

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ
Государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования
«ТОМСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

С.К. Кныш, Н.В.Гумерова, А.К.Полиенко

**ОСНОВЫ СТРУКТУРНОЙ,
ИСТОРИЧЕСКОЙ И РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ**

Часть 1. Структурная геология

*Допущено Учебно-методическим объединением по образованию
В области прикладной геологии в качестве учебного пособия
Для студентов высших учебных заведений, обучающихся по на-
правлению 130300 «Прикладная геология»*

2-е издание

Издательство
Томского политехнического университета
2008

УДК 551.243(075.8)+551.7(075.8)
ББК 26.324я73+26.33я73
К 53

Кныш С.К

К 53 Основы структурной, исторической и региональной геологии: Часть I. Структурная геология: учебное пособие / С.К. Кныш, Н.В. Гумерова, А.К. Полиенко. – 2-е изд. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2008. – 116 с.

ISBN 5-98298-417-5

В учебном пособии приводятся общие сведения о геологических картах, формах залегания осадочных, магматических и метаморфических горных пород, складчатых и разрывных нарушений. Кратко охарактеризованы главные тектонические структуры литосферы. Изложены основы палеонтологии, важнейшие этапы геологической истории развития Земли. Дана характеристика геологического строения территории России.

Пособие предназначено для студентов специальности 130201 «Геофизические методы поисков и разведки полезных ископаемых», 130202 «Геофизические методы исследования скважин» и 130203 «Технология и техника разведки месторождений полезных ископаемых».

УДК 551.243(075.8)+551.7(075.8)
ББК 26.324я73+26.33я73

Рекомендовано к печати Редакционно-издательским советом
Томского политехнического университета

Рецензенты

Кандидат геолого-минералогических наук, доцент ТГУ
Н.А. Макаренко

Заведующий лабораторией ТомскНИПИнефть
Ю.Я. Ненахов

ISBN 5-98298-417-5 © Кныш С.К., Гумерова Н.В., Полиенко А.К., 2005
© Томский политехнический университет, 2005
© Оформление. Издательство Томского
политехнического университета, 2008

Предисловие

Учебное пособие – Основы структурной, исторической и региональной геологии – подготовлено на кафедре общей геологии Института геологии и нефтегазового дела ТПУ. При его написании использованы материалы лекционных курсов преподавателей кафедры, а также все известные учебные издания как отечественных, так и зарубежных авторов.

Предметом нашего рассмотрения будут три самостоятельные части геологии: структурная геология, историческая геология с элементами палеонтологии и региональная геология России, которые являются базовыми в общей геологической подготовке бакалавров и инженеров-геологов.

Структурная геология является частью геотектоники – науки о строении, движении и развитии земной коры. Объектом изучения структурной геологии являются формы залегания горных пород в земной коре.

Историческая геология характеризует историю и закономерности развития земной коры от момента ее возникновения до наших дней.

Региональная геология рассматривает геологическое строение и развитие отдельных материков, стран или государств. В частности, региональная геология России освещает особенности геологического строения и развития территории России и опирается на данные исторической геологии, структурной геологии.

Учитывая ограниченный объем пособия, авторами изложены только теоретические основы вышеназванных разделов геологии. При написании пособия использованы последние достижения геологической науки, учтены новые отечественные данные по геологии Мирового океана, изучения земных недр из космоса, бурение сверхглубоких скважин. В основу объяснения глобальных тектонических событий положена концепция тектоники литосферных плит. С позиции мобилизма освещены проблемы развития Земли и литосферы.

Предлагаемый список литературы включает основные источники, которыми пользовались авторы, эта же литература позволит студентам самостоятельно ознакомиться с решением многих практических задач по структурной и исторической геологии и более детально ознакомиться с геологическим строением территории России. Учебное пособие предназначено для студентов специальности 130201 «Геофизические методы поисков и разведки МПИ»; 130203 «Технология и техника разведки МПИ»; 130202 «Геофизические методы исследования скважин», а также может быть полезно студентам других специальностей.

1. ОСНОВЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Структурная геология, изучающая формы залегания горных пород в земной коре и причины образования этих форм, опирается на общую и историческую геологию, палеонтологию, минералогию и петрографию. В свою очередь, ее результаты служат основой для составления геологических карт, разработки методов поисков и разведки полезных ископаемых.

Без знания структурной геологии невозможно изучение таких дисциплин, как геотектоника, региональная геология, гидрогеология и инженерная геология, а также освоение материала учебных и производственных полевых геологических практик.

1.1. Содержание и методы

В структурной геологии используют различные методы научного анализа. Наибольшее значение имеют сравнительный, сравнительно-исторический, актуалистический, математический методы, метод дистанционного изучения и геологического картирования.

Сравнительный метод устанавливает сходство и различие объектов исследования.

Сравнительно-исторический метод предполагает изучение всех объектов в природе с позиций их тесной связи, взаимодействия с окружающей средой и исторической последовательности с выяснением их происхождения и последующего развития.

Актуалистический метод на основании изучения современных явлений позволяет создать представление о геологических процессах прошлого, что в определенной степени может заменить эксперимент и моделирование.

Математический метод получил широкое распространение в последнее время в связи с усиливающимися тенденциями формализации и математизации в геологии. С его помощью с большей точностью и высокой производительностью можно исследовать количественную сторону природных явлений.

Метод дистанционного изучения заключается в исследовании свойств нашей планеты с летательных аппаратов, самолетов, спутников и станций, находящихся в атмосфере и космическом пространстве. Основная роль отводится фотографированию земной поверхности, а также изучению магнитных и других свойств горных пород.

Основным методом структурной геологии, обеспечивающим решение практических задач, является геологическое картирование (геологическая съемка). Цель геологического картирования – составление геологической карты какого-либо участка земной поверхности в том или ином масштабе.

При геологическом картировании детально изучаются естественные и искусственные обнажения (выходы на поверхность) горных пород с целью определения их состава, возраста, происхождения, форм залегания и изображения их распространения на топографической основе.

Для более полного изучения свойств горных пород, условий их залегания, а также выяснения глубинного строения геологическое картирование сопровождается проходкой шурфов, канав, бурением скважин, изучением материалов аэро- и космосъемок земной поверхности, комплексом геофизических наблюдений (электроразведка, радио-, грави-, магнито- и сейсмометрия).

При определении состава и происхождения горных пород используют минералогический, петрофизический, химический и другие методы изучения, а также палеогеографический и палеонтологический анализы. Для определения возраста горных пород применяют стратиграфический, палеонтологический методы и методы абсолютной геохронологии.

Геологическое картирование лежит в основе многих направлений геологических исследований. С его помощью можно увязывать все геологические объекты в пространстве, выяснять их взаимные связи и генезис. Одновременно устанавливается и перспективность территории в отношении полезных ископаемых, расположенных как на поверхности, так и на глубине.

1.2. Геологическая карта

Геологическая карта – это графическое изображение на топографической основе в определенном масштабе геологического строения какого-либо участка земной коры.

Среди карт принято выделять обязательные и специальные карты. К обязательным картам относятся: карта фактического материала, геологическая, закономерностей размещения полезных ископаемых. К специальным – тектоническая, геоморфологическая, гидрогеологическая, четвертичных отложений, геохимическая и др.

Специальные карты имеют более узкое назначение по сравнению с основной геологической картой и отражают лишь отдельные черты геологического строения района. Они составляются после проведения специальных съемок, использующих различные методы и технические средства.

Геологическая карта – основная в серии обязательных карт. В комплексе с остальными обязательными картами она служит основой для следующего:

1) изображения геологического строения земной поверхности в заданном масштабе;

- 2) установления закономерностей распространения и прогноза полезных ископаемых;
- 3) рационального выбора площадей под геологическую съемку и поисков полезных ископаемых в более крупных масштабах;
- 4) разработки вопросов региональной и инженерной геологии, гидрогеологии и почвоведения;
- 5) составления сводных геологических карт и карт полезных ископаемых более мелких масштабов;
- 6) создания специальных карт (тектонических, металлогенических, гидрогеологических и т. п.).

На геологической карте с помощью специальных условных знаков изображают:

- 1) поля распространения осадочных, магматических и метаморфических пород, расчлененных по возрасту и составу;
- 2) измененные породы;
- 3) основные тела полезных ископаемых, а также вмещающие породы, благоприятные для их локализации;
- 4) границы между геологическими объектами, разделенные по степени их достоверности;
- 5) разрывные нарушения, выделенные по значимости, степени достоверности;
- 6) площади распространения кор выветривания с указанием их возраста и генетического типа;
- 7) площади распространения техногенных пород;
- 8) наиболее важные буровые скважины и горные выработки;
- 9) места выходов ископаемых органических остатков и пункты, для которых имеются определения изотопного возраста пород или минералов.

Геологические карты классифицируются также по масштабу. По этому признаку различают следующие виды карт.

1. Обзорные карты (мельче 1:1000 000), дающие общие представления о геологическом строении больших территорий – материков, государств (например, геологическая карта РФ). Эти карты составляются на географической основе.

2. Мелкомасштабные карты (1: 1 000 000 и 1: 500 000), отражающие в общих чертах геологическое строение крупных регионов (например, геологическая карта Донбасса). Карты этого масштаба служат для определения направления дальнейших более детальных геолого-съёмочных работ и предварительной оценки перспектив районов для постановки поисков полезных ископаемых.

3. Среднемасштабные карты (1:200 000 и 1:100 000) с большой степенью детальности характеризуют основные стороны геологического

строения средних по площади территорий. Они являются основным видом геологических карт, на базе которых планируются и производятся поиски полезных ископаемых.

4. Крупномасштабные карты (1: 50 000 и 1: 25 000) детально освещают геологическое строение сравнительно небольших по площади территорий. Эти карты становятся основными картами, используемыми для решения прикладных задач.

5. Детальные карты (1:10 000, 1:5 000, 1:2 000 и крупнее) дают подробную геологическую характеристику территорий месторождений полезных ископаемых и рудопроявлений или отражают условия залегания тел полезных ископаемых на действующих горных предприятиях (например, погоризонтные карты-планы рудника или шахты).

1.2.1. Общие требования к оформлению геологических карт

Технические условия по составлению и оформлению геологических карт изложены в инструкциях и методических указаниях по организации и производству геолого-съёмочных работ и составлению геологических карт различного масштаба.

Общепринятые условные обозначения являются своеобразной азбукой различных символов, знание которых обязательно для геологов. С помощью этих символов (условных обозначений) однотипные геологические объекты и процессы независимо от территории и специалиста, составляющего карту, изображаются на геологических картах одинаково, что позволяет «читать» карту любому геологу.

К обязательным элементам геологической карты относятся системы условных обозначений, геологические разрезы, стратиграфические колонки. Эти элементы расположены на полях карты и составляют, так называемое, за рамочное оформление. В левом поле карты находится стратиграфическая колонка, в правом – условные обозначения, внизу под картой – геологические разрезы.

1.2.2. Условные знаки геологических карт

На геологических картах изображаются стратиграфические, не стратиграфические подразделения и их геологические границы, разрывные нарушения, плоскостные и линейные структурные элементы, отдельные буровые скважины и другие данные. Любой знак на геологической карте должен быть расшифрован в условных обозначениях. Среди условных знаков различают цветовые, штриховые и индексы (буквенные и цифровые).

Обозначения стратиграфических подразделений. Стратиграфические подразделения показываются с помощью раскраски, индексов,

крапа. При этом, возраст стратиграфических подразделений отображается цветом и индексом, состав – крапом. Цветовые обозначения стратифицированных образований должны соответствовать цветам раскраски, принятым для подразделений геохронологической шкалы (табл. 1).

Таблица 1

Раскраска и индексы основных стратиграфических подразделений на геологических картах

Группа и система	До 1969 г.		После 1969 г.	
	Цвет	Индекс	Цвет	Индекс
Кайнозойская группа	Желтый	KZ	Жёлтый	KZ
Системы:				
четвертичная	Светлый зеленова- то- и желтовато- серый	Q	Жёлтовато- серый	Q
неогеновая	Лимонно-желтый	N	Желтый	N
палеогеновая	Желтый	Pg	Оранжево- желтый	P
Мезозойская группа		MZ		
Системы:				
меловая	Зеленый	Cr	Зеленый	K
юрская	Синий, голубой	J	Синий	J
триасовая	лиловый	T	Лиловый	T
Палеозойская группа		PZ		PZ
Системы:				
пермская	Буро-красный, оранжевый	P	Оранжево- коричневый	P
каменноугольная	Серый	C	Серый	C
девонская	Коричневый	D	Коричневый	D
силурийская	Грязно-зеленый	S	Серо- зеленый	S
ордовикская	Оливково-зеленый	O	Оливковый	O
кембрийская	Фиолетовый	Sm	Сине- зеленый (темный)	Є
Протерозойская группа	Светло-розовый	Pt	Розовый	PR
Архейская группа	Темно-розовый	A	Сиренево- розовый	AR

Индексация подразделений геохронологической шкалы осуществляется в соответствии с требованиями «Стратиграфического кодекса СССР». Вначале ставится прописная или прописная и строчная буквы латинизированного названия системы. Отдел обозначается арабской цифрой (за исключением отделов четвертичной системы), помещаемой

справа внизу индекса системы. Индекс яруса составляется из одной или двух начальных строчных букв сокращенного латинизированного названия яруса. Части яруса (подъярусы) указываются арабскими цифрами. Пример записи:

индекс системы \rightarrow $C_1 v_3$ \leftarrow индекс яруса
 \nearrow \nwarrow
 индекс отдела индекс подъяруса

Читается это так: верхний подъярус визейского яруса нижнего отдела каменноугольной системы.

Помимо общепринятых стратиграфических подразделений необходимо вводить вспомогательные (местные – пачка, толща, свита, подсвита), которые должны быть увязаны с общепринятой шкалой.

Полный индекс свиты образуется за счет прибавления справа к символу возраста символа свиты, состоящего из двух курсивных букв ее латинизированного названия (первой и ближайшей к ней согласной). Пример: C_2kl – калмакэмельская свита среднего карбона.

Подсвиты обозначаются при помощи арабских цифр, помещаемых справа внизу от символа свиты, причем нижняя подсвита считается первой. Примеры: C_2kl_3 – верхняя подсвита калмакэмельской свиты среднего карбона; K_1mk_4 – четвертая подсвита макинской свиты нижнего мела.

Пачки, выделяемые в составе подсвит (свит), обозначаются арабскими цифрами, которые помещаются справа вверху от индекса подсвиты (свиты). Пример: C_2kl^3 – третья пачка верхней подсвиты калмакэмельской свиты среднего карбона.

Индексы выделяемых на карте подразделений четвертичной системы образуются путем прибавления слева к индексу звена буквенного символа, отражающего генетический тип отложений. Примеры: aQ_1 – аллювиальные отложения нижнечетвертичного звена. Вещественный состав свит, подсвит и пачек, а также текстурные и структурные особенности слагающих их пород, отображаются с помощью крапа черного цвета.

Обозначения не стратиграфических подразделений. Не стратиграфические подразделения отражаются на карте цветом, индексами и крапом. Цветовую раскраску применяют для отображения подразделений, сложенных магматическими и некоторыми метаморфическими породами. Выбор цвета определяется составом пород, установленным с точностью до петрографической группы. Каждой группе присваивается определенный цвет (табл. 2). Аналогичные по составу разновозрастные подразделения закрашиваются одним цветом различной интенсивности, которая возрастает от более древних к молодым.

Индексация магматических пород по вещественному составу выполняется строчными буквами греческого алфавита (табл. 2).

Таблица 2

**Основные условные обозначения для магматических и не стратифицированных
вулканогенных* образований**

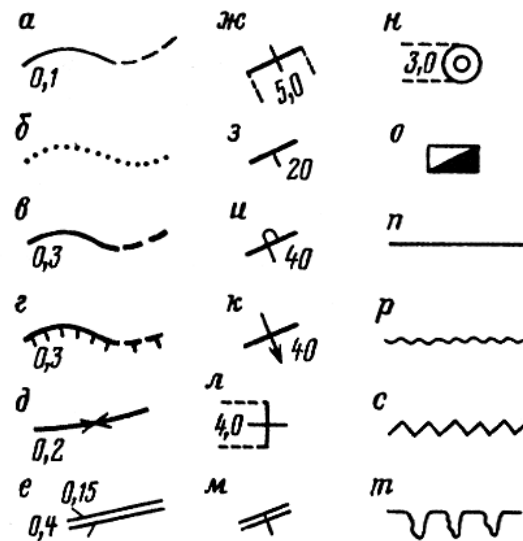
Группа пород по химическому составу	Породы	Цвет	Индекс	
			буква греческого алфавита	название буквы
Кислые	Гранит	Красный	γ	гамма
	Риолит		λ	лямбда
Средние	Диорит	Темно-малиновый	δ	дельта
	Андезит		α	альфа
Базитовые	Габбро	Темно-зеленый	ν	ню
	Базальт		β	бета
Ультрабазитовые	Перидотит	Темно-фиолетовый	σ	сигма
	Дунит		σ	сигма
	Пикрит		ι	йота
	Кимберлит		ι	йота
Нормальные, умеренно-щелочные	Сиенит	Красно-оранжевый	ξ	кси
	Граносиенит		$\gamma \xi$	гамма, кси
	Фонолит		ϕ	фи
Щелочные	Трахит	Оранжевый	τ	тау
	Фельдшпатоидный сиенит		η	эта
	Нефелиновый лейцит		χ	каппа

* Не стратифицированные и новейшие вулканогенные образования раскрашиваются цветом соответствующих им по составу интрузивных пород.

Для указания возраста магматических пород справа рядом с символом состава ставится символ, указывающий на возраст. Пример: γK_1 – раннемеловые граниты. Принадлежность к тому или иному комплексу интрузивных пород обозначается одной или двумя латинскими строчными буквами, расположенными справа от индекса возраста. Пример: γJ_2k – граниты кукульбейского интрузивного комплекса среднеюрского возраста. Последовательность интрузивных фаз в пределах интрузивного комплекса обозначается арабской цифрой, определяющей последовательность данной фазы, помещаемой справа внизу от символа вещественного состава интрузий. Пример: $\gamma_2 J_2 k$ – гранит второй интрузивной фазы кукульбейского комплекса среднеюрского возраста.

Не стратиграфические подразделения, представленные мигматитами, породами контактового метаморфизма, метасоматитами, метасоматически измененными породами, породами кор выветривания, обозна-

Рис. 1. Линейные условные знаки на геологических картах: а, б, – геологические границы (цифры – толщина линий, мм): а – между разновозрастными образованиями (достоверные – сплошная линия и предполагаемые – пунктирная), б – фацциальными и литологическими подразделениями одного и того же возраста; в – тектонические контакты (достоверные – сплошная линия, предполагаемые – пунктирная); г – то же, с указанием направления падения сместителя (бергштрихи); д – разрывы без смещения блоков (трещины); е – линии долгоживущих разломов; элементы залегания слоев (цифры для ж и л обозначают размеры знака, для з, и, к, – углы падения слоев). Залегание: ж – вертикальное, з – наклонное, и – опрокинутое, м – преобладающее наклонное. Геологоразведочные выработки (цифра – размер знака): н – буровые скважины на карте, о – шурфы; п-т – геологические границы на стратиграфических колонках – при различных соотношениях слоев: п – согласном, р – параллельном (стратиграфическом) несогласии, с – угловом несогласии, т – несогласии на неровной поверхности нижнего комплекса (с «карманом»)



чаются цветными или черными знаками (крапом). Степень изменений отражается густотой нанесения знаков.

Прочие обозначения. К прочим обозначениям относятся внемасштабные линейные знаки (рис.1). С помощью этих знаков на геологических картах отображаются геологические границы с подразделением их на достоверные и предполагаемые, границы измененных пород, разрывные нарушения с подразделением их на главные и второстепенные, ориентировка разрывных нарушений, элементы залегания слоистости, гнейсоватости, буровые скважины.

1.2.3. Условные обозначения (легенда)

Условные обозначения помещаются справа от геологической карты. Все геологические подразделения (стратиграфические и не стратиграфические) располагаются в возрастной последовательности. При этом выделяются два вертикальных ряда условных обозначений – левый, в котором показываются стратиграфические подразделения, и правый, где приводятся не стратиграфические подразделения. Слева от знаков стратиграфических и не стратиграфических подразделений приводится необходимая часть геохронологической шкалы и региональной стратиграфической схемы. Условные обозначения не стратиграфических подразделений размещаются в соответствии с положением каждого конкретного подразделения в геохронологической шкале.

Условные обозначения стратиграфических подразделений (свиты и толщи, расчлененные на дробные подразделения – подсвиты и пачки) строятся в виде примыкающих прямоугольников, расположенных вертикально. При фациальной изменчивости свиты или различной детальности ее расчленения в разных частях района символ возраста свиты помещается в правой части микро колонки.

Если на одном стратиграфическом интервале в разных структурно-формационных зонах представлены различные свиты, то легенда для данного стратиграфического интервала строится по зональному принципу: для каждой зоны составляется отдельная микро колонка.

Для не стратиграфических подразделений, расчлененных на под комплексы, также рекомендуется применять условные обозначения в виде микро колонок, которые состояются, как и для стратиграфических подразделений. В микро колонке под комплексы должны размещаться таким образом, чтобы их порядковые номера возрастали снизу вверх. Они закрашиваются цветом или обозначаются цветовым знаком соответствующей группы пород.

Если комплексы расчленены только на одновозрастные петрографические разновидности пород, их условные обозначения имеют вид таблицы, которая делится на ряд граф по числу петрографических разновидностей в данном комплексе.

Гидротермально-метасоматические образования, связанные с конкретными фазами магматизма и этапами метаморфизма, показываются в отдельных прямоугольниках, расположенных правее прямоугольников соответствующих под комплексов и фаз.

Характеристика каждой свиты (толщи) и комплекса в тексте условных обозначений должна состоять из перечисления все более дробных подразделений: под свит, толщ, пачек, маркирующих горизонтов. Здесь же приводятся краткие сведения о литологических особенностях каждого из этих подразделений. Для стратиграфических подразделений указываются их мощности. Принадлежность свит к серии показывается с помощью фигурной скобки, охватывающей условные знаки свит.

Характер контактов между геологическими подразделениями (согласное залегание, стратиграфическое несогласие и т. д.) отражается формой нижней линии, ограничивающей микро колонку или прямоугольник свиты (толщи) в соответствии с условными обозначениями (рис.1, $p - m$).

Кроме условных обозначений стратиграфических и не стратиграфических подразделений даются прочие условные обозначения.

1.2.4. Стратиграфические колонки

На стратиграфических колонках должны быть показаны в возрастной последовательности все до четвертичные отложения, известные на изученной площади, как обнажающиеся, так и вскрытые скважинами и горными выработками. На колонках отражаются все выделяемые на геологической карте серии, свиты, подсвиты и горизонты. Слева от колонки в возрастной последовательности показываются общие и региональные подразделения, с которыми сопоставляются местные и вспомогательные подразделения. При этом дробность общей и региональной стратиграфических шкал должна быть такой же, как в условных обозначениях к геологической карте. Стратиграфические подразделения на самих колонках раскрашиваются цветами, использованными на геологической карте. В выделенных подразделениях состав пород отображается горизонтально расположенными черными знаками с детальностью, отражающей общее строение, свиты. Характер соотношений между подразделениями изображается специальными знаками (рис.1). Слева от колонки указываются индексы стратиграфических подразделений, справа – приводятся цифры мощности каждого подразделения и названия местных подразделений, состав.

Колонки вычерчиваются в определенном масштабе, но он не указывается. Вертикальный масштаб колонки выбирается таким образом, чтобы можно было отразить основные особенности внутреннего строения выделенных подразделений. Колонки строятся по максимальным мощностям отложений. Если из-за большой мощности одного или двух стратиграфических подразделений длина колонки резко увеличивается, то допустимо делать пропуски («разрывы») внутри однородных интервалов разреза. Эти «разрывы» (не более трех) изображаются волнистой двойной тонкой линией с промежутками 2 мм. Если мощности отдельных частей разреза (например, отложений мезозоя и палеозоя) резко различны, разрешается составлять для них колонку в разных масштабах, оговорив это в примечании, помещенном под колонкой.

1.2.5. Геологические разрезы

На геологических картах приводятся не менее одного геологического разреза, которые наглядно показывают залегание геологических тел на глубине и особенности тектонической структуры района. Линия разреза может быть прямой или ломаной. На каждом разрезе должны быть показаны гипсометрический профиль местности, линия уровня моря, шкала вертикального масштаба.

Горизонтальный и вертикальный масштабы разрезов должны соответствовать масштабу карты. Для районов с пологим и горизонтальным

залеганием пород допускается увеличение вертикального масштаба. Разрезы составляются, раскрашиваются и индексируются в полном соответствии с геологической картой и увязываются с ней по контурам, краскам, крапам, индексам. На разрезах штриховыми линиями можно показывать предполагаемое продолжение геологических границ выше земной поверхности. При необходимости тонкими черными линиями можно отразить стиль мелкой складчатости. Буровые скважины наносятся черными сплошными линиями. Забой скважины ограничивается короткой горизонтальной линией в виде подсечки, около которой представляется глубина скважины.

Геологические разрезы по карте рекомендуется строить в следующей последовательности (рис. 2).

1. Выбрать на карте направление линии разреза, провести и обозначить ее на концах и в точках излома заглавными буквами русского алфавита.

2. Установить вертикальный масштаб разреза с учетом мощностей и условий залегания горных пород.

3. Построить топографический профиль земной поверхности по линии разреза.

4. Под картой или на отдельном листе проводится линия, равная длине линии разреза на карте. Это так называемая условная нулевая линия.

5. На топографический профиль наносят точки пересечения линии разреза с геологическими границами.

Из полученных точек проводят геологические границы на разрезе, положение которых зависит от условий залегания горных пород.

Геологические разрезы помещают симметрично под картой. Над разрезом делают надпись «Разрез по линии А–Б», под ним указывают численный горизонтальный и вертикальный масштабы.

2. СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ И СТРУКТУРЫ

На геологических картах изображаются геологические тела, но в структурной геологии принято говорить не о геологических телах, а о структурных формах. Под структурной формой подразумевается не только геологическое тело, но и форма его дислокации. Например, это может быть слой породы как геологическое тело, которое занимает какой-то объем, и имеет свои размеры и т.д., или складка – как форма дислокации этого слоя. Таким образом, к структурным формам относятся: слой, складка, дизъюнктив, трещина, блок. Конкретные структурные формы находятся в земной коре в определенных пространственных со-

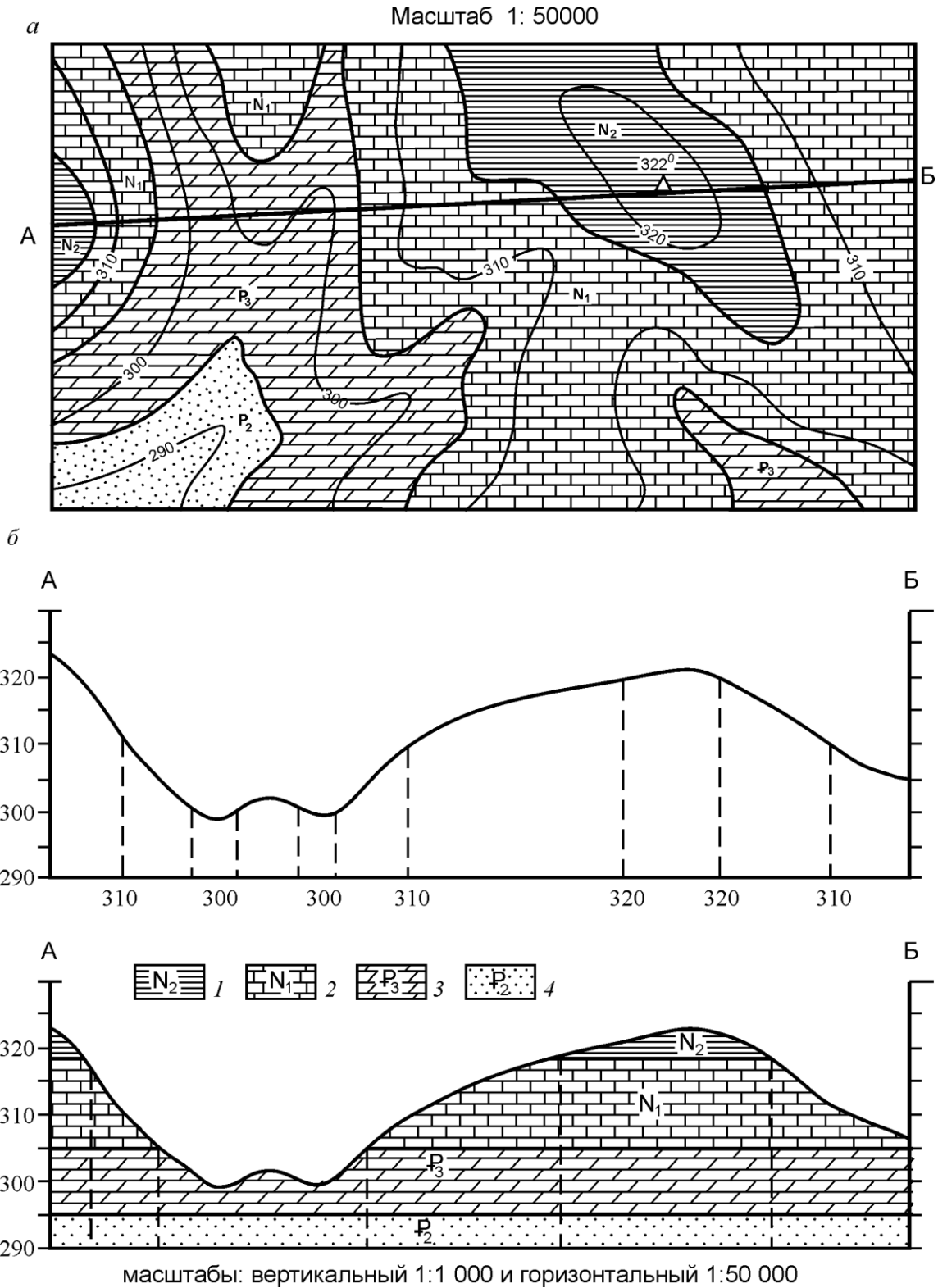


Рис. 2. Последовательность построения геологического разреза по карте (7):
а – геологическая карта, *б* – топографический профиль, *в* – геологический разрез;
 1 – глины, 2 – известняки, 3 – мергели, 4 – песчаники

отношениях, т.е. образуют определенную структуру. Так, слои осадочных пород образуют слоистую структуру, складки – складчатую и т.д. Изучая многообразие структурных форм и структур, структурная геология ставит своей целью дать их правильную классификацию. В настоящее время общепринятой является классификация, учитывающая, прежде всего, происхождение (генезис) структурных форм. По этому признаку различают:

I. Первичные – структуры, которые возникают в процессе образования горных пород:

А. Слоистые (стратиграфические).

Б. Магматические.

В. Трещинные (первичная трещиноватость).

II. Вторичные – возникающие после образования горных пород и связанные с тектоническими движениями:

А. Структуры, возникающие без разрыва пород:

1 – *складчатые (или пликативные)*.

Б. Структуры, возникающие с разрывом пород:

1 – *дизъюнктивы – разрывы со смещением,*

2 – *тектоническая трещиноватость, кливаж – разрывы без смещения)*

2.1. Слоистые (стратиграфические) структуры

Главным признаком этих структур является наличие слоистости.

Слоистость – это первичная неоднородность осадка, выражающаяся чередованием пород различного состава или окраски. Главным элементом слоистости является слой – плитообразное тело, сложенное породой определенного состава, структуры, цвета и ограниченное двумя поверхностями наложения, отделяющими его от выше- и нижележащего слоев. Верхняя поверхность наложения (напластования) называется *кровлей*, а нижняя – *подошвой*. Поверхности раздела между слоями, как и сама слоистость, образуются в результате изменения условия осадконакопления. Если смена условий происходит быстро, то границы между слоями четкие и резкие, а если условия меняются медленно, то границы будут нечеткие. Помимо термина *слой* часто употребляется термин *пласт*. Некоторые считают, что пласт синоним слоя, другие понимают под термином пласт – слой, сложенный полезным ископаемым. Например, пласт угля, нефти и т.д. *Пропласток* – это слой или пласт небольшой мощности, залегающий внутри однородного слоя. *Линзой* называется тело, выклинивающееся во всех направлениях внутри слоя. Для характеристики слоистости, косослоистого пласта существует термин *слоек*. Кроме слоистости следует различать (по Н.Б. Вассоевичу) слоева-

тость. *Слоеватость* – это слоистость без слоев. При этом слоистость нечеткая и определяется по расположению различных включений (галек, конкреций, раковин, обрывков водорослей, лаппилей, вулканических бомб, туфового материала).

Совокупность слоев, сосредоточенных на ограниченной площади, и мало различающихся по возрасту и составу, может объединяться в *пачки, толщи, свиты и серии*. Слои горных пород, которые позволяют расшифровать тектоническую структуру участка земной коры, называются *маркирующими горизонтами*. Маркирующие горизонты прослеживаются на различные расстояния.

Толщина слоя или его *мощность* измеряется по кратчайшему расстоянию между кровлей и подошвой. Измеренная таким образом мощность называется *истинной*. При наклонном залегании слоя различают также *горизонтальную* и *вертикальную* мощности, а ширина выхода слоя на дневную поверхность определяет его *видимую* мощность. Резкое уменьшение мощности слоя, наблюдаемое на небольшом расстоянии, называется *пережимом*, а если уменьшение мощности приводит к исчезновению слоя, то такое явление называется *выклиниванием* слоя.

Классификация слоев по мощности

<i>Слои</i>	<i>Мощность, см</i>
1. Микрослоистые	менее 0,2
2. Листоватые	2 – 0,2
3. Тонкослоистые	10 – 2
4. Среднеслоистые	50 – 10
5. Крупнослоистые	100 – 50
6. Массивно-слоистые	более 100
7. Гигантослоистые	более 1000

В пачках слои различного состава могут иметь одинаковую мощность, или наоборот, самую различную. Часто слои грубообломочных пород (конгломераты, гравелиты, песчаники) имеют большую мощность, чем слои тонкообломочных (алевролиты, аргиллиты).

2.1.1. Структурные типы слоистости и их происхождение

По морфологическим особенностям выделяют следующие типы слоистости: параллельную, линзовидную, волнистую, косую.

Параллельная (горизонтальная) слоистость характеризуется тем, что границы слоев располагаются горизонтально и параллельны между собой и по форме близки к плоскости. Форма слоев – правильная плита выдержанной мощности. Слоистость этого типа образуется при отложении осадка в спокойной обстановке (глубокие части моря или озера). Параллельная

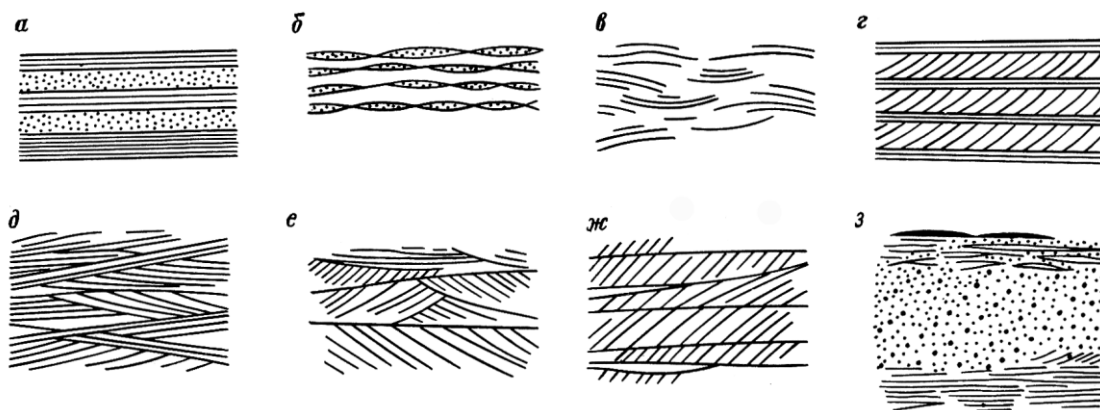


Рис.3. Типы и разновидности слоистости по Е.П. Брунсу:

а – горизонтальная, б – линзовидная, в – волнистая, г-з – косая: г – многоэтажная косая речных отложений, д – перекрестная, образовавшаяся при морских течениях, е – клиновидная эоловых отложений, ж – диагональная (отложения временных потоков), з – диагональная дельтовых отложений

слоистость может быть: а – простой полосовидной; б – прерывистой (штриховой); в – ленточной.

- *Простая полосовидная* слоистость обусловлена различным веществом составом каждого слоя.

- *Прерывистая* слоистость характеризуется тонкими прерывистыми прослойками иного материала в однородной породе (прослойки и линзы чешуек слюды в глинистых породах, прослойки растительного дендрита в алевролитах и песчаниках).

- *Ленточная* слоистость характеризуется правильным ритмичным чередованием тонких прослоев разного состава. Часто ее образование связано с климатическими сезонными колебаниями условий осадконакопления. Встречается в озерных и флювиогляциальных отложениях, а также в прибрежных морских осадках вблизи устьев крупных рек, выносящих большое количество обломочного материала. По ленточной слоистости можно определять абсолютную скорость накопления осадков и их возраст.

Линзовидная слоистость отличается изменением мощности отдельных слоев по простиранию. При этом слои нередко полностью выклиниваются, что приводит к разобщению слоя на отдельные части или линзы. Такой вид слоистости образуется при быстром и изменчивом движении среды. В песчано-глинистых толщах образование линзочек песчанистого материала объясняется периодическим привнесом более грубозернистого материала в спокойную часть водоема. Очень характерна линзовидная слоистость для песчано-конгломератовых отложе-

ний, где она связана с частым размывом ранее отложенного материала и отложением материала в неровностях дна.

Волнистая слоистость характеризуется правильными волнистыми поверхностями напластования. Волнистая слоистость небольшого масштаба часто встречается в мелкозернистых песчаниках и алевролитах, образовавшихся в прибрежно-морских, озерных и речных обстановках в условиях волнений (симметричной формы) и течений (асимметричной формы) (рис. 3 в).

Косая слоистость характеризуется косым наложением слоев по отношению к основным плоскостям напластования. Основным элементом косой слоистости является косая серия первично-наклоненных в одном направлении слоев. По форме слоев различаются следующие виды косой слоистости: прямолинейную; вогнутую (выпуклую); волнистую (рис.3 г-з). По степени параллельности косых слоев в одной серии различают: параллельную и сходящую (рис.3 з, е). Постоянство углов наклона и направления косых слоев является решающим признаком для выяснения условий образования осадка. Серии косых слоев, наклоненных в одном направлении образуются обычно при поступательном движении водной или воздушной среды, в которой происходит накопление осадков (рис.3 г). Выделяют несколько типов косой слоистости по происхождению: эоловую; речную; временных водотоков; прибрежно-морскую.

