

**Л.В. Милосердова
А.В. Мацера
Ю.В. Самсонов**

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ



Москва 2004

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Российский государственный университет нефти и газа
имени И.М. Губкина

Факультет геологии и геофизики нефти и газа

Кафедра теоретических основ поисков и разведки нефти и газа

Л.В. Милосердова, А.В. Мацера, Ю.В. Самсонов

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Рекомендовано Учебно-методическим объединением вузов Российской Федерации по нефтегазовому образованию в качестве учебника для специальностей 080500 – «Геология нефти и газа» и 080900 – «Геофизические методы исследования скважин»

 Издательство
«НЕФТЬ И ГАЗ»
РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина

Москва—2004

УДК 551.24.
М 60

М 60 Милосердова Л.В., Мацера А.В., Самсонов Ю.В. Структурная геология: Учебник для вузов. М.: ФГУП Изд-во «Нефть и газ» РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2004. — 540 с.

ISBN 5-7246-0303-9

Описаны структурные формы земной коры, их морфология, происхождение и изображение. Приведены сведения об истории структурной геологии и ее основных методах.

Учебник предназначен для студентов специальностей 080500 — «Геология нефти и газа», 080400 — «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых» и 080900 — «Геофизические методы исследования скважин», а также направления 663200 — поиски и разведка месторождений полезных ископаемых.

Рецензенты — д. г. - м. н., проф. Баженова О.К.,
МГУ им. М.В. Ломоносова
д. г. - м. н., проф. Серкерев С.А.,
РГУ нефти и газа им И.М. Губкина

Авторы выражают благодарность за спонсирование издания данной книги ООО НГК «ИТЕРА»

УДК 551.24.

ISBN 5-7246-0303-9

- © Л.В. Милосердова, А.В. Мацера, Ю.В. Самсонов, 2004
- © РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2004
- © Федеральное государственное унитарное предприятие Издательство «Нефть и газ» РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2004

ПРЕДИСЛОВИЕ

К настоящему времени большая часть месторождений углеводородов, залегающих в приповерхностных частях земной коры, обнаружена, разведана и разрабатывается. Теперь перед геологами-нефтяниками стоят более сложные задачи: найти и оценить запасы нефти и газа на большой глубине, в сложных геологических и географических условиях, включая недра Мирового океана. Так как стоимость проходки буровых скважин продолжает оставаться высокой и разбуренность глубоких горизонтов всегда недостаточна, представление о геологическом строении глубоких недр формируется, в значительной степени, на основе косвенных данных и теоретических моделей. Это приводит к тому, что все большую роль в нефтегазовой геологии играют науки, ориентированные на моделирование недр, такие как структурная геология, геологическая картография, геометрия недр. Предлагаемая работа — первое издание учебника по структурной геологии для студентов-нефтяников. При его подготовке авторы опирались на многолетний опыт преподавания этой дисциплины в РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина.

Что отличает этот учебник от других учебников структурной геологии?

Он предназначен для нефтяников, которых интересуют, в первую очередь, подвижные флюиды — газ, нефть, вода, постоянно мигрирующие из областей пониженного давления в области повышенного давления. Флюиды, не имея собственной формы, заполняют приготовленные им природой преимущественно в осадочных горных породах ловушки — определенные структурные формы и их сочетания, наиболее благоприятные для накопления в них залежей углеводородов. Поэтому в учебнике главное внимание уделено структурным формам осадочных горных пород. Традиционные классификации

элементарных структурных форм строились, главным образом, на материалах изучения складчатых областей, там, где они видны непосредственно. В данном учебнике мы попытались, по возможности, сместить пропорции, так как нефть и газ в основном залегают в пологозалегающих образованиях платформенного чехла.

В настоящее время добыча нефти и газа идет с глубины 2–3 километра, а поиск месторождений ведется уже на уровне пяти и более километров. Поэтому в учебнике большое внимание уделено структурным картам и геологическим разрезам, отражающим глубокозалегающие структуры.

Содержание учебника соответствует Государственному образовательному стандарту и программе по структурной геологии для студентов, обучающихся по направлению 663200 – поиски и разведка месторождений полезных ископаемых, а также по специальностям 080500 – геология нефти и газа, 080400 – геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых и 080900 – геофизические методы исследований скважин.

ЧАСТЬ I. ВВЕДЕНИЕ В СТРУКТУРНУЮ ГЕОЛОГИЮ

ГЛАВА 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

1.1. Предмет структурной геологии

Структурная геология — наука, изучающая формы залегания геологических тел в земной коре, причины их возникновения и историю развития. Она занимается преимущественно формами (структурами) размером от сантиметров до сотен километров, как простыми (антиклинали, синклинали, сбросы, флексуры), так и сложными (грабены, горсты, антиклинории, синклинории и т.д.). В таблице 1.1 приведена схема иерархии геологических тел (по П.В. Флоренскому) с изменениями и упрощениями. Время их формирования может быть моментальным, а может достигать геологических эпох. Структурами Земли как планеты или планетарными (литосферные плиты, зоны субдукции) занимаются геотектоника и геодинамика.

Формы геологических тел — это окаменевший результат действия сил на горные породы в течение их существования. Источник этих сил может лежать внутри Земли (эндогенные или тектонические, которыми в основном и занимается структурная геология), а могут находиться на поверхности — экзогенные или привноситься из космоса, в результате чего формируются импактные структуры. А может возникать внутри самого геологического тела в процессе его существования. Так образуются, например, соляные купола, диагенетическая трещиноватость, или складки течения.

Понять любую структуру и ее роль в строении земной коры можно только изучив ее границы, элементы, а также установив значение структуры как части более крупной системы. Поэтому, например,

Иерархия геологических объектов

	Линейный размер объекта	Масштаб представления	Примеры анализируемых объектов			Анализируемые материалы	Тектонические науки, изучающие объекты
			Вещественные		Временные		
			Латеральные	Вертикальные			
Глобальный	10 000 км	1:10 000 000	Поверхность планеты	Стратисфера	История планеты, литосферы	Изображения планеты и карты, различных полей	Планетология, геодинамика, общая тектоника
Континентальный	1000 км	1:2 500 000	Платформа, плита, щит, складчатая область	Группа, структурный этаж	Эра	Космические изображения, геофизические и структурные карты	Региональная тектоника, структурная геология
Региональный	100 км	1:1 000 000	Антеклиза, синеклиза, авлакоген	Система, свита	Период	Космические изображения, геофизические и структурные карты	Региональная тектоника, структурная геология
Локальный	10 км	1:200 000	Вал, свод Формация и разлом	Ярус, пачка	Эпоха	Космические и аэроизображения, геологические, геофизические и структурные карты	Структурная геология, экспериментальная тектоника
			Региональное несогласие				
Детальный	1 км	1:50 000	Фация, складка, разрыв	Пачка	Век	Космические и аэроснимки, структурные карты, геологические карты, данные детальной сейсморазведки	Структурная геология, экспериментальная тектоника
			Локальные несогласия				
Макроуровень	100–10 м	1:1000	Складка, разрыв	Слоистость и ритмичность	Эпоха	Описание разрезов и результаты ГИС	Структурная геология, экспериментальная тектоника, петротектоника
Мезоуровень	10 м – – 1 см	1:1	Слой, пльичатость, трещиноватость	Слой, поверхность напластования		Описание обнажений и образцов керна, данные ГИС	Структурная геология, петротектоника
Микроуровень	1 см и менее	1:1 – x200	Структура и текстура горных пород			Описание шлифов	Петрография, петротектоника

изучая слой как единое целое, изучают и ориентировку слагающих его элементов — слоев, отдельных зерен, минеральный состав, напластование, а также его место в общей системе слоистой толщи. В тех случаях, когда размеры структур велики и далеко выходят за пределы возможностей непосредственного наблюдения, для их изучения прибегают к геологическому обобщению данных картирования, интерпретации геофизических, главным образом, сейсмических работ, дешифрированию аэро- и космических снимков. Эти материалы позволяют изобразить и отдельные элементы, составляющие структуру, и структуру в целом как фрагмент более крупной геологической системы.

