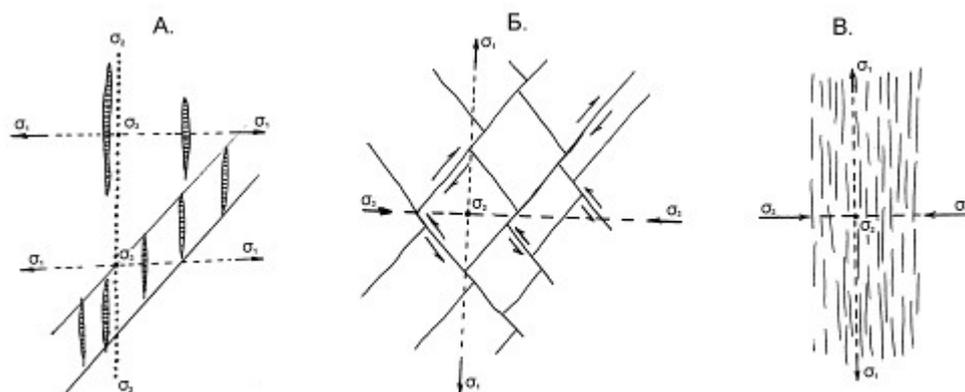


Рис. 34. Морфология, расположение и тектонические условия формирования трещин отрыва (А), скола (Б) и сплющивания (В). Поперечные разрезы.

Трещины скола – по морфологии прямолинейны или слабоизвилисты и характеризуются притертыми (тесно сжатыми) краями и наличием на плоскостях трещин штрихов (борозд) скольжения. Последние свидетельствуют о перемещении стенок трещин относительно друг друга. Трещины обычно «пустые» (без выполнения) и лишь в местах изгибов при перемещении стенок трещин могут возникнуть пустые (позднее выполненные жильными минералами) небольшие по мощности полости.

Обычно одновременно формируются не менее 2 систем так называемых сопряженных во времени и пространстве (синхронных) трещин скола. В кинематическом отношении эти трещины относятся к категории взбросов (взбросо-сдвигов, сдвигов и др.) (рис. 34.).

Для правильного понимания динамики процесса трещинообразования необходимо дать определения двух терминов.

Квадрант сжатия – область, заключенная между трещинами скалывания, в которой расположена ось сжатия (σ_3).

Квадрант растяжения – область, заключенная между трещинами скалывания, в которой расположена ось растяжения (σ_1).

Установлено, что «ось сжатия» σ_3 (ось алгебраически минимальных главных нормальных напряжений) является биссектрисой острого (в других случаях – тупого) угла, образованного сопряженными трещинами в квадранте сжатия. Положение названной оси определяется в результате анализа кинематического типа сопряженных трещин (рис. 34).

Ось σ_2 («средняя») ориентирована в направлении простирания трещин и в общем случае маркирует направление линии их пересечения.

Оси σ_1 («растяжения») направлена перпендикулярно осям σ_2 и σ_3 и является биссектрисой тупого угла (или острого) между сопряженными трещинами скола, в квадранте растяжения.

Кливаж – способность горных пород раскалываться на тонкие пластинки по густо развитой системе параллельных поверхностей (трещин), обычно секущих слоистость. Кливаж широко развит в метаморфических, интенсивно смятых в складки и рассеченных разрывными нарушениями горных породах.

Необходимо отметить, что нередко используемым термином «**кливаж разлома (кливаж скалывания)**» обозначаются совокупности часто (с частотой до 0,1 – 0,5 см) расположенных трещин скола, обычно маркирующих осевые (или краевые) зоны разрывных нарушений.

Из существующих классификаций кливажа наиболее обоснованной является классификация, предложенная В. В. Белоусовым. Им выделяются следующие разновидности кливажа (рис. 35).

1. Послойный кливаж, развивающийся параллельно слоистости на ранних стадиях пластической деформации.

2. Веерообразный кливаж, располагающийся под острым углом к осевой поверхности и ориентированный таким образом, что он сходится под антиклиналями и над синклиналями, т. е. веерообразно относительно осевой,

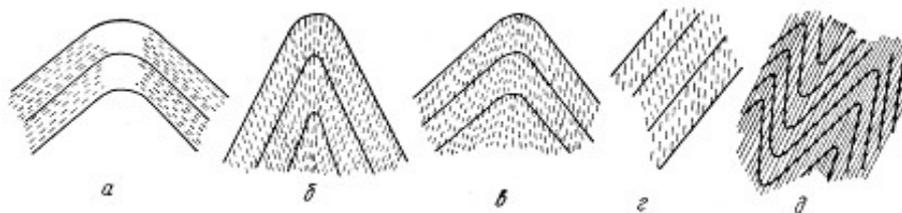


Рис. 35. Разновидности кливажа

a — послойный кливаж; секущий кливаж: *б* — веерообразный, *в* — обратный веерообразный, *г* — S-образный, *д* — параллельный

поверхности складки.