• *Эоловая* косая слоистость хорошо выражена в отложениях дюн. Характеризуется разнонаправленностью косослоистых серий и большим колебанием углов наклона слоев (от 5 до 30° на подветренном склоне). Серии косых слоев часто имеют резко изогнутую форму границ и нередко наклонены. Материал осадков хорошо отсортирован и однороден по составу.

• *Речная* косая слоистость характеризуется сериями косых слоев, наклоненных в одном направлении вниз по течению. Косые серии слоев часто чередуются с горизонтальными прослоями, что придает косой слоистости многоэтажный характер. Между косослоистыми сериями и горизонтальными пропластками часто наблюдается резкое несогласие. Угол наклона косых слоев составляет 16–20°. Форма косых слоев может быть различной, однако чаще прямолинейная и параллельная. Материал плохо отсортирован (от ила до валунов) и содержит нередко прослой глины в виде линз и карманов.

• *Косая слоистость временных потоков* характеризуется правильным многоэтажным чередованием небольших круто наклоненных косых и горизонтальных серий. Материал косых серий, соответствующий периодическим ливням, грубее, чем материал горизонтальных серий.

Косые серии имеют круто наклоненные (до 40°) слойки, обычно прямолинейные и параллельные по форме. Материал плохо отсортирован.

• *Прибрежно-морская* косая слоистость характеризуется разнообразием косых серий (горизонтальных, волнистых, косых), чередующихся в вертикальном направлении. Наклон косых слойков преобладает в сторону берега. Угол наклона слойков не превышает 20° . Границы между сериями неясные и характеризуются постепенным переходом осадков разной крупности зерна. Материал хорошо отсортирован. Прибрежно-морская (*дельтовая*) косая слоистость (рис.3, з) имеет свои отличительные особенности, обусловленные быстрым уменьшением скорости речного потока при впадении его в море или озеро. Она имеет трехъярусное строение: 1 – кровлю из горизонтальных или слабонаклоненных слоев, представленных аллювиальными осадками; 2 – серию косых слойков, соответствующих переднему фронту дельты, круто наклоненных в верхней части серии и выхолаживающихся в основании; 3 – почти горизонтальные слои подошвы (морские осадки), сложенные тонкообломочным глинистым материалом.

2.1.2. Первичные особенности поверхности наслоения

Как уже отмечалось, слои горных пород разделены поверхностями напластования, которые могут иметь различное строение и очень часто несут на себе различные следы, позволяющие установить причины и условия слоеобразования. К числу этих особенностей относятся: ископаемые знаки ряби; трещины усыхания; следы жизнедеятельности организмов; отпечатки дождевых капель, кристаллов льда, следов птиц, ползания червей и др. Так, например, наличие трещин усыхания, следов капель дождя свидетельствует о перерыве в осадконакоплении. Изучение особенностей поверхности напластования в случае сложной складчатости и отсутствия окаменелостей, помогает определить последовательность напластования, а также нормальное или опрокинутое залегание горных пород.

Знаки ряби могут быть образованы в результате течения и волнения водной среды и ветра. Она всегда приурочена к верхней поверхности слоя (обычно песчаника) и хорошо сохраняется в ископаемом состоянии. По условиям образования выделяют три типа ряби: а – водную рябь волнения; б – водную рябь течений; в – эоловую рябь.

Рябь волнения наиболее широко распространена и характеризуется симметричным строением и расположением гребней. Изучая направления гребней ряби можно установить положение древней береговой линии и линии приобоя озерных и морских бассейнов. *Рябь течения* характеризуется не симметричным строением гребней и крупными песчинками во впадинах. Ветровая (*эоловая*) рябь в отличие от ряби течения характеризуется наличи-

ем крупных песчинок на гребнях, а также непостоянством углов наклона склонов гребней. Индекс ветровой ряби (отношение длины волны к ее высоте) больше, чем индекс волновой. Гребни ряби могут быть параллельными, пересекаться, ветвиться. По виду знаков ряби можно определить глубину их образования (0,5 – 15, иногда до 200 м).

Трещины усыхания образуются в засушливом или переменновлажном климате. Поверхность напластования в этом случае имеет форму полигональной сетки. Встречаются на поверхности только иловатых или песчано-глинистых пород.

Ископаемые отпечатки кристаллов льда, каменной соли, гипса, капель дождя и града характерны для красноцветных лагунных, ледниковых отложений.

2.1.3. Генезис слоистой структуры осадочных толщ

Образование слоистых толщ происходит под воздействием многих факторов, важнейшими из которых являются: 1 – тектонические движения; 2 – изменение климата; 3 – динамический и химический режим водной и воздушной среды.

Тектонические факторы. Вертикальные колебательные движения приводят к перемещению береговой линии и смещению (миграции) фаций.

Фация – совокупность литологических и палеонтологических особенностей осадка, указывающих на физико-географические условия его образования. Непосредственно у берега отлагается грубый материал, который сменяется более мелким, а еще дальше от берега накапливаются глины и карбонатные илы. Неоднократные повышения и понижения участка бассейна приводят к формированию ритмично-слоистых толщ (рис.4). При этом различают: 1 – петрографический горизонт – серия одинаковых по составу, но разновозрастных по времени образования (асинхронных) осадков; 2 – стратиграфический горизонт – одновозрастная группа осадка слоев различного состава, связанная постепенным переходом в горизонтальном направлении. Отдельные слои или пачки стратиграфического горизонта характеризуются одновозрастным, но различным в видовом и родовом отношении комплексами окаменелостей.

В зависимости от направленности тектонических движений формируются ритмично-слоистые трансгрессивные и регрессивные толщ. При трансгрессии (наступлении моря на сушу) равномерное постепенное понижение дна бассейна в результате однонаправленных колебательных движений земной коры приводит к образованию трансгрессивных серий осадочных толщ (рис.4). Для этих толщ в вертикальном стратиграфическом разрезе характерна закономерная смена грубообломочных пород, залегающих в нижних частях разреза, тонкообломочными и

хемогенными осадками в верхней части разреза. В плане развития трансгрессии более молодые осадки всегда занимают большую площадь, чем древние. В центральных частях прогибов (впадин) наблюдается последовательное наложение молодых слоев на древние, а по окраинам прогибов на древнее основание ложатся уже самые молодые породы.

При регрессии (отступления моря с суши) равномерное медленное повышение дна бассейна в связи с вертикальными колебательными движениями приводят к образованию регрессивных серий осадочных толщ (рис.4). В вертикальном разрезе этих толщ наблюдается обратная последовательность расположения осадков: в низах разреза залегают хемогенные и тонкообломочные породы, а в верхних частях – грубообломочные. В плане наблюдается последовательное сокращение площади, занимаемой более молодыми отложениями. Периодичность колебательных движений (медленное повышение или понижение дна бассейна) приводит к образованию ритмично чередующихся осадочных толщ. В понятие *ритмичности* (по Н.В. Вассоевичу) вкладывается представление о закономерной повторяемости однородных явлений, каждый раз развивающихся в одном направлении. Абстрагируемся и назовем любой

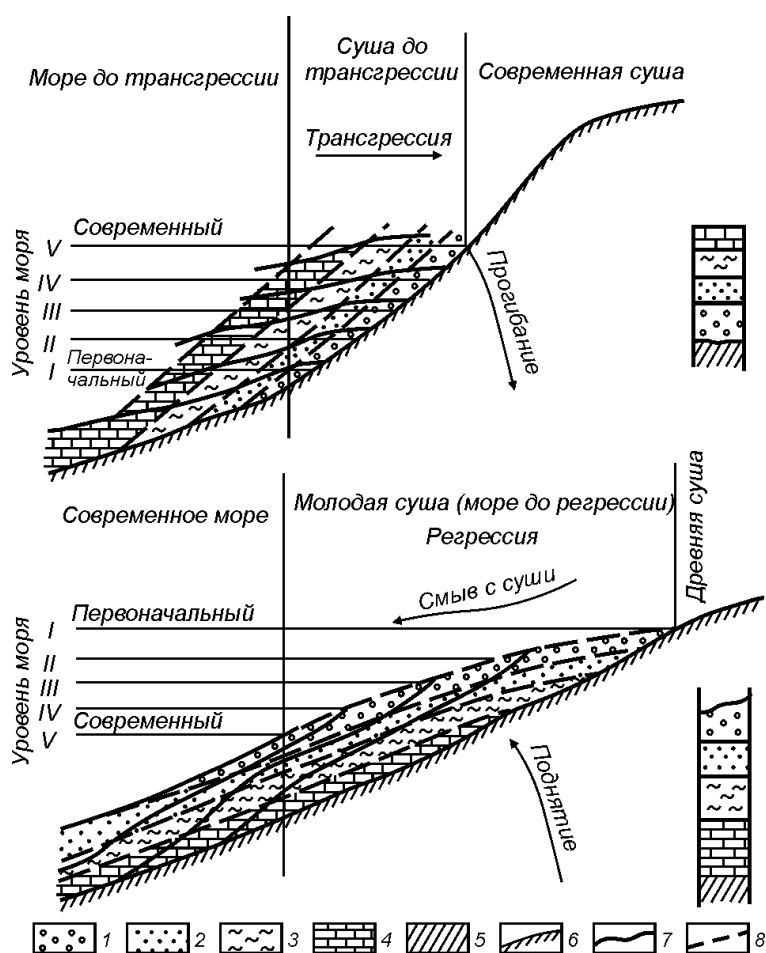


Рис. 4. Схема смещения фациальных зон и образования слоев при трансгрессии и регрессии(7):

1- галечник; 2- пески;
 3- глины; 4- известняки;
 5 - подстилающие породы; 6 - профиль морского дна и поверхности суши;
 7- границы между разновозрастными слоями при различных положениях уровня моря I-V; 8 - границы между слоями одинакового состава

слой горной породы, составляющий разрезы осадочных толщ, отвлеченным термином – *элемент*. *Ритм* является мерой равномерной повторяемости одноименных элементов (или событий).

В случае равномерного порядка следований разноименных элементов (например, песчаник – аргиллит – алевролит) следует говорить о цикличности рассматриваемой последовательности. *Цикл* – это совокупность закономерно следующих друг за другом различных элементов последовательности. Следует иметь в виду, что понятие цикличности подразумевает ту или иную направленность порядка следования событий, а не вовсе многократную повторяемость (виток спирали – это цикл, а шаг спирали – это ритм). Среди циклов различают двунаправленные и одно направленные циклы, а также завершенные и незавершенные [5].

Физико-географические факторы слоеобразования. К ним относятся: 1 – рельеф в области сноса и области накопления; 2 – климат; 3 – подвижность среды; 4 – деятельность организмов; 5 – физико-химический режим среды (соленость, рН и др.).

В разных физико-географических условиях, определяющих облик образовавшейся горной породы, т.е. ее фацию, формируются различные горные породы. Так, например, осадочные железные марганцевые руды формируются в условиях влажного умеренного или тропического климата, осадки солей чаще образуются в условиях жаркого и засушливого климата, а современные коралловые рифы распространены исключительно в экваториальной области. Слоистые осадки могут возникать и при изменении гидродинамического режима среды. Реки, например, в период паводка транспортируют более крупные частицы, чем в межень, когда преобладает перенос только тонкообломочного материала. Изменение направления морских течений приводит к изменению состава отлагающихся осадков.

Среди факторов, влияющих на образование слоистых структур, большое значение имеют факторы физико-химические и биологические, роль которых широко рассматривается в учебниках об образовании осадков.

2.1.4. Согласно и несогласное залегание горных пород

Накопление осадков является длительным процессом, который происходит на фоне постоянно меняющейся палеогеографической и тектонической обстановки. По особенностям процесса осадконакопления формируются два основных типа соотношения слоев или их совокупности: согласно и несогласное.

Согласное наложение слоев отражает непрерывность процесса накопления осадков и отсутствия в нем резких и длительных по времени перерывов. При согласно залегании границы слоев параллельны между собой, а

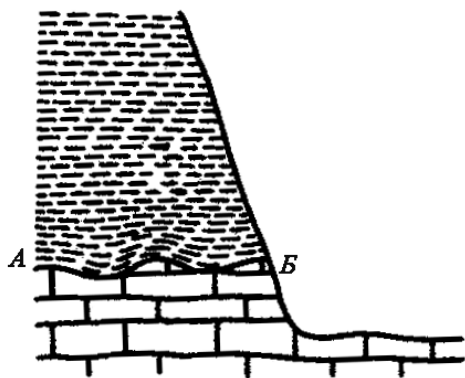


Рис. 5. Параллельное несогласие (8). Внизу – верхнекаменноугольные известняки (С₃); вверху – верхнеюрские глины (J₃); АБ – поверхность несогласия

изменение состава указывает на постепенное закономерное изменение условий осадконакопления. При этом внутри слоев может наблюдаться непараллельная ориентировка границ отдельных мелких прослоев и слойков (косая, волнистая слоистость). Первичное залегание осадков при согласном залегании может быть горизонтальным или слабонаклонным.

Несогласное залегание отражает перерыв осадконакопления, который фиксируется по резкому изменению состава осадков и изменению первичного их залегания. Перерыв в осадконакоплении нередко сопровождается размывом ранее образовавшихся осадков и формированием поверхности несогласия, представляющей собой поверхность древнего наземного или подводного рельефа. Различают два вида несогласного залегания: параллельное и угловое.

Параллельное несогласие характеризуется параллельной ориентировкой слоев, сформировавшихся до и после перерыва. На поверхности несогласия в основании новой серии осадков залегают, как правило, грубообломочные образования, содержащие обломки пород нижележащей толщи. К такому типу осадков относятся конгломераты и брекчии. Одной из форм параллельного несогласия является скрытое несогласие, для которого характерны отсутствие четко выраженной поверхности несогласия и следов размыва и денудации (рис.5). Такие несогласия фиксируются главным образом в результате изучения палеонтологических остатков или другими методами, позволяющими установить или определить возраст пород.

Угловое несогласие проявлено в перерыве осадконакопления между двумя толщами слоев, имеющими различный угол наклона. В этом случае поверхность несогласия под углом пересекает нижние слои (более древние) и располагается параллельно наслоению верхней, более молодой толщи. Эти соотношения наблюдаются как на поверхности (рис.6), так и в вертикальных разрезах (рис.6).

Величина углов между нижними, более древними слоями, и секущей их поверхностью несогласия может изменяться от 0° в случае параллельного несогласия до 180° на крыле лежащей складки.

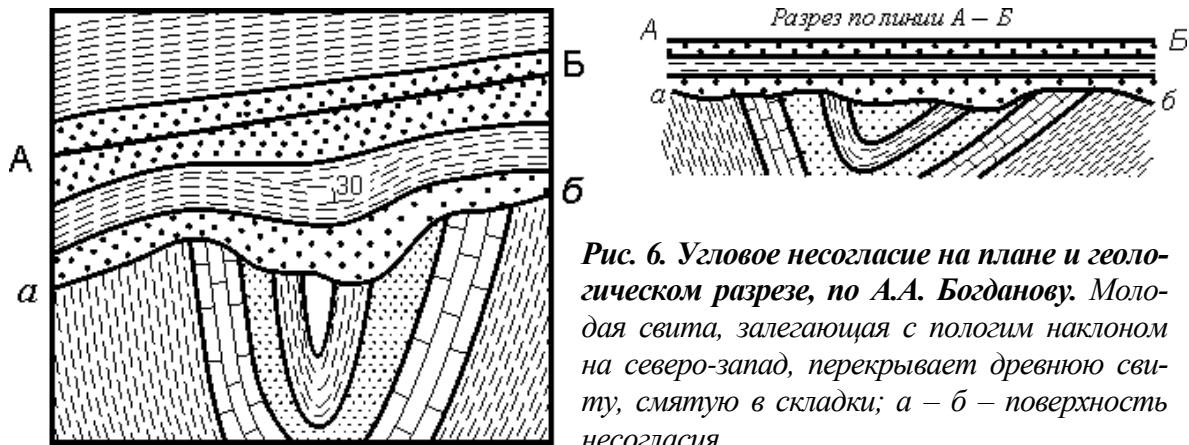


Рис. 6. Угловое несогласие на плане и геологическом разрезе, по А.А. Богданову. Молодая свита, залегающая с пологим наклоном на северо-запад, перекрывает древнюю свиту, смятую в складки; а – б – поверхность несогласия

Если угол несогласия не превышает 30° , то угловое несогласие называется слабым, если составляет более 30° – резким.

Угловое несогласие может выражаться и в различной ориентировке простираний контактирующих толщ. Разница между азимутами этих направлений дает величину азимутального несогласия. Таким образом, полная характеристика углового несогласия складывается из двух величин: значения угла несогласия и угловой величины азимутального несогласия. Крупные, регионально проявляющиеся угловые несогласия, отражающие важные события в геологической истории земной коры, служат естественными границами структурных этажей. Последние представляют собой комплексы пород, объединенных сходными тектоническими структурами и соответствующих определенным этапам тектонического развития района.

Географическое несогласие – это угловое несогласие с углом менее 2° . В платформенных областях с весьма пологим залеганием осадочных толщ величина угла несогласия незначительна (менее 2°), поэтому ее нельзя измерить в обнажениях при помощи горного компаса. Различия в залегании разделенных несогласием толщ обычно проявляются только на значительных площадях и наиболее отчетливо выражаются на геологических картах мелкого масштаба. Наглядным примером таких соотношений может служить залегание юрских и меловых образований на палеозойских отложениях в центральной части Русской плиты.

Таким образом, географические несогласия служат связующим звеном между угловым и параллельным несогласием.

По отчетливости выражения поверхности несогласия различают явное несогласие с отчетливо и резко выраженной поверхностью несогласия и скрытое с неопределенным положением поверхности несогласия.

Скрытые несогласия характеризуются постепенными переходами и мало заметными, на первый взгляд, отличиями между контактирующи-

ми толщами. Такие скрытые формы чаще всего наблюдаются в однообразных по литологическому составу толщах или в слоях, образованных продуктами разрушения подстилающих пород.

Так, например, в обнажениях по р.Кальмиус к югу от Донецкого каменноугольного бассейна на размытой поверхности докембрийских гранитов непосредственно залегают отложения среднего отдела девонской системы. Граниты сохраняют массивное сложение в основании разреза, а вблизи кровли сильно разрушены и представлены рыхлым элювием. Выше разрушенные граниты постепенно переходят в грубый аркозовый песчаник, который сменяется более тонким, лучше отсортированным песчаником, лишенным внизу слоистости, а вверху со слоистостью. Скрытое параллельное несогласие может быть проявлено между слоями одинакового состава. В этих случаях наличие перерыва устанавливается в основном по палеонтологическим признакам.

3. ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

3.1. Горизонтальное залегание осадочных горных пород

При горизонтальном залегании слоев поверхности наслоения приблизительно параллельны друг другу и горизонтальны. Идеальные горизонтальные поверхности наслоения в земной коре встречаются очень редко. Уже в процессе осадконакопления образующиеся слои приобретают некоторый наклон. К горизонтальному залеганию слоев условно относят такое залегание, когда углы наклона слоев не превышают 1° .

Горизонтальное залегание отложений типично для верхних частей осадочной оболочки Земли. Четвертичные и в меньшей степени неогеновые образования во многих регионах лежат горизонтально. Горизонтальное залегание свойственно также более древним породам, слагающим осадочный чехол платформ. В крупных структурах платформенного чехла наклоны слоев настолько малы, что на большей его части породы залегают практически горизонтально.

3.1.1. Изображение горизонтально залегающих слоев на геологической карте и измерение мощности слоя

При горизонтальном залегании слоя кровля, как и подошва, должна иметь одинаковые высотные отметки. Отсюда следует, что границы между слоями, нанесенные на топографическую карту (основу), будут располагаться параллельно горизонталям рельефа или совпадать с ними. При горизонтальном залегании слой, располагающийся гипсометрически выше другого, имеет более молодой возраст. Ширина выхода слоя

на поверхности зависит от мощности слоя и рельефа. При одном и том же рельефе у слоя с большей мощностью выход на поверхность будет шире. При одинаковой мощности слоя и пологом рельефе ширина его выхода будет больше, чем при крутом рельефе. Если рельеф представляет собой вертикальный обрыв, то ширина выхода слоя на карте практически превращается в линию. Отсюда следует, что при изображении горизонтально залегающих слоев на карте в пределах участков с более крутым рельефом ширина выхода слоев будет сокращаться, с более пологим рельефом – расширяться.

На карте без горизонталей рельефа слои изображаются в виде линий, повторяющих очертания рельефа. При слабой расчлененности рельефа эрозионной сетью горизонтально залегающие слои будут выглядеть на карте либо как сплошное поле, либо как широкие полосы. При значительной расчлененности рельефа слои будут иметь вид полос, вытянутых вдоль склонов долин, при этом более молодые слои будут залегать на высоких элементах рельефа, а вниз по течению будут обнажаться все более древние слои.

Измерение мощности горизонтального слоя на местности производится несколькими способами.

1. С помощью anerоида. Разница в отметках у подошвы h_1 и кровли h_2 слоя даст его истинную мощность $m = h_2 - h_1$ (рис.7 а).

2. С помощью угломера (клиномер на компасе). Измерив угол склона (β) и высчитав расстояние (a) по склону от подошвы до кровли слоя (шагами, рулеткой, веревкой), определяют истинную мощность:

$$m = a \sin \beta \text{ (рис.7 б).}$$

3. По геологической карте, на которой рельеф изображен с помощью горизонталей, истинную мощность слоя легко определить, зная се-

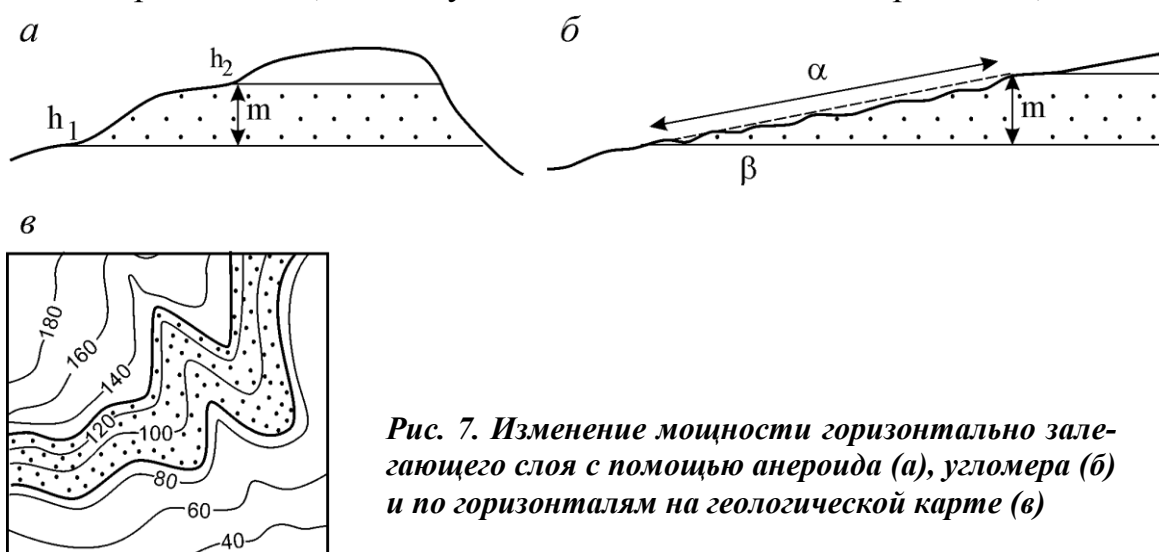


Рис. 7. Изменение мощности горизонтально залегающего слоя с помощью anerоида (а), угломера (б) и по горизонталям на геологической карте (в)

чение горизонталей (рис.7 в).

4. При помощи геофизических методов. Эти способы применяют для установления положения поверхностей, залегающих на значительных глубинах.

5. По данным бурения скважин.

3.1.2. Составление геологических карт и разрезов

Геологические карты для участков земной коры с горизонтальным залеганием отложений составляют следующим образом. Прежде всего, необходимо знать стратиграфию отложений, т.е. возраст и их мощности, а также абсолютные отметки кровли или подошвы хотя бы одного стратиграфического подразделения. Затем к отметке кровли последовательно прибавляют мощность вышележащих отложений или вычитают из отметки подошвы мощность нижележащих отложений. По полученным отметкам на топографической основе проводят границы выходов между стратиграфическими подразделениями. Карту с горизонтальным залеганием можно построить по данным буровых скважин. Для этого скважины наносят на топографическую основу, вычитают из отметки устья скважины мощности слоев, получают отметки их кровли или подошвы и по ним проводят границы между слоями.

При горизонтальном залегании слоев наиболее рациональным направлением геологического разреза будет линия, проходящая через самую высокую и самую низкую точки рельефа. Глубина разреза ниже поверхности Земли определяется конкретными данными о мощностях и залегании пород, не обнажающихся на поверхности. Сначала проводят одну или несколько линий разрезов, которые могут пересекаться. Затем выбирают горизонтальный и вертикальный масштабы. Горизонтальный масштаб разреза обычно соответствует масштабу карты. Вертикальный масштаб разреза следует принимать равный масштабу карты. Однако при небольших мощностях слоев допускается увеличение вертикального масштаба по сравнению с горизонтальным, но не более чем в 20 раз. Увеличение вертикального масштаба приводит к сильному увеличению крутизны склонов земной поверхности и появлению заметных углов наклона геологических границ.

Построение разреза осуществляется в соответствии с правилами, изложенными в главе 1.

3.2. Наклонное залегание слоев

Наклонное залегание слоев – самое распространенное. Такое залегание осадочных отложений возникает в результате тектонических про-

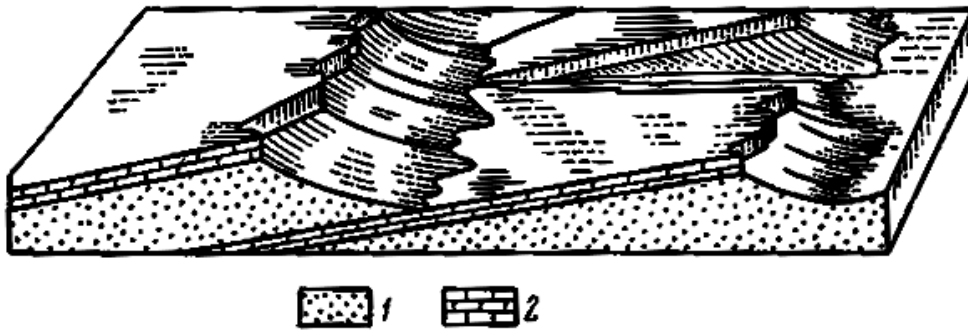


Рис.8. Моноклиально залегающие рыхлые (1) и плотные (2) слои [7]

цессов. Однообразное наклонное залегание серий слоев, распространенное на значительной площади, называется моноклиальным залеганием (рис. 8). Моноклиальные структуры широко развиты в меловых и палеогеновых отложениях Крыма, Северного Кавказа и в некоторых других районах. Они хорошо отражаются в строении рельефа, образуя наклонные ступенчатые гряды.

Положение наклонно залегающих слоев в пространстве определяется иначе, чем горизонтально залегающих пород. Для этого введено понятие об элементах залегания.

3.2.1. Элементы залегания слоев

Элементы залегания определяют положение слоя в пространстве, т.е. направление его вытянутости (простираие), а также направление наибольшего наклона (падение) и угол наклона (угол падения).

Простираие – это вытянутость тела в горизонтальном направлении.

При наклонном залегании слой на небольшом участке можно охарактеризовать как наклонную плоскость, которую условно принимают за подошву или кровлю. У наклонно залегающих слоев выделяют следующие элементы: линию простираия, линию падения, угол падения (рис. 9).

Линия простираия слоя – это линия пересечения горизонтальной плоскости с поверхностью (кровлей или подошвой) пласта или любая

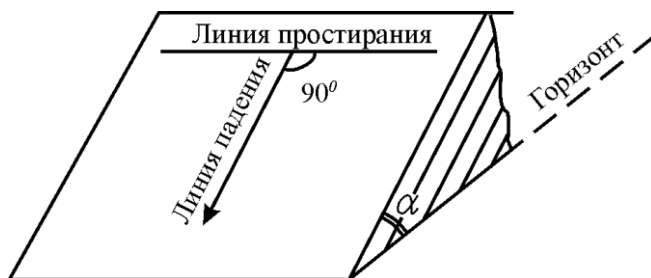


Рис.9. Элементы залегания наклонного слоя

горизонтальная линия на поверхности пласта. В пределах кровли или подошвы слоя можно провести бесконечное число линий простираия. Положение линии простираия в пространстве определяется ее азимутом.

Линия падения слоя – это линия, лежащая на поверхности слоя, перпендикулярная линии простирания и направленная по падению слоя. Ее положение в пространстве определяется азимутом и углом падения.

Угол падения слоя (α) – это угол между линией падения и ее проекцией на горизонтальную плоскость или угол, образованный поверхностью слоя (кровлей или подошвой) и горизонтальной плоскостью. Величина угла падения изменяется от 0 до 90° (рис.9).

Любую наклонную плоскость можно изобразить на карте в виде трех точек, лежащих не на одной прямой, или двух пересекающихся прямых, а также двух (и более) параллельных прямых, принадлежащих наклонной плоскости. Для наклонного слоя такими прямыми линиями служат две взаимно перпендикулярные линии – простирания и падения или параллельные линии простирания с известными абсолютными отметками (стратоизогипсы). Ориентировка линий простирания и падения в пространстве определяется их азимутами.

Азимут любого направления – это угол, отсчитываемый по часовой стрелке от северного направления истинного (географического) меридиана до искомого направления. Линия простирания имеет два противоположных направления, поэтому у простирания могут быть замерены два азимута, различающиеся между собой на 180° . Следовательно, *азимут простирания* называется угол, заключенный между одним из направлений линии простирания и северным направлением истинного меридиана. Пример записи: аз.пр. $140 \angle 30$ или аз.пр. $320 \angle 30$.

Азимут падения называется угол между проекцией линии падения на горизонтальную плоскость и северным направлением истинного меридиана. Линия падения имеет одно направление и для нее может быть замерен только один азимут, отличающийся на 90° от азимута линии простирания. Поэтому для установления положения наклонного слоя в пространстве необходимо замерить азимут линии падения и угол падения. Пример записи: аз.пад. $230 \angle 30$.

Элементы залегания наклонного слоя замеряются с помощью горного компаса или различными косвенными способами [8,11].

Определение истинной мощности слоя при наклонном залегании. Какое бы положение слой ни занимал в пространстве, кратчайшее расстояние между его кровлей и подошвой будет называться истинной мощностью (H). Кроме истинной мощности в наклонных слоях выделяются видимая, вертикальная, горизонтальная мощности и ширина выхода слоя на карте или плане (рис.10).

Видимая мощность (m) – кратчайшее расстояние от кровли до подошвы на срезе слоя рельефом. Вертикальная мощность (H_1) – расстояние между кровлей и подошвой по вертикали. Горизонтальная мощ-

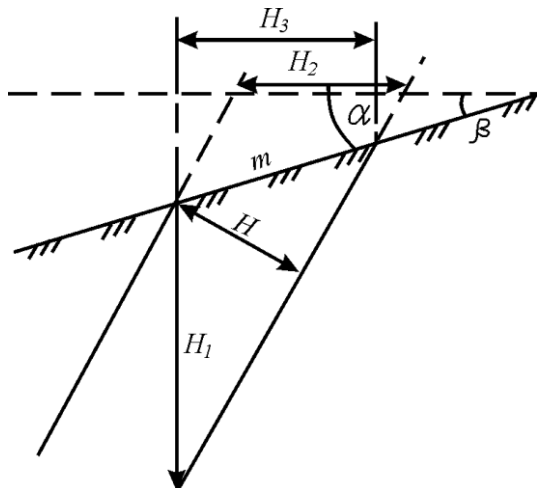


Рис. 10. Определения истинной мощности слоя H при его наклонном залегании: H_1 – вертикальная мощность; H_2 – горизонтальная мощность, H_3 – ширина выхода), m – видимая мощность, α – угол наклона слоя, β – угол наклона рельефа

ность (H_2) – расстояние от кровли до подошвы в горизонтальном направлении, перпендикулярном простиранию. Ширина выхода (H_3) – это проекция видимой мощности на горизонтальную плоскость или ширина слоя на карте, или плане (рис. 10). Ширина выхода слоя на земной поверхности зависит от мощности слоя, угла наклона и формы рельефа. Чем больше истинная мощность слоя, тем больше при прочих равных условиях ширина его выхода на поверхность. С увеличением угла падения ширина выхода слоя на поверхность уменьшается, а при вертикальном положении слоя ширина выхода соответствует истинной мощности.

Ширина выхода зависит от угла наклона слоя и угла наклона рельефа: при совпадении направления наклона слоя и рельефа она увеличивается, а при противоположных направлениях – уменьшается. Если угол наклона рельефа больше угла падения слоя, ширина выхода слоя будет меньше истинной мощности.

Точное определение истинной мощности слоев горных пород и пластов полезных ископаемых обязательно при любых геологических исследованиях. При малой мощности слоев ее можно замерять непосредственно в обнажениях, но при большой мощности можно замерить лишь видимую мощность, а истинную определяют путем геометрических вычислений. На рис. 11 показаны различные случаи вычисления истинной мощности в сечениях, ориентированных перпендикулярно к линии простирания, по измеренной видимой мощности, углу падения слоя и углу наклона поверхности рельефа.

Если истинная мощность слоя определяется в сечении, ориентированном косо по отношению к линии простирания, то вводят соответствующие поправки 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 Леонтовского:

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

где m – истинная мощность; h – видимая мощность; α – угол падения

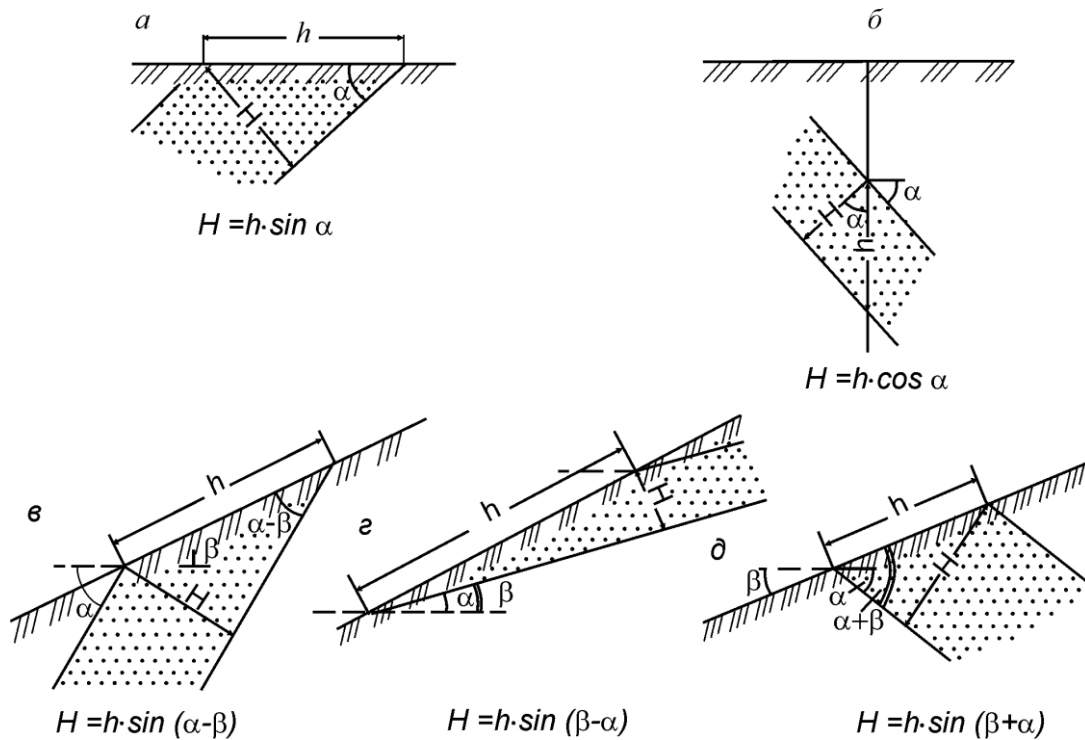


Рис.11. *Различные случаи определения истинной мощности наклонно залегающих слоев в сечениях, перпендикулярных к простиранию слоя [9]: а – при горизонтальной поверхности рельефа, б – по керну буровой скважины, в – при наклонной поверхности рельефа (слой падает в сторону наклона поверхности рельефа, круче рельефа), г – то же (слой падает в сторону наклона поверхности рельефа, положе рельефа), д – то же (слой падает в сторону, противоположную наклону поверхности рельефа); H – истинная мощность; h – видимая мощность; α – угол падения слоя; β – угол поверхности рельефа*

пласта; β – угол наклона рельефа.

Знаки плюс и минус применяют в зависимости от направления наклонов поверхностей рельефа и слоя. При их наклоне в одну сторону принимается знак минус, в разные стороны – плюс.

3.2.2. Определение заложения и решение задач с помощью заложения

Ширина выхода наклонного слоя на поверхность зависит от мощности слоя, элементов его залегания и форм рельефа. Это используют на практике для построения выхода слоя на поверхность и определения элементов залегания по его выходам на поверхность. Чтобы решать эти задачи, необходимо знать величину заложения.

В геодезии заложением рельефа называют проекцию склона на горизонтальную плоскость между двумя точками соседних горизонталей. Горизонталы – это линии пересечения горизонтальных плоскостей с по-

верхностью рельефа. Высота между горизонтальными плоскостями (сечение рельефа) на карте везде одинаковая, но ее ширина (заложение рельефа) разная и зависит от крутизны склонов рельефа; чем круче склон, тем меньше заложение, т.е. горизонталы на карте ближе друг к другу, и наоборот (рис. 12). Значит, величина заложения рельефа l определяется высотой сечения h и углом наклона поверхности земли β .

Заложением наклонного слоя называется проекция отрезка линии падения слоя на горизонтальную плоскость, заключенного между двумя соседними линиями простирания, проведенными по подошве или крове слоя. Величина заложения определяется следующим образом (рис. 13).

1. На отдельном листе проводят параллельные линии с высотой сечения h . Высота сечения выбирается равной сечению горизонталей, поэтому значение h равно сечению горизонталей, отложенному в масштабе карты. Расстояния между линиями (h) для карты масштаба 1:5000 при высоте сечения горизонталей 10, 50 и 100м соответственно будут равны 2, 10 и 20 мм.

2. На верхней линии произвольно выбирают точку A , из которой транспортиром откладывают истинный угол падения, и проводят линию падения mn .