Формы залегания геологических тел, причины их возникновения и история развития зависят, главным образом, от тектонических движений, поэтому структурная геология является разделом геотектоники — науки о строении и развитии Земли. Так как структурная геология изучает, в первую очередь, форму геологических тел, иногда ее называют морфологической тектоникой.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Что изучает структурная геология?
 2. Что такое геологическая структура?
 3. Какие по размеру структуры изучает структурная геология?
 4. К каким данным прибегают для изучения крупных структурных форм?
-

1.2. Задачи структурной геологии. Цели изучения дисциплины и ее значение

Главная научная задача структурной геологии заключается в создании геометрических моделей природных объектов на основе их обобщенных параметров и в соответствии с поставленными целями. В настоящее время структурная геология занимается, по преимуществу, моделированием структурных форм.

Практические задачи структурной геологии обусловлены тем, что отдельные виды полезных ископаемых приурочены к определенным структурным элементам. Например, месторождения бокситов (алю-

миниевой руды) связаны с несогласиями, цветные металлы — с разломами, залежи нефти и газа — с антиклинальными складками, зонами выклинивания, рифами и др. Поэтому структурная геология — основа для изучения условий формирования и залегания полезных ископаемых. Это позволяет на научной основе проектировать их поиски, разведку и разработку. Для поисков и разведки нефти и газа структурная геология — одна из базовых дисциплин, занимающихся картированием и изучением различных типов структур-ловушек, в которых могут образоваться скопления углеводородов.

Из задач следует и ее значение.

Научное. Структурная геология — основа для изучения условий залегания в земной коре геологических тел, в том числе месторождений полезных ископаемых.

Практическое. Знание структурной геологии необходимо для изображения и анализа геологической ситуации при любых работах, в которых изучаются геологические тела, явления и процессы.

Учебное. Владение приемами и методами структурной геологии необходимо для понимания геологических чертежей, изображения геологических тел, процессов и явлений при подготовке курсовых и дипломных работ, а также понимания излагаемого материала при изучении большинства дисциплин геологического цикла.

Целью изучения дисциплины является ознакомление студентов с формами геологических тел, методами их изучения и способами изображения. В результате освоения курса студент должен знать и уметь следующее (табл. 1.2):

Таблица 1.2.

Основные знания и умения, приобретаемые в процессе изучения дисциплины

Знания (читается на лекциях)	Умения (осваивается на практических занятиях)
1. Форм залегания геологических тел	Изображать их на геологических чертежах
2. Условий формирования геологических тел (геологических структур) разных рангов.	Восстанавливать геологические условия возникновения и развития геологических тел
3. Назначения различных геологических чертежей, принципов и методов их составления. Назначения и геологической информативности аэро- и космоснимков, техники и технологии их получения	Читать любой геологический чертеж, преобразовывать одни чертежи в другие, графически представлять геологическую информацию, проводить геологическое дешифрирование материалов аэро- и космических съемок

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Каковы научные задачи структурной геологии?
 2. Каковы практические задачи структурной геологии?
 3. Зачем структурная геология необходима геологу-нефтянику и геофизику-нефтянику?
 4. В чем значение структурной геологии?
 5. Что должен знать и уметь студент после изучения структурной геологии?
-

1.3. Связь дисциплины с другими науками

Структурная геология опирается, главным образом, на:

- *геологическую картографию* – прикладную науку, занимающуюся методами составления и анализа геологических карт;
- *стратиграфию и историческую геологию*;
- *неотектонику и геоморфологию*;
- *геометрию, тригонометрию, другие разделы математики*;
- *математическую статистику*;
- *геофизику*, среди методов которой наибольшее значение для структурной геологии имеют сейсмические;
- *микроструктурный анализ*, который перебрасывает мост от макроскопического геологического объекта к минералам и горным породам.

Структурная геология как учебная дисциплина сама служит основой для изучения:

- выросшей из нее *геотектоники*;
- *учения о полезных ископаемых* (особенно она важна для *прогноза, поисков и разведки залежей нефти и газа*, формирование и размещение большей части которых прямо или косвенно предопределяется структурными соотношениями вмещающих их толщ горных пород);
- *геоинформатики*;
- *прикладных наук, занимающихся подсчетом запасов и оценкой ресурсов полезных ископаемых.*

Тесная связь структурной геологии с геофизикой, геохимией, минералогией, петрографией, исторической геологией и стратигра-

фией, геоморфологией и многими другими науками заключается в том, что она:

– пользуется в своих моделях фактами и закономерностями, установленными этими науками;

– изучает фактический геологический материал и на основе его создает теоретические модели;

– пользуется их методами и сама разрабатывает для них методы.

Особенно тесно структурная геология связана с геологической картографией, геологической съемкой, геометризацией недр, а также с геологическим дешифрированием материалов аэро- и космических съемок.

Для геологии нефти и газа структурная геология – одна из базовых дисциплин. Наряду с тектоникой, она составляет основу для нефтегазогеологического районирования, а также служит базой для поисков ловушек в земной коре – структурных форм, в которых могут образовываться скопления углеводородов.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. На какие науки опирается структурная геология?
 2. Какие науки базируются на структурной геологии?
 3. С какими науками связана структурная геология?
 4. Как связана учебная дисциплина «структурная геология» с другими учебными предметами?
-

1.4. Методы структурной геологии

Методы любой науки разделяются на общие, частные и специальные (применяемые исключительно в данной науке). Внутри методов выделяют методики и методические приемы.

К общим относятся общенаучные методы, разработанные разделом философии – гносеологией. В структурной геологии чаще всего применяются:

– *Метод аналогий*. Приспособленный для геологических целей, он превратился в метод актуализма, а затем развился в *сравнительно-исторический*. С его помощью воссоздают историю формирования и причины возникновения геологических тел по аналогии с современ-

ными процессами. Подробно этот метод изучается в курсе исторической геологии.

— *Метод моделирования* — главный в структурной геологии. Геолог практически никогда непосредственно не видит те тела, которые он изучает — они обычно слишком велики, фрагментарно доступны непосредственному наблюдению или полностью скрыты в недрах Земли. Кроме того, природные тела имеют очень сложное строение, так как образованы сочетанием множества факторов — тектонических, литологических, гидрогеологических и т.д. Поэтому мы чаще всего обобщаем имеющиеся данные об объекте или явлении на основании опыта, господствующих теорий, собственных взглядов, поставленных задач и создаем модель геологического тела. Чем детальнее и тщательнее изучен геологический объект, чем опытнее исследователь, тем более верная и адекватная модель формируется. В структурной геологии наиболее распространены следующие виды моделирования:

1. Графическое моделирование. К графическим моделям относятся главные инструменты геологов — разнообразные геологические карты, геологические разрезы, другие чертежи. Поэтому так важно для структурной геологии *геологическое картирование* — прикладная наука о составлении геологических карт. Она обычно изучается одновременно со структурной геологией. Подробнее о геологическом картировании будет сказано в 15 главе.

2. Физическое моделирование — это замена изучения интересующего нас явления, протекающего в природе, изучением явления на подобной ей модели. Существуют три основных группы физических моделей. Это — 1) — фрагменты естественных объектов, 2) — модели, построенные на эквивалентных материалах, и 3) модели, созданные на оптически активных материалах.