3. Обратный веерообразный кливаж, при котором поверхности кливажа сходятся над антиклиналями и под синклиналями.

4. S-образный кливаж с изменяющейся ориентировкой в пластах различного состава; этот вид осложняет как веерообразный, так и обратный веерообразный кливажи.

5. Главный (параллельный) кливаж, развивающийся параллельно осевым поверхностям складок как в замке, так и на крыльях.

Помимо этих типов кливажа, развитых в складках, явления, имеющие все признаки сходства с кливажем, наблюдаются иногда вблизи крупных разрывов, на что указывал М. А. Усов.

Общая классификация кливажа может быть дана в следующем виде.

А. Кливаж, связанный со складчатостью.

I. Послойный кливаж.

II. Секущий кливаж.

1. Веерообразный.

2. Обратный веерообразный.

3. Параллельный.

Б. Приразрывный кливаж.

Следует отметить, что нередко кливаж отождествляют со сланцеватостью: сланцеватость рассматривается как разновидность кливажа или, наоборот, кливаж как разновидность сланцеватости.

Между тем кливаж и сланцеватость — явления принципиально отличные друг от друга и до известной степени противоположные. Кливаж представляет собой один из видов механического разрушения породы а сланцеватость, выражающаяся в образовании линейных и пластинчатых минералов под влиянием процессов метаморфизма, развивается при образовании новых пород.

Кливаж может возникнуть как в породах, обладающих сланцеватостью, так и в породах без признаков сланцеватости. Последняя в свою очередь может наложиться на ранее сформировавшийся кливаж.

Трещины сплющивания – прямолинейные, тесно сжатые, короткие, без выполнения, на их стенках отсутствуют штрихи скольжения, что свидетельствует о том, что перемещения по плоскостям трещин сплющивания не происходили.

Ось σ_3 всегда ориентирована строго перпендикулярно плоскостям трещин сплющивания, ось σ_2 – по их простиранию, ось σ_1 – по направлению их падения (рис. 21).

Встречаемые в литературе термины «**кливаж течения**», «**кливаж осевой поверхности**», «**кливаж главный**», формирование которых сопровождает соответственно формирование сланцеватости (гнейсовидности) метаморфитов и тесно сжатых изоклиналильных складок, используются для обозначения густой (с частотой трещин в $0,0n - 0,n$ см) сети параллельно расположенных трещин сплющивания, обычно «маркированных» листоватыми и пластинчатыми минералами.

Тема 9. Геотектонические элементы континентов и океанов

Лекция 9

ОБЗОР СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Поверхность нашей планеты имеет сложное строение. Большая часть ее (5/8) покрыта океаническими бассейнами и лишь 3/8 представляют собой возвышающуюся над уровнем океанов сушу, образующую шесть крупных материковых массивов. На основании глубинного сейсмического зондирования и гравиметрических данных в настоящее время с полной уверенностью можно говорить о резких принципиальных отличиях в строении земной коры океанических впадин и континентов.

Земная кора по различию в скоростях прохождения сейсмических волн и плотности слагающего ее вещества делится на три условных слоя: нижний — со скоростью прохождения продольных сейсмических волн от 6,5 до 7 км/сек — **базальтовый (габбровый по составу)**, средний — со скоростями продольных волн 5,5—6,1 км/сек — **гранитный (гнейсово-гранитный)**, верхний слой **осадочных пород** со скоростями продольных волн от 3,5 до 5 км/сек. Переход от гранитного слоя к базальтовому (раздел Конрада) характеризуется скачкообразным повышением скоростей волн от 5 до 5,5 км/сек.

Соотношения этих слоев под океанами и на материках неодинаковы.

Океанический тип строения земной коры развит во внутренней части Тихого океана и на огромных пространствах Атлантического и Индийского океанов. Осадочный слой под океанами или отсутствует, или имеет толщину не более 1 км; легкого гранитного слоя под океанами также почти нет, и только цепи подводных возвышенностей представляют собой узкие полосы и ленты относительно легких магматических пород, толщина которых не превышает 5—8 км. Основная часть пространства океанического ложа представлена базальтовым слоем, толщина которого в среднем 5 км.