3. Из точек пересечения линии падения с горизонтальными линиями (линиями простирания) опускают перпендикуляры на нижнюю линию и получают величину заложения a , т.е. проекцию отрезка линии падения на гори-

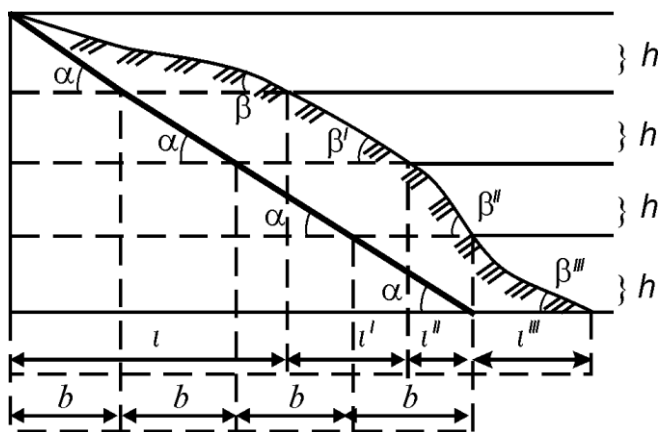
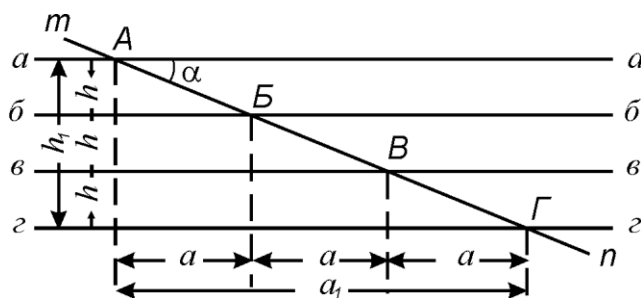


Рис. 12. Изменение величины заложения рельефа (l, l', l'', l''') и величины заложения слоя (b) в зависимости от угла наклона рельефа ($\beta, \beta', \beta'', \beta'''$) и угла падения слоя (α) при равном сечении h [7]

Рис.13. Определение величины заложения наклонного слоя



горизонтальную плоскость, заключенную между двумя линиями простирания.

Величина заложения меняется в зависимости от угла наклона слоя, сечения горизонталей и масштаба карты.

С помощью заложения можно определять глубины скважин до кровли или подошвы пласта в определенных точках, оконтуривать площади с заданной глубиной залегания пласта, вычислять мощности слоев, а также легко определить элементы залегания пласта на карте с горизонталями по его выходу на поверхность [8,11].

Изображение наклонно залегающих слоев на карте. На геологической карте наклонные слои имеют вид полос, границы которых зависят от строения рельефа, угла наклона слоев и их мощности. При выровненном рельефе независимо от угла наклона слоев направление границ между ними будет соответствовать их простиранию, причем падение слоев при нормальном (не опрокинутом) залегании всегда будет направлено в сторону более молодых отложений. При расчлененном рельефе и наклонном залегании слоев границы между слоями пересекают горизонтали рельефа в соответствии с правилом пластовых треугольников. При вертикальном залегании слоев и любом строении рельефа границы между слоями пересекают элементы рельефа в виде прямых или изогнутых линий, соответствующих простиранию слоев. Полоса будет тем шире, чем больше мощность слоев и положе угол падения.

При наклонном залегании слоев и расчлененном рельефе выходы слоев на поверхность будут располагаться в вершинах треугольников, форма которых зависит от угла залегания слоев. Вершина треугольника, направленная по падению слоя, указывает на то, что слои залегают вертикально, тогда же, когда она направлена в обратную сторону, слои залегают наклонно. На картах без горизонталей следует руководствоваться обобщенными правилами залегания слоев (рис. 14). Слои не могут быть вертикальными, так как в этом случае древние слои при нормальном залегании

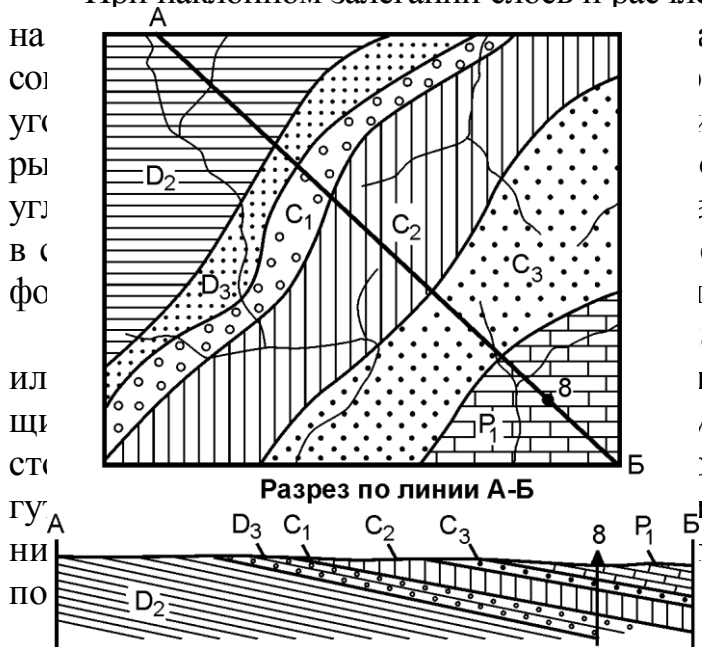


Рис.14. Пример наклонного залегания слоев при нормальном залегании пород на карте и разрезе [7]

3.2.3. Построение геологических разрезов по картам с наклонным залеганием слоев

При построении геологических разрезов по геологическим картам с наклонным залеганием слоев линия разреза должна проводиться вкрест простирания пород, т. е. под прямым углом к линии простирания. Далее из точек пересечения линии разреза с геологическими границами на топографическом профиле с помощью транспортира откладываются истинные углы падения. Элементы залегания пород указываются на картах штриховыми знаками или определяются графическими способами. Если линия разреза расположена не вкрест простирания, а под углом к линии простирания, то на разрезе угол падения слоя будет иметь промежуточное значение между 0° и истинным углом падения. В этом случае на топографическом профиле откладываются углы падения, взятые из таблиц поправок, или определяются графически.

При наклонном залегании слоев разрезы, как правило, строятся с одинаковым горизонтальным и вертикальным масштабом. Но может возникнуть необходимость увеличения вертикального масштаба, что исказит (в сторону увеличения) истинный угол падения.

При увеличении вертикального масштаба разрезов углы падения слоя, откладываемые на топографическом профиле, находятся по таблицам поправок.

Если разрез с увеличенным вертикальным масштабом строится по косому направлению относительно линии простирания (т.е. не в крест простирания), то вначале по таблице поправок устанавливают искаженный угол для косоного направления. Затем полученное значение принимают за истинный угол падения и пересчитывают его с помощью таблиц поправок в соответствии с отношением вертикального и горизонтального масштабов.

Топографический профиль на разрезах с увеличенным вертикальным масштабом также получается искаженным, поэтому вертикальные расстояния между высотными отметками рельефа наносят на профиль не в горизонтальном масштабе, а в увеличенном вертикальном.

Точность построения разрезов с наклонным залеганием слоев во многом зависит от правильности построения топографических профилей.

3.3. Складчатые формы залегания слоев

Складчатые формы залегания слоев образуются при деформации горных пород. Складками называются волнообразные изгибы в слоистых толщах осадочных, вулканических и метаморфических пород, возникающие при пластических деформациях (рис. 15). Совокупность складок образует

складчатость. Изгибы, имеющие форму складок, могут появиться в процессе образования пород, например структуры облекания неровностей поверхностей несогласия, или при движении застывающих лав.

Складчатость типична только для слоистых толщ. В породах с массивным сложением (например, интрузивных) складки не образуются, а пластические деформации реализуются в других формах.

Складкообразование невозможно без перемещения пород и вызывается, главным образом, эндогенными процессами, важнейшие среди которых – тектонические движения.

3.3.1. Понятие об условиях деформации горных пород

В земной коре на горные породы действуют различные нагрузки, которые вызывают в них появление противодействующих напряжений. При достаточной величине нагрузки в горных породах возникают деформации. *Деформацией* тела называется изменение формы и объема под действием внешних сил. Деформации в земной коре подразделяются на упругие и остаточные. Упругой называется такая деформация, при



Рис. 15. Складчатая структура [2]

которой твердое тело после снятия нагрузки возвращается к первоначальному состоянию. При всех деформациях существует предел упругости. Если он превышен, то возникает остаточная деформация, которая не исчезает после устранения нагрузки. Остаточная деформация подразделяется на пластическую и хрупкую. Под пластической понимается остаточная деформация, которая не нарушает сплошности (целостности) материала. Хрупкой называют такую деформацию, при которой тело разрушается.

Внутренние силы, возникающие в теле и стремящиеся уравновесить действие внешних сил, называются силами упругости. Величина этих сил, приходящихся на единицу площади поперечного сечения тела, называется *напряжением*. Для наглядного представления явления деформации твердых тел в структурной геологии используется вспомогательная форма – *эллипсоид деформации*. Если за исходную идеальную форму взять шар внутри слоя или массива породы, то после деформации он превращается в трех осных эллипсоид сжатия–растяжения и сдвига (рис.16 а). Максимальные напряжения возникают в сечениях, по отношению к которым сжимающие или растягивающие усилия направлены перпендикулярно. Эти напряжения называются нормальными (рис.16 б). Кроме нормальных напряжений в телах возникает так называемые касательные (тангенциальные или скалывающие) напряжения. Максимальные тангенциальные напряжения образуются в сечениях, расположенных под углом около 45° к направлению сжимающих или

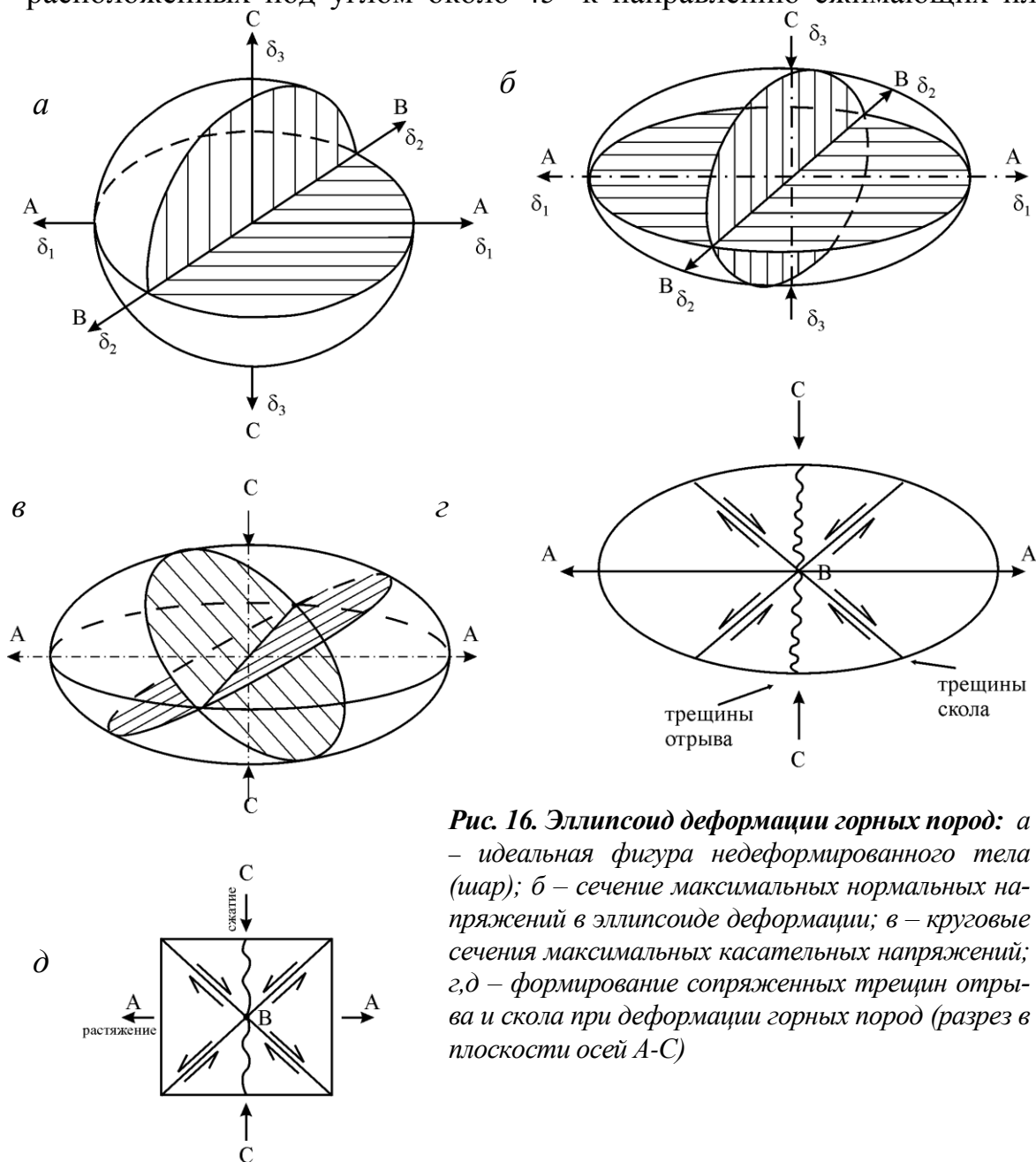


Рис. 16. Эллипсоид деформации горных пород: а – идеальная фигура недеформированного тела (шар); б – сечение максимальных нормальных напряжений в эллипсоиде деформации; в – круговые сечения максимальных касательных напряжений; г, д – формирование сопряженных трещин отрыва и скола при деформации горных пород (разрез в плоскости осей А-С)

растягивающих усилий (рис.16 в). При непрекращающемся действии нагрузок за пределами прочности горные породы вначале пронизываются трещинами, а затем разрушаются.

При непродолжительном времени нагрузки, например в рамках опыта, горные породы способны только к разрушению. Если воздействие сил осуществляется длительное время (тысячи и миллионы лет), то породы могут испытывать вязкое течение в твердом состоянии без образования разрывов даже при небольших напряжениях. Так образуются складки, кливаж и другие виды деформаций.

При деформациях частицы породы перемещаются относительно друг друга, что может быть обусловлено силами, вызывающими в породах сжатие, растяжение, изгиб, кручение или иные виды деформации (рис. 17). Все, даже самые сложные деформации, можно свести к комбинации трех простейших видов: сжатию, растяжению и сдвигу.

В процессе деформации горные породы могут испытывать три последовательные стадии деформации: упругую, пластическую и хрупкую.

Упругая деформация. Под упругостью понимают способность тел восстанавливать свою первоначальную форму и размеры после устранения сил, вызывающих деформацию. В горных породах упругая деформация незначительна, но при определенных условиях может быть весьма ощутимой. Этим видом деформации объясняется, например, «стреляние» – отделение глыб горных пород от стенок карьеров и подземных выработок.

Пластическая деформация выражается в способности тела сохранять деформацию после снятия действия нагрузки. Почти все горные породы в той или иной степени обладают свойствами пластичности.

Механизм пластической деформации заключается в закреплении упругой деформации, вызванной той или иной нагрузкой, путем распределения частиц и принятия ими нового устойчивого положения. Частицы перемещаются в направлении максимальных касательных напряжений, а напряжения в теле падают до величины, отвечающей пределу упругости. В обычных условиях пластичные материалы и горные породы (гипс, соли, лед, глины, насыщенные водой, и др.) способны выдержать значительную пластическую деформацию без разрушения. В хрупких породах непосредственно за упругой деформацией или после незначительной пластической деформации наступает разрушение. Если деформация происходит под воздействием большого всестороннего давления и при высокой температуре, например, на большой глубине, или в результате незначительных по величине сил, но сохраняющих свое значение на протяжении многих тысяч и миллионов лет, то даже хрупкие, на первый взгляд, породы (известняки, глинистые сланцы,

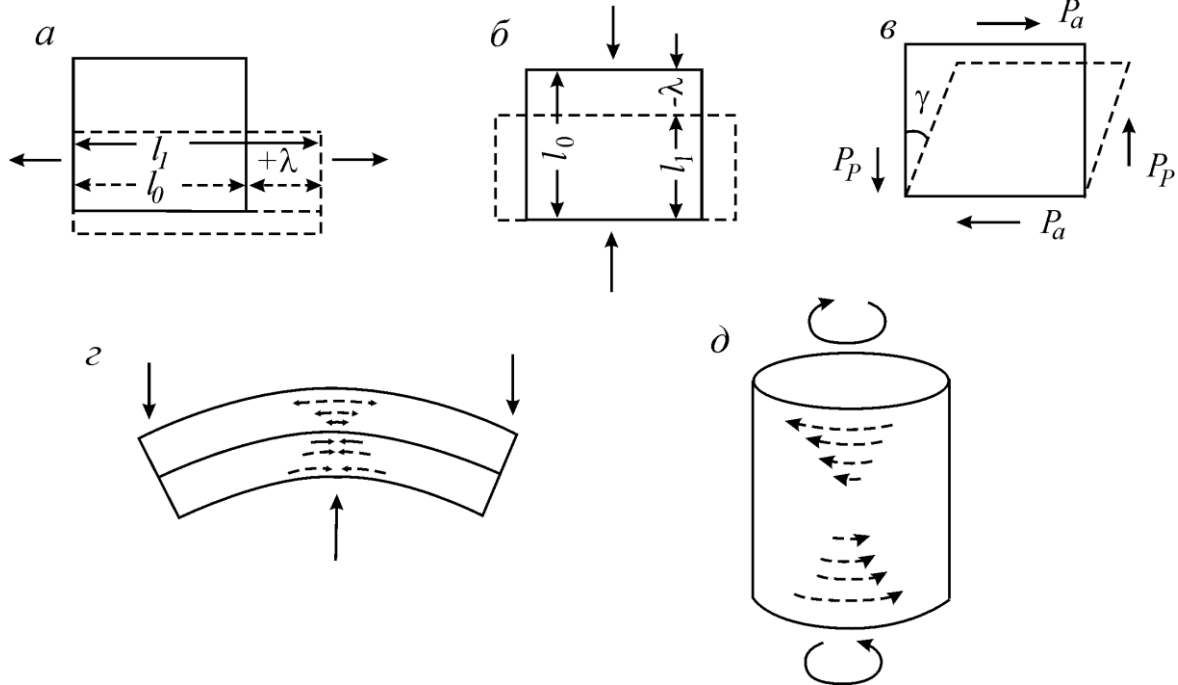


Рис. 17. Различные виды деформаций[7]: а – растяжение, б – сжатие, в – чистый сдвиг, г – изгиб, д – кручение; сплошные стрелки – действующие илы, пунктирные – смещения; l_0 – начальные размеры; l_1 – размеры после деформации; $\pm\lambda$ – изменение размеров в процессе деформации; P_a – активные силы; P_p – реактивные силы; γ – угол сдвига

песчаники и др.) могут стать высоко пластичными породами. Именно этим объясняется образование складчатых деформаций в толщах осадочных пород.

Хрупкая деформация. Если напряжения в деформируемых горных породах достигают предела прочности, то породы начинают разрушаться. Для многих пород предел прочности, может быть, достигнут еще в процессе упругой деформации, а разрушение – непосредственно за упругой деформацией и может рассматриваться как хрупкое. Разрушение может наступить и в процессе пластической деформации, т.е. когда напряжения достигли предела упругости. Такое разрушение, следующее за пластической деформацией, называется вязким.

И в хрупких, и в вязких горных породах в зависимости от положения разрыва в поле напряжений различают два вида разрушения: отрыв и скалывание. Орыв вызывается нормальными растягивающимися напряжениями, поэтому тело распадается в плоскости максимальных растягивающих нормальных напряжений. Скалывание вызывается касательными напряжениями и разрушение в этом случае происходит в плоскости максимальных касательных напряжений. Орыв обычно бывает хрупким, а скалывание – вязким.

При растяжении тела и хрупком разрушении оно распадается в направлении, поперечном оси растяжения, параллельно площадкам, на которых возникают максимальные нормальные напряжения (рис.18 а). При сжатии трещины отрыва направлены параллельно оси сжатия и

нормально к оси поперечного удлинения (рис.18 б). При сдвиге процесс разрушения породы более сложен.

Сдвиг вызывается двумя силами (парой сил), действующими в противоположных параллельных направлениях и приложенных к различным точкам тела. При этом тело, подвергшееся сдвигу, не должно ни двигаться, ни вращаться. Поэтому кроме активной (действующей) пары сил к телу должна быть приложена вторая пара реактивных сил, препятствующих движению тела, которое может быть вызвано активной парой сил (рис.18 в). Сложив пару сил (активную и реактивную), как это изображено на рисунке 18, получим две главные оси деформации, из которых одна является осью растяжения, а другая осью сжатия. Отсюда следует, что деформация тела при сдвиге происходит одновременно по двум направлениям, одно из которых служит осью сжатия, а другое –

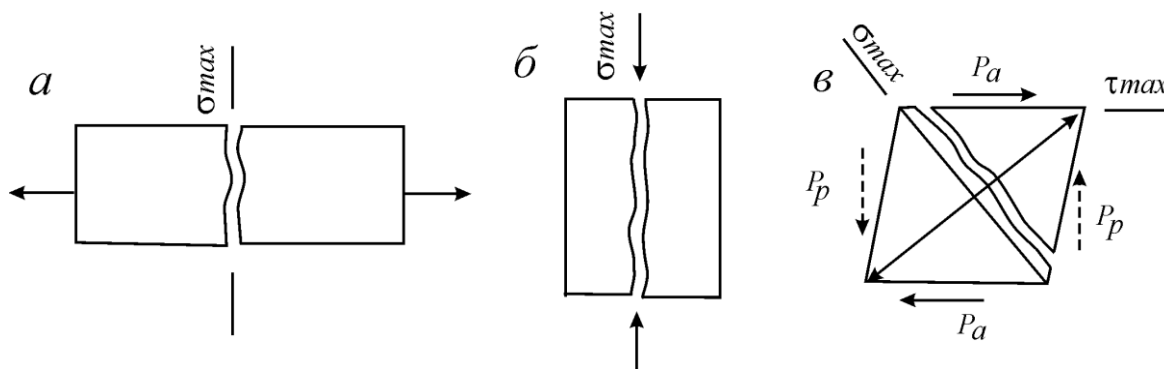


Рис. 18. Хрупкие разрушения при растяжении (а), сжатии (б) и сдвиге (в) [7]

осью растяжения. Оси расположены под углом 45° относительно направления приложенных сил.

3.3.2. Складки и их элементы

Среди складок выделяются две основные разновидности – антиклинальные и синклиналильные. *Антиклинальными складками* (антиклиналями) называются изгибы, в центральных частях которых располагаются наиболее древние породы по сравнению с краевыми, периферическими частями (рис. 19 а). В *синклиналильных складках* (синклиналиях) центральные части сложены более молодыми породами по сравнению с породами краевых частей (рис.19 б). В сильно деформированных толщах (главным образом метаморфических) стратиграфический критерий определения антиклинальных и синклиналильных складок может быть неприменим, и тогда пользуются нейтральными терминами: складки, обращенные выпуклостью вверх, называют антиформой, выпуклостью вниз – синформой.

В складке выделяются следующие элементы. Часть складки в месте перегиба слоев называется замком или сводом (1–2; 3–4; 5–6; 7–8 на рис. 20). При характеристике пород, слагающих центральные части складок, употребляют термин «ядро». Части складок, примыкающие к своду (замку), называются крыльями (2–3; 4–5; 6–7 на рис.20). У смежных антиклинали и синклинали одно крыло является общим. Угол, образованный линиями, продолжающими крылья складок, называется *углом складки* (α).

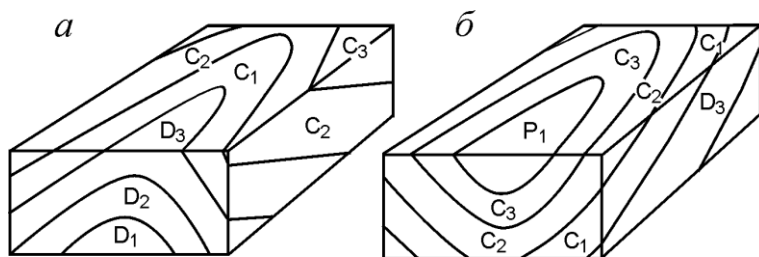


Рис. 19. Антиклинальная (а) и синклинали (б) складки [9]

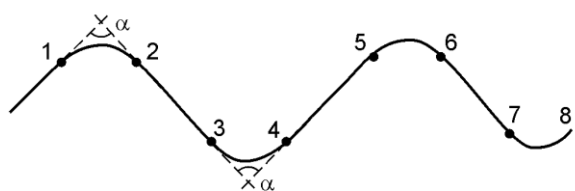


Рис. 20. Элементы складки

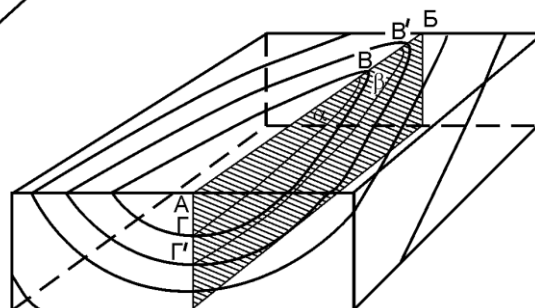


Рис.21. Положение осевой линии (АВ) и шарнира (ВГ, В'Г') в складке: α и β – углы погружения шарнира

Осевой поверхностью складки называется вертикальная или наклонная плоскость, проходящая через точки *перегиба слоев, составляющих складку* (рис.21) *Осевой линией складки* называется линия пересечения осевой поверхности с поверхностью рельефа (рис.21). Осевая линия характеризует ориентировку складки в плане. Ее положение определяется азимутом простирания. На карте осевая линия складки находится путем соединения точек, расположенных в местах перегиба слоев на плане (рис.21).

Шарнир складки – линия пересечения осевой поверхности с поверхностью одного из слоев (кровлей или подошвой), составляющих складку (рис. 21). Шарнир расположен в складке на поверхности слоя в месте его перегиба. Он характеризует строение складки вдоль ее осевой поверхности. Положение шарнира определяется азимутом его погружения (или воздымания) и углом погружения (или воздымания).

Положение шарнира на картах не всегда совпадает с осевой линией складки. Только в случае вертикальности осевой поверхности складки

изображение шарнира и осевой линии совмещаются на карте. В складках с наклонной осевой поверхностью положения шарнира и осевой линии на карте могут сильно различаться.

Для установления направления наклона шарнира следует сравнить возраст слоев в местах их пересечения с осевой линией складки. Шарнир погружается в направлении к более молодым породам.

Размеры складок характеризуются длиной, шириной и высотой. *Длина складки* – это расстояние вдоль осевой линии между смежными перегибами шарнира. *Ширина складки* складывается из расстояния между осевыми линиями двух соседних антиклиналей или синклиналей. *Высотой складки* называется расстояние по вертикали между замками антиклинали и смежной с ней синклинали, измеренное по одному и тому же слою.

3.3.3. Морфологическая классификация складок

Классификации складок основаны на различных принципах. В основу может быть положена форма складок или их происхождение. Классификация, в которой складки разделены по форме, называется морфологической (генетической). Она отражает условия образования складок. В морфологических и генетических классификациях учитываются различные свойства, поэтому они не исключают, а дополняют друг друга.

В морфологической классификации деление складок основано на следующих признаках.

I. По положению осевой поверхности выделяют складки:

А. *Симметричные складки* с вертикальной осевой поверхностью и одинаковыми углами наклона крыльев (рис.22,1).

Б. *Асимметричные складки* с наклонной или горизонтальной осевой поверхностью и различными углами наклона крыльев (рис.22,2). Они, в свою очередь, могут быть разделены на четыре вида:

1) *наклонные* складки с падением крыльев в противоположные стороны, различными углами и наклонной осевой поверхностью (рис.22,3);

2) *опрокинутые* складки с крыльями, направленными в одну и ту же сторону, и наклонной осевой поверхностью (рис.22,4). В опрокинутых складках различают нормальные и опрокинутые (или подвернутые) крылья (рис.22,5,6). В нормальном крыле породы залегают в порядке наложения, т. е. молодые отложения располагаются выше древних. В опрокинутом – соотношение между древними и молодыми породами обратное: древние породы перекрывают молодые;

3) *лежащие* складки с горизонтальным положением осевых поверхностей (рис.22,7);

4) *ныряющие* или *перевернутые* складки с осевой поверхностью, изогнутой до обратного наклона (рис.22,8).

II. По соотношению между крыльями складок выделяются:

1) *обычные* или *нормальные* складки с падением крыльев в разные стороны (рис.23 а);

2) *изоклиальные* складки с параллельным расположением крыльев; при вертикальном положении крыльев изоклиальные складки называются прямыми (рис.23 б), при наклонных крыльях – опрокинутыми (рис.23 в);

3) *веерообразные* складки с веерообразным расположением слоев (рис.23 г); ядра веерообразных складок нередко оказываются пережатыми, т. е. отделенными от остальных их частей (рис.23 д).

III. По форме замка различаются:

1) *острые* складки с углом складки меньше 90° ;

2) *тупые* складки с углом складки более 90° ;

3) *сундучные* (или *коробчатые*) складки с плоскими замками и крутыми крыльями.

По отношению длинной оси складки (длина) к короткой (ширина) различают линейные, брахиформные и куполовидные.

Линейными называют складки, в которых отношение длины к ширине больше трех. Складки овальных очертаний, у которых это отношение меньше, называют *брахиформными* (брахиантиклинали и брахисинклинали). При приблизительно одинаковых поперечных размерах складки называются *куполовидными*, а синклинальные складки этого вида – *чашевидными* или *мульдами*.

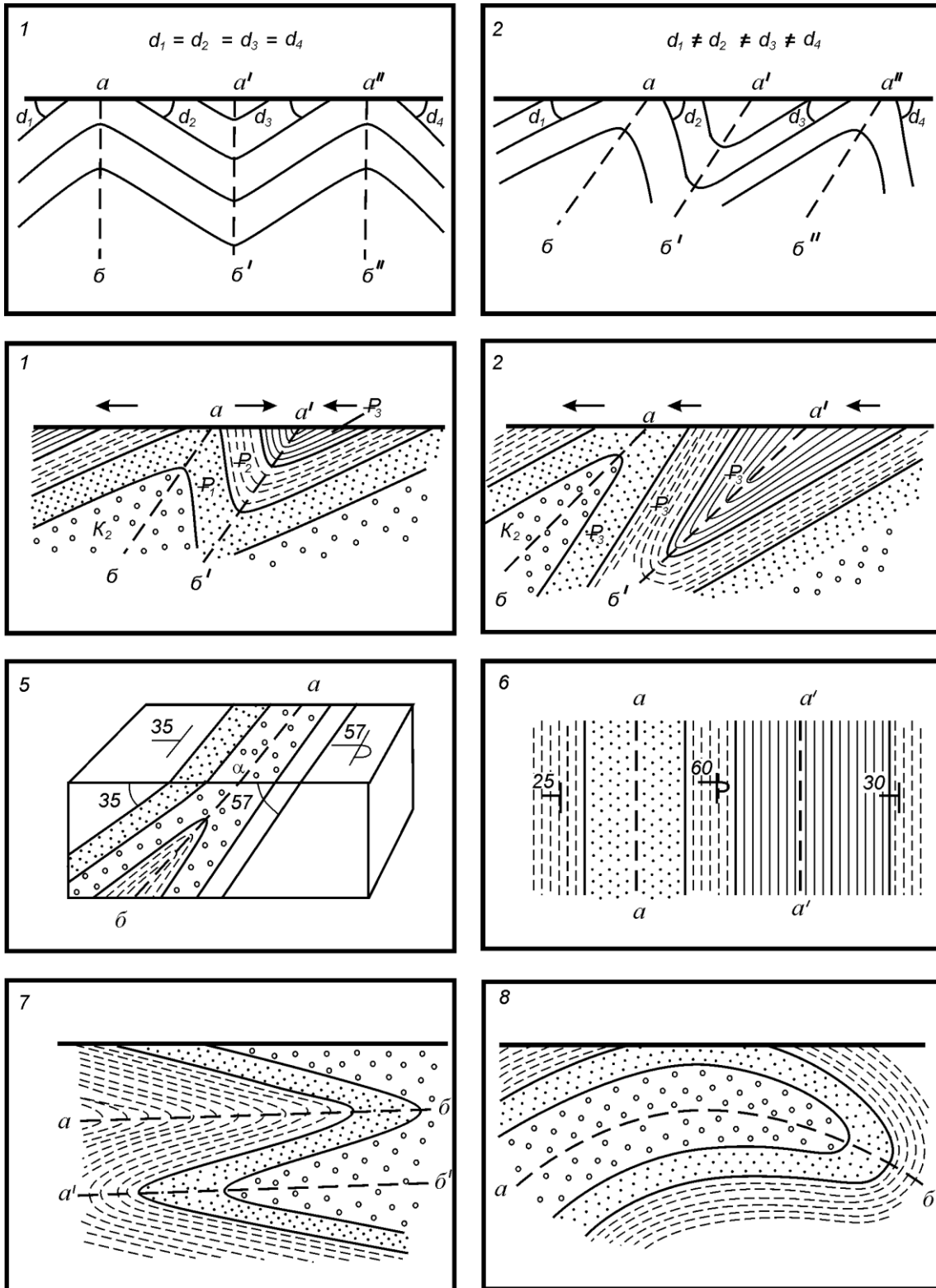


Рис. 22. Классификация складок по положению осевой поверхности [9]:
 1 – симметричные складки; 2 – ассиметричные; 3 – наклонные; 4–6 – опрокинутые (4 – в вертикальном разрезе, 5 – на блок-диаграмме, 6 – в плане); 7 – лежащие; 8 – ныряющие; a - a и a^1 - a^1 – осевые линии складок; a - $б$, a^1 - $б^1$, a^{11} - $б^{11}$ – осевые поверхности складок в разрезах

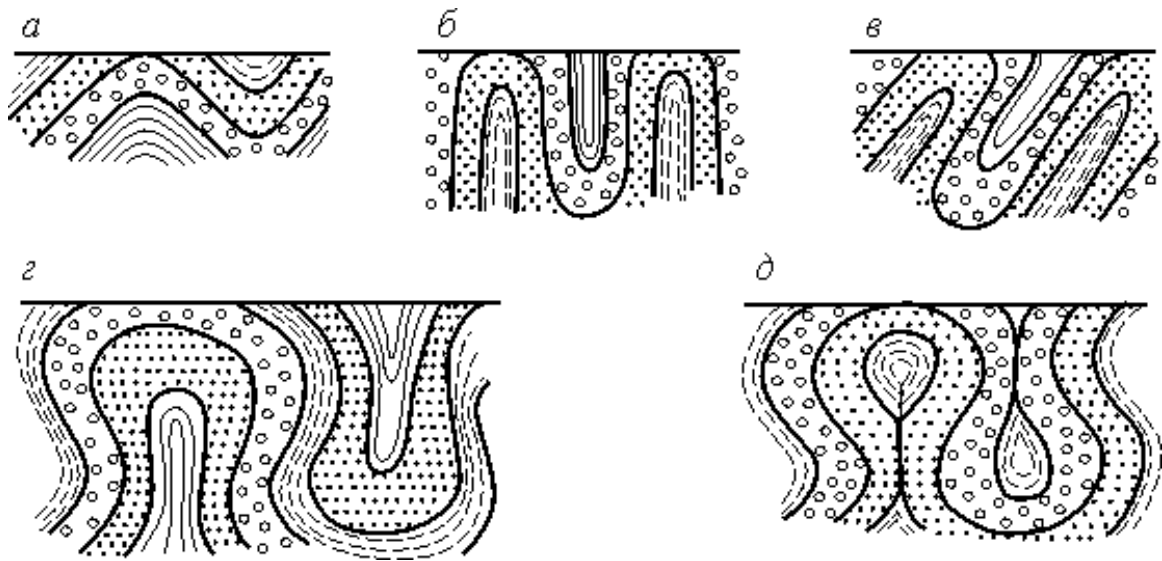


Рис. 23. Классификация складок по положению крыльев [7]:

а – простые; б, в – изоклиальные (б – прямые, в – опрокинутые); г – веерообразные; д – веерообразные с пережатым ядром

Положение складок в земной коре определяется ориентировкой их шарниров. На поверхности Земли при горизонтальных шарнирах крылья складок параллельны осевой линии. Там, где шарнир погружается или воздымается, слои огибают осевую линию. Участки антиклинальных складок, где шарнир наклонен, носят название *периклиального замыкания* или *погружения*. Слои на таких участках падают в стороны от ядра складки. В синклинальных складках слои, огибая ось складки, наклонены к ее ядру. Такие части складки называются *центриклинальным замыканием* или *погружением*.

В породах, подвергшихся интенсивному региональному метаморфизму и превращенных в сланцы и гнейсы, нередко наблюдаются складки, шарниры которых имеют вертикальное положение. Углы наклона слоев на крыльях таких складок обычно крутые или равны 90° .

К *флексурам* относят коленообразные изгибы в слоистых толщах с наклонным залеганием слоев при общем их горизонтальном залегании или более крутым падением на фоне общего наклонного положения. В вертикальных разрезах во флексурах выделяются следующие элементы (рис. 24): верхнее, или поднятое, крыло (АБ); нижнее, или опущенное, крыло (ВГ); смыкающее крыло (БВ), угол наклона смыкающего крыла (α); вертикальная амплитуда смыкающего крыла (a).

Флексуры, развитые в породах с наклонным залеганием, могут быть согласными и несогласными. В согласных флексурах верхнее, нижнее и смыкающее крылья наклонены в одну и ту же сторону, в несогласных – верхнее и нижнее крылья наклонены в одну сторону, а

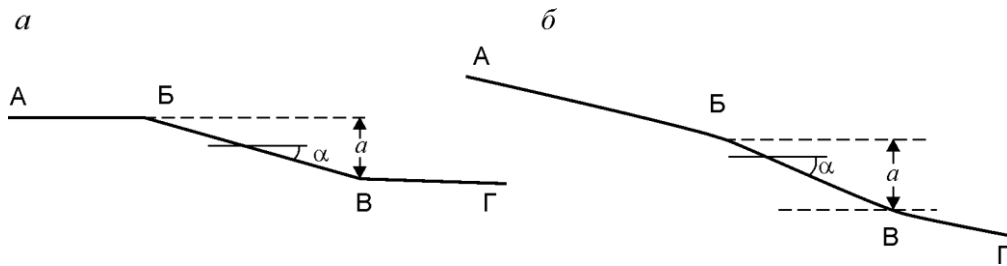


Рис. 24. Строение флексуры при горизонтальном (а) и наклонном (б) залегании пород [9]

смыкающее крыло – в противоположную. Помимо флексур в условиях наклонного залегания встречаются участки с менее крутым или горизонтальным залеганием слоев, называемые *структурными террасами*. Если такой участок вытянут по направлению наклона моноклинали, он называется *структурным носом*.