Эквивалентные материалы отличаются по механическим свойствам от свойств изучаемых горных пород пропорционально их отличиям в геометрических размерах. Чем меньше геометрический размер модели, тем мягче должен быть ее материал, быстрее по сравнению с природными процессами должны происходить в ней изменения и т.д. На рис. 1.1. приведен пример моделирования складчатой зоны (по Н.Б. Лебедевой). Модель составлена из примыкающих разновозрастных блоков, состоящих из канифоли и машинного масла, и разделенных первоначально бумажными перегородками. Блоки имели слоистое строение, в ряде блоков (середина и правая сторона) существовала инверсия плотностей (нижележащие слои легче вышележащих). Особенно большой контраст плотностей

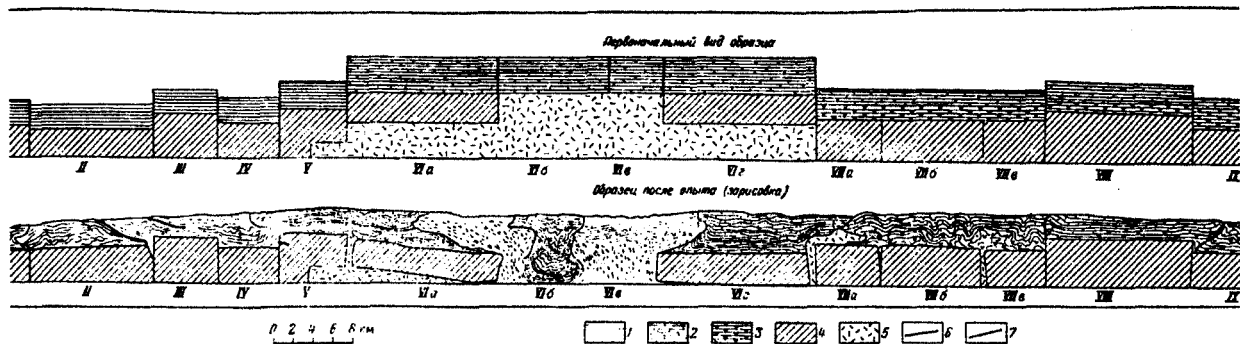


Рис. 1.1. Модель складчатой зоны (по Н.Б. Лебедевой, 1989).

1 – смесь канифоли и машинного масла плотностью $0,99 \text{ г/см}^3$; 2 – смесь канифоли и машинного масла плотностью $1,06 \text{ г/см}^3$; 3 – смесь канифоли и скипидара плотностью $1,00 \text{ г/см}^3$; 4 – смесь петролатума с песком плотностью $1,8 \text{ г/см}^3$; 5 – смесь канифоли и скипидара с волосками плотностью $1,00 \text{ г/см}^3$; 6 – разрывы; 7 – границы между пачками разных блоков;

I – XI – разновысотные блоки

был создан в середине модели. Там же мощность легкого материала была максимальной, блок был массивным, неслоистым. Материал имитировал породы в состоянии метаморфизации и гранитизации. Разная высота блоков изображала результат происшедших раньше вертикальных глыбово-волновых движений земной коры. С точки зрения физического подобия эта модель отвечает соотношениям размеров природных складчатых зон. Общая длина модели соответствует ширине складчатой зоны в 150 км, высота наиболее поднятых блоков до начала движений — 5 км. Когда бумажные перегородки между блоками убрали, модель оставили в покое на 48 часов. За это время из-за изначальной механической неустойчивости (инверсия плотностей и разная высота блоков) в ней произошли разнообразные движения: первоначально неровная поверхность стала почти горизонтальной, мощность материала на поднятых блоках уменьшилась, слои удлинились, что вызвало смятие их в складки и образование надвигов, горизонтальная амплитуда которых соответствует после пересчетов 15 км, образовалась складчатость, характерная для геосинклинальных систем.

Оптически активные материалы — плексиглазы, желатины. Испытывающая деформации модель из прозрачного эквивалентного материала просвечивается поляризованным светом на установке, подобной поляризационному микроскопу, но с широким рабочим полем. По интерференционному окрашиванию изображения модели на экране определяется относительная и абсолютная величины максимальных касательных напряжений, действующих в различных ее частях. Этот метод позволяет непосредственно наблюдать напряжения при приложении сил. Наиболее широко в настоящее время метод физического моделирования для структурной геологии развивается в лаборатории экспериментальной тектоники на геологическом факультете МГУ им. М.В. Ломоносова и в университете в Упсале (Швеция).

3. Математическое моделирование — наиболее активно развивающийся в настоящее время метод. Выделяют три группы математических моделей.

— Моделирование изучаемого объекта по совокупности внешних признаков. Цель такого моделирования — через ограниченное число параметров (констант) установить определенный порядок, закономерности и дать однозначное описание объекта (например, складки). При этом происходит обобщение признаков объекта, отбрасывание случайных параметров и возникает возможность прогнозирования невыявленных его характеристик.

— Моделирование геологических процессов, использующее за-

коны физики и химии. В результате по имеющемуся у наблюдателя геологическому объекту пытаются судить о глубинных процессах, их природе и эволюции Земли. Также изучаются процессы с участием человека (управляемые или природно-деятельностные). Примером может служить поиск и разведка полезных ископаемых, в том числе – нефти и газа.

– Моделирование параметров процессов, объектов и их интерпретации. Например, спектральный анализ, анализы пористости, минерального, гранулометрического, литологического и других составов. При этом широко используется математическая статистика.

Широко применяемый в структурной геологии статистический анализ ориентировки трещиноватости относится к математическому моделированию и интерпретации параметров.

Частные методы – это естественнонаучные и общегеологические методы.

Из общегеологических структурная геология наиболее успешно применяет следующие методы других наук:

– *Геодезический* используется для изучения современных, наблюдаемых за историческое время движений земной коры.

– *Геоморфологический* применяется при исследовании новейших движений, деформаций и созданных ими структур земной коры, выраженных в рельефе и получивших название «морфоструктуры». Подробнее о последних двух методах можно прочитать в главе 19 «Геоморфологические методы исследований и новейшая структура».

– *Метод фациального анализа* позволяет судить о распространении областей и интенсивности поднятий (размыва) и погружений (накопления осадков), а также большей или меньшей их глубины. Фации изучаются и другими науками, например палеогеографией, с целью выяснения физико-географических условий в предыдущие эпохи. Структурная геология изучает фации для воспроизведения истории вертикальных колебательных движений земной коры.

– *Методы анализа перерывов и несогласий*, как и метод фациального анализа, позволяет расшифровать последовательность проявления в пределах региона погружений и поднятий, а также тектонических деформаций. Подробно последние два метода изучаются в учебных дисциплинах литологического цикла.

Непосредственно формы залегания и пространственные соотношения геологических тел изучаются, главным образом, следующими методами:

– *Методы геометризации недр* занимаются геометрическим изображением свойств геологических тел, условий их залегания и

процессов, происходящих в недрах. Следует различать геометрию, присущую природным объектам, и геометризацию как приближение к этой геометрии с точностью, соответствующей данной стадии познания недр. Отдельные приемы геометризации недр изучаются в курсе «Инженерная графика».

— *Методы геологической съемки.* Геологическая съемка — это основа любой геологической работы. В ее процессе изучается геологическое строение поверхности и недр, в них выделяются геологические тела, границы которых изображаются на геологической карте. Подробнее о геологической съемке рассказано в главе 16.

— *Методы геологического дешифрирования материалов дистанционных съемок.* Исходные данные, по которым обычно составляются геологические чертежи, разобщены и всегда недостаточны, и единственной возможностью увидеть изображаемые тела в естественных границах и соотношениях с другими телами является изучение этих тел по материалам дистанционных (аэрокосмических) съемок. Детальнее о геологическом дешифрировании материалов аэрокосмических съемок рассказано в главе 18.