Материковый тип земной коры характеризуется почти повсеместным развитием всех трех слоев. Мощность осадочного и гранитного слоев на

материках достигает 35—40 км, а базальтового 25—40 км. При этом наибольшие мощности слоя отмечаются под высокогорными областями (Средняя Азия, Кавказ), а пониженные значения характерны для областей с равнинным рельефом.

Помимо океанического и материкового типов земной коры существует еще **промежуточный тип**, свойственный областям, переходным от океанического ложа к континентам. В промежуточном типе коры гранитный слой либо слабо развит, либо совсем отсутствует, и сразу же под мощным (до 15 км) осадочным слоем располагается базальтовый. Кора промежуточного типа развита под островными дугами западных окраин Тихого океана, а также под некоторыми внутренними морями: Черным, южной частью Каспийского.

Ниже поверхности Мохоровичича расположена мантия Земли, сложенная в верхних своих частях ультрабазитами (перидотит — дунит).

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ВПАДИНЫ

Строение океанических впадин изучено еще далеко недостаточно и может быть намечено в самых общих чертах.

Изучение рельефа океанического дна, состава и возраста осадков и геофизические материалы позволяют выделить в земной коре под океанами следующие структуры: океанические платформы, валы, внутриокеанические подвижные поясы, срединные хребты, глубоководные желоба и глубинные разломы.

СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТОВ

Основными структурными элементами земной коры на континентах, в областях архипелагов и неглубоких морей, являются складчатые области (орогены) и платформы (кратогены). Эти две важнейшие категории материковых структур отчетливо выделяются в позднем докембрии, палеозое, мезозое и кайнозое.

Ядрами современных платформ являются докембрийские или палеозойские и мезозойские консолидированные массивы, окончившие свое геосинклинальное развитие еще в докембрии или палеозое.

СТРОЕНИЕ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

По определению А. Д. Архангельского, складчатые области — это такие участки земной коры, которым свойственна особенно интенсивная и многообразная подвижность.

Складчатым областям свойственно также широкое развитие вулканизма, проявляющегося как в эффузивной, так и в интрузивной форме. В связи с наличием резко выраженного рельефа и существованием горных массивов отложение осадков во впадинах складчатых областей (происходит ли оно в море или на суше) совершается весьма интенсивно, и здесь накапливаются особенно мощные толщи осадочных пород.

Таким образом, основные признаки складчатых областей следующие:

1. Высокая подвижность, т. е. проявление интенсивных вертикальных и горизонтальных движений отдельных участков земной коры. Движения характеризуются большими градиентами скоростей, амплитудами и быстрой сменой знака. Скорости достигают нескольких миллиметров, а в отдельных случаях и сантиметров в год. Горизонтальные движения проявляются в образовании линейной складчатости и перемещений вдоль разрывов.
2. Раздробленность земной коры.
3. Напряженная складчатость.
4. Большая мощность осадочных пород.
5. Интенсивная эффузивная и интрузивная деятельность.
6. Особый состав формаций горных пород.
7. Широкое развитие процессов метаморфизма.

8. Проявление металлогенических процессов, связанных с интрузивной деятельностью.

9. Резкий горный рельеф.

ФОРМАЦИИ

В осадочных и вулканогенных толщах отчетливо выделяются комплексы пород, образующиеся при сходном тектоническом режиме и имеющие одинаковое происхождение. Такие комплексы называются **формациями**. По Н. С. Шатскому, каждая формация характеризуется определенным составом слагающих ее пород, мощностью, областью распространения и отношением к прилегающим формациям в вертикальном разрезе и горизонтальном направлении. Чрезвычайно важна связь отдельных видов полезных ископаемых с определенными формациями.

В складчатых областях, наиболее широко распространены следующие формации:

1) аспидная, или граувакковая, состоящая из чередования граувакковых песчаников и сланцев с подчиненным количеством вулканических и кремнистых пород;

2) флишевая, состоящая из тонкоритмичного чередования песчаников, алевролитов, мергелей и известняков. В зависимости от состава выделяется песчано-глинистый, песчано-глинисто-карбонатный и глинисто-карбонатный флиш;

3) глинистых сланцев, состоящая в основном из глинистых сланцев или аргиллитов с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников;

4) яшмовая, сложенная яшмами, песчаниками, туфами и глинистыми сланцами;

5) джеспилитовая, состоящая из железных руд (гематита), кремнистых пород и железистых кварцитов;

6) глинистых известняков, мергелей и рифовых известняков, сложенная чередующимися пластами известняков, мергелей и иногда доломитов;

7) офиолитовая, состоящая из сложного комплекса основных лав, чередующихся с кремнистыми породами и туфами;

8) основных и средних лав (базальты, андезиты);

9) кислых лав (в основном липариты);

10) молассовая, состоящая из обломочных сероцветных и красноцветных пород и частично известняков, образовавшихся в прибрежных морских или континентальных условиях.