Флексуры делятся на две группы. К первой из них относятся флексуры, развивающиеся позже процессов осадконакопления, ко второй – одновременно с процессами осадконакопления. Каждой группе флексур свойственны существенные отличия строения. Флексуры, возникшие после осадконакопления, не имеют различий в мощностях и фациях на крыльях (если только фации не менялись под влиянием каких-либо общих причин в процессе осадконакопления). В этом случае флексуры устанавливаются по чисто геометрическим признакам: увеличению угла падения на смыкающем крыле, изгибанию в местах сочленения смыкающего крыла с опущенным и приподнятым крыльями, различию в геометрическом положении крыльев. Углы наклона верхнего и нижнего крыльев флексуры могут быть как одинаковыми, так и различными. Такие флексуры широко развиты в складчатых областях и краевых прогибах. Реже они отмечаются на платформах.

Значительно сложнее строение флексур, формирующихся одновременно с накоплением осадков. Их отличия выражены в резком изменении мощностей и фаций на крыльях (рис.25). На нижних, опущенных, крыльях обычно наблюдаются наиболее полные стратиграфические разрезы пород с наибольшими мощностями и тонкообломочные глинистые и карбонатные фации. На смыкающих крыльях мощности пород наименьшие, здесь часто проявлены перерывы с выпадением отдельных членов стратиграфического разреза. Смыкающим крыльям свойственны грубообломочные фации и нередко рифогенные образования. На приподнятых крыльях мощности пород значительно меньше, чем на опущенных крыльях. Слагающие их фации обычно грубообломочные. Смыкающие крылья описываемых флексур на глубине нередко осложняются разрывами (рис.25). Генетические классификации складок так

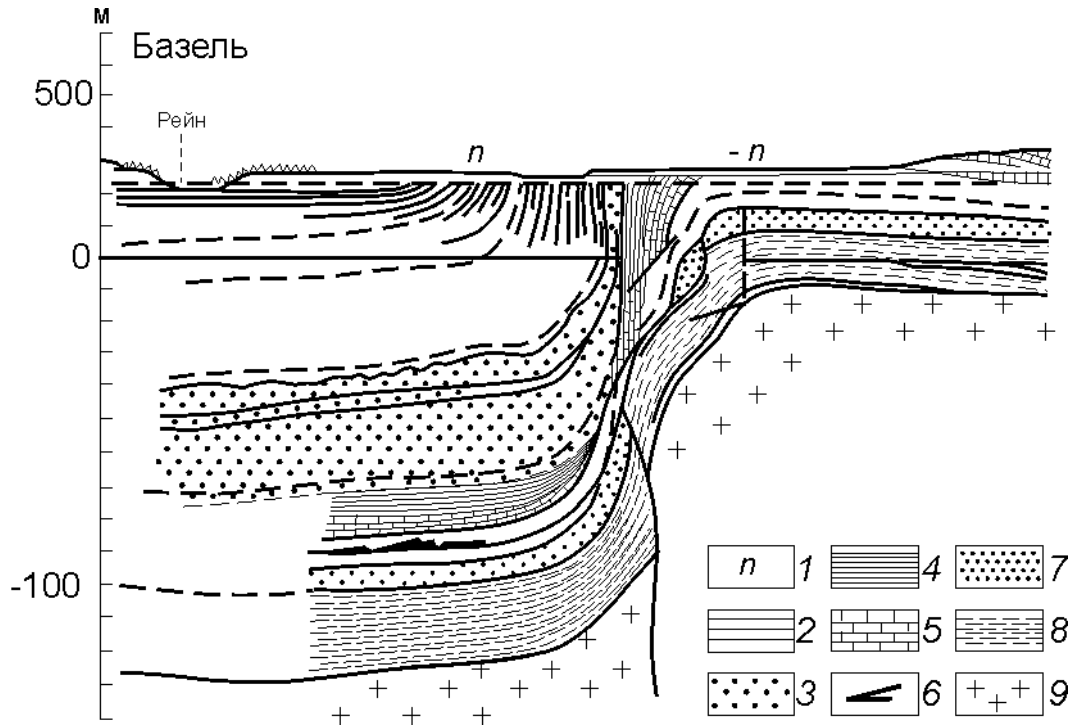


Рис. 25. Строение флексуры в слоях юрского и палеогенового возраста, отражающее движения по сбросу в кристаллическом фундаменте. Разрез через долину Рейна у Базеля, по А.Гейму: 1 – аллювиальные террасы; 2 – палеоген; 3 – юра; 4 – верхний триас; 5 – средний триас; 6 – ангидрид и гипс; 7 – нижний триас; 8 – Пермь; 9 – породы кристаллического фундамента

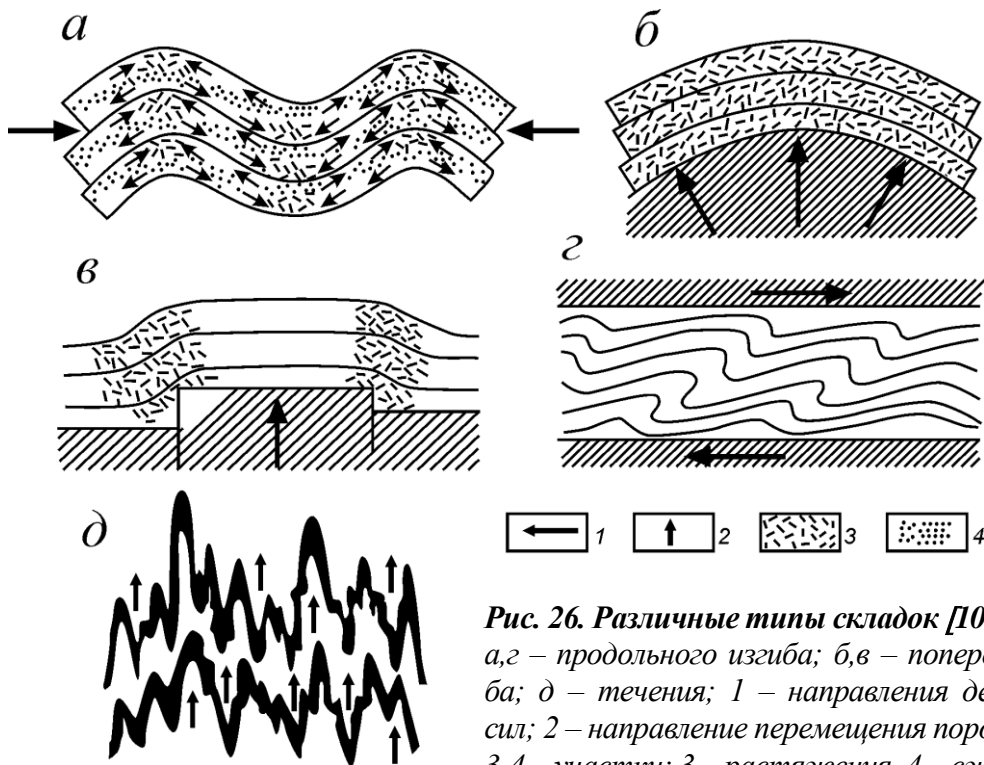


Рис. 26. Различные типы складок [10]: а,г – продольного изгиба; б,в – поперечного изгиба; д – течения; 1 – направления действующих сил; 2 – направление перемещения пород; 3-4 – участки: 3 – растяжения, 4 – сжатия

же разнообразны, как и морфологические, и, прежде всего, зависят от динамических обстановок, существующих в земной коре, и конкретных геологических условий.

3.3.4. Динамические условия образования складок

Различия в динамической обстановке, существующей в земной коре, позволяют разделить складки на две крупные группы: складки изгиба и складки течения.

Складки изгиба возникают при продольном сжатии, поперечном изгибе и воздействии пары сил. Продольный изгиб вызывается силами, обычно ориентированными горизонтально и действующими вдоль слоистости (рис.26 а). При однородном составе слоистых толщ скольжение рассредоточивается по всей массе пород; если слои имеют различные свойства, оно концентрируется в наиболее мягких пластичных слоях (например, в прослоях аргиллитов, заключенных среди песчаников). Малопластичные слои при этом нередко разрываются и перемещаются в виде отдельных блоков. При скольжении вещество перераспределяется в пределах одной складки и перемещается к изгибам с большим радиусом кривизны от изгибов с относительно меньшим радиусом. Подобные складки легко воспроизвести, сгибая стопку листов бумаги.

При двухстороннем сжатии образуются симметричные складки. При одностороннем действии сжимающих усилий возникают наклонные или опрокинутые складки.

При поперечном равномерном изгибе силовое воздействие ориентировано перпендикулярно поверхностям наложения. Образованию складок на начальных стадиях и в этом случае способствует скольжение слоев, но иного направления, чем в складках поперечного изгиба (рис.26 б). Вещество перемещается в стороны от участков с максимальным радиусом изгиба в большей степени, чем на участках с меньшим радиусом. Таким образом, при поперечном равномерном изгибе повсеместно будет наблюдаться различное по интенсивности растяжение пород.

При значительном поперечном изгибе в породах сначала возникают трещины, ориентированные перпендикулярно слоистости, а затем появляются крупные разрывы. Нередко центральные части таких складок отрываются и опускаются вниз под действием силы тяжести.

Если силы, вызывающие образование складок поперечного изгиба, сосредоточены вдоль определенных линий, то возникают особенно сложные деформации, повторяющие в общих чертах те линейные направления, от которых передаются усилия (рис.26 в). В таких складках участки с интенсивным растяжением могут локализоваться в виде узких полос, создавая флексуры.

Складки, формирующиеся при действии пары сил (сдвиговых деформациях), имеют ряд отличительных свойств. Важно установить, в какой плоскости действует пара сил- в горизонтальной или вертикальной. В первом случае оси складок обычно располагаются кулисообразно под углом $40-50^{\circ}$ к активной паре сил, занимая все пространство в интервале между действующими силами. Если действие сил сосредоточено по разные стороны от линии разрыва, то оси складок при приближении к нарушению дугообразно изгибаются в направлении смещения крыльев.

При расположении пары силы в вертикальной плоскости, т.е. друг над другом, и их действии в горизонтальном или субгоризонтальном направлении образуются наклонные или опрокинутые складки, нередко осложненные разрывами (рис.26 з). При активном действии нижнего вектора наклон и опрокидывание складок совпадают с направлением вектора (рис. 27). Если активен верхний вектор, то наклон и опрокидывание складок происходят в сторону, противоположную направлению вектора.

Образование складок течения обусловлено высокой пластичностью вещества, фактором времени и температурой среды. Для направленного течения необходима достаточная разность давлений в окружающих породах, способная вызывать их перемещение из участков с высоким давлением к местам с относительно низким давлением (рис.26 д).

В верхних слоях земной коры, где температуры и давления невысокие, течение свойственно только горным породам с высокой пластичностью: солям, гипсам, углям, известнякам и глинам, насыщенным водой. При достаточно высоких температурах и давлениях высокую пластичность приобретают даже такие породы, как кварциты, аплиты, гнейсы и др. При этом одновременно может отмечаться и перекристаллизация вещества.

Для *складок течения* характерны особенно неправильные формы с многочисленными раздувами, утонениями и пережимами слоев (рис.26 д). При этом происходит относительно свободный рост антиклиналей вверх, а пластичные породы перемещаются из крыльев на участки с меньшим давлением в ядре складок, где образуют структуры течения, нередко дисгармоничные общему строению основной складки. Складки течения, развитые в метаморфических толщах, отличаются небольшими размерами и возникают вследствие направленного давления в условиях повышения температуры до сотен градусов и длительного воздействия нагрузок.

3.3.5 Геологические условия образования складок

Геологическая обстановка, в которой происходит формирование 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, наблюдаются складки, обусловленные экзогенными процессами. В таких условиях образуется экзогенная складчатость, или складчатость нетектонического происхождения (табл. 3).

Таблица 3

Виды складок в зависимости от геологических условий образования

Складчатость тектонического происхождения (эндогенная)			Складчатость нетектонического происхождения (экзогенная)
Конседиментационная	Постседиментационная (наложенная)		
	поверхностная	глубинная	
Складки погружения	Складки регионального смятия	Складки вертикального течения	Подводно-оползневые складки, образующиеся при оползании осадков на дне бассейна
Складки, связанные с неравномерными вертикальными движениями	Складки облекания (глыбовые отраженные)	Складки горизонтального течения	Наземно-оползневые складки, возникающие при оползневых процессах
			Складки, обусловленные деформациями при эпи- и диагенезе осадков (уплотнение, разбухание, дегидратация)
	Складки гравитационного скольжения	–	Складки, вызываемые за счет разгрузки вышележащих пород
	Приразрывные складки	–	Складки обрушений, связанные с карстовыми явлениями, провалами и т.п.
	Складки, связанные с внедрением магмы	–	Складки, вызываемые напором ледников (гляцио-дислокации)
	Диапировые складки	–	Первичные наклоны и изгибы, обусловленные неровностями поверхности накопления осадков (структуры облекания)
			Первичные наклоны в породах эффузивных пород
			Первичные наклоны, связанные с различной скоростью накопления осадков или неравной мощностью пород

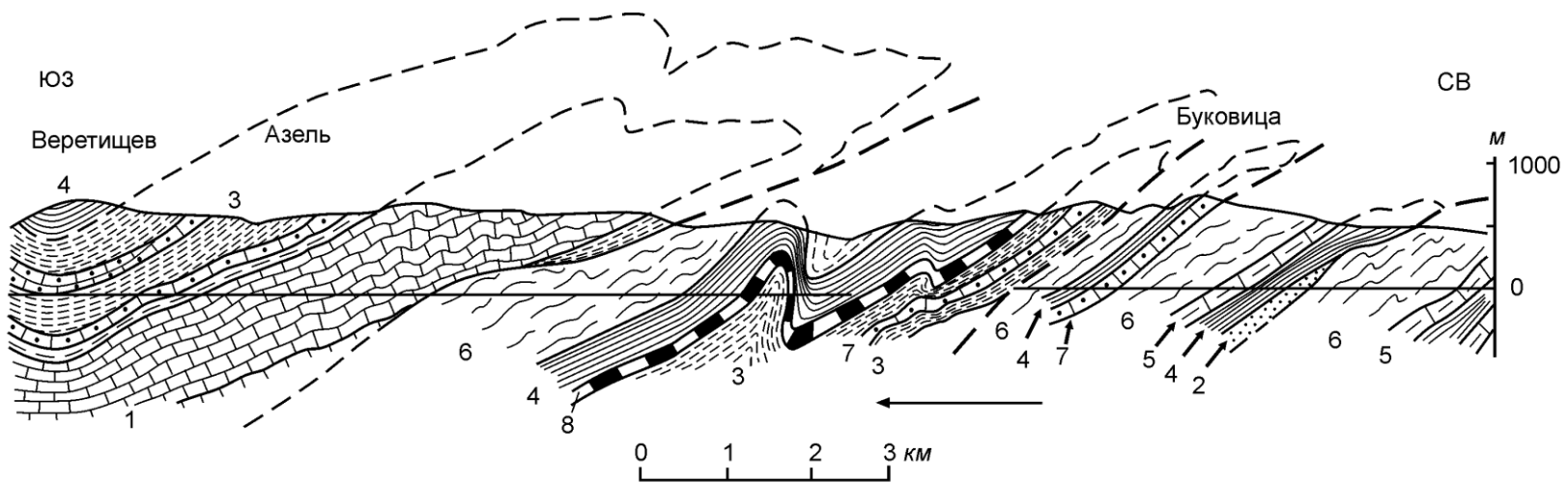


Рис. 28. Конседиментационные складки. Разрез через Тенизкую впадину, по А.Е. Михайлову [9]

Среди эндогенной складчатости выделяются две подгруппы: конседиментационная складчатость, или складчатость, возникающая параллельно с накоплением осадков, и постседиментационная, или наложенная складчатость, развивающаяся позже образования пород. Основное различие этих подгрупп заключается в том, что конседиментационная складчатость создается вследствие тех же тектонических движений, которые в конечном счете приводят к осадконакоплению, т.е. вертикальных движений земной коры. Постседиментационная же складчатость вызвана тектоническими движениями различной направленности, при этом вертикальные перемещения не всегда играют ведущую роль. Значительно большее значение при формировании наложенной складчатости имеют общие горизонтальные перемещения земной коры.

Другое существенное отличие конседиментационной складчатости от наложенной складчатости выражается в различных формах воздействия процессов складкообразования на породу. Параллельно с конседиментационной складчатостью осадки преобразуются в горную породу, которая даже может подвергаться метаморфизму, не выходящему за пределы начальной стадии. Наложённая складчатость большей частью развивается в отложениях, уже деформированных конседиментационной складчатостью. Вовлеченные в постседиментационную складчатость породы нередко претерпевают сильный метаморфизм, вплоть до изменения их первичного состава и полной перекристаллизации с появлением кристаллических сланцев, гнейсов и других метаморфических пород. В конседиментационных складках очень часто наблюдаются изменения мощностей и фаций при переходе от их крыльев к замкам, имеющие первичный характер и возникающие при отложении осадков; в наложенных складках этого не наблюдается, а отмечаемые иногда сокращения мощностей в крыльях и увеличение в замках вызываются пластическими деформациями (рис.28).

Конседиментационную складчатость не следует представлять как пластическую деформацию, возникающую только в слое осадка, подстилающего поверхность осадконакопления. Этот вид складкообразования может развиваться длительное время и охватывать относительно мощные толщи как насыщенных водой, так и находящихся в стадии эпи- и диагенеза, а также уже сформировавшихся горных пород.

Основные признаки, свидетельствующие о принадлежности комплекса конседиментационных складок к одному структурному плану, выражаются в отсутствии в деформированной толще слоев перерывов и несогласий и близости контуров области накопления осадков и тектонического прогиба или иной структуры.

Процессы формирования поверхностной складчатости изучены

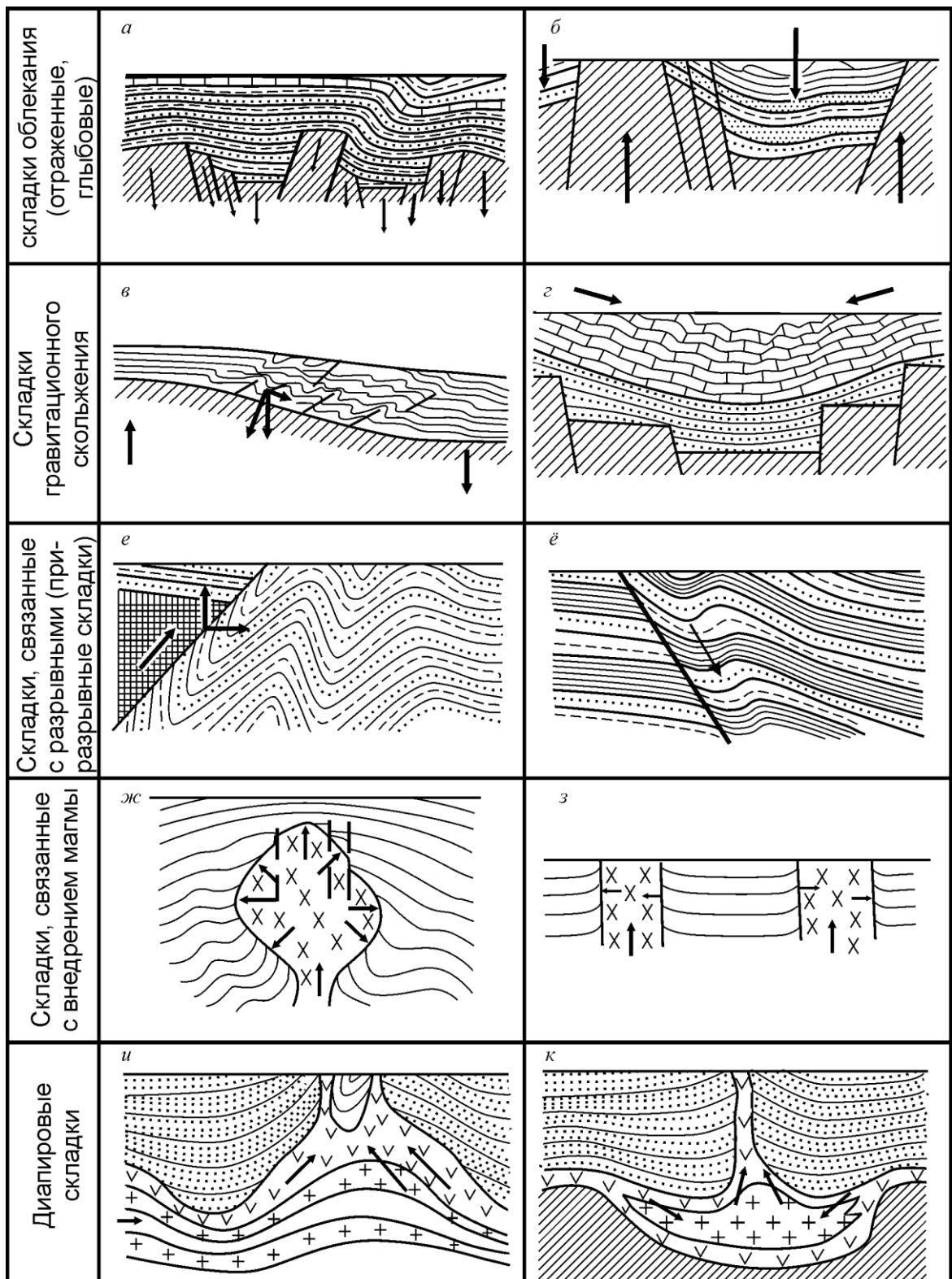


Рис. 29. Схемы образования поверхностной складчатости

достаточно полно. В зависимости от условий ее образования выделяют следующие виды складок: регионального смятия, облекания, гравитационного скольжения, при разрывные, связанные с внедрением магмы при ее перемещении в земной коре, диапировые (рис.29).

3.3.6. Изображение складок на картах и разрезах

Положение складок на земной поверхности и глубине можно установить различными методами. Основное значение имеет геологическая съемка; для изображения складок на глубине используют метод построения структурных карт, данные бурения и геофизики.

При геологической съемке контуры складок описываются границами стратиграфических подразделений. При изображении складок на картах большое значение могут иметь маркирующие горизонты.

Под маркирующими горизонтами понимаются слои горных пород, обладающие относительно широким распространением, выдержанной мощностью и признаками, позволяющими легко выделить их среди окружающих пород. Характерные признаки, позволяющие опознавать маркирующие горизонты, могут быть различными. Чаще всего они выделяются по составу пород. Например, пласты угля, песчаников или конгломератов среди известняков. Либо, наоборот, слои известняков, доломитов, гипса среди терригенных пород. При выделении маркирующих горизонтов большое значение имеют характерная окраска, а также присутствие окаменелостей, конкреций (гипса, фосфоритов и др.), различных включений (пирита, марказита, серы и др.), характерная текстура и т. д.

Разрезы через складчатые структуры должны строиться таким образом, чтобы они были ориентированы в крест простирания осей складок. При ориентировке разреза под углом к линии простирания пород, составляющих складки, в значения углов их наклона на разрезе вводятся соответствующие поправки. Вертикальный масштаб разрезов должен соответствовать горизонтальному. Если вертикальный масштаб увеличивается, то в значения углов наклона также вводятся поправки. Изменение углов наклона слоев в разрезе ведет к искаженному изображению складок.

Выбрав линию разреза, строят профиль рельефа, на который наносят положение осей складок и точки пересечения линии разреза с геологическими границами на карте. Затем на разрез наносят углы падения пород, по которым строят крылья складок. При изображении замков складок основное внимание должно быть обращено на форму сводов и мощности пород.

В большинстве случаев на разрезах изображают концентрические складки, так как естественные изменения в мощностях сводов и крыльев

не отражаются при их уменьшении в тысячи раз. Исключение составляют складки с резким изменением мощностей в сводах и на крыльях, что должно быть отражено на разрезах. Следует внимательно следить за тем, чтобы изменение мощностей пород на разрезах не произошло за счет неверно продолженных на глубину указанных у поверхности углов наклонов слоев.

При изображении сводов складок на разрезе следует ориентироваться на форму их замыкания, изображенную на карте, которая в той или иной степени повторяется в разрезе. Острое замыкание складок в плане дает основание изображать их острыми и на разрезе; при плавном замыкании таким же плавным должен быть и замок складки на разрезе.

3.3.6.1. Построение разрезов складок

Пример определения углов наклона крыльев складок приведен на рис. 30. На горизонтальной линии откладывают величину \underline{ab} равную видимой ширине выхода пласта на карте по линии разреза. Затем из одного конца отрезка \underline{ab} радиусом, равным истинной мощности (m) пласта, проводят полуокружность, а из другого конца отрезка \underline{ab} строят касательную к окружности и получают искомый угол падения пласта (α).

При построении разреза синклиальной складки с осью, погружающейся под известным углом и имеющей разные углы падения крыльев (рис. 31, *a*), на линию разреза наносят точку пересечения осевой поверхности складки (a) с линией разреза АБ. Через эту точку на разрезе проводят след осевой плоскости с учетом возможного ее наклона. Следует помнить, что в синклиальных складках осевая плоскость падает в сторону более крутого крыла, а в антиклинальных – в сторону более пологого крыла. После этого на линию разреза наносят границы слоев в крыльях складки с наклоном этих границ соответственно падению слоев. Затем однозначные границы слоёв соединяют, перегибая их по осевой линии. Глубина положения точек перегиба в разрезе определяется путём построения дополнительного разреза по ВГ. Полученная величина Н, перенесенная на линию разреза АБ, даст глубину точки перегиба подошвы пласта. Остальные границы будут изгибаться параллельно предыдущим.

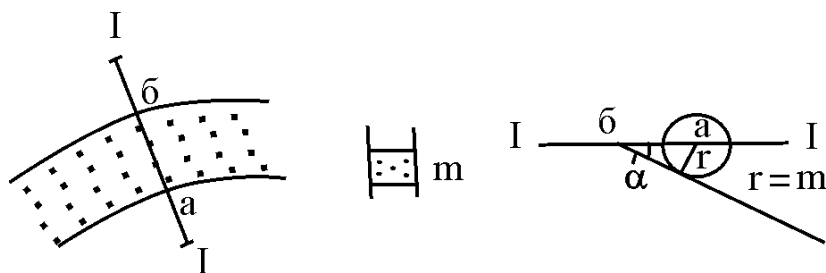


Рис. 30. Определение угла наклона крыла складки по известным ширине выхода и истинной мощности

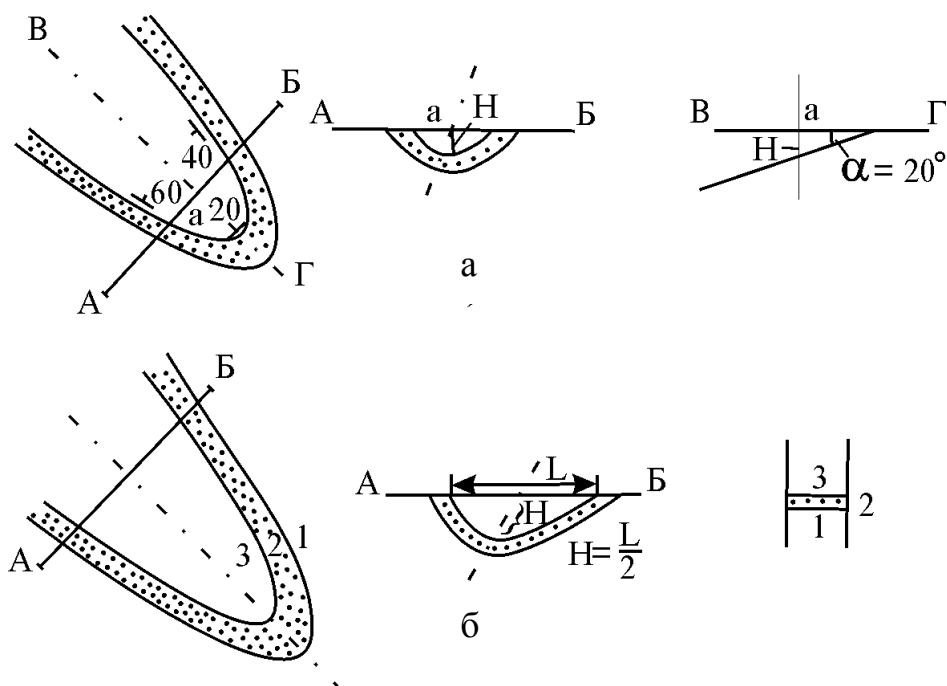


Рис. 31. Построение разреза синклинали с погружающейся осью и разными углами падения крыльев: а – при наличии всех необходимых элементов залегания; б – то же, без замеров элементов залегания, но с известной последовательностью напластования и известной истинной мощностью

Рассмотрим следующий пример (рис.32), который практически отвечает на все вопросы, возникающие при построении разрезов складчатых структур. Так, имеем антиклинальную складку, осложненную в восточной части одной синклинали и двумя антиклинальными складками второго порядка. Построим последовательно с запада на восток пять разрезов, каждый из которых имеет свои особенности.

Прежде, чем приступить к построению разрезов, следует помнить основные правила, которых необходимо придерживаться всегда при этой работе.

1. На линии разреза (при учёте рельефа она будет представлять собой топографический профиль) необходимо нанести осевые линии тех складок, которые могут отразиться по линии разреза. Для того, чтобы решить, какие складки могут отразиться по линии разреза, необходимо разобраться в складчатой структуре по обе стороны линии разреза, т.е. прочесть геологическую карту вдоль этой линии.

2. На линию разреза надо нанести границы слоев, пересекаемые линией разреза, в соответствии с углами их падения.

3. Однозначные границы соединить, перегибая их по осевым линиям: ниже линии разреза – сплошными линиями, выше – пунктирными (восстанавливая размытые части складок, а в ряде случаев уточняя этим со-

отношение слоев и структур).

В разрезе по линии АБ отмечается антиклинальная складка первого порядка. В разрезе по линии ВГ она осложнена тремя (одной синклинальной и двумя антиклинальными) складками второго порядка; они устанавливаются по наличию замков их с точками перегиба, через которые проводятся осевые линии в горизонтальном сечении. Характер складок (антиклинальная или синклинальная) устанавливается по более молодому возрасту слоя внутри изгиба (слой 4) для синклинали и по более древнему возрасту слоя внутри изгиба (слой 2) для антиклинали. В этом разрезе следует понимать, что точка перегиба одной и той же границы в разрезе будет выше для южной антиклинали, чем для северной; это определяется большей ее отдалённостью от линии разреза в плане. В разрезе по линии ДЕ считается, что структуры сохраняются те же, что и по линии ВГ, причём все имеющиеся границы для северной антиклинали опускаются ниже линии разреза. То же сохраняется и для разреза по линии ИК, причём здесь границы слоев и для южной антиклинали опускаются ниже линии разреза. Подошва пласта 4 изгибается, описывая три складки второго порядка; имеются все основания предполагать, что и кровля пласта 4 будет вести себя так же. Несколько особняком выступает разрез по линии ИК. Здесь возможны два варианта. По первому варианту (разрез И'К') на этой линии еще сохраняется структура, видимая слева (антиклиналь первого порядка). По второму варианту (разрез И''К'') по линии ИК уже проявляется осложнение антиклинали

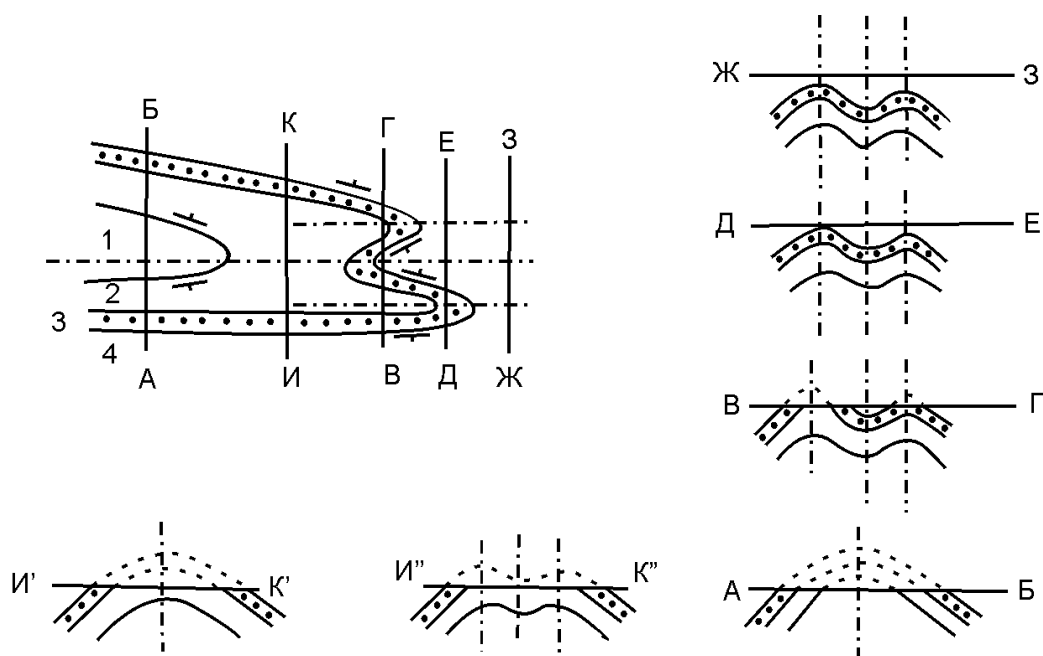


Рис. 32. Построение разрезов складчатой структуры (общий случай)

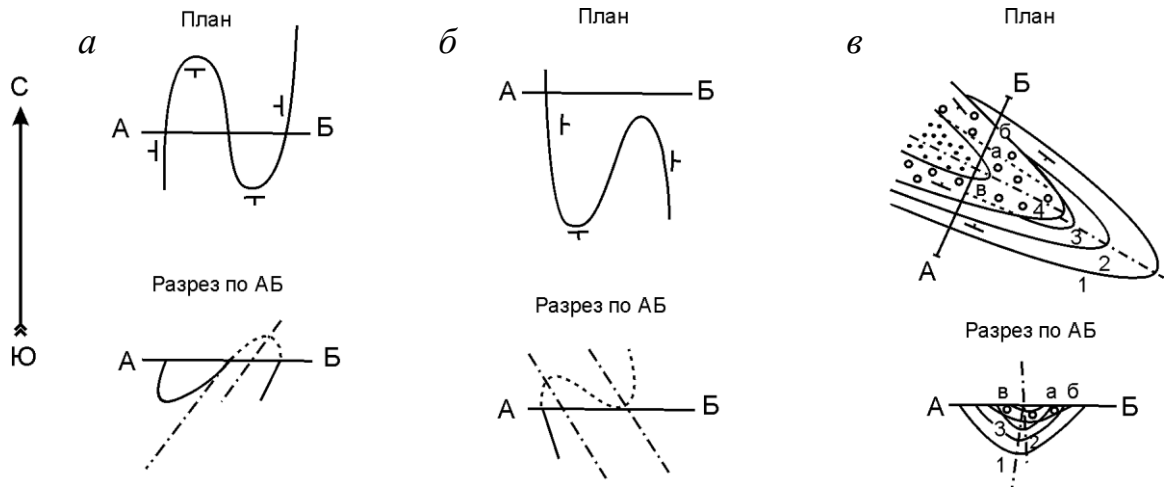


Рис. 33. Особые случаи построения разрезов складок: *а* – разрез складок с опрокинутым залеганием при наличии всех необходимых замеров; *б* – то же, с недостаточными замерами залегания; *в* – разрез складчатой структуры со стратиграфическим угловым несогласием

первого порядка складками второго порядка и соответственно учитываются их осевые линии.

Наибольшие затруднения обычно представляют разрезы складчатой структуры с опрокинутым залеганием, хотя при соблюдении рассмотренных выше правил они трудностей представлять не должны.

Рассмотрим сначала более простой пример (рис.33 *а*). Имеются две (антиклинальная и синклиналиная) опрокинутые складки. Характер складок (антиклинальные или синклиналиные) при опрокинутом залегании устанавливается или по относительному возрасту слоев в ядрах складок, или по замеру на оси (шарнире), где в направлении падения всегда находятся более молодые слои. На линию АБ наносим наклонные осевые линии, затем границы слоев с их наклоном, пересекаемые линией разреза. Затем соединяем имеющуюся границу между слоями сплошной линией ниже линии разреза, пунктирной – выше, перегибая её через осевые линии в соответствии с наметившимися структурами.

Второй случай более трудный (рис. 33 *б*). Имеются две такие же опрокинутые складки. Но отсутствует один промежуточный замер, что весьма затрудняет решение задачи. Особые затруднения вызывает расположение линии разреза, когда границы слоев пересекаются с ней лишь в одном месте и перегибы её по осевым линиям происходят над линией разреза. Между тем пунктуальное выполнение последовательности операций по построению разрезов, рассмотренных ранее, позволяет и в данном случае сделать разрез по линии АБ без особых затруднений.

Некоторыми особенностями отличается построение разрезов

складчатых структур с наличием угловых несогласий. Существует правило:

При угловом несогласии один и тот же слой (нижний) верхней свиты залегает на разных слоях нижней свиты, располагаясь параллельно поверхности несогласия между ними.

Рассмотрим пример построения разреза по линии АВ (рис.33 в) на участке, характеризующемся наличием углового несогласия, разделяющего две свиты. Структура верхней свиты легко устанавливается как синклинальная, поскольку её нижний – базальный – слой соприкасается с различными слоями нижней свиты. Для установления структуры нижней свиты даны дополнительные данные в виде последовательности слоев (снизу вверх – 1,2,3,4). Построение разреза необходимо начинать с изображения верхней свиты путём нанесения на разрез её основания, т.е. поверхности несогласия по тем правилам, которые были перед этим даны для построения разрезов складчатых структур. Практически нижняя и верхняя свита принимаются за простые слои с границей между ними, представленной поверхностью углового несогласия, которая и наносится на линию разреза. После этого параллельно поверхности несогласия с учётом мощностей наносятся слои верхней свиты. Затем рассматривается структура нижней свиты так, как она должна выглядеть под поверхностью несогласия, и по указанным выше правилам эта структура подстраивается ниже поверхности несогласия. При этом границы слоев нижней свиты прослеживаются на карте под поверхностью несогласия, в местах перекрытия их верхней свитой, до точек пересечения их с линией разреза (точки а, б, в на рис.33). На разрезе осевые линии складок нижней свиты, как и границы слоев в ней, обрываются у поверхности несогласия, подчёркивая этим явления размыва структур нижней свиты перед отложением слоев верхней свиты.

При изображении складок, характеризующихся постоянством мощности пород на крыльях и в замке, используется метод радиусов (дуг). К числу таких складок относятся концентрические складки, имеющие для всех слоев общий центр изгиба. Его положение определяется как точка пересечения перпендикуляров, восстановленных к плоскости напластования пород. Границы слоев проводятся циркулем из данного центра, как дуги окружности. Такой тип складок встречается довольно редко. Чаще складки с постоянной мощностью слоев имеют разную кривизну изгиба в различных частях, что должно учитываться при построении. С этой целью из точек замера элементов залегания пород на профиле проводят перпендикуляры к границам напластования слоев. Каждая пара соседних перпендикуляров делит разрез на секторы, в пределах которых границы слоев проводятся как дуги окружности из точки пересечения этих перпендикуляров (рис. 34). По перпендикуля-

рам откладываются границы пород в соответствии с их мощностью и последовательностью напластования.