— *Методы структурного анализа,* которые заключаются в изучении взаимного положения в пространстве тектонических нарушений — складок, трещин, разрывов со смещением, внедрений магматических и пластических осадочных пород, ориентировки минералов. Исходные данные структурного анализа получают в процессе геологической съемки, изучения ориентировки минералов (микросили петроструктурный анализ), регионального структурного анализа. Подробнее про структурный анализ можно прочитать в главе 20.

Кроме того, при изучении форм геологических тел, особенно для целей нефтегазовой геологии, повсеместно применяются геофизические и особенно сейсмические методы. Эта область геофизики иногда так и называется — «структурная геофизика».

Последние четыре метода — главные в структурной геологии. Причины возникновения и история развития структурных форм изучаются, главным образом, сравнительно-историческим методом, а также с помощью фациального анализа, анализа мощностей, методами тектонического и математического моделирования. Геометрия структурных форм изучается главным образом с помощью геологического картирования и геологического дешифрирования материалов аэро- и космических съемок. Поля напряжений, сформировавшие структурные формы, изучаются с помощью структурного анализа.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Какие методы применяются в структурной геологии?
 2. Какие из общенаучных методов применяются в структурной геологии?
 3. Какие из общегеологических методов применяются в структурной геологии?
 4. В чем заключается сравнительно-исторический метод применительно к структурной геологии?
 5. В чем заключается метод математического моделирования применительно к структурной геологии?
 6. Какими методами изучаются формы геологических тел?
 7. Какими методами изучаются причины возникновения геологических тел?
 8. Какими методами изучается история развития геологических тел?
-

ГЛАВА 2. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

2.1. Предварительные замечания

Знание, хотя бы в общих чертах, истории развития структурной геологии необходимо не только для правильного понимания современного ее состояния, истоков проблем, решаемых ею, но и для того, чтобы уметь разобраться в терминологии и понятиях, многие из которых несут на себе следы эволюционного развития науки. Структурная геология появилась еще в 20–30-е годы и сформировалась в 80–90-е годы XIX столетия. До этого она была разделом общей геологии.

Представление о структурных формах, истории их формирования и причинах, их вызывающих, не возникли сразу в законченном виде, а представляют собой результат долгого и часто противоречивого научного поиска. Многие вопросы, поставленные еще на заре возникновения науки, не решены до сих пор. Отдельные этапы развития структурной геологии остались в названиях структурных форм как вехи ее истории.

Историю науки следует знать и для того, чтобы видеть ее истоки и перспективы, понимать ее современное состояние как результат прошлого и основу будущего развития. Хотя структурная геология как самостоятельная научная дисциплина сформировалась всего лишь чуть более ста лет назад, ее становлению предшествовала длительная предыстория. Когда мы говорим о геологии древних времен, мы искусственно выделяем из общей суммы знаний и представлений о природе те, которые отвечают современному объему этой науки. Сам термин «геология» был впервые употреблен в современном

его значении в середине XVII века Альдровандусом. До этого слово «геология» означало земные науки или науку о Земле в отличие от «теологии» – божественной науки или науки о Боге.

Профессиональные геологи в Европе появились только в XVIII веке. До этого геологией занимались художники (Леонардо да Винчи – автор понятия «слой» и идеи о непостоянстве уровня моря), философы, математики (Декарт, Лейбниц), медики (Агрикола, Стено), монахи (Кирхер), физики и химики (Бойль, Гук) и представители многих других специальностей.

История любой науки – это история накопления фактов, создания методов и теоретических концепций. Когда мы рассматриваем историю структурной геологии, то видим, что в те времена, когда в теоретической геологии господствовали умозрительные, часто фантастические и впоследствии отброшенные идеи, рудознатцы, шахтеры, рудокопы, наблюдая естественные сочетания слоев полезных ископаемых, делали первые описания структурных форм и выводили правила геометризации недр.

В истории структурной геологии выделяются два крупных периода – донаучный, охватывающий хронологический диапазон от начала развития человеческой цивилизации до середины XIII века, и научный. Переход от одного периода к другому не был мгновенным. Его продолжительность занимает несколько десятилетий, приходящихся на вторую половину XIII столетия. В пределах каждого из этих периодов выделяются отдельные этапы, связанные, как правило, со сменой теоретических концепций, которые, в свою очередь, обусловлены накоплением фактов, не укладывающихся в старую систему понятий. Активизация накопления фактов в той или иной области обычно определяется либо усилением экономического интереса к тому или иному классу полезных ископаемых (каменный уголь, нефть, газ) и, следовательно, более углубленному изучению тех или иных связанных с ними регионов, либо появлением нового метода, внедрение которого позволяет познавать прежние геологические объекты на новом уровне (метод стратоизогипс, биостратиграфический, структурный, аэрокосмический, сейсмический и т.д.).

Подробнее об истории геологии можно прочитать в капитальном труде В. Гордеева [9], а также в работах В.Е. Хаина и А.Г. Рябухина [25] и В.В. Белоусова [3].

2.2. Донаучный этап

2.2.1. От древнего мира до средних веков

Время от древнего мира до средних веков – это этап гениальных догадок и несистематизированных наблюдений. Из-за недостатка фактического материала ученые тех времен вынуждены были делать заключения на основе единичных наблюдений. С этим этапом, в первую очередь, связано имя Аристотеля, догадавшегося о непостоянстве положения земной тверди при наблюдении поверхности Земли: «то, что сейчас суша – когда-то было морем и наоборот». Он писал: «...Одни и те же места не всегда остаются покрытыми водой либо сушей, но изменяются в связи с появлением или исчезновением текучих вод; вот почему происходят изменения в расположении суши и моря, и то суша, то море не остаются таковыми на протяжении времен, и мы находим море там, где будет суша. И надо думать, что это происходит согласно определенному порядку и определенной периодичности...». Аристотель понимал необыкновенную длительность геологического времени: «... Так как всякая физическая эволюция на Земле происходит постепенно и в течение времени, очень длительного, по сравнению с нашей жизнью, эти изменения остаются незамеченными нами, и разрушение и превращение в руины целых рас имеют место раньше, чем они могут проследить эти изменения от их начала до их конца...».

Однако древние мыслители еще не выделяли такие понятия, как слои, складки. Процессы на Земле, по их мнению – циклические, периодические и, в общем – неизменные.

2.2.2. Средние века

Средние века совпали с расцветом науки на Востоке – в Арабском Халифате. Таджикский ученый Абу Али Ибн Сина, врач и философ, известный в Европе, как Авиценна (980–1037), в сочинении «Природа» впервые высказал мысль об осадконакоплении. Он писал: «каждый раз, когда суша осушается вследствие отступления моря, оно оставляет после себя слой (осадков), и мы видим, что некоторые горы кажутся нагромождениями слоя за слоем; поэтому правдоподобно, что грязь, из которой они состоят, в свое время была отложена слоями...». Отмечается, что последовательность слоёв отражает последовательность времени их накопления.

В средние века в Европе, несмотря на застой научных теоретических взглядов, экспериментальные данные и практические приемы прослеживания рудных тел и других полезных ископаемых на участках, недоступных непосредственному наблюдению, продолжали накапливаться. К этому же времени относятся первые изображения земной поверхности в масштабе и первые изображения соотношений геологических тел.

Мы не знаем, какими были в это время геологические знания в Америке, Африке, Индии, Китае. Однако известно, что в древнем Китае с помощью бамбуковых труб бурились скважины на воду. Это означает, что развитие науки в Китае позволяло прогнозировать недоступные непосредственному наблюдению проявления подземных вод.