В вертикальных разрезах складчатых областей в расположении формаций одного геосинклинального этапа обычно наблюдается определенная последовательность. В начальные стадии их развития возникают офиолитовая и другие эффузивные формации. В средние фазы этапа образуются яшмовая формация, затем аспидная и флишевая. Место яшмовой формации могут занимать формации глинистых сланцев или известняков; в заключительные фазы возникает молассовая формация. Чрезвычайно важно также свойство различных одновозрастных формаций замещать друг друга в горизонтальном направлении.

СТРУКТУРНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Синклинорием называется сложный комплекс складок, имеющий в поперечном сечении общую форму крупной синклинали. Складки, составляющие **антиклинорий**, наоборот, имеют общую форму антиклинали (рис. 36).



Рис. 36. Схема строения антиклинория (a) и синклинория (c)

Заслуживают особого внимания синклинории, получившие название **межгорных прогибов**. Межгорные прогибы заполняются порфировой наземной вулканогенной и молассовой формациями. В основании их, как правило, располагаются морские тонкообломочные осадки (глины, алевролиты, тонкозернистые пески, нередко прослои и пачки известняков), часто с правильной повторяемостью слоев (нижняя молассовая формация), а также вулканогенные породы (порфировая формация), выше залегают лагунные образования, угленосные или соленосные толщи и заканчивается разрез красноцветными континентальными грубообломочными породами — верхней молассовой формацией.

КРАЕВЫЕ ПРОГИБЫ

Краевые прогибы, по определению Н. С. Шатского, представляют собой очень крупные и нередко сложные впадины, располагающиеся на границе между складчатыми областями и платформами и имеющие строение синклинориев.

Формации краевых прогибов во многом отличаются от формаций складчатых областей и платформ как по составу, так и по заключающимся в них полезным ископаемым. Особенность условий образования формаций краевых прогибов выражена в том, что они накапливаются перед превращением складчатых областей в платформу, при интенсивно формирующихся и воздымающихся складчатых сооружениях складчатых областей и компенсированном осадконакоплении в самих прогибах. Наиболее распространены в краевых прогибах следующие формации.

Молассовая формация, сложенная мощными толщами терригенных пород с неправильным чередованием слоев с неравномерным распределением в них обломочного материала. Эти породы состоят в основном из песчаников, конгломератов и аргиллитов, нередко красноцветных; иногда в них заключены линзы углей. Молассы обычно обладают огромными мощностями и образуются за счет обломочного материала, снесенного с развивающихся поднятий в складчатых областях. В молассах нередко заключены залежи углей, нефти и газа. Различают нижние и верхние молассы.

Угленосная формация, развитая в краевых прогибах очень широко (Кузбасс и др.). Она представляет собой чередование песчаников, аргиллитов, известняков и пластов угля.

Галогенная формация, состоящая из соленосных песчано-глинистых пород или соленосных толщ с залежами каменных и калийных солей.

Формация барьерных рифов, состоящая из известняков, часто заключающих залежи нефти и газа.

Существенной особенностью краевых прогибов является отсутствие в них проявлений магматической деятельности. Вследствие этого в краевых прогибах не встречаются месторождения полезных ископаемых, связанных обычно с различными формами интрузивной деятельности.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ

Глубинные разломы характеризуются глубиной заложения и огромным пространственным протяжением. Они, по-видимому, во многих случаях проникают в глубину на многие десятки и, вероятно, сотни километров. Развиваясь в течение длительного времени, охватывающего несколько периодов или даже эр, глубинные разломы контролируют распределение формаций осадочных пород и играют главную роль в размещении в земной коре вулканогенных и интрузивных пород и рудных месторождений.

МАГМАТИЗМ

Интенсивное проявление магматической деятельности как в эффузивной, так и в интрузивной формах составляет одну из самых характерных особенностей развития складчатых областей.

Г. Штилле выделяет четыре следующие одна за другой стадии магматизма:

- 1) начальный (инициальный) геосинклинальный магматизм;
- 2) синорогенный магматизм орогенических фаз;
- 3) субсеквентный (посторогенный) магматизм квазикратонных периодов;
- 4) конечный магматизм вполне кратонных периодов.