3.3.6.2. Построение структурных карт

Для изображения складок, развитых на той или иной глубине, применяют структурные карты, на которых с помощью линий одинаковых высот (изогипс) изображается гипсометрическое положение опорных поверхностей. Таковыми могут быть кровля или подошва выделяемых в разрезе стратиграфических подразделений, кровля или подошва маркирующих горизонтов, пласты, заключающие полезные ископаемые, поверхности несогласия, поверхности интрузивных пород и др. Изогипсы, проведенные по поверхности горизонтов, имеющих определенное положение в стратиграфическом разрезе, называются стратоизогипсами.

При составлении структурных карт применяют также гипсометрические отметки выходов опорных горизонтов на земную поверхность, данные бурения и геофизики.

Изображение складок на структурных картах отличается большой точностью, что обуславливает широкое применение этих карт при разведке и эксплуатации месторождений полезных ископаемых, имеющих форму пластовых залежей. С помощью структурных карт можно изобразить рельеф складок, скрытых под поверхностью Земли, что выгодно отличает эти карты от геологических карт и разрезов.

Методика построения структурных карт очень близка к методике, по которой составляются топографические карты. Наиболее надежный метод составления структурных карт основан на использовании данных бурения, а также геологических разрезов и геофизических данных.

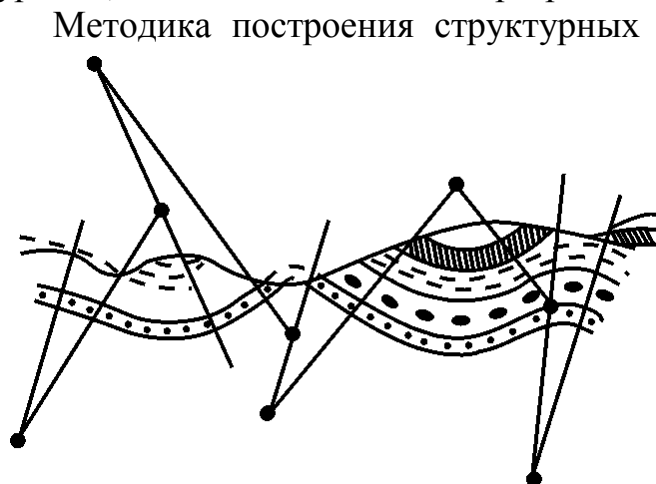


Рис. 34. Построение складок на разрезах методом радиусов (точками показаны центры радиусов изгибов)

Методика построения структурных карт заключается в следующем. На топографическую карту наносят положение устьев скважин. Затем из буровых журналов берут абсолютную отметку устья скважины и глубину до кровли пласта. Вычитая из первой величины вторую, получают абсолютную отметку кровли пласта. Определение абсолютных отметок кровли пласта по данным буровых скважин приведено на рис. 35.

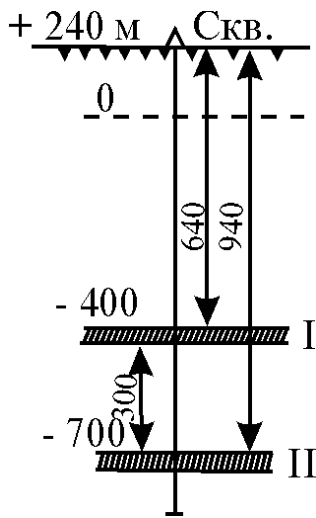


Рис. 35. Определение по данным буровых скважин абсолютных отметок поверхностей верхнего и нижнего опорных горизонтов

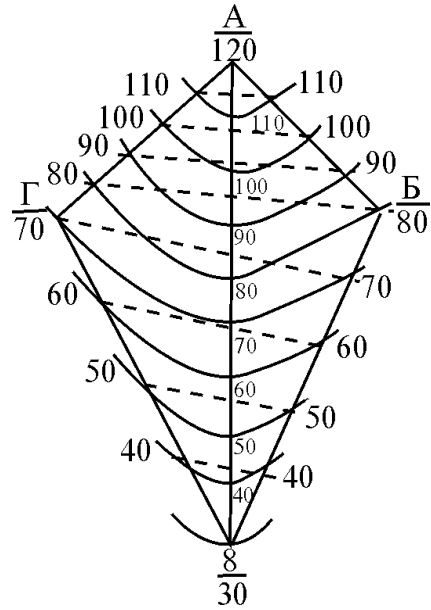


Рис.36. Варианты построения структурной карты. I-й вариант (сплошные линии) – верно. II-й вариант (пунктирные линии) – неверно

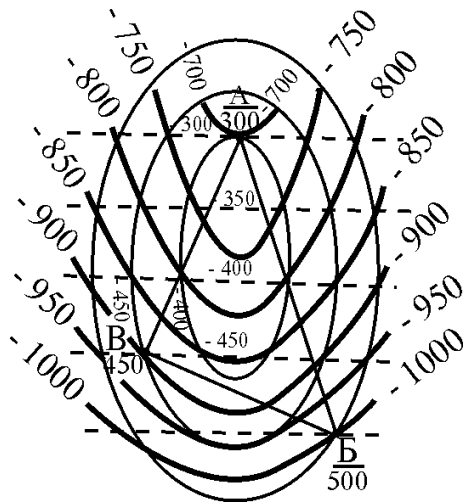


Рис. 37. Структурная карта, построенная методом схождения. Тонкие линии – стратоизогипсы поверхности верхнего опорного горизонта; утолщённые линии – стратоизогипсы поверхности нижнего опорного горизонта; пунктирные линии – изохоры. Цифры на изохорах – мощности (м). Остальные цифры – абс. отметки (м)

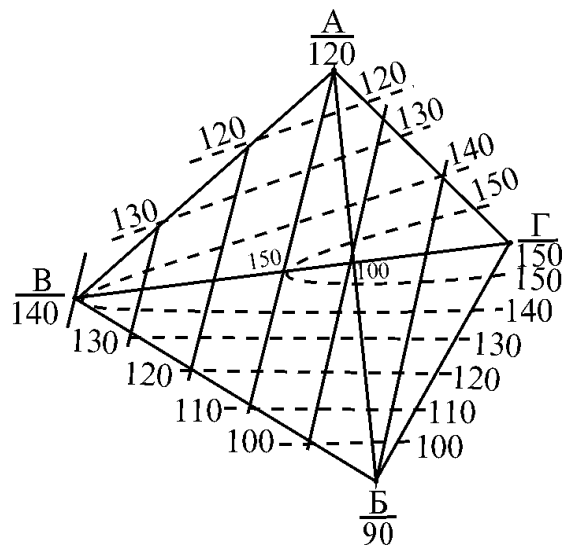


Рис. 38. Варианты построения структурной карты: I-й вариант (сплошные линии) – неверно, II-й вариант (пунктирные линии) – верно

Таким же образом вычисляют абсолютные отметки кровли пласта по всем остальным скважинам и подписывают их на карте. Затем все скважины соединяют прямыми линиями, из которых получают сеть треугольников. При этом необходимо стремиться к тому, чтобы по возможности треугольники были равносторонними. Затем стороны треугольников делятся на равные отрезки в соответствии с разницей в отметках на концах сторон треугольников. Полученные однозначные отметки соединяют плавными кривыми линиями – стратоизогипсами.

Качество структурной карты во многом зависит от правильно построенной сети треугольников. Равносторонние треугольники необходимы для того, чтобы избежать появления на карте отсутствующих в действительности изгибов кровли пласта. На рис. 36, 38 приведены примеры правильной и неправильной разбивки сети треугольников при построении структурной карты.

Построив структурную карту кровли одного пласта, можно построить структурную карту подошвы этого же пласта. Для этой цели используется *метод схождения*. Его сущность заключается в том, что, используя структурную карту верхней поверхности (кровли) и сопоставляя с ней мощность пород, разделяющих два пласта, строят структурную карту нижней поверхности (подошвы).

Рассмотрим построение структурной карты методом схождения на конкретном примере. По данным бурения составлена структурная карта кровли верхнего пласта, образующего пологую брахиантиклинальную складку (рис.37). При проведении буровых работ до кровли нижнего пласта было установлено, что мощность промежуточной толщи пород в скважине А равна 300м, в скважине Б - 500м и в скважине В - 450м.

Как видно из приведенных цифр, мощность промежуточной толщи не постоянна. Для выяснения направления изменения мощности строится карта равных мощностей промежуточной толщи. Линии равных истинных мощностей называются *изопахитами*, а линии равных вертикальных мощностей – *изохорами*.

Для построения изохор соединяют точки расположения скважин на карте прямыми линиями. На сторонах полученного треугольника находят значения мощности промежуточной толщи через интервалы, соответствующие интервалам между стратоизогипсами кровли (подошвы) верхнего пласта. Точки с одинаковыми значениями мощности на сторонах треугольника соединяют прямыми линиями, которые и будут являться изохорами промежуточной толщи.

Построив карту мощностей и нанеся изохоры на структурную карту кровли (подошвы) верхнего пласта, находят точки пересечения стратоизогипс и изохор. В каждой такой точке определяется отметка кровли (подош-

вы) нижнего пласта, для чего из отметки стратоизогипсы вычитается отметка изохоры. Вычислив отметки для каждой точки, соединяют одинаковые значения плавными кривыми линиями, которые и будут представлять собой стратоизогипсы подошвы (кровли) нижнего пласта.

Точки, необходимые для составления структурной карты, можно также получить путём построения ряда разрезов с изображением кровли (подошвы) пласта. Таких разрезов должно быть достаточное количество. Отметки для каждой из точек вычисляют по разрезам и затем наносят по линиям разрезов на карту.

3.3.6.3. Определение при контурной зоны ВНК

В нефтяных и газовых месторождениях нефть, газ залегают совместно с подземными водами. При этом происходит их естественная сепарация по плотности. Газ, нефть и вода отделяются друг от друга поверхностями газонефтяного (ГНК) и водонефтяного (ВНК) контактов. Наличие в нефтяных месторождениях изолированных газовых залежей и многообразие типов подземных вод обуславливает и различное положение контактов между газом, нефтью и водой. В частности, для краевых вод положение контакта нефть – вода определяется двумя контурами: внешним и внутренним. Внешний контур проводится по кровле, а внутренний – по подошве нефтяной залежи (рис. 39). Часть пласта между внутренним и внешним контуром называется при контурной зоной и содержит сверху нефть, внизу – воду. Для определения положения при

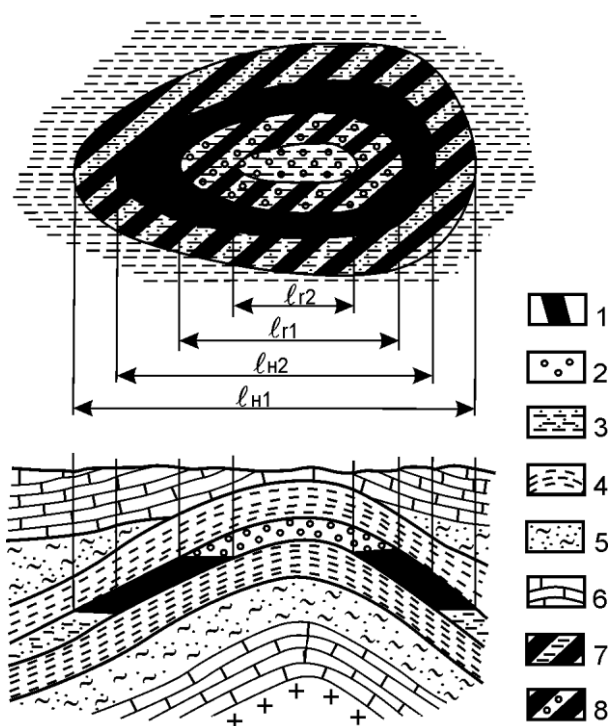


Рис. 39. Положение контуров газоносности и нефтеносности.

Части пласта: 1 – нефтенасыщения; 2 – газонасыщения; 3 – водонасыщения; 4 – глины; 5 – алевриты; 6 – известняки; зоны: 7 – водонефтяного контакта, 8 – газонефтяного контакта; l_{H1} , l_{H2} – внешний и внутренний контуры нефтеносности; l_{r1} , l_{r2} – то же, газоносности

контурной зоны (ВНК) на структурной карте (плане), на которой отражена кровля нефтяного пласта, необходимо знать абсолютную отметку уровня (зеркала) грунтовых контурных вод и вертикальную мощность нефтяного пласта. Например, абсолютная отметка уровня грунтовых вод – минус 300 м, а вертикальная мощность пласта составляет 100 м. В этом случае внешний контур ВНК проводится по стратоизогипсе кровли пласта с числовой отметкой (–300 м), а внутренний контур совпадет со стратоизогипсой подошвы с числовой отметкой (–300 м, рис. 39).

4. РАЗРЫВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

Разрывы в горных породах делятся на две большие группы. К первой группе относятся *трещины*, представляющие собой разрывы, по которым перемещения имеют незначительную величину. Во второй группе объединены разрывы с заметными перемещениями пород – *дизъюнктивы*.

4.1. Трещины в горных породах (разрывы без смещения)

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 сближены до такой степени, что заметить полость по разрыву не удастся. Скрытые трещины очень тонки, но их легко обнаружить при разбивании или окрашивании горных пород.

Трещины, имеющие одинаковую или близкую ориентировку, объединяются в ряд трещин. Трещины одного ряда ветвятся, но не пересекаются. В горных породах обычно развивается несколько рядов трещин. При этом ряды трещин нередко взаимосвязаны: ориентировка одного ряда изменяется в соответствии с другим.

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

4.1.1. Классификация трещин

Трещины, развитые в горных породах, можно классифицировать по текстурным особенностям (слоистость, сланцеватость, ориентировка линейных и пластинчатых минералов), по углу наклона поверхности трещины и условиям их образования. В первом и втором случаях в классификации будет отражена лишь ориентировка трещин в пространстве, поэтому она называется геометрической. В третьем случае в классификации учитывается обстановка их возникновения и она носит генетический характер. Обе классификации не исключают одна другую: трещиноватость в них рассматривается с различных точек зрения, и они дополняют друг друга.

В геометрической классификации трещин в осадочных и метаморфических породах, имеющих ясно выраженную или неясную слоистость, но четкую ориентированную текстуру, выделяются (рис. 40):

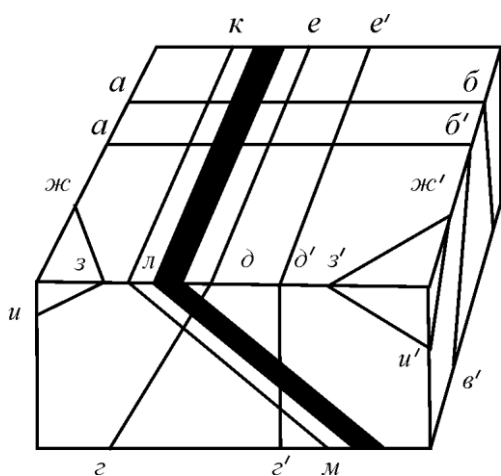
а) поперечные трещины, секущие в плане слоистость или сланцеватость по направлению падения; в разрезах они могут быть либо вертикальными, либо наклонными;

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

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

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

В массивных, слоистых и сланцеватых породах 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 45–80°), пологие (с углами падения 10–45), слабонаклонные и горизонтальные (с углами падения от 0 до 10°).



в Рис.40. Геометрическая классификация трещин [7].

Черный слой – слоистость; абв, а'б'в' – поперечные трещины; где, д'д'е' – продольные; жзи, ж'з'и' – косые, клм – согласные

В генетической классификации различают следующие типы тектонических трещин:

- 1) трещины отрыва,
- 2) трещины скалывания,
- 3) кливаж.

К основным признакам, на основе которых выделяются отдельные виды трещин, относятся геологическая обстановка, характер механического разрушения пород, источник возникновения нагрузок и морфологические особенности трещин.

4.1.2. Тектонические трещины

Тектонические трещины появляются в горных породах под влиянием тектонических сил, вызываемых в земной коре эндогенными процессами. Возникающие при этом деформации почти всегда сопровождаются в горных породах трещинами, образующимися как на сравнительно небольших площадях, ограниченных отдельными структурами, так и на огромных пространствах.

Тектонические трещины во многом отличаются от трещин не тектонических. Различия, прежде всего, выражаются в том, что эти трещины более выдержаны как по простиранию, так и по падению и ориентированы по единому плану в разных по составу породах. Как отмечалось, тектонические трещины в соответствии с принятой классификацией делятся на трещины отрыва, скалывания и кливаж.

Трещины отрыва возникают при появлении в породах нормальных напряжений, превышающих пределы их прочности на разрыв и ориентированных перпендикулярно к растягивающим усилиям. Обычно они приоткрыты, имеют неровную зернистую поверхность и лишены каких-либо следов перемещений. Гальки и крупные зерна при пересечении их поверхностью отрыва нередко выпадают из породы, оставляя на поверхности трещины гнезда в виде ямок и вдавленностей. Трещины быстро выклиниваются по простиранию и падению, но часто рядом или в стороне от выклинивающейся трещины можно найти новую, продолжающуюся в том же направлении.

Трещины отрыва могут быть развиты на огромных пространствах в таких региональных структурах, как смыкающие крылья флексур или борта прогибов, либо имеют узкое местное распространение.

Региональные трещины отрыва наиболее развиты в чехлах платформ и орогенных комплексах, испытавших общее растяжение или неравномерные вертикальные перемещения под влиянием движения фундамента.

Морфология региональных трещин отрыва имеет ряд характерных черт. Обычно это крутые или вертикальные ровные трещины, выдер-

жанные по простиранию и падению на десятки и сотни метров. Они бывают открытыми, и очень часто овражная сеть вырабатывается в соответствии с планом расположения трещин. Именно такие трещины встречаются на обширных пространствах в палеозойских толщах чехла Восточно-Европейской платформы.

Местные трещины отрыва образуются на участках, испытавших растяжение при формировании складок и разрывов. Они возникают на сводах пологих куполовидных поднятий, на участках крутого погружения шарниров, в ядрах складок и на смыкающих крыльях флексур.

Трещины скалывания образуются в направлении максимальных касательных напряжений при нагрузках, превышающих прочность пород. Стенки таких трещин обычно плотно сжаты и имеют гладкую поверхность, нередко покрытую штрихами скольжения. Гальки и крупные зерна, попадающие на линию разрыва, срезаются, а не выдергиваются из своих гнезд, как это типично для трещин отрыва. Трещины скалывания сохраняют свою ориентировку по простиранию и падению и характеризуются большой протяженностью.

Этот вид трещин широко распространен на участках, нарушенных взбросами и сдвигами. Эти структуры формируются в условиях сжатия земной коры или под воздействием пары сил. Однако до того, как напряжения сконцентрируются на одной поверхности и вызовут появление разрыва, в породах появятся трещины скалывания, ориентированные под углом к оси сжатия в двух или в одном направлении.

Нередко в крыльях разрывов, вблизи поверхности сместителей, наблюдаются многочисленные трещины скалывания и отрыва, получившие название «оперяющих трещин». Один из рядов трещин скалывания параллелен поверхности сместителя, второй – перпендикулярен и соответствует направлению максимальных касательных напряжений (рис. 41 *а,б*). У сбросов оперяющие трещины отрыва направлены в сторону, противоположную наклону сместителя и перпендикулярно оси наибольших растягивающих напряжений. При взбросах ориентировка оперяющих трещин будет иной (рис. 41 *б*). В плане большая часть оперяющих трещин ориентирована параллельно поверхности сместителя.

Кливажем называются частые параллельные трещины, развивающиеся при пластической деформации горных пород. В механическом отношении кливаж выражается в появлении многочисленных поверхностей скольжения, по которым в процессе пластической деформации частицы смещаются относительно друг друга. Начало кливажа соответствует последней стадии развития пластической деформации, характеризующейся потерей прочности перед разрывом.

В поверхностных условиях в зоне выветривания кливаж имеет вид

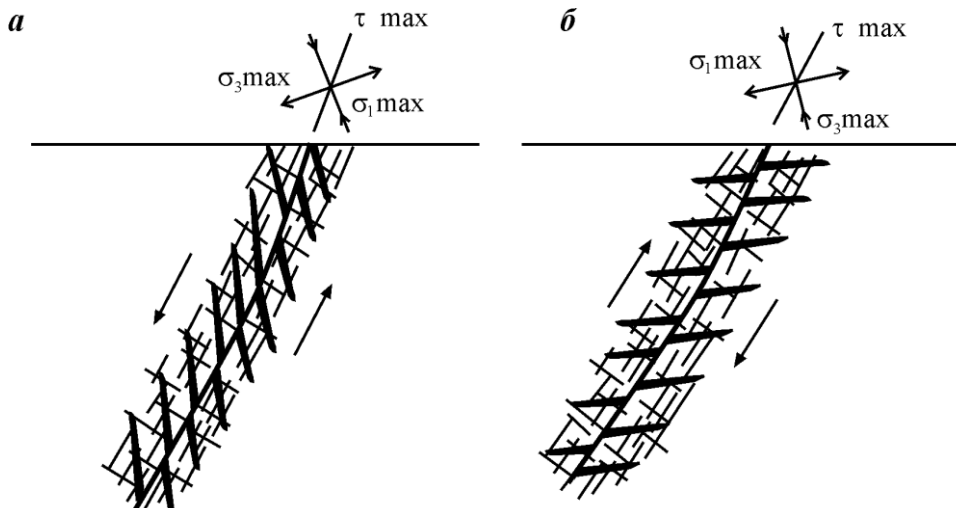


Рис. 41. Образование боковых оперяющих трещин при сбросе (а) и взбросе (б).
Тонкие линии – трещины скалывания; клиновидные – трещины отрыва; стрелки – направление смещения крыльев разрывов, максимальных касательных (τ_{max}) и нормальных (σ_{max}) напряжений (разрезы)

открытых или закрытых частых параллельных трещин с ровными поверхностями, нередко со следами скольжения и притирания. В породах, расположенных вне зоны выветривания, поверхности кливажа выражены скрытыми трещинами, которые могут быть замечены только по относительному перемещению по поверхностям скольжения и особенно по смещению границ между слоями.

При широком распространении и разнообразии деформированных горных пород кливаж развит далеко не повсеместно. Нередко он отсутствует в породах, смятых в самые сложные складки, а в пределах одной складки может быть выражен не с одинаковой ясностью и частотой в слоях различного состава. В пластичных породах, например в аргиллитах, кливаж обычно бывает более частым и четким, чем в хрупких пластах, например алевролитах или песчаниках. Число поверхностей скольжения также зависит от физических свойств пород. В песчаниках и алевролитах оно достигает 15–20 и более на 1 м; в относительно пластичных породах их число может быть значительно больше. Например, в углистых сланцах поверхности кливажа прослеживаются через доли миллиметра.

По М.А.Усову и В.В.Белому, классификация кливажа следующая (рис. 42).

А. Кливаж, связанный со складчатостью.

I. Послойный кливаж.

II. Секущий кливаж.

1. Веерообразный.

2. Обратный веерообразный.

3. Параллельный (главный).

Б. Приразрывный кливаж.

Послойный кливаж развивается параллельно слоистости на ранних стадиях пластической деформации (рис. 42 *а*). Как отмечалось, при образовании складок в слоистых толщах изгиб без разрыва пород может произойти лишь при скольжении одних слоев по другим или при внутри слоевом скольжении. Последнее сосредотачивается преимущественно в мягких, относительно пластичных слоях. В хрупких породах оно проявлено незначительно.

В процессе складкообразования по одному из направлений максимальных касательных напряжений, возникают новые поверхности скольжения, вдоль которых образуется кливаж, секущий по отношению к слоистости. Однородные тонкозернистые породы, например глинистые сланцы, при этом разбиваются частыми гладкими, хорошо притертыми поверхностями скольжения.

Ориентировка секущего кливажа в плане совпадает с направлением оси складки. В поперечных вертикальных разрезах он может быть ориентирован различно: либо в виде веера, либо параллельно осевой поверхности (рис. 42 *б, д*).

Кроме описанного кливажа, формирующегося в складках, явление, имеющее сходные признаки, отмечается в крыльях крупных разрывов, главным образом у взбросов и сбросов. Ширина зон, захваченных приразрывным кливажем, может достигать 200–400 м. О более раннем возникновении кливажа по отношению к разрывам и перемещениям вдоль него свидетельствует присутствие в брекчиях трения сместителей, повернутых и раздробленных участков пород с развитым в них кливажем.

Изучение трещин в горных породах осуществляют главным образом при полевых работах. Для этого производят массовые замеры ори-

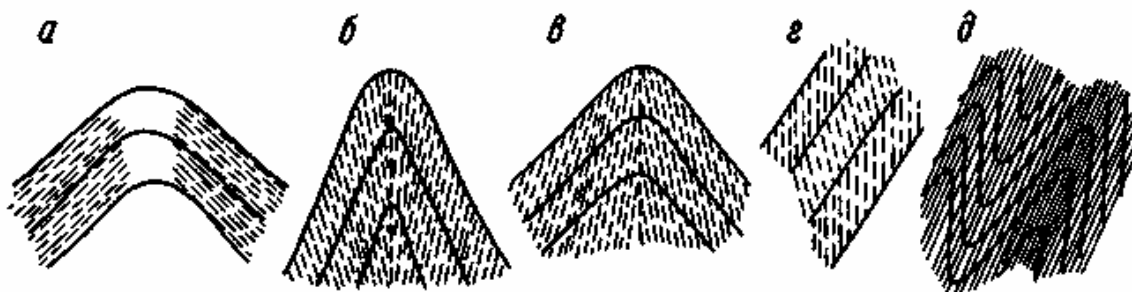


Рис.42. Разновидности кливажа [3]:

а – послойный; б-д – секущий (б – веерообразный, в – обратный веерообразный, г – S-образный, д – параллельный)

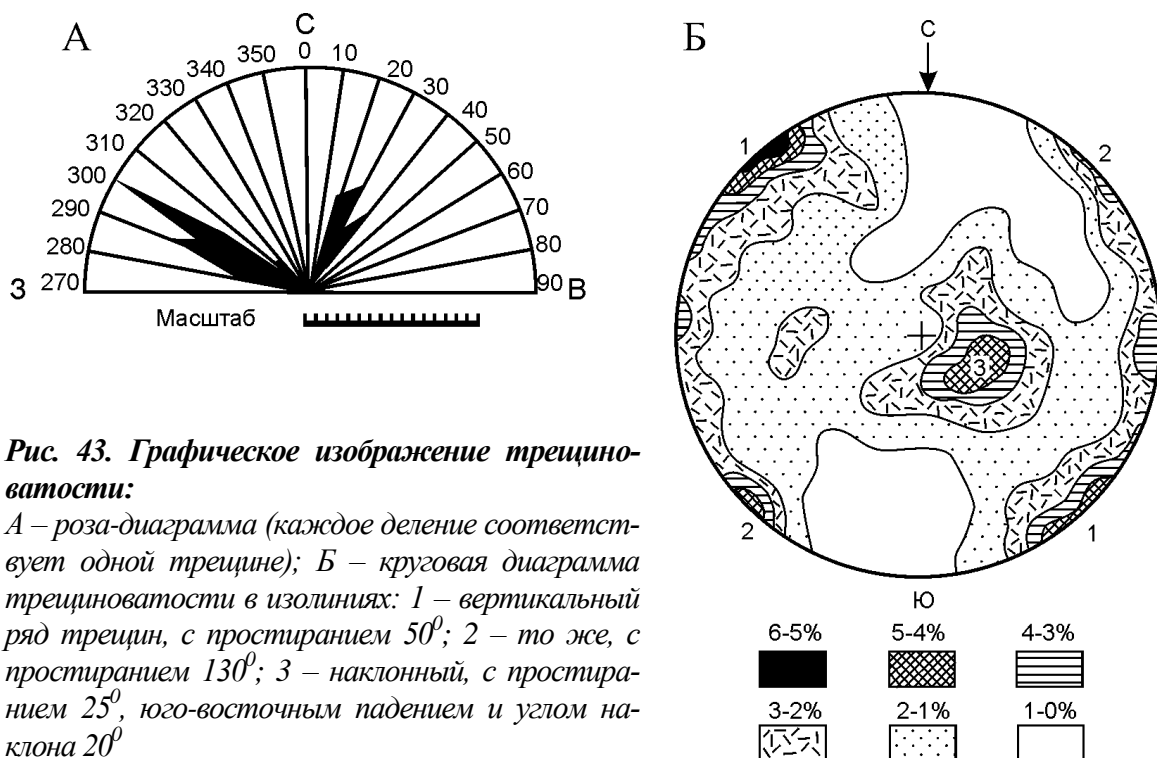


Рис. 43. Графическое изображение трещиноватости:

А – роза-диаграмма (каждое деление соответствует одной трещине); Б – круговая диаграмма трещиноватости в изолиниях: 1 – вертикальный ряд трещин, с простиранием 50° ; 2 – то же, с простиранием 130° ; 3 – наклонный, с простиранием 25° , юго-восточным падением и углом наклона 20°

ентировки трещин с учетом их морфологии, позволяющие при соответствующей систематизации замеров устанавливать преобладающее направление трещин и их генезис.

Систематизацию замеров осуществляют с помощью построения различных диаграмм и карт трещиноватости. Наиболее распространены розы-диаграммы и круговые диаграммы в изолиниях (рис. 43). С помощью последних можно осуществлять пространственную увязку направлений трещиноватости с расположением рудных тел, газоносными структурами, элементами залегания пород, складками и разрывами.

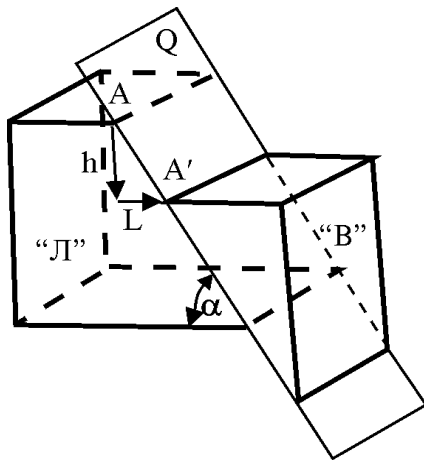
В поверхностях кливажа нередко концентрируется рассеянная минерализация. Кливаж широко используют для установления нормального и опрокинутого залегания пород, а также положения шарниров складок.

4.2. Дизъюнктивы (разрывы со смещениями)

Дизъюнктивы – это разрывы, по которым происходят значительные смещения пород, прилегающих к поверхностям разрыва.

4.2.1. Элементы дизъюнктива

У дизъюнктива различают (рис. 44):



- а) плоскость сместителя (сместитель) - Q
- б) лежащее крыло (бок) - "Л"
- в) висячее крыло (бок) - "В"
- г) угол падения сместителя - (α)
- д) амплитуду по сместителю А-А'
- е) вертикальную амплитуду - h
- ж) зияние (отход) - L

Рис. 44. Элементы дизъюнктива

Строение сместителя. Поверхность сместителя не всегда бывает ровной и может быть искривлена, в результате чего при движении между крыльями могут возникнуть полости, которые впоследствии заполняются жильными или рудными минералами. При движении крыльев, соприкасающихся друг с другом, поверхности сместителя становятся гладкими, отполированными. Такие блестящие поверхности носят название "зеркал скольжения". На зеркалах скольжения можно заметить многочисленные штрихи и борозды скольжения, ориентированные по направлению движения крыльев. Помимо зеркал скольжения, между крыльями часто развиваются брекчии трения, представляющие собой раздробленную и перетёртую массу обломков пород. В брекчии трения часто проникают гидротермальные растворы, из которых отлагаются жильные и рудные минералы.

Лежачее и висячее крылья (бока) дизъюнктива выделяются в том случае, если сместитель имеет наклонное залегание. Тот бок (крыло), который расположен под плоскостью сместителя, называется "лежащим", а тот, который нависает над плоскостью сместителя, – "висячим".

При смещении крыльев относительно друг друга важной характеристикой является амплитуда смещения. Различают: полную амплитуду (амплитуда по сместителю А–А'), вертикальную амплитуду – h и горизонтальную амплитуду - зияние (отход) – L.

4.2.2. Классификация дизъюнктивов (морфологическая и кинематическая)

Морфологическая (или геометрическая) классификация разрывов различает дизъюнктивы по расположению плоскости сместителя относительно простирания и падения нарушенных пород и по углу падения

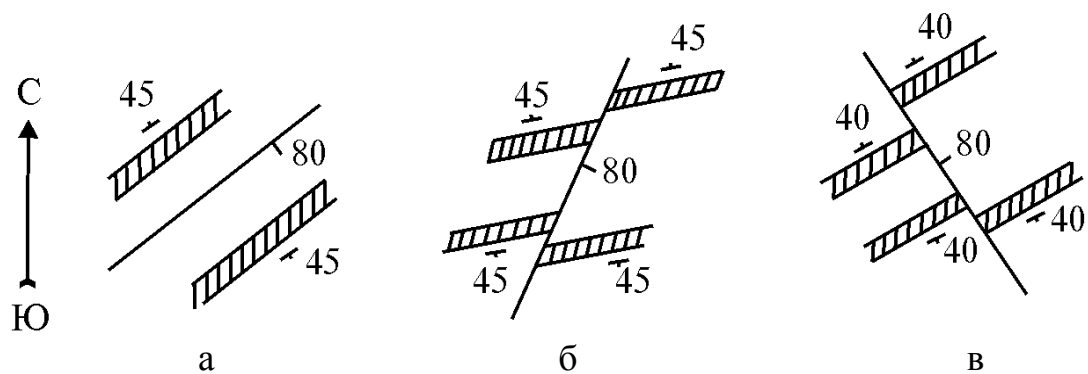


Рис. 45. Продольный (а), диагональный (б) и поперечный (в) дизъюнктивы

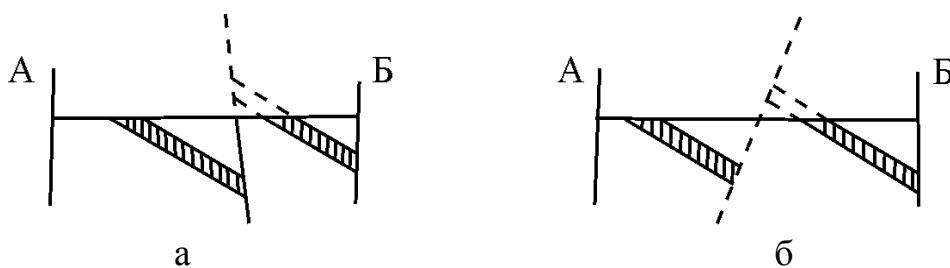


Рис. 46. Согласный (а) и несогласный (б) дизъюнктивы в разрезе

сместителя. По отношению к простиранию пород различаются: *продольные* дизъюнктивы, у которых простираение сместителя совпадает с простираением нарушенных пород; *косые* (диагональные) и поперечные дизъюнктивы, сместитель которых ориентирован вкrest простираения пород (рис.45).

По соотношению наклонов сместителя и нарушенных пород (пластов, контактов) выделяют *согласные* и *несогласные* дизъюнктивы. У согласных дизъюнктивов плоскость сместителя и наклон пород направлены в одну сторону, а у несогласных дизъюнктивов – в противоположные стороны (рис. 46).

По отношению к слоистости осадочных пород дизъюнктивы подразделяются на *послойные* и *секущие*. По углу падения сместителя дизъюнктивы подразделяются на *полого падающие* ($0-30^{\circ}$), *круто падающие* ($30-80^{\circ}$) и *вертикальные* ($80-90^{\circ}$).

Кинематическая классификация различает дизъюнктивы по направлению активного (висячего) крыла. По этому признаку разрывы делятся на шесть основных групп: сбросы, взбросы, сдвиги, раздвиги, надвиги и тектонические покровы. Разрывы каждой группы обладают отличительными признаками и образуются при различных динамических условиях.

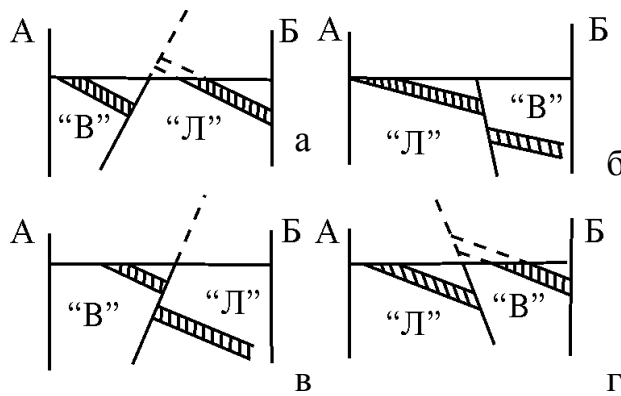


Рис. 47. Сбросы и взбросы в разрезе.

Сбросы (а – несогласный, б – согласный); взбросы (в – несогласный, г – согласный). «В» – висячий блок, «Л» – лежащий блок

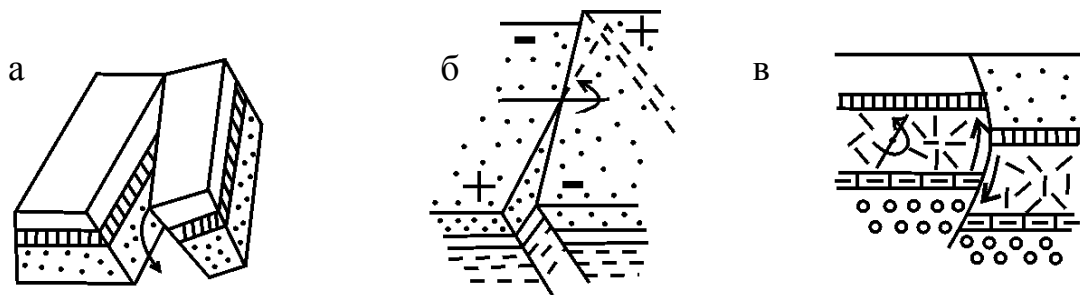


Рис. 48. Шарнирные дизъюнктивы [9,10]: а – с осью вращения у конца; б – с осью вращения в средней части; в – цилиндрический дизъюнктив (разрез)

Сбросами называются нарушения, в которых висячее крыло опущено относительно лежачего (рис. 47 а,б).

Взбросами называются нарушения, у которых висячее крыло поднято относительно лежачего (рис. 47 в,г). Угол падения сместителя у взбросов более 45° . Таким образом, у сбросов поверхность сместителя наклонена в сторону опущенного крыла, а у взбросов – приподнятого крыла.