2.2.3. Эпоха Возрождения

Самым великим представителем этой эпохи был замечательный художник и механик Леонардо да Винчи (1452–1519). В его сочинениях есть высказывания и на геологические темы, основанные на наблюдениях над строительством каналов. Леонардо да Винчи впервые подметил и зарисовал, как эрозия расчленяет слои, которые ранее непрерывно протягивались через речные долины. Именно он ввел в европейскую науку понятие слоя.

Другой замечательный ученый – немецкий врач и металлург Георг Бауэр, более известный под именем Агриколы, долго жил в центре рудной промышленности в Чехии. Важным событием в развитии методов структурной геологии явилось опубликование в 1556 году его научного труда «О горном деле и металлургии». Им был обобщен опыт Германии по горному делу, дано решение ряда геометрических задач, возникающих при разработке месторождений. Именно Агрикола ввел правильные представления о геометрии пересечения жил с неровной поверхностью Земли. Он же выделил различные формы залегания рудных тел, введя понятие «жилы», «шток-ки», «линзы», «пластовые залежи», иллюстрируя свои взгляды схематическими картами и разрезами.

К этому же времени относятся и работы известного геометра Д. Оуэна, жившего в Англии в конце XVI века и впервые давшего правила нахождения линии пересечения двух топографических поверхностей, которыми мы пользуемся до сих пор. Другой выдающийся ученый, родоначальник методологии опытной науки английский ученый и политический деятель Ф. Бэкон (1561–1626) в своем

знаменитом труде «Новый Органон, или истинные указания для истолкования природы» (1620) впервые обратил внимание на удивительное сходство очертаний береговых линий Америки и Африки.

2.2.4. Зарождение структурной геологии как науки

(вторая половина XVII века – первая половина XVIII века)

С этим временем связана деятельность флорентийского ученого датского происхождения, медика по образованию Николауса Стено (Нильса Стенона). Он сформулировал принципы, заложившие основы тектоники и, в основном, применяемые до настоящего времени при воссоздании истории геологического развития территории. Стено исходил из того, что «...Принимая, что некое тело обладает некоторой формой и образовалось согласно законам природы, надо обнаружить в самом теле свидетельства места и способа его образования...». Именно таким образом, по его мнению, можно раскрыть проблему происхождения «Твердого, заключенного в твердом» – то

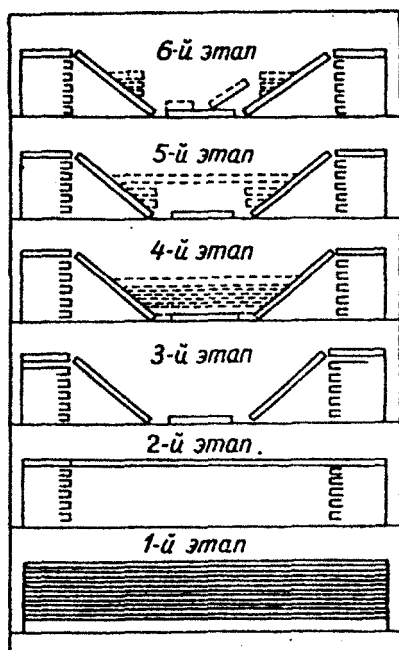


Рис. 2.1. История геологического развития Тосканы (по Н. Стенону, 1669)

есть раскрыть взаимоотношения геологических тел. Им была построена серия из 6 знаменитых профилей, восстанавливающих историю геологического развития Тосканы. Наиболее важными выводами, сделанными Стеноном при наблюдениях над геологическим строением в окрестностях Тосканы, были следующие:

1. Осадочные породы первоначально накапливаются горизонтальными слоями; их наклонное или изогнутое залегание является результатом последующих нарушений.

2. Если на наклонном слое залегает слой горизонтальный (или более слабонаклонный), это значит, что наклон первого слоя произошел до отложения второго.

3. Горы не представляют постоянной величины.

Стенону принадлежит также открытие в кристаллографии закона постоянства углов между гранями кристаллов.

2.2.5. Возникновение геологической науки в России (вторая половина XVII века)

Становление структурной геологии как науки в России связано с именем великого русского ученого М.В. Ломоносова. Он получил научное образование в Германии, сначала в Марбурге, а затем во Фрайберге, в горной школе, предшественнице будущей знаменитой Фрайбергской горной академии. Он изучал практическое горное дело, посещал горные выработки и рудники Гарца, Тюрингии и Саксонии. Так что М.В. Ломоносов был профессиональным геологом. И хотя из 120 его научных трудов только 20 посвящены непосредственно геологическим вопросам, один из них — книга «О слоях земных», написанная в 1750 г. и опубликованная в 1763 г. — оказала огромное влияние на развитие геологии в России. Наклонное положение слоев («флецов»), формирование гор М.В. Ломоносов связывает с движениями Земли, введя понятие о первичном и вторичном (нарушенном) залегании. «...Наклонное положение камней диких к горизонту показывает, что оные слои сворочены с прежнего своего положения, которое по механическим и гидростатическим правилам должно быть горизонтально... Итак, когда горы со дна морского восходили, побуждаемые внутренней силой, неотменно должныствовали составляющие их камни выпучиваться, трескаться, производить расщелины, наклонные положения, стремнины, пропасти разной величины и фигуры отменной...».

Среди тектонических движений Ломоносов выделял «дрожания» (землетрясения), медленные волнообразные, ответственные за на-

ступания и отступания моря (эпейрогенические), быстрые, ответственные за формирование горных сооружений (орогенические). Он правильно установил методику определения взаимного возраста интрузивных и осадочных пород. Ломоносов пишет: «...Общую продолжительность геологических процессов трудно оценить, но слои образовались не одновременно, а последовательно, один за другим в разных условиях ... Рудная гора (интрузия) моложе прилегающих к ней пластов осадочных пород (флецов), если она приподняла их. Также более поздним событием, чем образование пластов, являются их разрывы».

Этот период характеризуется также широкой практической деятельностью по региональному изучению недр. Во времена Петра I, в период бурного развития горно-заводского дела, в 1737 г. был создан горно-заводской устав, согласно которому составлялись плоские разрезные чертежи каждой рудокопи, которые заполнялись по правилам особой инструкции Академии наук, в которую должны были представляться копии готовых карт уездов и провинций.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Зачем нужно знать историю науки?
 2. С чем бывает связана смена систем концепций в науке?
 3. Каковы были геологические взгляды Аристотеля?
 4. Какой вклад в геологию внес Авиценна (Ибн Сина)?
 5. Когда в Европе появились первые профессиональные геологи?
 6. Кто ввел в европейскую науку понятие слоя?
 7. Какое открытие, важное для структурной геологии, сделал Стено?
 8. В чем заключается роль М.В. Ломоносова для развития структурной геологии?
 9. В чем заключается роль Петра I для развития структурной геологии?
-

2.3. Научный этап

2.3.1. Становление структурной геологии

(вторая половина XVIII века — первая четверть XIX века)

В течение XVIII века были достигнуты значительные успехи в изучении морфологии конкретных геологических структур. В результате обширных региональных исследований, проводившихся с целью поиска полезных ископаемых, были сделаны детальные описания строения многих областей и появились первые карты и разрезы, показывающие распространение горных пород.

Еще в начале XVIII века англичанин Стречей (1671—1743) детально описал геологический разрез угольных месторождений в Сомерсетшире, в котором он последовательно перечислил слои, дал детальное определение пород и точно вычислил их мощность и элементы залегания (автор указывает, что все слои имеют наклон 22 дюйма на сажень). В это же время были сделаны первые зарисовки с натуры сложного складчатого строения Альп.