Начальный магматизм связан с мантией и проявляется главным образом в виде основного вулканизма в начальные этапы развития складчатых областей. При этом образуются также силлы, штоки и другие гипабиссальные тела. Синорогенный магматизм тесно связан с главными фазами складчатости и является коровым. Выражается в формировании крупных массивов гранитоидов. Субсеквентный магматизм также обусловлен процессами в земной коре. При этом происходит накопление вулканитов андезитового, дацитового и липаритового состава в последние стадии геосинклинального развития. Конечный магматизм подкоровый и проявляется на платформах в виде образования «платобазальтов», траппов и иных накоплений основных вулканитов, а также щелочных пород (трахитов, риолитов, фонолитов).

СТРОЕНИЕ ПЛАТФОРМ

Выше отмечалось, что с окончанием геосинклинального режима складчатые области или их отдельные части превращаются в платформы, после чего их дальнейшее геологическое развитие идет по пути, свойственному платформенным областям.

Платформы характеризуются двухъярусным строением. Их фундаментом или цоколем служат в той или иной степени метаморфизованные и пронизанные интрузивными породами складчатые образования, возникшие при

геосинклинальном развитии; верхний ярус составляет покров осадочных пород, накопившихся при платформенном режиме. Осадочный чехол отделен от фундамента резко выраженным несогласием, и слагающие его породы, как правило, неметаморфизованы и слабо нарушены, залегают горизонтально или почти горизонтально.

ФОРМАЦИИ

Наибольшим распространением в осадочном чехле платформ пользуются следующие ассоциации формаций:

1) карбонатные и глауконито-карбонатные, сложенные органическими и хемогенными известняками, мергелями с примесью глауконита, доломитами и в подчиненном количестве глинистыми породами. Образуются в открытых морях и лагунах;

2) красноцветная и галогенная, состоящие из красноцветных песчаников, аргиллитов и конгломератов, фациально замещающихся солями, гипсами и доломитами;

3) морские обломочные, сложенные толщами мелкозернистых песков, песчаников, глин, реже конгломератов и мергелей. Для песков характерно присутствие глауконита;

4) континентальные, среди которых различаются формации влажных равнин, аридных равнин и комплекс ледниковых образований. Среди формаций влажных низких равнин наибольшее значение имеют угленосные толщи, аллювиальные отложения и кора выветривания;

5) трапповая, представленная сложным комплексом пластовых интрузий и залежей основного состава (долериты, порфириты, габбро) заключенных среди туфов, туффитов и осадочных пород. Траппы широко развиты в осадочном чехле Сибирской платформы, где имеют возраст от среднего карбона до нижней юры.

СТРУКТУРНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПЛАТФОРМ

Наиболее последовательное и детальное расчленение платформ на отдельные структурные элементы предложено Н. С. Шатским. Им выделяется несколько групп структур. Наиболее крупные из них носят название щитов и плит. Среди них в свою очередь могут быть выделены подчиненные им структуры: синеклизы, антеклизы и авлакогены. К мелким структурам платформ относятся отдельные складки, валы, флексуры, разрывы и трещины. Особое место на платформах занимают глубинные разломы.

Щитами называются части платформ, складчатое основание которых отличается относительно высоким положением, благодаря чему на щитах часто отсутствует осадочный покров или он имеет незначительную мощность.

Плиты в противоположность щитам представляют собой отрицательные тектонические структуры (опущенные), вследствие чего их осадочный чехол достигает значительной мощности.

Синеклизы представляют собой чрезвычайно плоские прогибы, имеющие синклинальное строение с едва заметным падением слоев на крыльях (от долей метра до 2, реже 3—4 м на километр). Эти прогибы занимают всегда очень большую площадь и имеют различную форму.

Антеклизами, в отличие от синеклиз, называются положительные структуры, представляющие собой пологие поднятия, имеющие форму сводов. Антеклизы и синеклизы тесно связаны друг с другом; крылья синеклиз являются также крыльями соседних антеклиз.

Под названием «**авлакогены**» Н. С. Шатский выделил узкие, линейные впадины на платформах, ограниченные крупными разломами и сопровождающиеся опусканиями в фундаменте и глубокими прогибами в платформенном чехле.

МАГМАТИЗМ ПЛАТФОРМ

Магматическая деятельность в пределах платформ, как уже указывалось, проявляется в слабой степени.