Нарушения, у которых поверхность разрыва расположена вертикально, принято относить к *нейтральным* дизъюнктивам, хотя некоторые авторы относят их к сбросам.

По взаимному расположению сбросов и взбросов в плане различают *параллельные, радиальные, концентрические* и *перистые*. По направлению движения крыльев выделяют: *прямые, обратные, шарнирные* и *цилиндрические*.

В прямых сбросах висячее крыло перемещается вниз по падению сместителя; в прямых взбросах – вверх; в обратных сбросах (подбросах) лежачее крыло перемещается вверх, а в обратных взбросах – вниз. В шарнирных дизъюнктивах блоки перемещаются вокруг оси, перпендикулярной простиранию сместителя (рис.48 а,б); в цилиндрических сбросах и взбросах движение происходит по дуге или искривлённой

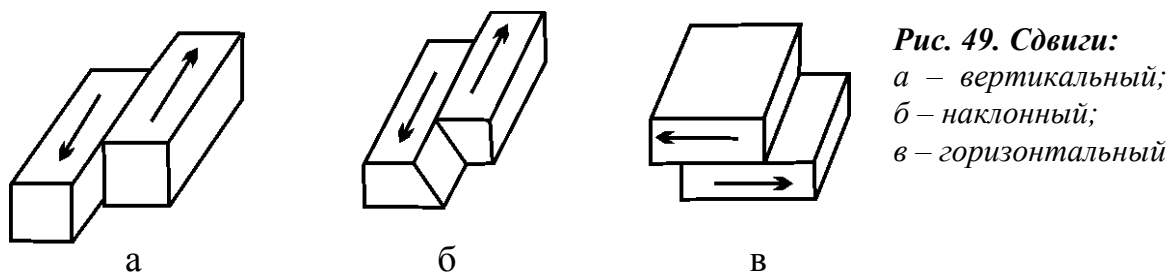


Рис. 49. Сдвиги:
а – вертикальный;
б – наклонный;
в – горизонтальный

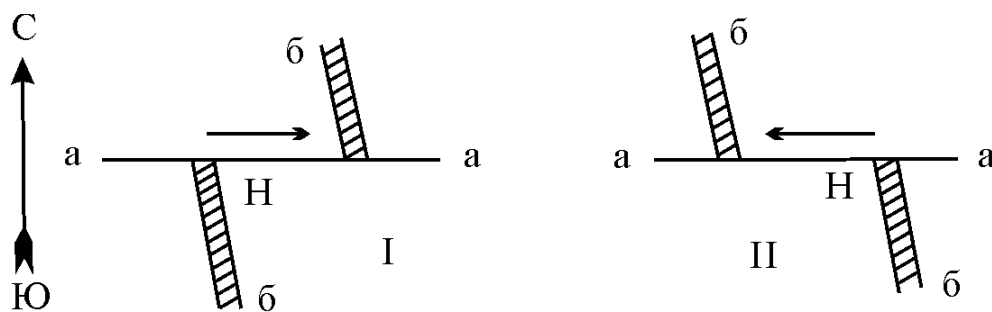


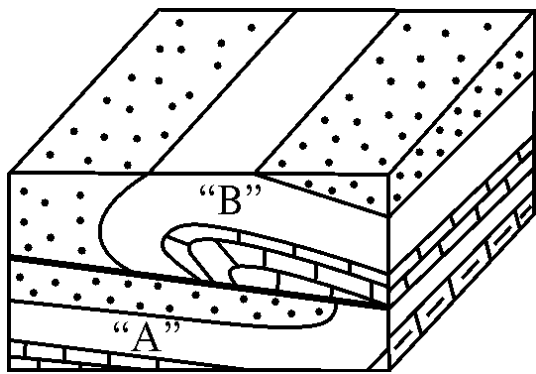
Рис. 50. Схема правого (I) и левого (II) сдвигов: а-а – сместитель; б-б – разорванный слой; Н – положение наблюдателя

поверхности вокруг оси вращения, расположенной в стороне от сместителя (рис. 48 в).

По отношению ко времени образования нарушенных отложений сбросы и взбросы делятся на *конседиментационные*, т.е. возникающие и развивающиеся одновременно с накоплением осадков, и *постседиментационные* (наложенные), образующиеся после накопления осадков. В конседиментационных разрывах на поднятых крыльях нередко мощности пород оказываются сокращёнными, и отдельные стратиграфические горизонты выпадают из разреза. На опущенных крыльях мощности пород увеличиваются, наблюдаются полные стратиграфические разрезы и относительно более мелкозернистые и глубоководные фации. В постседиментационных разрывах мощность пород и фации в опущенных и поднятых крыльях не имеют различий.

Сдвигами называются разрывы, по которым происходят смещения в горизонтальном направлении. Сдвиги различаются по отношению сместителя к залеганию нарушенных пород: они могут быть *вертикальными* и *горизонтальными* (рис. 49).

По направлению смещения крыльев различают *правый* и *левый* сдвиги. Если смотреть в плане на линию сдвига по перпендикуляру к ней, то в правом сдвиге противоположное крыло смещается вправо. В левом сдвиге при тех же условиях смещение происходит влево (рис.50).



*Рис. 51. Блок-диаграмма надвига:
«В» – висячий блок; «Л» – лежачий
блок*

Раздвиги – это разрывы, в которых перемещение крыльев происходит перпендикулярно к поверхности отрыва. При раздвиге увеличивается зияние между крыльями разрыва. Амплитуда раздвига измеряется перпендикулярно к поверхности отрыва. Образуются раздвиги при растягивающих усилиях, действующих перпендикулярно поверхности отрыва.

Надвиги и тектонические покровы. Под надвигом понимается разрывное нарушение с пологим наклоном сместителя, по которому висячий блок поднят относительно лежачего и надвинут на него (рис.51). Угол падения сместителя у надвигов меньше 45° .

В случае, если происходит поддвижение лежачего крыла под висячее, то говорят о *поддвиге*. Надвиги обычно возникают и развиваются во время складчатости при общих условиях горизонтального сжатия. Они возникают там, где складки становятся сильно сжатыми и опрокинутыми. В надвигах более древние слои ядер антиклиналей, как правило, надвигаются на более молодые слои замков синклиналей. В плане надвиги обнаруживают пространственную связь со складками, развиваясь вдоль осевых линий или на их крыльях параллельно осевым линиям. Когда имеется несколько надвигов, наклонённых в одну сторону, то говорят о *чешуйчатой* структуре. Очень пологие надвиги с большой амплитудой перекрытия (десятки-сотни км) именуется *тектоническими покровами* или *шарьяжами*. Они обычно широко развиты в областях со сложным складчатым строением. Смещения охватывают огромные массы горных пород, заключающих целые складчатые комплексы.

В тектонических покровых выделяются перемещенные массы висячего крыла, называемые *аллохтоном*, а оставшееся на месте лежачее крыло – *автохтоном*. Обычно породы автохтона моложе пород аллохтона. Поверхность, по которой перемещается аллохтон, называют по-

Образование сдвигов вызывается воздействием на горные породы противоположно направленных сил (пары сил).

Очень часто смещение крыльев в разрывах происходит не строго вверх (взбросы), вниз (сбросы) или в горизонтальном направлении (сдвиги), а косо по отношению к горизонту. В этом случае в разрывах появляется как сдвиговая, так и сбросовая или взбросовая составляющие разрывы называются *сбросо - сдвигами*, *взбросо - сдвигами*.



Рис. 52. Схема строения тектонического покрова [9].

1 – корни покрова; 2 – тело или панцирь покрова; 3 – голова (фронт) покрова; а – эрозионные останцы; б – эрозионное (тектоническое) окно. А – аллохтон, Б – автохтон, В – поверхность волочения

верхностью волочения (рис. 52).

В аллохтоне различают переднюю, лобовую часть покрова, в той или иной степени размытую эрозией, тело или панцирь, тыловую часть или корни. Последними называют область, откуда началось перемещение покрова. От лобовой части эрозия может отделить участки, которые утрачивают связь с аллохтоном и называются *останцами покрова* или *"экзотическими останцами"*. Выходы пород автохтона на поверхность, окружённые отложениями, слагающие аллохтон, называются *«тектоническими окнами»*. По условиям образования могут быть выделены три вида покровов. Первый из них образуется из крупных лежачих складок (рис.53). Покровы второго вида возникают из надвигов в складчатой структуре. Третий вид покровов, который широко распространён в Альпах, связывается с гравитационным скольжением структур со склонов тектонических поднятий в прилегающие прогибы.

Системы дизъюнктивов. Сбросы и взбросы нередко развиваются группами, охватывающими значительные территории. Наиболее широко распространены группировки, носящие следующие названия; грабены, горсты, ступенчатые сбросы, чешуйчатые надвиги и чешуйчатые взбросы.

Грабены – структуры, образованные парными сбросами или взбросами, центральная часть которых опущена и сложена на поверхности

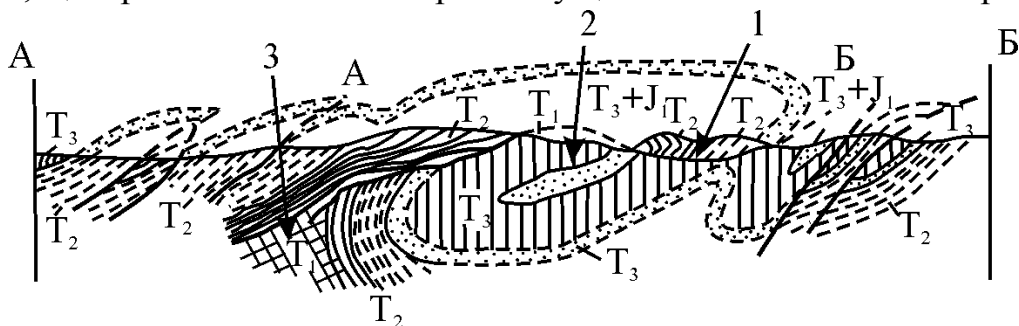


Рис. 53. Тектонический покров, развивающийся из лежачей складки в Восточных Альпах по В.В. Белоусову [3]

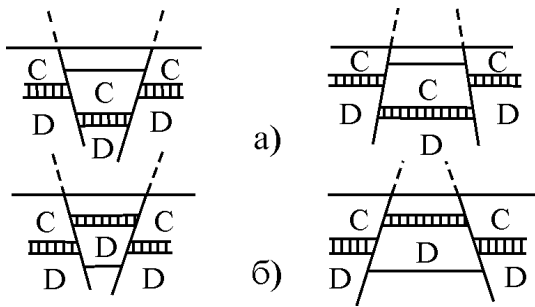


Рис. 54. Схема грабенов (а) и горстов (б) в разрезе [9,10]

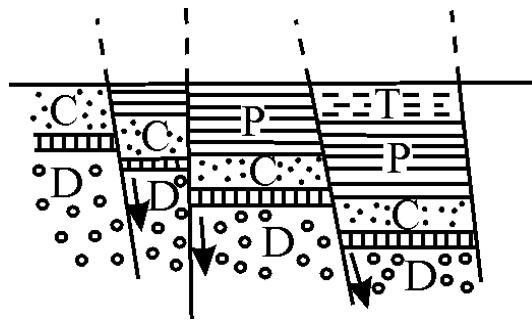


Рис. 55. Ступенчатые сбросы

более молодыми породами по сравнению с породами в приподнятых краевых блоках (рис.54 а).

Горсты – структуры, образованные парными сбросами или взбросами, центральные части которых приподняты и на поверхности сложены более древними породами по сравнению с породами в опущенных краевых блоках (рис. 54 б).

Различают простые и сложные грабены и горсты. Простые горсты образуются двумя сбросами или взбросами, в сложных горстах участвует большее количество разрывов (то же относится и к грабенам).

Грабены и горсты могут развиваться как позже процессов осадконакопления (постседиментационные, наложенные), так и одновременно с ними (конседиментационные).

Ступенчатые сбросы характеризуются последовательным смещением (опусканием) в одном направлении каждого следующего блока (рис. 55).

Чешуйчатые взбросы и надвиги представляют собой несколько поверхностей разрыва, наклонённых в одну сторону, по которым наблюдается последовательное смещение (воздымание) в одном направлении каждого следующего блока (рис.56).

5. ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Магматические горные породы играют большую роль в строении земной коры. По подсчетам Ф. Кларка, в объеме всей литосферы они

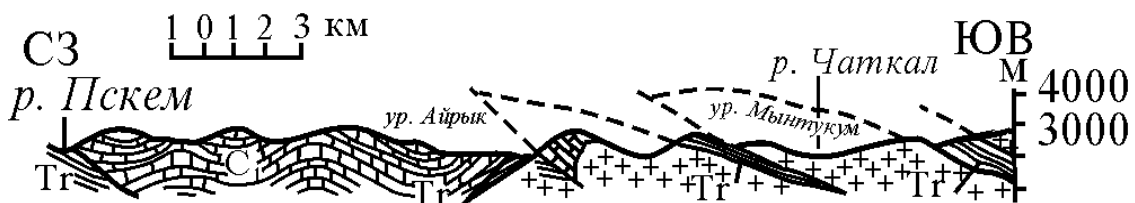


Рис. 56. Чешуйчатые надвиги в Чаткальских горах, по Г.Д. Ажгирею [2]

составляют 95%, но на континентах уступают осадочным породам, занимая лишь 25% площади [7].

5.1. Формы залегания интрузивных пород

Главными факторами, определяющими форму интрузивного тела, являются: механизм внедрения магмы и соотношение его с движениями рамы массива, физические свойства магмы (в основном вязкость).

Проблема пространства, т.е. вопрос о том, как размещается магма в плотной земной коре и что происходит с породами, место которых она занимает, до сих пор не решена.

В зависимости от того, был ли процесс внедрения однократным или магма поступала несколько раз, различают простые и сложные интрузивные тела. Если при повторных внедрениях состав магмы меняется, интрузивное тело будет представлено комплексом различных пород. Последний в пределах одного тела может возникнуть также в результате дифференциации магмы, внедрившейся в течение одного акта. Такие тела принято называть дифференцированными.

В сложных интрузиях фиксируется несколько внутренних контактов. Они четкие в тех случаях, когда последующие инъекции происходят после полного затвердевания ранее внедрившихся магм. Если поздние расплавы поступают до затвердевания первых – наблюдается смешение магм и образование гибридных пород вдоль внутренних контактов.

В дифференцированных интрузиях переходы между разными породами постепенные и их состав закономерно изменяется в соответствии с положением внутри тела.

В зависимости от соотношения с вмещающими осадочными породами различают согласные (конкордантные) и несогласные (дискордантные) интрузивные тела.

Согласные интрузивные тела, которые не нарушают скольконибудь значительно структуры вмещающих пород, представлены силлами, лополитами, лакколитами, факолитами и ареал-плутонами.

Силл представляет собой пластообразную интрузивную залежь, образующуюся при внедрении магмы вдоль поверхности наслоения. Протяженность и мощность силлов изменяются в очень широких пределах: от первых метров в длину и десятков сантиметров в мощности до десятков и сотен километров в длину и сотен метров в мощности. Силл имеет две зоны горячих контактов в кровле и подошве, что позволяет безошибочно отличать его от лавового потока, у которого наблюдается только одна зона контакта – обжиг подстилающих пород в подошве потока. Площадь, на которую распространяется один силл, может достигать более десяти тысяч квадратных километров, а его мощность – сотни метров.

Силлы, как правило, встречаются группами и обычно сложены породами базитового состава (рис. 57).

Лополит – блюдцеобразное тело, которое, как силл, чаще всего сложен породами основного состава, реже щелочного и совсем редко кислого (гранитоидами). Часто лополиты представляют собой сложные дифференцированные тела. Наиболее крупный из известных лополитов в Северной Америке имеет площадь 38 тыс. км².

Лакколит – грибообразное тело, приподнимающее вмещающие толщи, которые изгибаются согласно с кровлей интрузива. Лакколиты – наиболее распространенная форма гипабиссальной интрузии. Они формируются в результате нагнетания магмы в межпластовые или межформационные пространства. Форма лакколитов в плане близка к круглой или эллиптической. Размеры лакколитов сравнительно небольшие – от сотен метров до нескольких километров в диаметре (рис. 58). Лакколиты встречаются группами. В тех случаях, когда давление магмы превы-

Рис. 57 Силлы в разрезе [7]

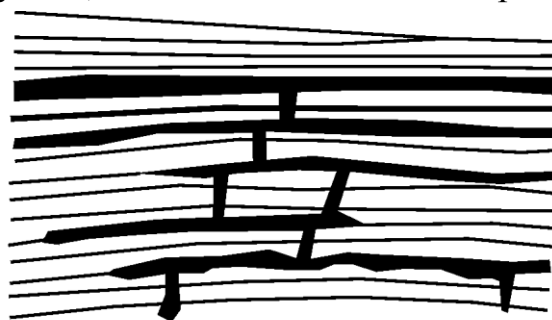
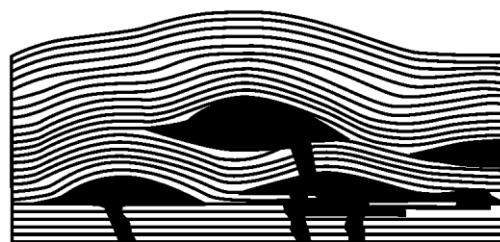
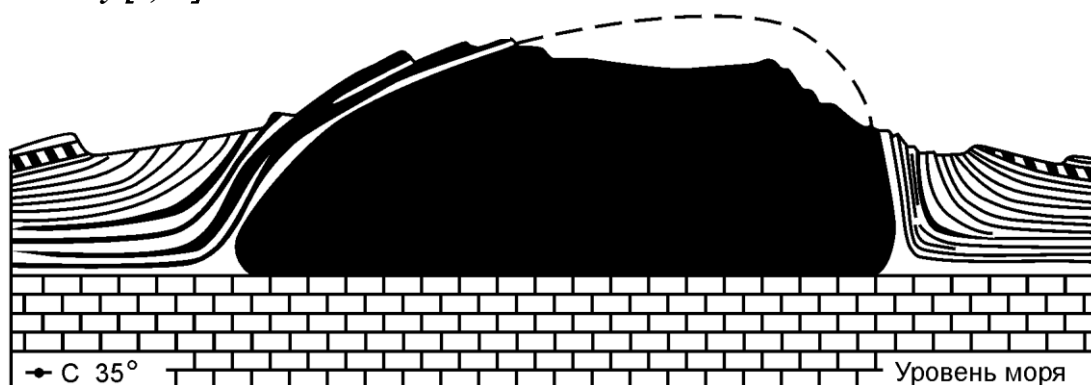


Рис. 58. Лакколиты, по М. Биллингсу [9,10]



шает массу вышележащих пород, лакколит разрывает и приподнимает их. Такой лакколит с разорванной кровлей получил название *бисмалита*; он частично является несогласным телом.

Факолит – линзовидное тело, залегающее в ядре антиклинальной, реже синклинальной, складки. Факолиты имеют небольшие размеры, встречаются редко и только в складчатых областях. Магма, образующая факолиты, внедряется в ослабленные участки между слоями в замках складок. Наиболее благоприятны для образования факолитов участки складок с крутым погружением шарнира (рис. 59).

Ареал-плутон – крупное тело гранитоидных пород, характеризующееся отсутствием четких границ с вмещающими породами. Гранитный расплав в виде бесчисленных рассеянных инъекций проникает во вмещающие породы с появлением обширных площадей мигматитов, в которых перекристаллизованное вещество боковых пород и гранитный материал настолько тесно смешаны, что невозможно провести границу между интрузивом и вмещающей породой. Среди полей мигматитов обособляются участки гранитного состава или метаморфических пород, но это лишь частные случаи. В целом же процессы кристаллизации минералов из магмы затушевываются процессами глубокого метаморфизма вмещающих пород.

Ареал-плутоны формируются при неоднократно повторяющихся этапах интрузивной деятельности. При этом основное значение имеют процессы гранитизации архейских и нижнепротерозойских осадочных и метаморфических пород. В более поздние периоды истории формирования коры подобные условия не возникали, поэтому ареал-плутоны распространены в фундаменте древних платформ.

К несогласным интрузивным телам, нарушающим структуру вмещающих пород, относятся дайки, штоки, батолиты.

Дайки – плитообразные тела, имеющие большую протяженность по простиранию и падению при относительно небольшой мощности. Их



Рис. 59. Факолиты в ядрах антиклинальных складок

мощность может изменяться от сантиметров до нескольких километров, длина – от метров до сотен километров. Представлены они самыми различными по составу породами. Подавляющее их большинство залегает круто или вертикально. Как правило, дайки встречаются группами. Нередко они образуют пояса, протягивающиеся на сотни километров. Расположение даек в поясах может быть самое раз-

личное. Особую группу составляют кольцевые и конические дайки.

Кольцевая дайка представляет собой тело, имеющее кольцевой или чаще дугообразный выход на поверхность. Такое тело формируется при заполнении магмой трещин, возникающих при опускании округлого блока горных пород.

Конические дайки – тела, образованные магмой, заполнившей трещины, наклоненные по направлению к общему центру. Такие трещины возникают под давлением магмы, которое вызывает перемещение блока горных пород вверх. Кольцевые и конические дайки часто окружают так называемые интрузии центрального типа.

Шток – интрузивное тело неправильной формы. Контактные его поверхности падают круто, часто вертикально. В плане штоки имеют неправильные, обычно изометрические очертания. Размеры площадей, занятых выходами штоков на земную поверхность, изменяются в широких пределах – от нескольких квадратных километров до 100 км². Штоки – широко распространенная форма залегания интрузивных горных пород разного состава.

Батолиты – самые крупные интрузивные тела, почти повсеместно сложенные гранитами и гранодиоритами, имеющими площадь выхода на поверхность более 100 км². Размеры батолитов могут быть очень большими и достигать сотен километров в длину и десятков километров в ширину. Известны овальные и округлые батолиты с размерами во многие десятки километров.

Батолиты наблюдаются только в складчатых областях. В платформенных чехлах они неизвестны. По отношению к направлению складок батолиты могут быть как согласными, так и секущими. Наиболее крупные батолиты сосредоточены в областях байкальской и палеозойской складчатости. Среди кайнозойских складчатых толщ батолиты редки и имеют небольшие размеры.

Контакты батолитов с вмещающими породами всегда горячие и секущие. Верхняя поверхность батолитов обычно характеризуется плавными пологими очертаниями, нарушаемыми многочисленными куполовидными выступами различной формы. Боковые поверхности батолитов имеют сложное строение. Нередко они наклонены в стороны от центральных частей массива; встречаются такие вертикальные боковые поверхности и поверхности, наклоненные к центру батолитов. Менее ясно строение нижнего ограничения батолитов. Геофизические данные свидетельствуют, что вертикальные размеры батолитов чаще составляют 6–10 км. Ниже располагается неровная граница с вмещающими породами, нередко имеющая вид суживающегося книзу корневидного канала. Таким образом, батолиты либо свекловидные (рис. 60 а) с узким подводящим каналом, отходя-

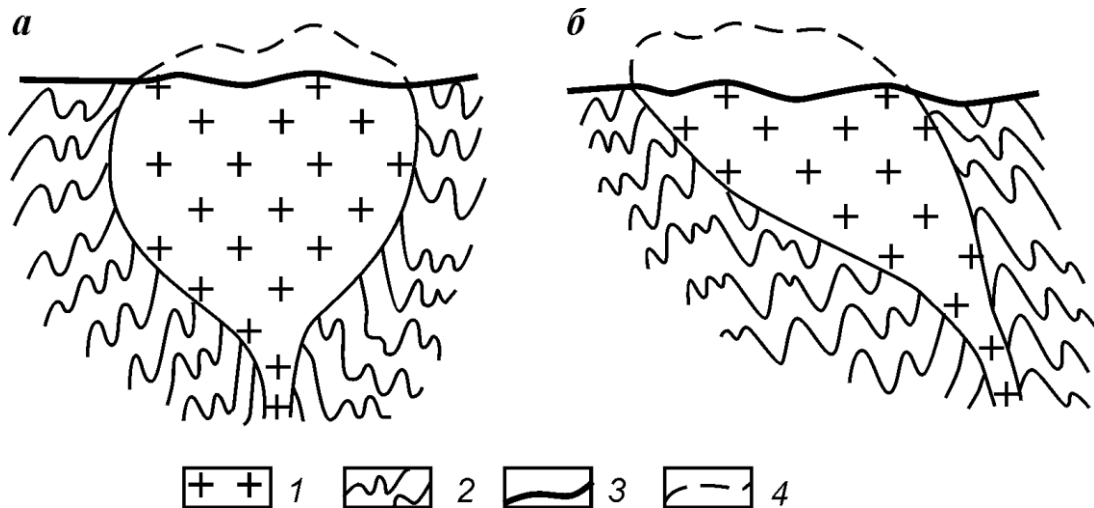


Рис.60. Идеализированные поперечные разрезы интрузивных массивов центрального (а) и щелевого (б) типов[7]: 1 – интрузивный массив; 2 – вмещающие породы; 3 – поверхность рельефа; 4 – размытая кровля интрузивного тела

щим вниз от центральной части дна массива (батолиты центрального типа), либо языкоподобные (рис. 60 б), причем в этом случае подводный канал расположен сбоку (батолиты трещинного или щелевого типа).

Породы, вмещающие батолит, на контакте с интрузивными образованиями носят явные следы проплавления и их слоистость как бы обрывается интрузивными контактами. Однако в более общем плане нередко удается уловить отчетливые следы механического воздействия магмы на окружающие толщи. Это выражается в изгибе осей складок в плане параллельно границам боковых поверхностей батолитов, в проявлении разрывов и иных деформаций, свидетельствующих о раздвижении пород в стороны и вверх.

До настоящего времени не решена проблема пространства, занимаемого батолитами. Среди геологов наиболее признаны три точки зрения. Согласно одной из них, при формировании батолитов пространство образуется за счет обрушения кровли. Обломки кровли, падая в поднимающуюся магму, тонут в ней и постепенно растворяются. По второй гипотезе, породы, сквозь которые поднимается магма, постепенно расплавляются и ассимилируются магмой, наконец, согласно третьей точке зрения, магма, внедряясь в земную кору, приподнимает ее на обширных площадях, не нарушая отдельных структур, и образующиеся батолиты располагаются между комплексами пород, различающихся характером развитой в них складчатости и степенью метаморфизма. По-видимому, среди этих тел имеются образования разного типа и проблема батолитов

дискуссионна.

5.1.1. Внутреннее строение интрузивных массивов

К главным задачам изучения внутреннего строения интрузивных тел относятся: установление состава слагающих их пород, выявление различных интрузивных фаз и фаций, изучение первичной тектоники (прототектоники) интрузива.

В строении крупных интрузивных тел принимают участие породы различного состава и структуры, между которыми могут наблюдаться как интрузивные контакты, так и постепенные переходы.

В пределах таких массивов принято выделять интрузивные фазы и фации магматических пород. К одной интрузивной фазе относятся породы одинакового или близкого состава, внедрившиеся одновременно, слагающие определенную площадь внутри плутона и имеющие с породами других фаз отчетливо выраженные секущие контакты.

Термин «фация магматических пород» обычно применяют в широком смысле и тогда к одной фации относят породы, сформированные при одинаковых термодинамических и тектонических условиях.

При изучении конкретных интрузивных тел этот термин приобретает более узкий смысл. Здесь выделяют фации сателлитов, эндоконтакта, ядра.

В изучении прототектоники выделяют прототектонику жидкой и твердой фаз.

Прототектоника жидкой фазы выражается в ориентировке минералов, вызывающей появление в интрузивах первичных полосчатых и линейных текстур.

Полосчатые текстуры течения характеризуются послойным чередованием пород различного состава или полос, обогащенных каким-либо одним или несколькими минералами, например слюдой, кварцем, роговой обманкой и т.д. Полосчатое строение может проявляться во всем интрузивном теле, но чаще наблюдается в краевых частях.

Первичная полосчатость наблюдается в породах разнообразного состава, но наиболее часто и резко она выражена в базитовых и щелочных породах. Интрузивные тела с отчетливой полосчатостью, сходной со слоистостью осадочных пород, получили название расслоенных плутонов.

Если в интрузивном теле выявлены первичные текстуры течения, то его контакты определяются по положению полосчатости с учетом того, что она обычно параллельна поверхности контакта (рис. 61).

Линейные текстуры течения характеризуются параллельным расположением игольчатых или удлиненно-призматических и таблитчатых минералов (слюд, пироксенов и др.), шпиров и ксенолитов. Такие текстуры возникают в том случае, когда происходит передвижение полуза-

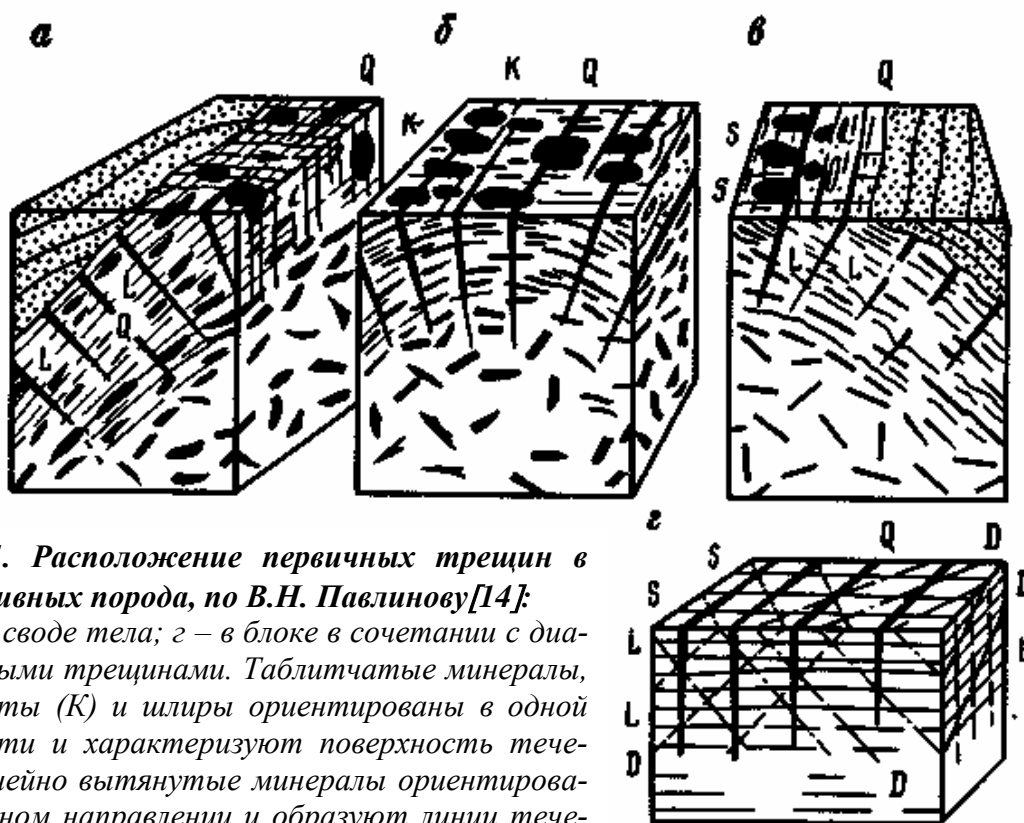


Рис. 61. Расположение первичных трещин в интрузивных породах, по В.Н. Павлинову[14]:

а – в – в своде тела; з – в блоке в сочетании с диагональными трещинами. Таблитчатые минералы, ксенолиты (К) и шпирь ориентированы в одной плоскости и характеризуют поверхность течения; линейно вытянутые минералы ориентированы в одном направлении и образуют линии течения. В соответствии с ориентировкой поверхностей течения располагаются первичные трещины: продольные (S), поперечные (Q), пластовые (L), диагональные (D)

твердевшей магмы, содержащей взвешенные кристаллы или их скопление (шпирь), а также ксенолиты. Все твердые тела, находящиеся в магме, при ее движении ориентируются длинными осями в направлении течения, фиксируя линию течения.

Линейность, подобно первичной полосчатости, может занимать различное положение в пространстве. Она замеряется горным компасом и наносится на геологическую карту с помощью специальных знаков.

Когда в интрузиве одновременно присутствуют оба типа текстур, линии течения, как правило, располагаются согласно со слоями течения. Установление ориентировки текстур в различных частях интрузивного тела и породах разных фаз – необходимый элемент изучения внутреннего строения плутона.

Прототектоника твердой фазы выражается в том, что в каждом интрузивном массиве сразу после его остывания появляются закономерно ориентированные системы трещин. Во время остывания пород происходит уменьшение объема, что приводит к возникновению растягивающих

напряжений, разряжающихся образованием трещин, которые интенсивно развиваются во внешней оболочке затвердевшего интрузивного массива. Трещины по отношению к структурам течения в зависимости от ориентировки подразделяются на поперечные, продольные, пластовые и диагональные (рис. 61).

Поперечные трещины (Q) формируются перпендикулярно линиям течения. Обычно они прямые, с грубыми шероховатыми поверхностями, приоткрыты. Поперечные трещины хорошо развиты в краевых частях и исчезают к центру интрузива. Их характерная особенность заключается в перпендикулярном положении относительно массива. По времени образования эти трещины наиболее ранние и к ним часто приурочены кварцевые, пегматитовые и другие жилы или различные постмагматические минералы.

Продольные трещины (S) имеют крутое падение и расположены по простиранию линейных структур течения. В большинстве они прямолинейные, закрытые, но, как и поперечные трещины, часто минерализованы, что указывает на их образование раньше полного остывания магматического расплава. Вдоль этих трещин обычно развиваются более поздние нарушения, в которых образуются пегматитовые и кварцевые жилы.

Пластовые трещины (L) возникают в верхних и боковых частях интрузий. Простирание этих трещин обычно совпадает с направлением первичной полосчатости и они перпендикулярны поперечным и продольным трещинам. Пластовые трещины ориентированы параллельно контакту интрузивного массива и приобретают пологое (до горизонтального) падение в верхней части массива и более крутое в его боках. Эти трещины в комбинации с другими способствуют образованию матрацевидной отдельности в гранитах.

Диагональные трещины (D) более поздние, не связанные с формированием интрузивного тела. Они, как правило, относятся к трещинам скалывания. Диагональные трещины возникают под влиянием позднейших тектонических напряжений и могут быть представлены несколькими системами. Эти трещины часто заполнены различными жильными образованиями.

Кроме описанных первичных структур, после формирования интрузий в них нередко образуются вторичные структуры.

5.2. Формы залегания эффузивных пород

Тела эффузивных пород в английской литературе принято называть также экструзивами. В отечественной литературе понятия эффузивный и экструзивный имеют разное значение. Эффузивными называют тела, которые образовались в результате растекания жидкой лавы по земной по-

верхности, а экструзивными – тела, возникающие путем застывания лавы в кратере вулкана или других каналах, выводящих лаву на поверхность.

Форма залегания эффузивных пород определяется механизмом внедрения магмы, ее вязкостью и рельефом местности, на которую она изливается.

Вязкость лавы определяет радиус ее распространения от центра извержения. Так, жидкие лавы свободно растекаются по поверхности на большие площади, образуя тела сравнительно небольшой мощности, тогда как вязкие затвердевают вблизи мест извержения. Большая вязкость обуславливает также возникновение пробок в канале вулкана, что приводит к взрывам и появлению большого количества рыхлых продуктов извержения: пепла, лапиллий, бомб и глыб, которые слагают некоторые эффузивные тела. Вязкость лав зависит от состава. Наиболее вязкие кислые лавы с большим содержанием кремнезема, наиболее жидкие базитовые, содержащие в меньшем количестве кремнезем и в значительном – магний, железо, кальций.

Рельеф земной поверхности определяет не только внешнюю форму эффузивных тел, но и внутреннее их строение.

Породы, сформировавшиеся при излиянии жидких лав на поверхность, называются *собственно вулканическими*, или *эффузивными*. Породы, образующиеся в результате вулканических взрывов, или эксплозий, относятся к *пирокластическим*. Рыхлые продукты газовой взрывной деятельности вулканов (вулканические глыбы, бомбы, лапилли, песок, пепел) называются *тефрами*, а сцементированные пирокластические породы – туфами, вулканическими брекчиями.

В особую группу вулканогенных пород входят *игнимбриты*, сходные как с эффузивными, так и с пирокластическими породами. Характерная черта игнимбритов – присутствие фьямме – включений вулканического стекла линзообразной, пламенивидной формы, погруженных в менее плотную массу. Игнимбриты рассматриваются либо как продукты извержений «палящих туч» (суспензий – частиц расплава в раскаленных газах), либо как результат ликвации газонасыщенных кислых, реже средних лав.

5.2.1. Фации вулканогенных пород

При изучении и геологическом картировании вулканогенных горных пород особое значение приобретает не только разделение их по составу и возрасту, но и выделение среди одновозрастных вулканогенных образований тел, сформировавшихся в различных условиях и фациях вулканогенных пород. Главным фактором, оказывающим влияние на отнесение конкретного тела к определенной фации, является степень

удаленности тела от вулканического жерла, а также глубина, на которой находится тело в момент затвердевания.

Выделяют три типа фаций: *собственно эффузивную, жерловую и субвулканическую*.

Собственно эффузивная фация (лавы, тефра, туфы, игнимбриды) формируется при извержении вулканического материала на поверхность и составляет основную часть вулканической постройки (вулканический конус, купола и обелиски). Среди них можно выделить породы трех субфаций: текучих лав, взрывной (пирокластической) и экструзивной.

Породы жерловой фации (лавы, взрывные брекчи, игнимбриды) формируются при перемещении магмы и газов к поверхности при условии непосредственной с нею связи. Они выполняют трубообразные или трещинные подводящие каналы, жерловины и кратеры.

Породы субвулканической фации составляют тела, образующиеся при движении магмы к поверхности в глубинных корневых зонах вулканов, подземных камерах и их боковых ответвлениях. Субвулканические тела залегают на небольших глубинах без связи с дневной поверхностью.

В областях молодого вулканизма на поверхности развиты преимущественно породы собственно эффузивной фации, а проявления жерловой фации встречаются в виде небольших по размерам тел. Выделение пород субвулканической фации возможно лишь в древних вскрытых эрозией вулканогенных толщах.