В 1764 г. вышел из печати труд английского ученого Дж. Митчела (1724—1793), в котором была описана последовательность осадочных пород от Йоркшира до Ла-Манша. Дж. Митчел создал общую схему расположения слоев и впервые закартировал складчатые структуры, объясняя полосовой рисунок выходов слоев эрозией смятых в складки осадочных пород.

Геологические достижения последующих нескольких десятков лет были связаны со стратиграфией, составлением геогностических (литолого-стратиграфических) карт и попытками расчленить породы по их происхождению. Появляется учение о формациях. Мысли геологов занимала дискуссия между нептунистами и плутонистами. Нептунисты — А.Г. Вернер и его ученики усовершенствовали методы изучения осадочных горных пород. Плутонисты, во главе с Д. Геттоном, улучшили методику геологических исследований и картирования магматических образований.

С середины XVIII века во всем мире, в том числе и в России, организовывались геологические экспедиции. Так, российский исследователь П.И. Рычков (1712—1777) установил в Эмбенском районе «нефтяные ключи» и характерную штоковую форму сольилецкой залежи. П.С. Паллас (1741—1811) описал горизонтальное, наклонное и вертикальное залегание, складчатые формы. И.И. Георги охарактеризовал озеро Байкал как грабен. В 1854—1855 гг. Н.И. Меглицкий

и А.И. Антипов, изучая Южный Урал, впервые применили геоморфологические методы для расшифровки его тектонического строения.

Уже в начале XVIII века в горнорудных регионах России начали создаваться горные школы, в которых преподавалась горная геология, горное искусство и другие дисциплины. В 1774 г. было открыто первое высшее горное училище в Петербурге, впоследствии преобразованное в Горный институт. Для его студентов в 1839 г. проф. Д.И. Соколов издал трехтомный «Курс геогнозии». С 1825 г. начал издаваться «Горный журнал».

До конца XVIII века основными полезными ископаемыми были металлы, и поэтому внимание практических геологов сосредотачивалось на изучении рудных жил и магматических тел, с которыми они были связаны. Расчленение же разрезов проводилось лишь на основе литологии, степени изменений, частоты встречаемости органических остатков. Для дальнейшего развития структурной геологии не хватало метода, позволяющего надежно определить относительный возраст горных пород и провести их межрегиональную корреляцию. Такой надежный метод был найден лишь в следующем веке.

2.3.2. Создание биостратиграфического метода («героический период развития геологии» — начало XIX века)

Самым ярким событием в геологии в начале XIX века явилось открытие биостратиграфии. Оно принадлежит землемеру — самоучке В. Смигу, который сначала работал в угольных копях г. Бата, а затем участвовал в проектировании и сооружении Сомерсетского угольного карьера. Увлечшись собиранием органических остатков, он обнаружил, что смежные слои обычно содержат сходные, а далеко отстоящие в разрезах слои — различные окаменелости. В. Смит нанес распространение слоёв (с содержащимися в них окаменелостями) на топографическую карту основы окрестностей г. Бата в масштабе 1:42 000 и графства Сомерсет (1:63 340) и получил первые биостратиграфические карты. В. Смит долго не публиковал свои наблюдения и только в 1799 г. составил рукописный вариант «Таблицы последовательности слоёв и заключенных в них органических остатков в окрестностях г. Бата». В 1815 г. откорректированный вариант этой таблицы был опубликован в качестве стратиграфической колонки к «Геологической карте слоёв Англии и Уэльса». Затем В. Смит составил целую серию геологических карт «Нового геологи-

ческого атласа Англии и Уэльса». Работы В. Смита сделали геологическое картирование основным методом геологических исследований. Кроме того, его работами была заложена основа стратиграфической (геохронологической) шкалы, в результате чего появилась логическая база для региональных структурных исследований.

Следующие годы европейской геологии посвящены расчленению осадочных толщ фанерозоя на основе биостратиграфического метода. Были описаны стратотипические разрезы и выделены системы для всего фанерозоя. Отдельные системы разделены на отделы и объединены в три группы — палеозой, мезозой и кайнозой.

Биостратиграфический метод дал мощный толчок развитию метода геологического картирования, а последний — развитию тектоники и структурной геологии. По всему миру описывались стратиграфические разрезы, сопоставлялись со стратотипами и строились мелкомасштабные геологические карты. Геологические карты, в свою очередь, позволили увидеть геологическое строение обширных регионов. В результате появилась возможность сделать первое по настоящему научное обобщение, основанное не только на гениальных догадках, построенных на разобренных фактах, но и на систематизированных обширных наблюдениях. Поэтому описанный период известен как «героический период развития геологии».

2.3.3. Изучение структур горных хребтов. Гипотеза кратеров поднятий (первая половина XIX века)

Еще задолго до появления биостратиграфического метода геологи выделяли различные типы горных сооружений. В первой половине XIX века два выпускника Фрайбергской горной академии — Леопольд фон Бух (1774—1853) и Александр фон Гумбольдт (1769—1859) на материалах геологических наблюдений, сделанных в обоих полушариях, сформулировали гипотезу кратеров поднятия. Ее суть заключается в том, что вследствие локального увеличения количества газов и паров в магме возрастает ее объем, магма поднимается из глубины, внедряется в осадочные толщи, раздвигая их. Осадочные породы, расположенные между двумя поднятиями, деформируются, (рис. 2.2). Периоды интенсивного горообразования занимают короткие промежутки времени и носят катастрофический характер. В других местах море затопляет большие промежутки суши. Времена горообразования и трансгрессий сменяются эпохами покоя. А. Гумбольдт, кроме того, обратил внимание на линейное расположение вулканов и высказал мысль о связи этого явления с разломами зем-

ной коры, проникающими в глубокие недра. Таким образом, по гипотезе кратеров поднятия, в ядре горного сооружения формируется кристаллический массив, который окаймляется осадочными толщами, естественно наклоненными к периферии массива. В процессе внедрения магма раздвигает горные породы, которые при этом сминаются в складки.

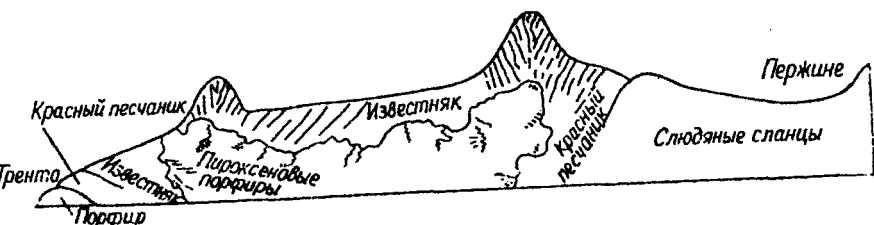


Рис. 2.2. Схема образования горных сооружений (гипотеза кратеров поднятия по Л. фон Буху, 1836; из книги В.В. Белоусова)

Следующей крупной вехой в истории геологии, которая лишь косвенно затронула структурную геологию, был спор катастрофистов и эволюционистов и знаменитый труд Ч. Лайеля — «Основы геологии», в котором он сформулировал принцип актуализма. Интерес к структуре слоистых толщ усилился в связи с тем, что в конце XVIII — начале XIX веков большое практическое значение приобрел каменный уголь, залегающий в осадочных породах. Для поисков угля составлялись детальные карты, изображающие структурные формы (например, серия карт Донбасса, выполненная под руководством Л.И. Лутугина).

В первой половине XIX века все больший интерес вызывает геометрия дислокаций горных пород. В это время геологи пришли к убеждению, что основной формой залегания слоев горных пород является складка, и тщательное изучение их распространения стало на многие десятилетия основной их заботой при региональных геологических исследованиях. В результате стало ясно, что на Земле существуют области, образованные не просто разрозненными складками, а их системами, состоящими из более или менее правильных, вытянутых параллельно друг другу, длинных, непрерывно чередующихся на площади складок. Как оказалось позднее, складчатые пояса протягиваются через континенты.