Интрузии кислого и щелочного состава, известные на платформах, имеют незначительные размеры и сконцентрированы главным образом на их окраинах.

Значительно шире на платформах распространены магматические процессы, приводящие к образованию основных пород, получивших название «трапповой формации».

Начальные и средние фазы траппового магматизма, по А. П. Лебедеву, были главным образом эффузивными. В это время возникли покровы базальтов и долеритов и накопилось значительное количество туфов. Заключительная фаза выражена в образовании пластовых залежей (силлов), образующих многоэтажные внедрения и реже секущие тела в виде жил, даек, столбообразных штоков, трубок и иногда сети тонких неправильных жил (штокверков). Время образования трапповой формации на платформах связывается с периодами их общего растяжения.

Слабая интрузивная деятельность на платформах является основной чертой их развития, отличающей платформы от складчатых областей. Возможно, что переход из геосинклинальной стадии в платформенную вызывается главным образом прекращением образования кислой магмы.

6. КОМПЛЕКТЫ ЭКЗАМЕНАЦИОННЫХ БИЛЕТОВ ДЛЯ ЭКЗАМЕНА ПО «СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ» И КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ К ЗАЧЕТУ

Билеты к экзамену утверждаются ежегодно на заседании кафедры.

Образец экзаменационного билета

АМУРСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Утверждено на заседании кафедры

Кафедра ГиП

« » 2009г.

Факультет ИФФ

Специальность 130301

Курс 2

Дисциплина

Зав. кафедрой

Т.В.Кезина

«Структурная геология»

ЭКЗАМЕНАЦИОННЫЙ БИЛЕТ № 1

1. Целевое назначение, предмет и задачи курса. Теоретическое и прикладное значение дисциплин курса, их связь с другими геологическими дисциплинами.

2. Определение и признаки горизонтально-слоистой структуры на картах.

3. Диапиры - строение и условия образования.

Перечень вопросов к экзамену.

1.Целевое назначение, предмет и задачи курса. Теоретическое и прикладное значение дисциплин курса, их связь с другими геологическими дисциплинами.

2.Методы исследования в структурной геологии.

3.Понятие о геокартографии. Основные виды геокартографических материалов.

4.Геологические карты, их виды по назначению, содержанию и масштабу.

5.Определение понятий "структурные формы", "формы залегания горных пород" и "геологические структуры".

6.Классификации структурных форм по размерам, генезису и относительному времени образования. Первичные и вторичные формы залегания.

7.Способы изображения структурных форм - геологические карты, геологические разрезы, блок-диаграммы и т.д.

- 8.Седиментогенных структур и их роль в расшифровке структуры земной коры.
- 9.Слоистость, ее типы и значение для структурного анализа.
- 10.Элементы слоя. Границы слоев, их типы.
- 11.Строение поверхностей напластования. Литогенетические признаки нормального и опрокинутого залегания слоев.
- 12.Понятие о несогласиях и перерывах в осадконакоплении, их значение для структурного анализа.
- 13.Элементы и классификация стратиграфических несогласий.
- 14.Понятие о структурных этажах.
- 15.Определение и признаки горизонтально-слоистой структуры на картах
- 16.Зависимость рисунка и ширины выхода горизонтального слоя от его мощности, крутизны форм рельефа.
- 17.Принципы составления геологических карт для площадей с горизонтально-слоистой структурой и определения возраста горизонтально залегающих слоев.
- 18.Общие понятия о деформациях и деформационных структурах и структурных формах.
- 19.Понятие о напряжениях. Виды напряжений.
- 20.Типы деформации горных пород.
- 21.Стадии деформации горных пород.
- 22.Физико-механические свойства горных пород и их значение при анализе деформации горных пород.
- 23.Влияние природных факторов на деформацию горных пород: температуры, скорости деформации, растворов, всестороннего давления.
- 24.Понятие об эллипсоидах напряжений и деформаций.
- 25.Тектоногенные (тектонические) структурные формы, их основные типы и условия образования.