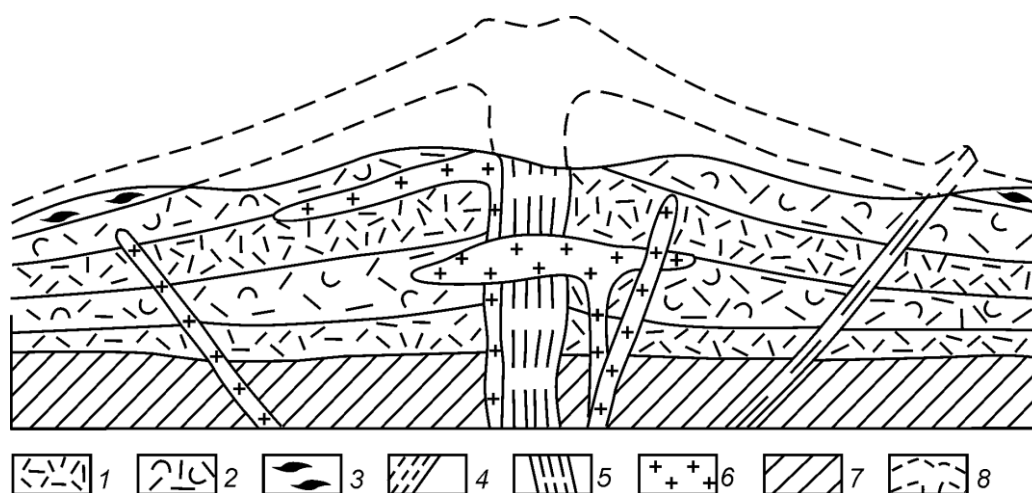


Рис. 62. Идеализированная схема соотношений фаций и субфаций вулканогенных образований, по М.К. Бахтееву [7,9]:

1–4 – собственно эффузивная фация (1 – субфация текучих лав, 2 – взрывная субфация пирокластических пород, 3 – игнимбритовая субфация, 4 – экструзивная субфация: а – куполов и обелисков, б – купольной брекчии); 5 – жерловая фация (некки и дайки); 6 – субвулканическая фация (силлы, лакколиты, дайки); 7 – породы фундамента; 8 – предполагаемые эродированные части вулканической постройки

Взаимоотношения фаций и субфаций могут быть различными (рис. 62). Формы залегания пород различных фаций преимущественно устанавливаются методами геологического картирования, за исключением скрытых, не обнаженных на поверхности субвулканических тел. В последнем случае решающая роль принадлежит геофизическим методам.

В собственно эффузивной фации наиболее распространены покровы, потоки для субфаций текучих лав и эксплозивной и экструзивные купола (для экструзивной субфации).

Покровы представляют собой плоские тела, сложенные, как правило, базальтами и долеритами, имеющие широкое площадное распространение и относительно малую мощность, а также неправильную изометричную форму в плане. Обычно они связаны с трещинными излияниями. Площадь одного покрова может достигать нескольких сотен тысяч квадратных километров, мощность изменяться от первых метров до сотни метров. Покровы пород кислого состава встречаются значительно реже. Они имеют меньшие площадные размеры и могут быть сложены игнимбритами.

Потоки – более распространенные тела по сравнению с покровами. Они могут быть сложены как лавами, так и пирокластами и игнимбритами. Для потоков характерны удлиненная, часто языковидная в плане и линзообразная в поперечном сечении форма, относительно малая мощность, неровная подошва, крутые боковые ограничения (рис. 63). Морфология и размеры этих тел определяются рельефом подстилающей поверхности, степенью вязкости магмы, зависящей от состава и газонасыщенности, силой и направленностью вулканического взрыва (при образовании пирокластических потоков). Самые крупные размеры типичны для базальтовых потоков – их длина достигает нескольких десятков километров при ширине первые километры и мощностях от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. Потоки кислых лав и иг-

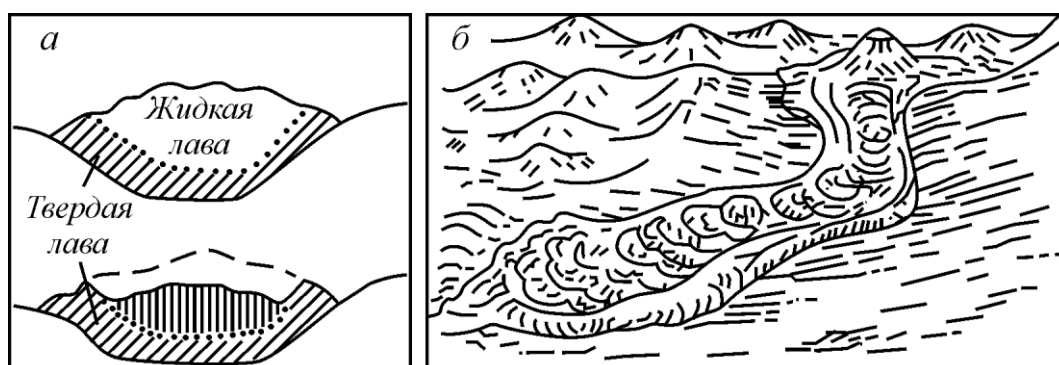


Рис. 63. Схематическая морфоскульптура поверхности лавового потока в поперечном сечении (а) и в плане (б), по Е.Е. Милановскому [7]

нимбритов имеют мощности в десятки и первые сотни метров при длине в несколько километров (рис. 63 б). Потоки связаны с извержениями центрального типа. В отдельных случаях они совместно с покровами образуют огромные лавовые плато.

Для пирокластических пород наиболее характерной формой залегания являются слои (пласты), морфологически сходные с формами залегания осадочных пород. Различия обычно заключаются в меньших площадных размерах пирокластических образований и более значительных колебаниях мощностей.

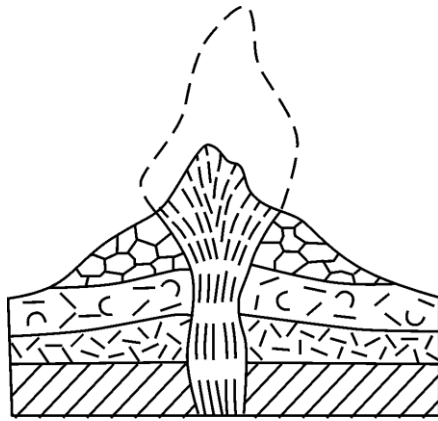
Экструзивные купола представляют собой изометричные в плане, караване- и штокообразные в разрезе тела, достигающие в поперечнике несколько сотен метров. Они сложены эффузивными породами среднего и кислого составов. Образуются вследствие выдавливания из основного и паразитического кратеров вулкана вязкого магматического материала. С разрушением краевых затвердевших частей куполов связано появление вокруг них шлейфа обломочных пород – купольных брекчий (рис. 64), сходных с туфами и вулканическими брекчиями. Купольные брекчии отличаются от вулканических брекчий взрывной субфации составом обломочного материала, идентичным эффузивным породам экструзивного купола, резким уменьшением мощности купольной брекчии по мере удаления от экструзивного тела, сопровождающимся полным исчезновением крупных обломков и глыб. Экструзивные купола пространственно тесно связаны с породами жерловой фации, от которых отличаются отсутствием горизонтальной зональности.

Для жерловых фаций наиболее обычны некки и вулканические трубки, имеющие секущие контакты с вмещающими породами.

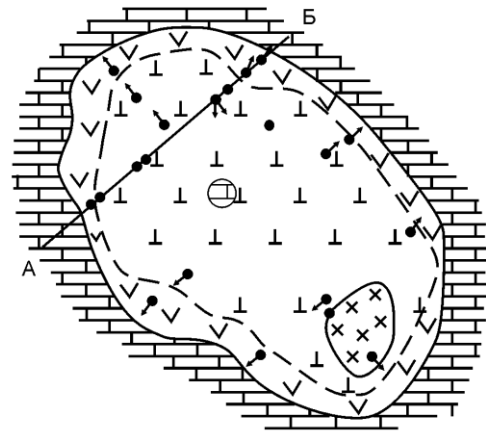
Некки представляют собой трубообразные тела, сформированные в каналах, по которым магма при вулканических извержениях поднимается на поверхность. Таким образом, некки являются частью эруптивного аппарата вулкана. Их форма в плане круглая, овальная или неправильная. Диаметр изменяется от десятков метров до 1,5 км. Боковые стенки некков крутые, вертикальные, нередко расширяющиеся кверху. Состав пород, заполняющих некки, изменчив. Чаще всего – это мелкозернистые или полустекловатые изверженные породы. В некоторых случаях некки сложены грубым не отсортированным пирокластическим материалом (агломератами), пеплом или вулканической брекчией.

В центральной части глубоко эродированных вулканических аппаратов нередко располагаются гранитоидные либо щелочные массивы, образующиеся в нижних частях жерл вулканических аппаратов или в близ поверхностных периферийных очагах.

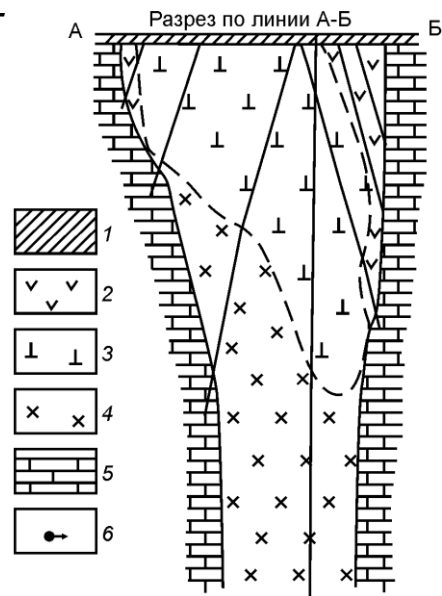
Большое число жерл или вулканических трубок, иногда за-



**Рис. 64. Соотношения жерловой фации и экз-
трузивной субфации, по М.К. Бахтееву [7].**
Условные обозначения см на рис. 48.



**Рис. 65. Геологический план и разрез ким-
берлитовой трубки, по А. Бобричеву [7].**
1 – четвертичные отложения; 2 – измененные
кимберлиты (желтые); 3 – измененные кимбер-
литы (зеленые); 4 – малоизмененные кимберли-
ты; 5 – карбонатные породы; 6 – скважины



ключающих алмазы, обнаружено на Сибирской платформе среди поло-
го-залегающих карбонатных и песчано-глинистых отложений нижнего
палеозоя. Они представляют собой замкнутые горловины изометричной
или овальной формы размером до 2 км в поперечнике, суживающиеся
книзу. Первоначально каналы трубок были заполнены пирокластиче-
ским материалом ультраосновного состава, в который позже внедри-
лись базальты. Породы, выполняющие трубки, местами превращены в
гранатовые и пироксеновые скарны. Вмещающие породы по периферии
трубок залегают спокойно (рис. 65); у контактов с трубками они, как
правило, раздроблены, метаморфизованы и повернуты вверх, а иногда и
вниз. Вдоль контактов трубок с вмещающими породами нередко распо-
лагаются мелкие жилы долеритов.

Наиболее распространенные формы залегания пород субвулкани-
ческой фации – дайки, силлы, лакколиты, штоки. Их конфигурация и
соотношения с вмещающими породами в целом такие же, как у соответ-
ствующих интрузивных тел. Отличия проявляются в значительно

меньших площадных размерах и составе пород. Длина отдельных даек, диаметр изометричных и неправильных по форме в плане тел обычно не превышают нескольких сотен метров – первых километров. Тела сложены афанитовыми разностями пород и лишь наиболее крупные из них в центральных частях могут быть раскристаллизованы. При этом наблюдаются постепенные переходы от эффузивных стекловатых и неполнокристаллических пород к мелкозернистым полнокристаллическим порфиroidным.

5.2.2. Особенности строения эффузивных тел

Тела эффузивных пород – покровы и потоки, как правило, имеют неоднородное строение. Внутренние их части обычно плотные и более раскристаллизованные, поверхностные – пористые, пузыристые, шлаковидные и менее раскристаллизованы. Пористое строение особенно часто отмечается на верхней поверхности, так как именно через нее выходят в атмосферу газы, растворенные в лаве. Нижняя поверхность также приобретает пористое строение вследствие того, что некоторая часть газов выделяется из лавы в том месте, где она соприкасается с холодными подстилающими породами, которые бывают обожженными.

На верхнюю поверхность затвердевающей лавы нередко падают рыхлые продукты извержения. Падающий материал пробивает твердую корку, образовавшуюся на лаве, и вместе с ее обломками погружается в жидкие части потока. В результате затвердевания таких участков формируются породы обломочного строения, называемые лавовыми брекчиями.

Лавовые брекчии образуются и другим способом. При застывании лавы на поверхности возникает шлаковая корка, которая легко трескается и дробится на угловатые обломки, движущиеся по поверхности не застывшей лавы. Они попадают в основание потока.

При остывании затвердевшей лавы, как и в интрузивных породах, возникают первичные трещины отдельности, располагающиеся перпендикулярно главной поверхности охлаждения. Они разбивают покров на вертикальные столбы 5–6-угольной формы. Такая столбчатая отдельность характерна для базальтовых покровов.

В куполах и других телах эффузивных пород, имеющих в плане изометрическую форму, от вертикальных трещин отходят горизонтальные трещины, в результате чего создается параллелепипедная отдельность. Горизонтальные трещины в потоках способствуют образованию плитчатой и пластовой отдельностей, а концентрические трещины – появлению шаровой отдельности. Шаровая отдельность в лавах может возникнуть при подводных излияниях.

6. ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

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

Метаморфические породы обычно характеризуются *полосчатостью*, которая может быть выражена так же четко, как слоистость осадочных пород.

Другое свойство текстур метаморфических пород – это их *сланцеватость* и *гнейсовидность*.

В метаморфических толщах, которые подвержены интенсивным складчатым деформациям, наиболее часто образуются острые, сильно сжатые изоклиналильные складки (рис. 66), осложненные более мелкими и мельчайшими складочками, являющиеся по своей природе складками течения. Для их формирования необходимы высокие температуры (сотни градусов) и большие односторонние давления.

При наложении складчатости иной ориентировки, ранее сформировавшиеся складки вновь вовлекаются в процесс складкообразования с появлением структур, отличных от ранних складок (рис. 67). Шарниры ранних и поздних складок могут совпадать, или не совпадать.

Если наложенные складки сильно сжаты, то в них появляется новая сланцеватость, в общем параллельная осевым поверхностям поздних складок, которая способна полностью или частично затушевывать сланцеватость, образовавшуюся при раннем складкообразовании.

В связи со сложной складчатостью и трудностью установления

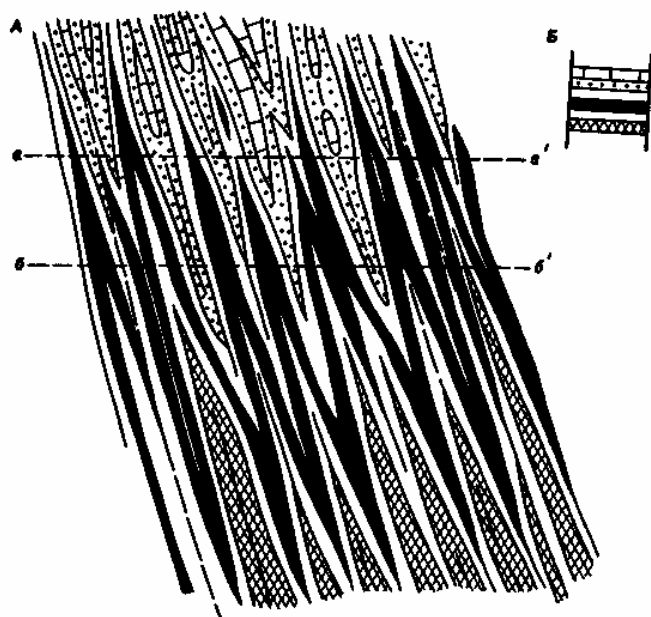


Рис. 66. Схема изокли-
нальной складчатости
(А) и нормальный разрез
слоев, участвующих в
складчатости (Б).
 $a - a'$ и $б - б'$ – границы
обнажения

возраста в метаморфических толщах нередко можно выделить лишь антиформные и синформные складки, основу определения которых составляет форма залегания пород.

При образовании складок пласты, не обладающие достаточной пластичностью, нередко разрываются на отдельные части. При этом из них нередко формируются цилиндрические или четкообразные тела, заключенные в измененную массу более податливых пластических слоев.

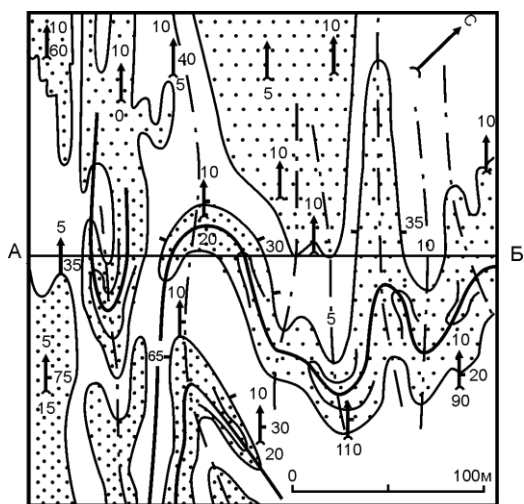
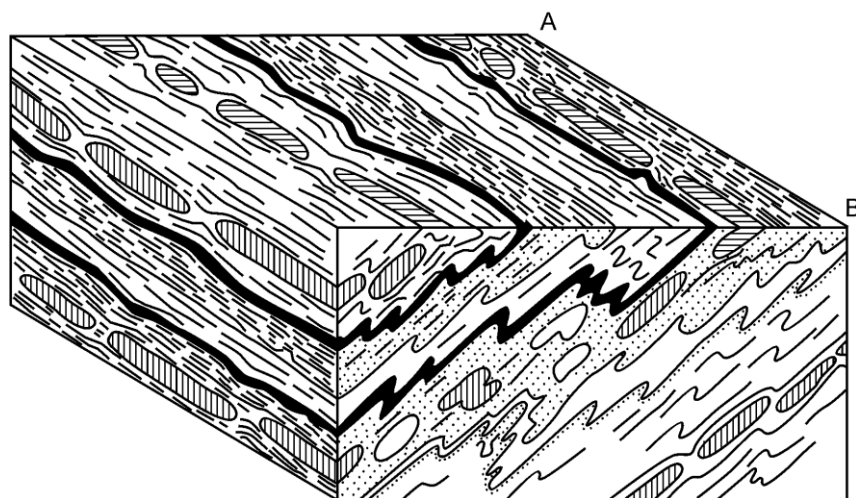


Рис. 67. Наложение прямых складок на лежащие изоклинали в плане и разрезе (Северное Беломорье), по Б.И. Кузнецову:

1 – гнейсы; 2 – амфиболиты; 3 – границы разных пород и углы их падения (штрихи в сторону падения); 4, 5 – осевые поверхности складок (4 – ранних, 5 – наложенных); 6 – направление и углы погружения шарниров складок (цифра у острия стрелки), осевых поверхностей (цифра и бергштриха); цифра у стрелки – углы между крыльями



Рис. 68. Схематическое изображение будинированных ладожских сланцев, по Н.Г. Судовикову. Ребро блока АБ параллельно осям складок



Эти структуры носят название будинаж-структур. В разрезе такие блоки (будины) приурочены к определенному горизонту и имеют форму изолированных, располагающихся одно за другим линзовидных и бочонкообразных тел. Их длинные оси часто параллельны шарнирам складок. Размеры блоков разнообразны – от сотен метров до сантиметров в поперечнике. Их длина во много раз превышает поперечные размеры. Особенно широко будинаж-структуры развиты в глубокометаморфических сериях. Их появлению способствуют высокие давление и температура (рис. 68).

В метаморфических толщах докембрийского возраста широко распространены метаморфические породы с включенными в них жилами пегматитов, аплитов и гранитоидов. Такие образования называются *мигматитами*.

В зависимости от строения различают мигматиты ветвистые, слоистые или имеющие вид интрузивных брекчий, и птигматиты. К последним относятся сложные, извилистой формы жилки гранит-аплитов, пегматитов, реже кварца, наблюдаемые среди метаморфических пород в экзоконтактах кислых интрузивных тел и полях мигматизации.

Среди древнейших метаморфических пород Алдана, Карелии и других районов в гнейсовых и сланцевых кристаллических толщах нередко встречаются куполовидные поднятия, сложенные гранитами и гнейсами, имеющими изометрические, овальные и неправильные очертания, называемые *гранитогнейсовыми куполами*. Иногда граниты и гнейсы формируют тела с брахисинклинальным или чашевидным строением. В поперечнике такие структуры достигают нескольких десятков и сотен километров (рис. 69).

Куполовидные и иные структуры гранитогнейсовых комплексов наиболее типичны для архейских складчатых образований, но они наблюдаются и среди протерозойских и более молодых толщ. Они формируются в условиях течения сильно нагретого (до высокопластичного состояния) вещества под воздействием длительно действовавших сил. Накопление тепла в кристаллическом фундаменте в конечном счете приводит к частичному его плавлению и последующему развитию диапиризма с перемещением легких расплавленных магматических масс. При общей более высокой температуре земной коры в докембрии можно допустить возникновение гранитогнейсовых куполов непосредственно вблизи земной поверхности.

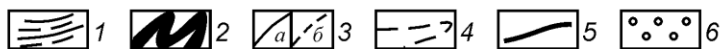
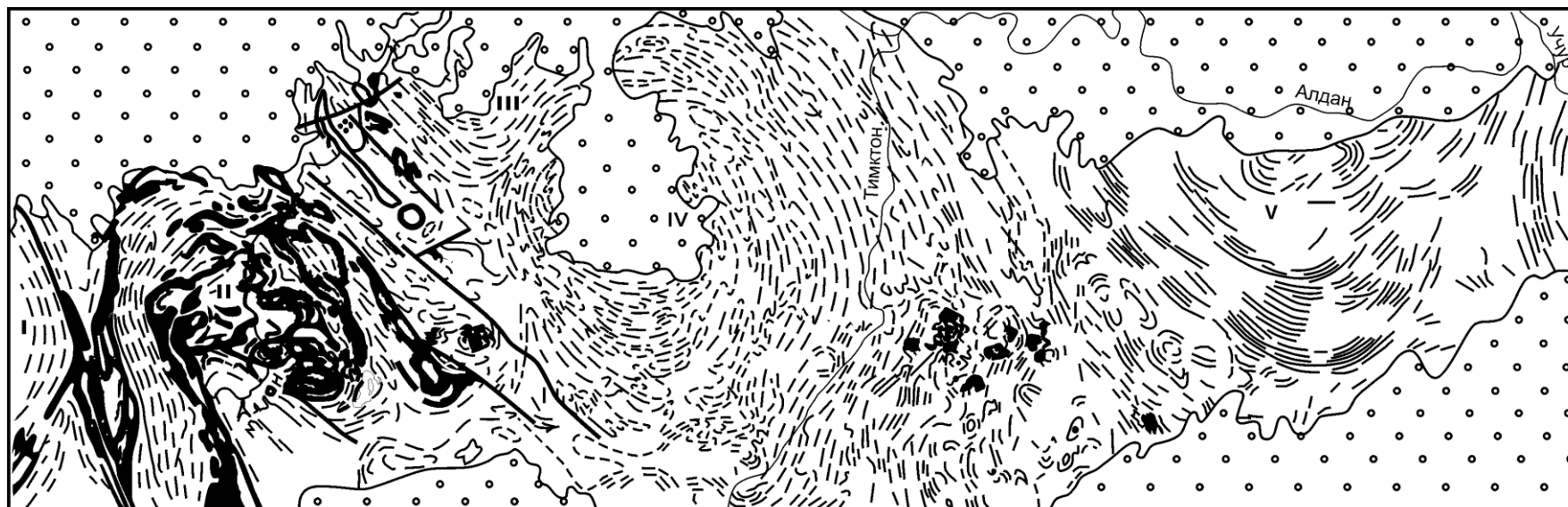


Рис. 69. Гранитоидные купола (I – V) в северной части Алданского щита, по Л.И. Салопу [9]:

1 – простирание слоев, выявленное по аэрофотоснимкам; 2 – различные горизонты кварцитов; 3 – границы стратиграфических подразделений (а – установленные, б – предполагаемые); 4 – простирание осей второстепенных складок; 5 – докембрийские разломы; 6 – докембрийские, кембрийские и юрские отложения платформенного чехла

7. РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

К главным региональным тектоническим структурам, образованным при сочетании многих описанных ранее форм залегания горных пород, относятся структурные элементы земной коры, возникшие как на самых ранних этапах ее формирования, так и продолжающие развиваться в современных условиях. Для них характерны большая протяженность до сотен и тысяч километров, длительность и сложность развития, значительная глубина залегания. Эти структуры отражают процессы не только развития земной коры, но и преобразования глубинных оболочек планеты, прежде всего, астеносферы и верхней мантии в целом.

Большая часть поверхности нашей планеты (5/8) покрыта океаническими бассейнами и лишь 3/8 представляет собой возвышающуюся над уровнем океанов сушу, образующую шесть крупных материковых массивов. На основании результатов бурения, глубинного сейсмического зондирования и гравиметрических данных можно с полной уверенностью говорить о резких, принципиальных отличиях в строении земной коры океанического дна и континентов.

Материковый тип земной коры характеризуется почти повсеместным развитием всех трех слоев (рис. 70). Мощность осадочного и гранит-метаморфического слоев на материках достигает 20–25 км. При этом наибольшая мощность гранит-метаморфического слоя отмечается под высокогорными областями, в то время как в фундаменте древних платформ она снижается до 15 – 20 км и лишь местами достигает максимальных значений. Мощность базальтового слоя составляет 10–15 до 20 км в пределах платформ и до 25–35 км в пределах горных сооружений.

Океаническая земная кора характерна для ложа Мирового океана. Она резко отличается от континентальной как по составу, так и по мощности. Мощность океанической коры колеблется от 5 до 12 км, и в среднем составляет 5–7 км. Состоит она из трех слоев. Верхний слой представлен рыхлыми морскими осадками мощностью от первых сотен метров до 1 км. Скорость распространения сейсмических волн в нем не менее 3 км/с; второй слой, располагающийся ниже, по данным бурения сложен базальтовыми лавами с прослоями карбонатных и кремнистых пород. Мощность второго слоя от 1 до 3 км, а скорость распространения сейсмических волн 4–4,5 км/с; третий слой мощностью 3,5–5 км сложен базитовыми и ультрабазитовыми породами (габбро и пироксениты), которые местами метаморфизованы до амфиболитов. Скорость сейсмических волн в этом слое составляет 6,3–7 км/с.

Помимо океанического и материкового типов земной коры существует еще *переходный* тип, свойственный областям, расположенным ме-

жду океаническим ложем и континентом. В переходном типе коры гранит-метаморфический слой утоняется или совсем отсутствует, тогда под осадочным слоем непосредственно залегает базальтовый. Кора переходного типа развита под окраинными морями и островными дугами Тихого океана, на участках восточного побережья Атлантического океана и в других районах.

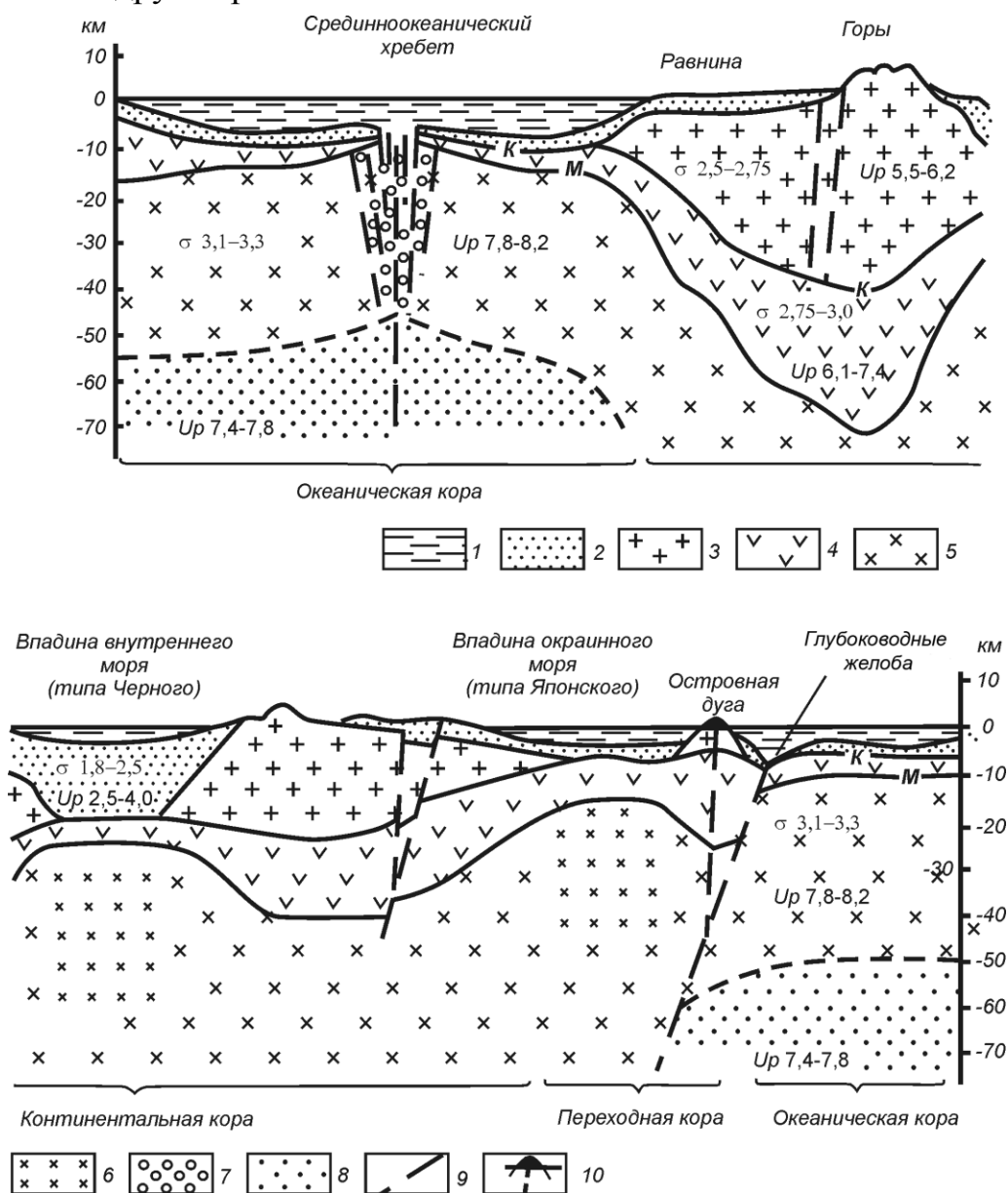


Рис. 70. Строение земной коры материков и океанических впадин [7]:

1 – вода; 2 – 4 – слой (2 – осадочный, 3 – гранит-метаморфический, 4 – базальтовый); 5–7 – мантия (5 – верхняя, 6 – с повышенной плотностью, 7 – с пониженной плотностью); 8 – астеносфера; 9 – разломы; 10 – вулканический конус; К – раздел Конрада; М – раздел Мохоровичича; σ – плотность пород, г/см³; V_p – скорости продольных сейсмических волн, км/с

7.1. Основные тектонические структуры земной коры

Как было отмечено ранее, в строении земной коры и литосферы отчетливо выделяются два ее типа: океанический и континентальный. Первый тип характеризует земную кору океанов, а второй – континентов. Поэтому выделение таких крупных тектонических структур, как континенты и океаны, не только геоморфологическое. Континенты и океаны – это структуры I-го порядка, которые четко различаются по строению тектоносферы.

Различное строение земной коры и ее мощности в пределах океанов и континентов позволяют различать структуры II-го порядка, главными из которых являются срединно-океанические хребты, геосинклинальные подвижные пояса, платформы (океанические и континентальные) и континентальные рифты (табл. 13).

Анализ развития земной коры показывает, что различные ее участки переживали описанную выше последовательность эволюционного развития в разное время. Продолжительность тектонического цикла обычно достаточно велика и достигает 150–200 млн лет, поэтому специфика развития участка земной коры отражается в особенностях его строения, а признаки проявления разных тектонических режимов четко отражаются в современной коре. В настоящее время выделяются зоны интенсивного спрединга и образования молодой океанической коры (например, Атлантический срединно-океанический хребет); зоны интенсивной субдукции – геосинклинали, где происходит накопление осадков, интенсивно проявляется магматизм (например, Восточно-Азиатская зона, протягивающаяся от Курильских островов до Новой Зеландии); зоны горообразования (Гималаи, Кавказ), развивающиеся в орогенном режиме.

Такие активные зоны с большим размахом и контрастностью тектонических движений, проявлением магматических процессов, глубоким метаморфизмом, развитием складчатых, разрывных движений, горообразованием называются *геосинклинальными подвижными* поясами. Таким образом, к геосинклинальным поясам относятся участки коры, находящиеся на геосинклинальном или орогенном этапах развития.

Наряду с активными участками на нашей планете выделяются стабильные области, развивающиеся в платформенном режиме. Примерами таких областей могут служить большая часть европейской территории и территория Западной Сибири.

Таблица 14

Главные тектонические структуры литосферы
(с позиции фиксизма и мобилизма)

порядок структур и тип земной коры		О к е а н ы				К о н т и н е н т ы				Концепция тектонического развития земной коры
I-порядка	II-порядка	Срединно-океанические хребты	Океанические платформы	Геосинклинали	Геосинклинально-складчатые зоны	Континентальные платформы	Континентальные рифты			Фиксизм Теория геосинклиналей и глубинной дифференциации вещества
		Зоны спрединга	Пассивные плиты	Подвижные зоны субдукции	Орогены	Пассивные плиты	Зоны зарождающегося спрединга			
тип земной коры и ее мощность		Океаническая				Континентальная				
		пониженная	нормальная	переходная субокеаническая повышенная	переходная субокеаническая повышенная	нормальная	нормальная	пониженная		

7.1.1. Срединно-океанические хребты

Срединно-океанические хребты – это подвижные пояса, представляющие собой протяженное линейное поднятие, возвышающееся на 3–4 км над средним уровнем дна океана. Их поперечные размеры достигают 0,5–2 тыс. км. Они соответствуют своему названию лишь в Атлантическом и Индийском океанах. В Тихом и Северном Ледовитом океанах они сдвинуты к краю океана.



Рис. 71. Атлантический срединно-океанический хребет

В поперечном сечении срединных хребтов выделяются три зоны: фланговые, гребневые и осевые. Фланговые зоны – наиболее широкие (многие сотни километров). Гребневые зоны имеют ширину 50–100 км; они разбиты продольными разломами на узкие (от 1 до 10 км) блоки-пластины, приподнятые в виде гряд или опущенные относительно друг друга. Осевые зоны в своем типичном виде выражены рифтами – узкими (25–30 км) щелями сложного внутреннего строения. В центральной части рифтов расположены центры молодых базальтовых излияний, а ближе к бортам встречаются горячие источники, несущие сульфиды.

Во фланговых и гребневых зонах хребтов отмечается последовательное удревнение отложений, слагающих океаническое дно, а самые древние из них (юрские) находятся по периферии океанов на приконтинентальных окраинах. Морфология рифтовых зон срединно-океанических хребтов свидетельствует, что они являются зонами активного разрастания океанического дна (рис.71).

7.1.2. Геосинклинали и орогены

Геосинклинали и орогены – это крупные структуры земной коры большой протяженности и очень длительного развития. Для этих структур характерно:

1. Накопление осадков большой мощности (10–25 км).
2. Большая скорость и амплитуда колебательных движений.

3. Наличие крупных разломов, которые разделяют геосинклиналь на отдельные блоки.
4. Интенсивная складчатость и метаморфизм.
5. Широкое проявление интрузивного и эффузивного магматизма.

Аналогами древних геосинклиналей можно считать, во-первых, современные переходные зоны между континентами и океанами Тихоокеанского типа с многочисленными окраинными морями, островными дугами и глубоководными желобами и, во-вторых, морские пространства между континентами.

Развитие геосинклиналей начинается на коре океанического типа, представленной офиолитами, в которые входят снизу вверх: перидотиты, габбро, базальты, кремнистые породы и пелагические известняки. Офиолиты являются аналогами современной океанической коры.

На орогенном этапе развития земной коры геосинклинали превращаются в складчатые сооружения «ороген» как, например, Альпы или Анды (рис.72).

Завершение тектонического цикла и переход от геосинклинального режима к платформенному в разных участках осуществлялись в разное время. Стабилизация участков коры и переход от геосинклинального режима к платформенному называется *консолидацией*. Так как смена режимов в разных участках коры происходила в разное время, различают области древней и молодой консолидации; время консолидации уточняют по наиболее молодым породам, отлагавшимся на доплатформенных стадиях.

7.1.3. Платформы

Платформы (континентальные) – это зоны со спокойным рельефом, малыми амплитудами колебательных движений, практически горизонтальным залеганием маломощных осадочных пород, отсутствием проявлений метаморфизма. Этапы эволюционного развития земной коры отражаются в разрезе платформ. Здесь выделяются два комплекса пород, различающихся по происхождению, характеру дислокаций (рис. 73) и представляющих собой структурные этажи. Нижний этаж сформирован еще на геосинклинально-орогенном этапе, поэтому он сложен метаморфическими и магматическими породами, смятыми в складки, разбитыми многочисленными разломами. Поверхность пород этого этажа носит следы глубокой денудации и выравнивания рельефа. Мощность пород фундамента очень велика и часто измеряется десятками километров. По положению и роли в разрезе платформы нижний структурный этаж называется *складчатым основанием*, или *фундаментом* (рис. 74).