XIX век, начавшийся с гениальной догадки В. Смита и «героического периода», породил возможность и необходимость в крупных согласованных коллективных работах по изучению геологического строения всей поверхности Земли. Для этого создаются международные и национальные геологические общества (например, в 1805 г. — Московское общество испытателей природы, в 1807 г. — Лондонское геологическое общество, в 1817 г. — Минералогическое общество России, в 1830 г. — Французское геологическое общество). Формируются также национальные геологические службы (в 1835 г. — английская, в 1849 г. — австрийская, в 1853 г. — канадская и французская, в 1858 г. — шведская, в 1867 г. — американская, в 1879 г. — японская и в 1882 г. — российская).

2.3.4. Классический период развития структурной геологии (вторая половина XIX века)

Этот период начинается с опубликования геологических наблюдений Ч. Дарвина, известного в мире основоположника эволюционной теории (1842). Главным его успехом в геологии считается теория образования коралловых рифов, основанная на гипотезе медленного опускания морского дна и разрастания кораллового рифа (рис. 2.3). Он был первым, кто попытался восстановить структурные формы океанического дна. На основании картирования современных рифов Ч. Дарвин воссоздал сложную картину тектонических движений дна Тихого океана.

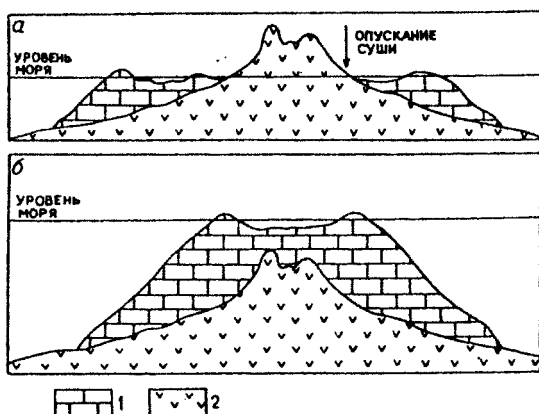


Рис. 2.3. Схема образования коралловых рифов (по Ч. Дарвину):
1 — известняки, 2 — базальт

Широкая география геологических исследований этого периода позволила увидеть линейный характер складчатости во многих горных областях и разные возрастные соотношения между интрузиями и вмещающими их осадочными породами. Это привело к формированию гипотезы контракции, связанной с именем французского геолога Л. Эли де Бомона (1798–1874). Причиной образования гор и складок, по его мнению, является «...вековое охлаждение нашей планеты. Ибо весь земной шар, за исключением тонкой оболочки, которая относительно тоньше яичной скорлупы, состоит из расплавленной массы, находящейся в жидком состоянии от действия теплоты, но постоянно охлаждающейся и сжимающейся в своих размерах. Наружная кора не сжимается постепенно и не приноравливается из века в век к сжимающемуся ядру, оседая каждый раз, как только произойдет малейшая недостаточность поддержки, но держится сама собой в течение целых геологических периодов, частью отделившись от ядра, пока наконец вдруг не обрушится, трескаясь и падая по определенным линиям раскола. Во время такого кризиса горные породы подвергаются сильному боковому давлению: из них трудноподдающиеся разламываются, а гибкие пласты сгибаются и плотнее укладываются на меньшем пространстве за неимением прежнего простора для своего горизонтального распределения. В то же время большая часть массы вытесняется вверх, потому что излишек в величине оболочки, сравнительно со сжавшимся ядром, может найти себе исход для помещения только по направлению вверх. Этот излишек производит одну или несколько из тех складок или морщин на земной коре, которые мы называем горными цепями» (рис. 2.4). Гипотеза контракции успешно объясняла неравномерный характер складчатости, линейные складки (то, что сейчас мы называем складчатостью продольного изгиба), опрокинутые залегания и надвиги. Завершающим этапом развития контракционной теории было опубликование обобщающей сводки геологического строения по всей территории в мире «Лик Земли» австрийского геолога Э. Зюсса (1831–1914). Начало публикации относится к 1883 году, а его завершение — к 1909 г.

К 1900 г. относится возникновение «Геометрии недр» — дисциплины, тесно связанной со структурной геологией, занимающейся способами графического изображения форм залегания слоев.

В середине XIX века появилось учение о геосинклиналях. Идея об особом типе зон, впоследствии названных геосинклиналями, принадлежит американскому геологу Джеймсу Холлу (1811–1898),

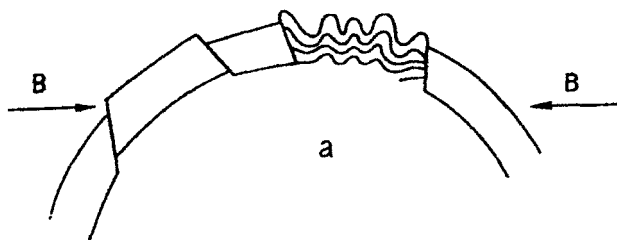


Рис. 2.4. Схема образования горных цепей (гипотеза контракции по Л.Эли де Бомону, 1852)

который обратил внимание на то, что в складчатых областях мощность осадочных толщ больше, чем там, где слои лежат горизонтально. Он высказал предположение, что у берега континента, где накапливается много обломочного материала, земная кора под тяжестью этого материала прогибается, и поэтому здесь могут накапливаться осадки большой мощности. Эти же участки оказываются наиболее податливыми для смятия в складки. В это время были описаны основные виды складок и разрывов и созданы их классификации.

Понимание глубоко различной природы складчатых и платформенных территорий в геологию внес замечательный французский геолог Э. Ог (1861–1927), который в 1900 г. опубликовал работу — «Геосинклинали и континентальные площади», где четко изложил учение о геосинклиналях, противопоставив их континентальным площадям — платформам.

Учение о платформах с самого начала активно развивалось русскими геологами Д.И. Соколовым (1788–1852), Г.П. Гельмерсоном (1803–1885), А.П. Карпинским (1847–1936), А.П. Павловым (1854–1939), А.Д. Архангельским (1879–1940) и другими учеными.

Большую роль в изучении структуры платформенных областей сыграл А.П. Карпинский, создавший основы методики реконструкции истории геологического развития платформенных областей на основе изучения фаций. Им же были заложены основы учения о колебательных движениях земной коры. Он первый занялся всесторонним тектоническим изучением платформ, рассматривая их не как пассивные глыбы, а как развивающиеся геоструктурные элементы. В 1880 г. в работе «Замечания об осадочных образованиях

Европейской России» он описывает двухъярусное строение платформ, различая «гранитный базис» и «осадочный покров».

Почти одновременно с работами А.П. Карпинского появились труды А.П. Павлова, посвященные геологическому строению Поволжья. Им была описана структура Жигулей и установлено существование на платформах пологих тектонических прогибов, которые были названы «синеклизмами». Он же предсказал наличие залежей нефти на средней Волге.

* * *

К концу XIX – началу XX века в связи с развитием геологического картирования накопился обширный фактический материал о различных структурах земной коры, который постепенно обобщался и систематизировался. Главный результат этого этапа – формирование классической геосинклинальной теории, основные положения, термины и понятия которой наполняют литературу по структурной геологии. Поэтому ниже приведено краткое изложение этой теории. Основной акцент будет сделан на условия формирования структурных форм различного ранга.

2.3.5. Строение континентов по теории геосинклиналей

Строение геосинклиналей. *Геосинклинали* – обширные линейные области земной коры, чрезвычайно подвижные и проницаемые, подверженные интенсивным и многообразным тектоническим движениям. Главные особенности геосинклиналей следующие.

1. Большие скорости, амплитуда и контрастность вертикальных движений земной коры, их глыбово-волновой характер, при котором разделенные разломами соседние зоны движутся во встречном направлении (вверх и вниз).