26. Складчатые структурные формы. Главнейшие виды складчатых структур - моноклинали, флексуры, антиклинальные и синклинальные складки.
27. Определение, общая характеристика и изображение наклонно-слоистой структуры на картах и в разрезах. Моноклиналиальное залегание.
28. Элементы залегания наклонных слоев. Видимые и истинные элементы залегания.
29. Прямые и косвенные методы определения истинных элементов залегания.
30. Понятие об изогипсах, их заложение и сечение. Значение для структурного анализа.
31. Виды мощности наклонного слоя и методы определения истинной мощности
32. Зависимость ширины и формы выхода наклонного слоя на поверхность от его мощности, угла падения и форм рельефа.
33. Пластовые треугольники и трапеции, зависимость их формы от угла падения слоев и наклона рельефа.
34. Принципы построения выхода наклонного слоя по заданным элементам залегания и мощности с помощью изогипс.
35. Составление геологической и структурной карт, погоризонтного плана, стратиграфической колонки, геологического и проектного разреза по скважине при наклонном залегании слоев.
36. Определение, элементы и параметры складок.
37. Признаки складчатого залегания, изображение складок на картах и в разрезах.
38. Морфологические классификации складок.
39. Генетическая классификация складок по механизму образования.
40. Классификация складок по геологическим условиям образования. Эндогенные и экзогенные складки.

41. Понятие о складчатости, ее морфологические и генетические типы. Отличие альпинотипной, германотипной и сибиретипной складчатости.
42. Виргация складок. Вергентность осевых поверхностей. Ундуляция шарниров.
43. Интерференционная складчатость. Синформы и антиформы.
44. Возраст складчатости, длительность и скорость складкообразования. Циклы, эпохи и фазы складчатости.
45. Прикладное значение изучения складчатых форм, их влияние на локализацию полезных ископаемых.
46. Структурные карты, методика их составления и значение в геологоразведочном деле.
47. Диapiroны - строение и условия образования.
48. Соскладчатые внутрислойные структурные формы (кливаж, будинаж, сланцеватость, складки волочения). Морфология и условия образования, значение для структурного анализа складчатых комплексов.
49. Структурные признаки подошвы и кровли слоистых толщ, смятых в складки.
50. Поля напряжений при формировании складок разного типа.
51. Главнейшие виды разрывных нарушений. Их определение, отличительные признаки, условия образования.
52. Трещиноватость и отдельность горных пород. Трещины тектонические и нетектонические.
53. Морфологическая, геометрическая и генетическая классификации трещин.
54. Основные приемы изучения трещин в полевых условиях.
55. Способы обработки и изображения трещиноватости.
56. Значение трещиноватости для структурного анализа, анализа размещения полезных ископаемых.
57. Разрывы со смещением и их элементы.

58. Характеристика поверхности сместителя.
59. Морфогенетические типы смещений. Общая характеристика морфологии и условий образования сбросов, взбросов, сдвигов, надвигов, раздвигов.
60. Определение типа и амплитуды смещения по карте и на местности.
61. Сложные сочетания разрывов, механизм их образования, динамопары.
62. Отношение разрывов к процессам осадконакопления и складчатости.
63. Приразрывные внутрислойные структурные формы.
64. Продукты динамометаморфизма: катаклазиты, милониты, брекчии, глинка трения. Зоны трещиноватости и дробления. Тектонический меланж.
65. Полевое изучение разрывных нарушений. Изображение разрывов со смещением на картах и в разрезах.
66. Структурный анализ и определение возраста разрывных нарушений.
67. Значение разрывов со смещением для локализации полезных ископаемых.
68. Глубинные разломы, их внутреннее строение, параметры.
69. Классификация разломов по размерам, глубине заложения, кинематике, ориентировке и т.д. Длительность развития глубинных разломов.
70. Покровные тектонические структуры. Автохтон и аллохтон, тектонические останцы и окна.
71. Роль глубинных разломов и тектонических покровов в структуре земной коры.
72. Условия образования и значение интрузивных пород в структуре земной коры. Аллохтонные и автохтонные плутоны.
73. Элементы интрузивных тел.
74. Морфологическая и генетическая классификация аллохтонных интрузий.
75. Внутреннее строение интрузий. Элементы прототектоники жидкой и твердой фаз.

76. Приконтактные изменения, эндо- и экзоконтактные ореолы. Признаки интрузивного контакта.

77. Автохтонные гранито-гнейсовые купола и валы, механизм их формирования и проблема пространства.

80. Основы структурного анализа интрузивных тел. Изображение интрузий на геологических картах и в разрезах.

81. Условия образования и значение вулканогенных комплексов в структуре земной коры.

82. Особенности строения вулканических аппаратов и характера извержения лав различного состава.

84. Формы залегания эффузивов разных фаций. Вулканотектонические структуры.

85. Внутреннее строение тел вулканитов. Признаки подошвы и кровли.

86. Особенности стратиграфического расчленения вулканитов.

87. Основы структурного анализа эффузивных пород.

89. Основные виды и фации метаморфизма, генетические типы метаморфических пород.