-

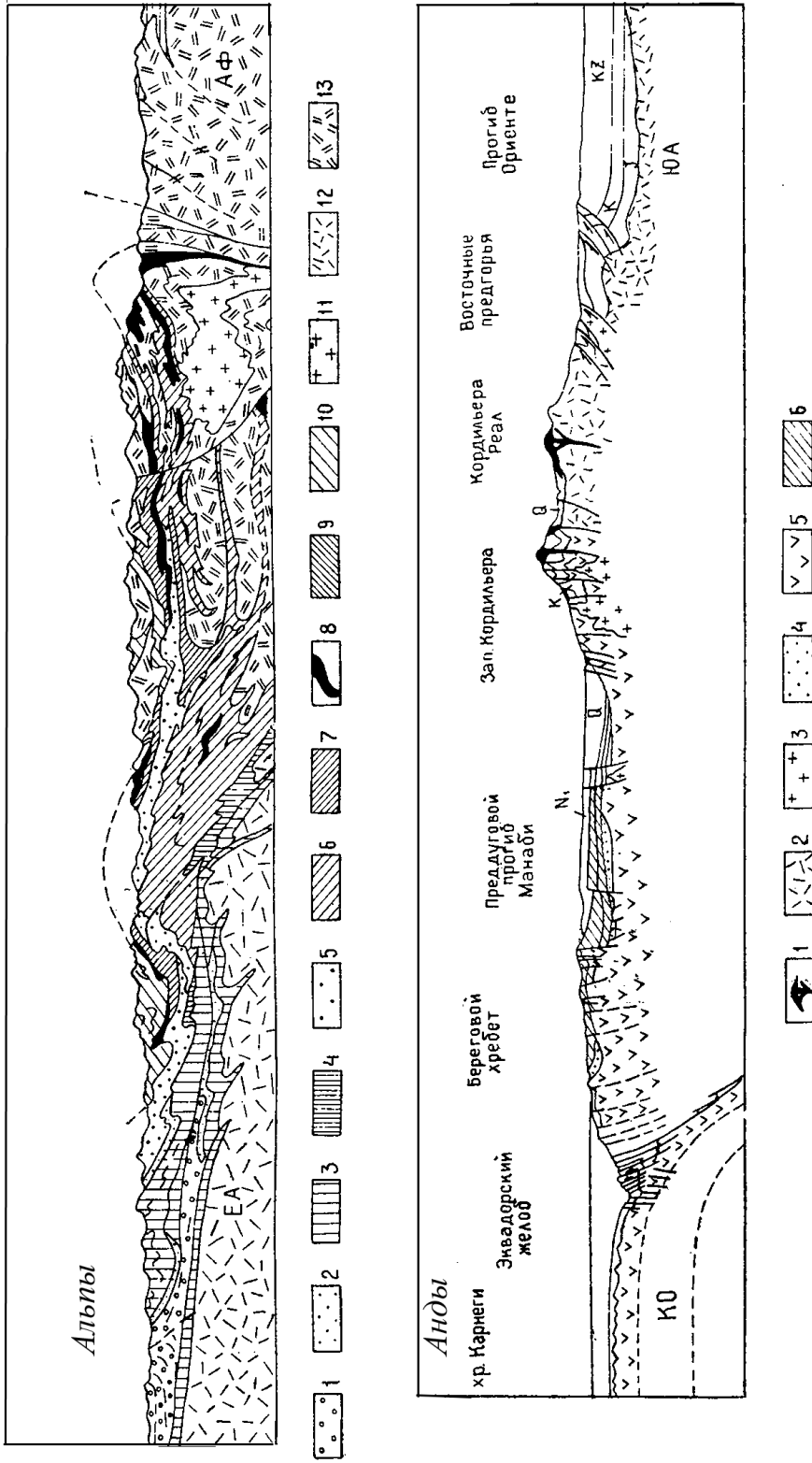


Рис. 72. Геологические профили через межконтинентальный (Альпы) и окраинно-континентальный (Анды) орогены (Альпы – по Р.Трюмпи, Анды (Эквадор), по П. Лонсдейлу, сильно упрощенно). Альпы: 1 – молассы (N+Q); 2 – палеоген (флиш и др.); 3 – пермь и мезозой; 4 – «ультрагелльветский» мезозой; 5 – флиш (K₂+P) Пеннинской зоны; 6 – триас – нижний мел Пеннинской зоны; 7 – покровы Шамс и Фалькнис – Зульцфлю; 8 – офиолиты; 9 – нижневосточноальпийский мезозой; 10 – верхневосточно-альпийский мезозой; 11 – третичные гранитоиды; 12 – доальпийское основание Евразийской плиты (EA); 13 – то же Африканской плиты (AF) Анды: 1 – молодые андезитовые вулканы; 2 – континентальное основание; 3 – плутоны гранитоидов; 4 – меловые пелагические осадки; 5 – океаническая кора (базальты и пр.); 6 – палеоген

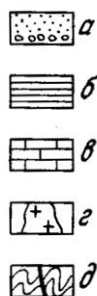
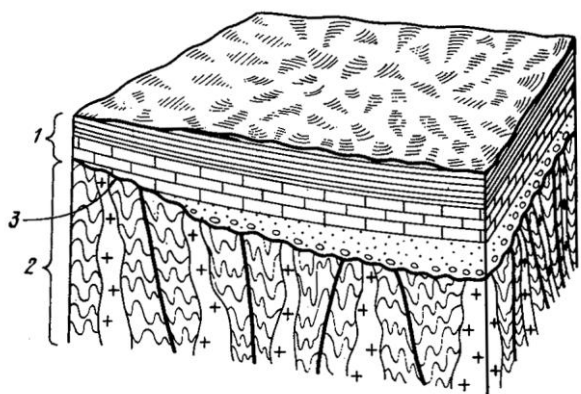


Рис. 73. Структурные этажи платформ.

Породы платформенного чехла: а – пески и конгломераты, б – глины, в – известняки; породы фундамента: г – интрузии магматических пород, д – интенсивно дислоцированные метаморфические породы. 1 – платформенный (осадочный) чехол; 2 – складчатое основание (фундамент); 3 – поверхность размыва

Возраст фундамента соответствует времени завершения активных процессов складкообразования и горообразования на геосинклинальной орогенной стадии, поэтому определение возраста фундамента сводится к определению возраста наиболее молодых пород, входящих в его состав.

Верхний структурный этаж платформ сложен полого залегающими слоями осадочных пород небольшой мощности. Характерными дислокациями являются слабые пликативные изгибы слоев, углы наклона которых часто измеряются долями градуса. Эти породы формируются на платформенной стадии развития и слагают платформенный, или осадочный чехол.

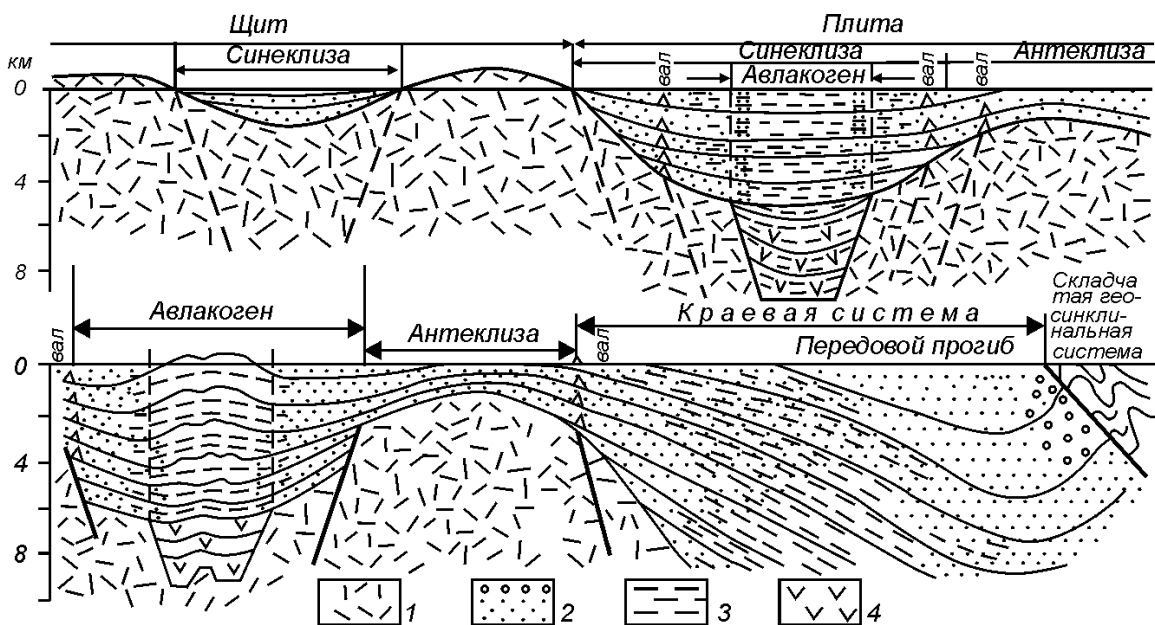


Рис. 74. Основные элементы внутреннего строения платформы [19]:

1 – фундамент; 2 – 4 – чехол (2 – обломочные отложения; 3 – соли; 4 – основные вулканиты)

В осадочном чехле образуются спокойные платформенные структуры в виде антеклиз и синеклиз (впадин, прогибов). Они обычно приурочены к блокам фундамента, занимающим разное гипсометрическое положение, и генетически связаны с ними. В целом участки платформы двухэтажного строения называют *плитами*. Блоки фундамента, обнаженные на поверхности, образуют участки одноэтажного строения платформ и называются *щитами*.

Представляют интерес зоны сочленения геосинклинальных и платформенных областей.

Интенсивные восходящие движения и горообразование в пределах геосинклинального пояса часто приводят к заложению вдоль края стабильной платформы зоны глубинных разломов, называемой *краевым швом*.

В других геологических условиях вдоль края платформы образуется *передовой (краевой) прогиб*. Образование его связано с дроблением края платформы и появлением здесь активных разломов. Краевой прогиб в основном выполняют продукты разрушения образующихся горных сооружений.

7.1.4. Рифтогенные структуры

В настоящее время к рифтам (рифтогенным структурам) относят региональные узкие линейные пояса деструкции, формирующиеся в результате растяжения и раздвига земной коры. Не менее широко развиты они и в пределах океанов, но условия образования рифтов в океаническом дне существенно иные.

Основные признаки рифтогенных структур сводятся к следующему.

Континентальные рифты имеют большую протяженность (сотни и тысячи километров) и резко выраженную линейность. Их ширина может составлять и первые километры, и многие десятки и даже сотни километров. По мере развития ширина рифта увеличивается, что до некоторой степени может отражать время их заложения.

Рифтогенные структуры возникают в условиях растяжения земной коры. При этом происходят ее утонение и раздвиг, поперечный к направлению рифта, нередко сопровождающийся полным разрывом гранит-метаморфического, а иногда и базальтового слоев.

Наиболее крупные из рифтов приурочены к осевым частям длительно развивающихся сводовых поднятий платформ, благодаря чему в современном рельефе кайнозойские рифты выражены четко очерченными понижениями (рифтовыми долинами), ограниченными окружающими хребтами. Разрывы, обрамляющие рифты, принадлежат к нормальным сбросам или сбросодвижкам, но у длительно развивающихся рифтов появляются и взбросы; раздвиги в рифтовых поясах приводят к

появлению подчиненных по размерам параллельных или ветвящихся грабенов и горстов. У замыкания рифтов формируются грабены, сходящиеся к началу рифта под острым углом. Развитие рифтов сопровождается повышенным тепловым потоком и интенсивным базальтоидным вулканизмом.

Для рифтогенных структур типичны четко выраженные отрицательные аномалии силы тяжести, за исключением участков полного разрыва земной коры и появления на небольших глубинах выжатого вверх мантийного вещества. Поверхность *M* под рифтами приподнята до 10–15 км, а верхняя мантия разуплотнена (скорости сейсмических волн понижаются под рифтами с 8,2–8,5 до 7–7,8 км/с). Таким образом, в поперечном сечении большинство крупных рифтов напоминает двояковогнутую линзу.

По Е.Е. Милановскому, наиболее древние, отчетливо выраженные рифтогенные структуры известны в протерозое (авлакогены в фундаменте Восточно-Европейской платформы). Палеозойские рифты распространены значительно шире. К ним относится Днепровско-Донецкая впадина. В мезозое рифтогенез в континентальной зоне продолжает расширяться. В это время закладываются и развиваются самые крупные из современных рифтогенных структур: Красноморский, Байкальский, Рейнский рифты и др.

Байкальский рифтовый пояс расположен в осевой части сводового поднятия земной коры, вытянутого с северо-востока на юго-запад (рис. 75). Рифт ограничен крупными глубинными сбросами и имеет длину более 1000 км, ширину до 60 км. Наибольшая глубина в озере составляет 1650 м. Хребты, обрамляющие рифт, сложены поднятыми на значительную высоту архейскими и нижнепротерозойскими кристаллическими породами. Толщина неуплотненных осадков в рифте достигает 3 км. Возраст наиболее древних из них соответствует 25–30 млн лет, что позволяет отнести возникновение рифта к концу олигоцена со средней скоростью погружения 0,6 см/год и горизонтальным раздвигом 0,2–0,3 см/год.

На востоке от оз. Байкал находятся многочисленные шлаковые и туфовые конусы, потоки и покровы лав, возраст которых не превышает нескольких десятков тысяч лет.

Под Байкальским рифтом расположена обширная положительная гравитационная аномалия, а мощность гранит-метаморфического слоя утонена на 8–12 км.

Заложение Байкальского рифта связывают с возникновением очага аномальной мантии пониженной плотности, приподнявшей земную кору и вызвавшей растяжение и утонение земной коры в осевой части свода. В результате растяжения возникли разломы (сбросы) в земной коре, которые обрамляют рифт.

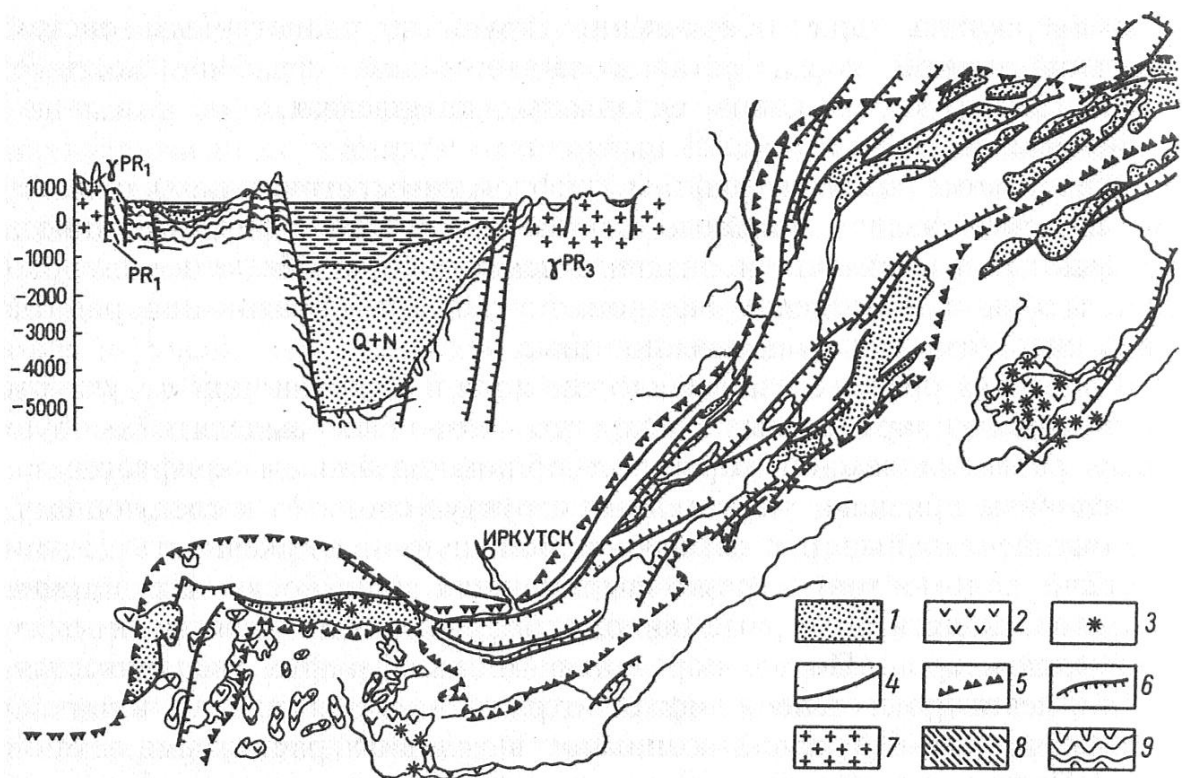


Рис. 75. Разрез и план Байкальской рифтовой зоны, по В.П. Солоненко, Н.А. Флоренсову, с изменениями [19]:

1 – неоген-четвертичное выполнение рифта; 2 – неоген-четвертичные платобазальты; 3 – потухшие четвертичные вулканы; 4 – край Сибирской платформы; 5 – контуры сейсмического пояса с интенсивностью землетрясений до $M=6,5$; 6 – сбросы; 7 – границы (протерозой); 8 – метаморфический нижний палеозой; 9 – архей (мраморы, сланцы, гнейсы)

Среди палеозойских рифтов наиболее полно изучен Днепровско-Донецкий палеорифт (рис. 76). Он заполнен мощной толщей осадочных отложений девонского и каменноугольного возраста. Породы девона, турне и визе наблюдаются в центральной части рифта, тогда как на его бортах осадочный разрез начинается с верхнего визе. С намюрского века палеорифт не отличается своей активностью от окружающих его структур.

В центральной части палеорифта расположен линейно ориентированный грабен, ограниченный крупными сбросами с амплитудами смещения до 5 км и более. Грабен служит основанием для образовавшегося в позднем визе широкого пологого прогиба типа синеклизы. Среди верхнедевонских пород присутствуют огромные по объему залежи солей, достигающие мощности до 2 км, заключающие покровы, линзы и секущие тела базальтов.

Дислокации в осадочных толщах Днепровско-Донецкого палеорифта

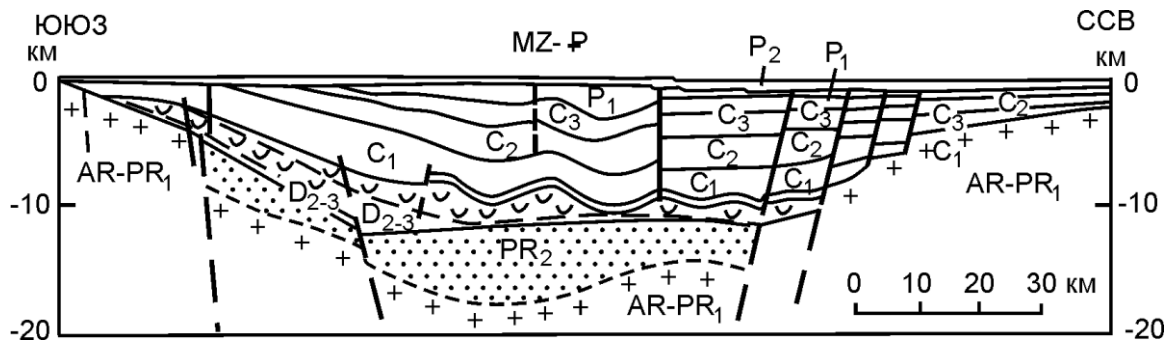


Рис. 76. Разрез через Днепрово-Донецкий палеорифт, по В.Б. Сологубу, А.В. Чекунову [7]

относительно просты, в них развиты не напряженные складки, местами осложненные надвигами. Глубинное строение Днепрово-Донецкого палеорифта имеет характерные черты мезокайнозойских рифтов. Гранит-метаморфический слой утонен от 20 на бортах и до 12 км в центральном грабене, а базальтовый слой – от 30 до 18 км. Поверхность *M* на бортах расположена на глубине 45 км, а в центре – 30–35 км.

Примером позднепротерозойского палеорифта может служить Пачелмский прогиб Восточно-Европейской платформы.

В заключение отметим, что до настоящего времени не установлено, какой процесс в рифтообразовании первичный – растяжение и последующее перемещение вверх мантийного материала или, наоборот, появление разогретой разуплотненной мантии, ее перемещение вверх и растяжение земной коры.

7.1.5. Структуры, образовавшиеся при смещении литосферных плит

Начало развития учения о тектонике плит связано с гипотезой спрединга (расширения) океанического дна (Дж. Т. Уилсон). Гипотеза была основана на данных, полученных при изучении с помощью эхолота рельефа океанического дна, выявившего существование единой глобальной системы срединно-океанических хребтов протяженностью более 60 000 тыс. км (1956).

Теоретические основы тектоники плит заложены американцами Д.П. Мак-Кензи, Р.Л. Паркером (1967), В.Л. Морганом (1968) и французом Кс.Ле Пишоном (1968) [7]. По их представлениям жесткий поверхностный слой Земли (литосфера) испытывает сильные деформации только вдоль относительно узких линейных подвижных поясов, состоящих из складчатых хребтов, океанических желобов, островных дуг, разломов, поясов спрединга (образование новой земной коры) и субдукции (поглощение земной коры), делящих литосферу на семь крупных и несколько мелких жестких асейсмичных плит (рис. 77), не подвергаю-

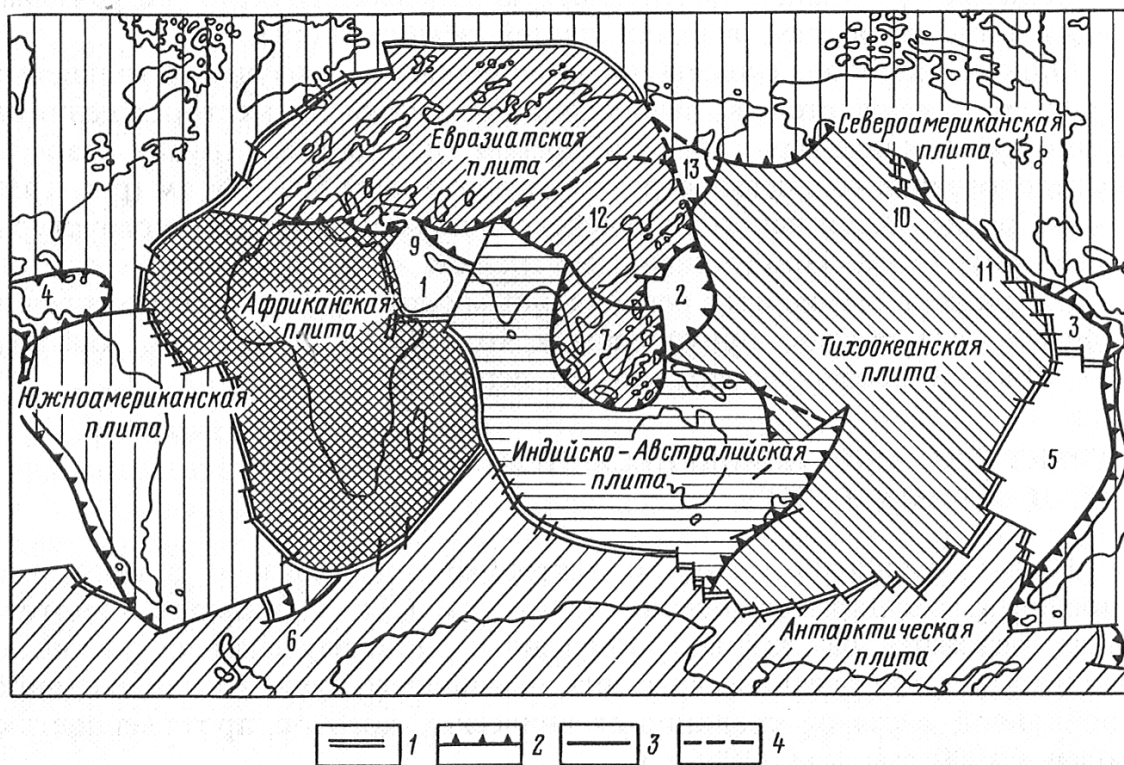


Рис. 77. Литосферные плиты Земли.

1–3 – границы плит: 1 – конструктивные, оси спрединга (наращивание коры), 2 – деструктивные, оси субдукции (поглощение коры), 3 – консервативные, сдвиговые (трансформные разломы); 4 – условные границы; малые плиты и микроплиты: 1 – Аравийская, 2 – Филиппинская, 3 – Кокосовая, 4 – Карибская, 5 – Наска, 6 – Южно-Сандвичевская, 7 – Индокитайская, 8 – Эгейская, 9 – Анатолийская, 10 – Хаундефука, 11 – Ривера, 12 – Китайская, 13 – Охотская

щихся значительным внутриплитным деформациям. Каждая из плит участвует в общем движении литосферы, но в силу особенностей глубинного строения имеет и автономную составляющую смещения. Границы плит надежно установлены геофизическими методами и включают блоки как континентальной, так и океанической коры. К границам плит приурочена подавляющая часть эпицентров землетрясений и большая часть новейших вулканов.

Выделяются три типа границ плит.

1. Конструктивные, или дивергентные, сочленения плит, где по мере их раздвигания формируется новая кора (гребни срединно-океанических хребтов).

2. Деструктивные, или конвергентные, сочленения, где кора сокращается за счет сжатия (молодые складчатые горные пояса) при сближении плит или поглощается, когда одна плита пододвигается под

другую (глубоководные желоба).

3. Консервативные, или сдвиговые, сочленения, когда плиты движутся относительно друг друга в горизонтальном направлении вдоль разломов (сдвигов), структуры коры при этом не меняются.

Основные региональные структуры, сформировавшиеся в результате смещения литосферных плит, выделяющиеся как на океаническом дне, так и в континентальной коре, следующие: зоны спрединга, трансформные разломы, островные дуги, зоны субдукции, глубоководные желоба, окраинные моря, складчатые горные хребты, рифтогенные структуры.

Зоны спрединга – это зоны активного раздвига литосферных плит (рис.77), воздымания и растекания астеносферного вещества и формирование молодой океанической коры. Для них характерна повышенная сейсмичность и высокое значение теплового потока.

Морфологически зоны спрединга выражены осевыми рифтами срединно-океанических хребтов. В центральной части рифтов проявляется интенсивный базальтовый магматизм. По мере раздвигания плит поднимающаяся по системе вертикальных каналов магма застывает в виде серии даек, а изливаясь на поверхность океанического дна, образует потоки и покровы подушечных лав.

Трансформные разломы представляют собой крупномасштабные сдвиги и пересекают срединно-океанические хребты, а местами и глубоководные желоба в поперечном направлении. Смещения могут достигать 1000 км и более. Они заканчиваются в океанической коре и не переходят на континенты. Существование трансформных разломов на дне океанов подтверждается сейсмическими данными; к ним приурочены эпицентры мелкофокусных землетрясений.

Островные дуги представляют собой цепочки вулканических, реже невулканических островов, дугообразно изогнутых и почти повсеместно обращенных выпуклостью к востоку. Они ограничивают окраинные моря от периферийных частей океанов и расположены только у восточных окраин континентов. Здесь проявлен вулканизм андезитового состава. Под большей частью дуг, например Японской и Курильской, присутствует континентальная кора мощностью до 25–30 км; другие дуги (Алеутская и др.) подстилаются корой океанического типа. Нередко острова разъединены поперечными сдвигами.

Зоны субдукции (сейсмофокальные зоны) расположены с внешней (океанической) стороны островных дуг, включают в себя пространство до глубоководных желобов шириной 100–150 км и вытянуты параллельно островным дугам. Они представляют собой зоны сейсмической активности – сейсмофокальные зоны, уходящие в мантию на глубину до 650–720 км (не менее 150–200 км). Зоны наклонены в сторону конти-

нентов в верхней части (до глубин 150–200 км) под углом 35–40°, в нижней части более круто – до 55° (в среднем 45°). Эти зоны открыты японским сейсмологом К. Вадати в 1938 г., а позже изучены советским петрографом А.Н. Заварицким и американцем Г. Беньофом и получили название зон ВЗБ (рис. 78). В верхней части ВЗБ коровые землетрясения имеют широкий разброс, но ниже концентрируются в пластине толщиной 30–40 км.

Данные, полученные при изучении землетрясений, свидетельствуют об обстановке сжатия в пределах зон ВЗБ и встречных движений по

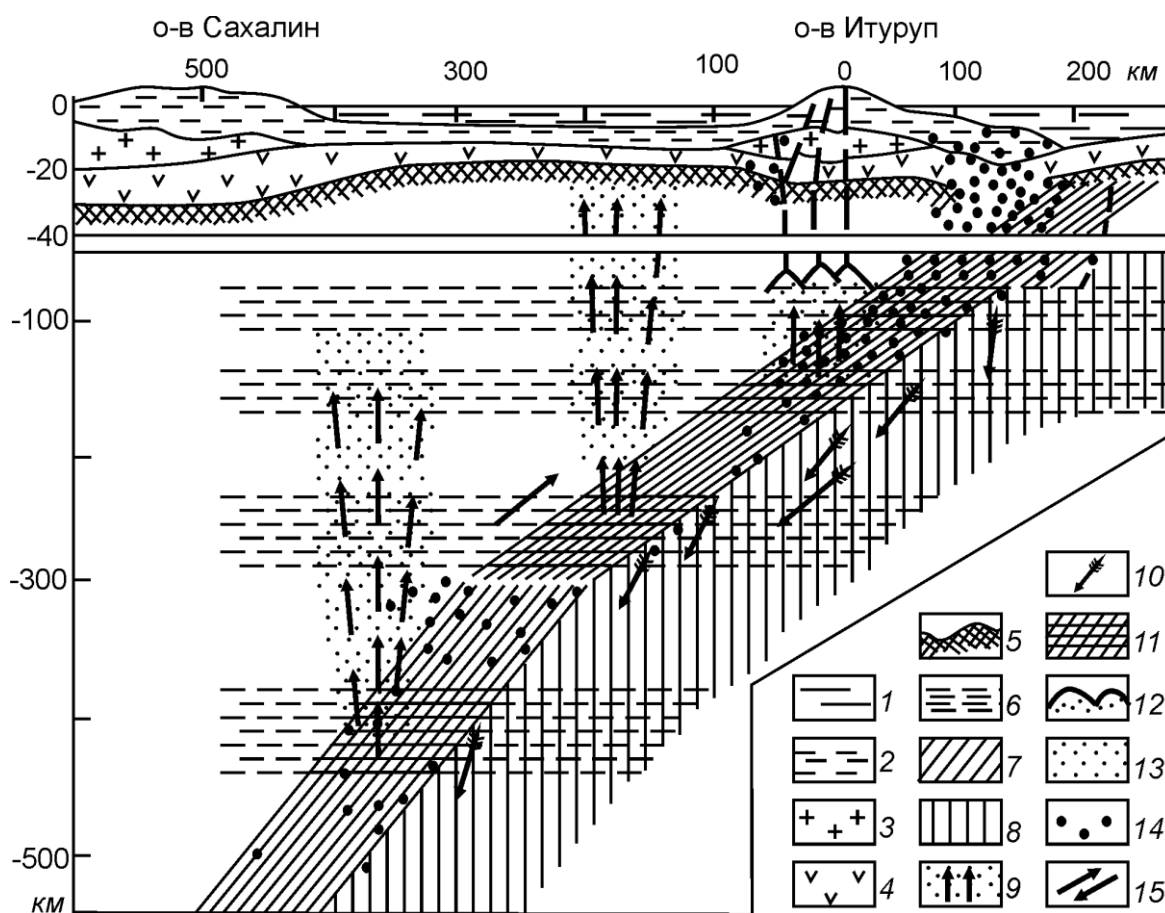


Рис. 78. Структура сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона по профилю острова Итуруп [7], по Г.С. Гнибиденко и др:

1 – вода; 2–4 – слои (2 – осадочный и вулканогенный, 3 – гранит-метаиорфический, 4 – базальтовый); 5 – раздел Мохоровичича; 6 – астеносферные слои с пониженной скоростью; 7 – фокальная зона землетрясений; 8 – наклонный слой верхней мантии; 9 – поток тепла и летучих компонентов; 10 – направление опускания тяжелой охлажденной верхней мантии; 11 – вероятные области магмообразования; 12 – предполагаемая область скопления магматических продуктов; 13 – область с повышенными скоростями сейсмических волн; 14 – гипоцентры землетрясений; 15 – ориентировка смещений

наклонной поверхности островодужной части коры вверх (надвиг) и океанической части вниз (поддвиг или субдукция). Очаги землетрясений сосредоточены вдоль зоны неравномерно; на одних участках они образуют сгущения, на других могут полностью отсутствовать.

Вулканы островных дуг расположены, как правило, над теми участками сейсмофокальных зон, где глубина достигает 100–150 км, т.е. областями плавления астеносферы. Здесь могут находиться первичные магматические очаги, дающие начало вулканам.

Глубоководные желоба. Со стороны океана островные дуги окаймляются глубоководными желобами. Это – узкие ложбины на дне океана глубиной от 7–8 до 10–11 км (наибольшей глубиной обладает Марианский желоб – 11 034 м), длиной во многие сотни, нередко тысячи километров, шириной в несколько десятков километров. Желоба обладают V-образным, но асимметричным профилем – их внешний океанический склон всегда пологий, внутренний – крутой. Узкая полоса в осевой части желоба может иметь плоское дно с небольшим количеством осадков. Со стороны океана параллельно желобу обычно протягивается краевой вал высотой в несколько сотен метров.

Глубинный тепловой поток, фоновый в пределах краевых валов, заметно понижается в желобах и снова повышается в островных дугах. Глубоководные желоба вместе с зонами ВЗБ и островными дугами представляют собой единую систему, связанную процессами их формирования и развития. Предполагается, что образование глубоководных желобов происходит вследствие пододвигания (поглощения) океанической коры литосферных плит вдоль зон субдукции под кору окраин континентов.

Окраинные моря располагаются у восточных границ континентов и отгорожены от океанов островными дугами. Моря имеют котловинное строение и глубину до 4–5 км. В их центральных глубоководных частях континентальная кора отсутствует, а мощности осадочного слоя повышены и могут достигать 10–12 км. Предполагается, что образование окраинных морей связано с раздвигами земной коры, сопровождавшимися полным разрывом континентальной коры в результате горизонтальных смещений литосферных плит или составляющих их блоков.

Складчатые горные хребты возникают на границах деструктивного, конвергентного сочленения литосферных плит. Примером может служить высокогорный пояс, охватывающий хребты Южного Тянь-Шаня, Памира и Гиндукуша, возникший при столкновении Индийско-Австралийской и Евразийской плит. В результате континентальной субдукции (пододвигания) окраины Индийско-Австралийской плиты под евразийскую произошло увеличение мощности континентальной

коры до 70–75 км. На всех геологических и тектонических картах этих областей видны структуры перемещения отдельных блоков в северном направлении в виде дугообразных поясов складок, обращенных выпуклостью к северу и разделяющих блоки с различными амплитудами смещения крупных меридиональных сдвигов.

Список литературы

1. Абрамович И.И., Бурдэ А.И. и др. Геодинамические реконструкции. – Л.: Недра, 1989. – 278 с.
2. Ажгирей Г.Д. Структурная геология. – МГУ, 1956. – 493 с.
3. Белоусов В.В. Структурная геология. – МГУ, 1961. – 205 с.
4. Белоусов В.В. Основы геотектоники. – Москва.: Недра, 1989. – 382 с.
5. Одесский И.А. Практические задачи седиментационной периодичности. Текст лекций. – Л.: ЛГИ, 1987. – 65 с.
6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин Л.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. – М.: Недра, 1976. – 231 с.
7. Куликов В.Н., Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование: учебник для техникумов. – М.: Недра, 1991. – 286 с.
8. Куликов В.Н., Михайлов А.Е. Руководство к практическим занятиям по структурной геологии и геологическому картографированию. – М.: Недра, 1993. – 144 с.
9. Михайлов А.Е. Основы структурной геологии и геологического картирования. – М.: Недра, 1967. – 275 с.
10. Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. – М.: Недра, 1973. – 432 с.
11. Михайлов А.Е., Шершуков В.В., Успенский Е.П. и др. Лабораторные работы по структурной геологии, геокартированию и дистанционным методам. – М.: Недра, 1988. – 196 с.
12. Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин. – М.: Наука, 1975. – 176 с.
13. Новая глобальная тектоника (тектоника плит). Сб. статей. – М.: Мир, 1974. – 471 с.
14. Павлинов В.Н., Соколовский А.К. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. Основы общей геотектоники и методы геологического картирования. – М.: Недра, 1990. – 318 с.
15. Сократов Г.И. Структурная геология и геологическое картирование. – М.: Недра, 1972. – 280 с.
16. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. – М.: МГУ, 1991. – 445 с.
17. Хайн В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. – М.: Недра, 1985. – 326 с.
18. Хиллс Е.Ш. Элементы структурной геологии. – М.: Недра, 1967. – 479 с.
19. Якушова А.Ф., Хайн В.Е., Славин В.И. Общая геология / Под ред. В.Е. Хайна. – М.: Изд-во МГУ, 1988. – 448 с.

Оглавление

Предисловие	3
1. Основы структурной геологии	4
1.1. Содержание и методы	4
1.2. Геологическая карта	5
1.2.1. Общие требования к оформлению геологических карт	7
1.2.2. Условные знаки геологических карт	7
1.2.3. Условные обозначения (легенда)	11
1.2.4. Стратиграфические колонки	13
1.2.5. Геологические разрезы	13
2. Структурные формы и структуры	14
2.1. Слоистые (стратиграфические) структуры	16
2.1.1. Структурные типы слоистости и их происхождение	17
2.1.2. Первичные особенности поверхности наложения	20
2.1.3. Генезис слоистой структуры осадочных толщ	21
2.1.4. Согласное и несогласное залегание горных пород	23
3. Формы залегания горных пород	26
3.1. Горизонтальное залегание осадочных горных пород	26
3.1.1. Изображение горизонтально залегающих слоев на геологической карте и измерение мощности слоя	26
3.1.2. Составление геологических карт и разрезов	28
3.2. Наклонное залегание слоев	28
3.2.1. Элементы залегания слоев	29
3.2.2. Определение заложения и решение задач с помощью заложения	32
3.2.3. Построение геологических разрезов по картам с наклонным залеганием слоев	35
3.3. Складчатые формы залегания слоев	36
3.3.1. Понятие об условиях деформации горных пород	36
3.3.2. Складки и их элементы	41
3.3.3. Морфологическая классификация складок	42
3.3.4. Динамические условия образования складок	48
3.3.5. Геологические условия образования складок	49
3.3.6. Изображение складок на картах и разрезах	54
3.3.6.1. Построение разрезов складок	55
3.3.6.2. Построение структурных карт	60
3.3.6.3. Определение приконтурной зоны ВНК	63
4. Разрывные дислокации	64
4.1. Трещины в горных породах (разрывы без смещения)	64
4.1.1. Классификация трещин	65
4.1.2. Тектонические трещины	66
4.2. Дизъюнктивы (разрывы со смещениями)	70
4.2.1. Элементы дизъюнктива	71
4.2.2. Классификация дизъюнктивов (морфологическая и кинематическая)	71

5. Формы залегания магматических пород	77
5.1. Формы залегания интрузивных пород	78
5.1.1. Внутреннее строение интрузивных массивов.....	83
5.2. Формы залегания эффузивных пород.....	85
5.2.1. Фации вулканогенных пород.....	86
5.2.2. Особенности строения эффузивных тел	91
6. Формы залегания метаморфических пород	92
7. Региональные структуры земной коры	96
7.1. Основные тектонические структуры земной коры.....	98
7.1.1. Срединно-океанические хребты.....	100
7.1.2. Геосинклинали и орогены.....	100
7.1.3. Платформы.....	101
7.1.4. Рифтогенные структуры.....	104
7.1.5. Структуры, образовавшиеся при смещении литосферных плит.....	107
Список литературы.....	113

Учебное издание

КНЫШ Сергей Карпович
ГУМЕРОВА Нина Вадимовна
ПОЛИЕНКО Александр Константинович

ОСНОВЫ СТРУКТУРНОЙ, ИСТОРИЧЕСКОЙ И РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ

Часть I. Структурная геология

Учебное пособие

Научный редактор
доктор наук

И.В. Кучеренко

Редактор
Верстка

Р.Д. Игнатова
Л.А. Яковлева

Подписано к печати 22.12.2008. Формат 60x84/16. Бумага «Снегурочка».
Печать XEROX. Усл.печ.л. 6,75. Уч.-изд.л. 6,1.
Заказ с211. Тираж 25 экз.



Томский политехнический университет
Система менеджмента качества
Томского политехнического университета сертифицирована
NATIONAL QUALITY ASSURANCE по стандарту ISO 9001:2000



ИЗДАТЕЛЬСТВО ТПУ. 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30.