91. Определение исходной природы метаморфических пород (парапороды и ортопороды, метасоматиты) и особенности стратиграфического расчленения метаморфических толщ.

92. Изучение внутренней структуры метаморфических пород. Структуры дислокационного метаморфизма. Петроструктурный анализ тектонитов.

93. Основные черты тектонической структуры метаморфических комплексов.

94. Понятие о сочетании структурных форм. Типы сочетаний.

95. Структурные парагенезисы (СП) - определение, классификация, значение для геологических исследований.

96. Структурно-вещественные комплексы (СВК) - определение, классификация, значение для геотектонического районирования и металлогенического анализа.

97. Структурные комплексы (СК) - определение, основные типы, значение для геотектоники, геодинамики и планетарной минерагии.

98. Главнейшие геотектонические структуры земной коры I и II порядков.

99. Структурные комплексы складчатых (орогенных) областей. Эпигеосинклинальные и эпиплатформенные орогены.

100. Структурные комплексы оснований (фундамента) платформенных областей.

101. Структурные комплексы осадочного чехла древних и молодых платформ.

102. Структурные комплексы океанического дна.

7. МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ ПО ВЫПОЛНЕНИЮ КУРСОВЫХ ПРОЕКТОВ

Не предусмотрено программой.

8. МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ ПО ВЫПОЛНЕНИЮ ЛАБОРАТОРНЫХ РАБОТ

Смотри пункт 2.1. 5. УМКД.

9. МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ К ПРАКТИЧЕСКИМ (СЕМИНАРСКИМ) ЗАНЯТИЯМ

См. пункт 2.1.5

10. МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ ПО ВЫПОЛНЕНИЮ ДОМАШНИХ ЗАДАНИЙ И КОНТРОЛЬНЫХ РАБОТ

Для студентов очного обучения предусмотрены домашние задания в виде самостоятельного изучения отдельных тем. Задания выполняются письменно и докладываются на занятии во время экспресс-опроса. Для студентов заочно-сокращенной формы предусмотрены индивидуальные темы для выполнения контрольных работ.

11. ПЕРЕЧЕНЬ ПРОГРАММНЫХ ПРОДУКТОВ, ИСПОЛЬЗУЕМЫХ В ПРАКТИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ВЫПУСКНИКОВ

Не имеется.

12. МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ ПО ПРИМЕНЕНИЮ СОВРЕМЕННЫХ ИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ПРЕПОДАВАНИЯ УЧЕБНОЙ ДИСЦИПЛИНЫ

Современные информационные технологии применяются для проверки остаточных знаний у студентов с помощью тестирования. В учебном процессе также используются: электронные библиотечные ресурсы АмГУ и других ВУЗов России.

13. МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ ПРОФЕССОРСКО-ПРЕПОДАВАТЕЛЬСКОМУ СОСТАВУ ПО ОРГАНИЗАЦИИ МЕЖСЕССИОННОГО И ЭКЗАМЕНАЦИОННОГО КОНТРОЛЯ ЗНАНИЙ СТУДЕНТОВ

См. материалы в УМО АмГУ

14. . КОМПЛЕКТЫ ЗАДАНИЙ ДЛЯ ЛАБОРАТОРНЫХ РАБОТ, КОНТРОЛЬНЫХ РАБОТ, ДОМАШНИХ ЗАДАНИЙ

Содержание практических и лабораторных занятий

№ п/п	Номер раздела п. 5.1.	Наименование лабораторной работы
1.	2.	Условные обозначения и правила оформления геологических карт
2.	3	Определение элементов залегания и мощности слоя графическими методами
3.	4	Составление геологической карты района с наклонным залеганием слоев методом заложения по данным геологических наблюдений в отдельных точках

4.	4	Структурный анализ схематических геологических карт
5.	7	Составление структурной карты по данным бурения геометрическим методом
6.	8	Анализ силового поля по системе сопряженных трещин скалывания по сетке Г.В. Вульфа

15. МАТЕРИАЛЬНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ДИСЦИПЛИНЫ

На кафедре имеются:

1. Лекционная аудитория с демонстрационными геологическими картами и схемами разного содержания (100).
2. Аудитория для лабораторных занятий (100).

16. КАРТА ОБЕСПЕЧЕННОСТИ ДИСЦИПЛИНЫ КАДРАМИ ПРОФЕССОРСКО-ПРЕПОДАВАТЕЛЬСКОГО СОСТАВА

Ф.И.О.	должность	специальности
Стриха В.Е.	И.о. профессора, Д.г.-м.н.	25.00.04