2. Интенсивное проявление складчатых и разрывных тектонических деформаций – развитие линейной складчатости, надвигов и шарьяжей.

3. Землетрясения.

4. Большая (15–20 км) мощность осадочных пород, накопленных в прогибах, высокая изменчивость их фациального состава вкрест простирания геосинклинали.

5. Широкое развитие магматических и метаморфических пород.

6. Повышенный геотермический градиент.

В развитии геосинклиналей выделяется несколько стадий:

1. *Геосинклиальная (ортогеосинклиальная)* — характеризуется тем, что в определенных участках возникают вытянутые зоны, обладающие всеми перечисленными выше свойствами. Эти зоны разделяются на области прогибов (*интрагеосинклинали*) и поднятий (*интрагеоантиклинали*). Сначала наиболее интенсивно прогибается центральная зона, затем прогибание (трансгрессия) распространяется на периферию. В глубоких (сотни метров) прогибах, часто ограниченных сбросами, накапливаются специфические для этой стадии развития земной коры толщи — *флиши*, представляющие собой выдержанное тонкое (0,5–3 см) ритмичное чередование песчаников, глин (аргиллитов), мергелей. Иногда, при участии мутьевых потоков и придонных течений, образуются незакономерные толщи этих отложений, в которых огромные глыбы флиша закатаны в флишевую же толщу, называемые «*дикий флиш*». В менее глубоких прогибах, обычно расположенных в краевых частях геосинклиальной области, накапливаются карбонатные осадки. Общая мощность осадков, накапливающихся в этой стадии достигает нескольких километров.

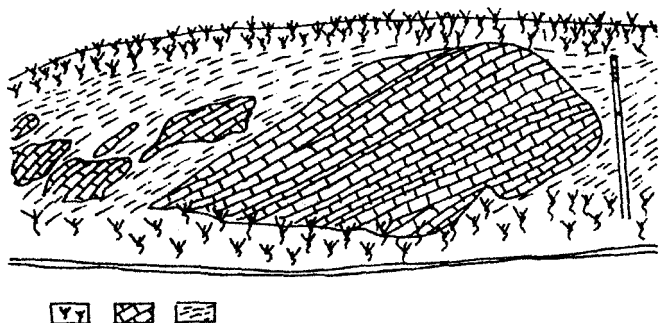


Рис. 2.5. Дикый флиш. «Зианчуринская брекчия». Обломки и глыбы известняка нижнего карбона закатаны в бесструктурную глинисто-карбонатную массу того же возраста. Южное Предуралье. Рисунок по фотографии. Справа для масштаба столб электропередачи. 1 — растительность, 2 — известняки, 3 — глины

Для этой стадии характерен основной и ультраосновной магматизм, подводные излияния лав, образование вулканогенно-осадочных толщ, в меньшей степени — внедрение интрузий.

2. *Стадия инверсии* — после накопления мощных (8–15 км) толщ тенденция к погружению сменяется общим постепенным воздыма-

нием. Первоначально поднятия зарождаются в осевых центральных частях прогибов, затем они распространяются, постепенно захватывая всю геосинклинальную область. Геосинклиналь «выворачивается наизнанку», превращаясь в *геоантиклиналь*. Скорость воздымания отдельных зон, блоков непостоянна и может меняться в ходе инверсии. В прогибах, где сохраняются моря, накапливаются, в основном, все более тонкообломочные осадки, при диагенезе которых образуются глины, алевролитовые песчаники (в морских и лагунных условиях). В зависимости от климата эти отложения могут быть угленосными или соленосными.

Толщи горных пород подвергаются деформациям — сминаются в складки, разрываются, образуя складки преимущественно линейного, типа и надвиги. Эффузивный магматизм сменяется интрузивным все более глубинным и кислым.

Глубокие части геосинклинального бассейна подвергаются интенсивному региональному метаморфизму, вплоть до гранитизации. Гранитная магма в виде гранитных диапиров проникает в вышележащие толщи. В верхних и краевых частях бассейнов метаморфизм проявляется менее интенсивно или может быть не выраженным совершенно.

3. *Заключительная (орогенная)* стадия начинается с общего воздымания территории, которая становится сушей. Тектонические движения становятся блоковыми.

Продукты денудации горноскладчатого сооружения накапливаются в межгорных впадинах горноскладчатых сооружений и выносятся за его пределы. Во впадинах накапливаются преимущественно обломочные породы мощностью 8–10 км (моласса).

Магматизм становится эффузивным (центрального типа) среднего и кислого состава.

По мере замедления вертикального движения, горные хребты срезаются денудацией и снижаются. В конце-концов горноскладчатое сооружение может быть срезано до подошвы и на поверхность Земли оказываются выведенными комплексы пород, образовавшиеся в глубоких зонах метаморфизма и ультраметаморфизма (рис. 2.6) которые впоследствии превращаются в фундамент платформы.

Основными структурными элементами геосинклинальных областей являются: *антиклинории* и *синклинории*, группирующиеся в антиклинорные и синклинорные зоны, которые, в свою очередь, объединяются в *мегантиклинории* (Урал, Большой Кавказ) и в *мегасинклинории*. Все эти крупные комплексные образования, состоящие из

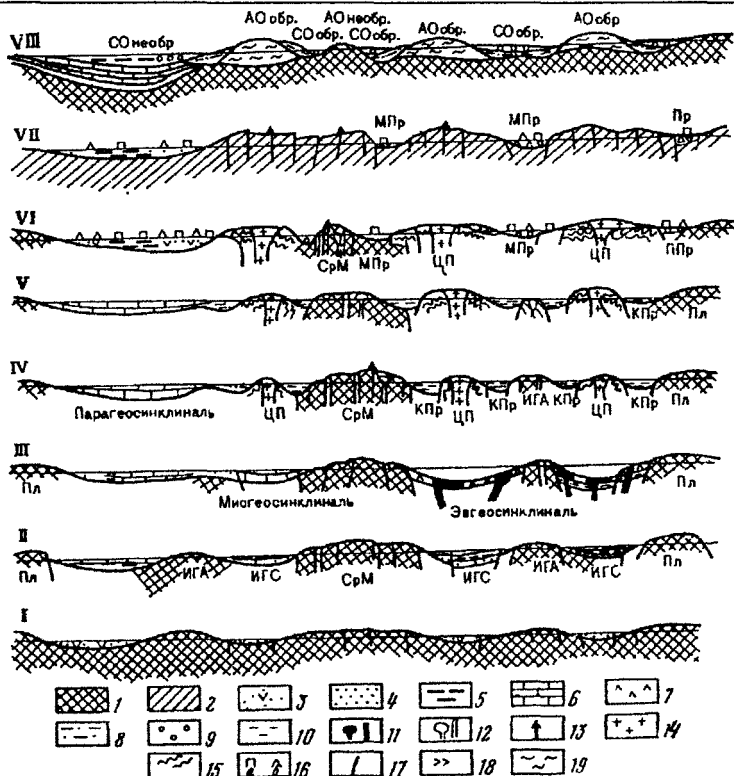


Рис. 2.6. Схема развития геосинклинали (составил В.В. Белоусов):

1 – формации предыдущих циклов (фундамент геосинклинали); 2 – доорогенные формации; 3 – континентальные и лагунные отложения; 4 – песчаники; 5 – глины, сланцы; 6 – известняки; 7 – кремнистые осадки; 8 – флиш; 9 – нижняя моласса; 10 – верхняя моласса; 11 – преимущественно основные и ультраосновные интрузивы и эффузивы (спилит-диабазовая и офиолитовая формации); 12 – кислые, средние и щелочные интрузивы; 13 – эффузивы разнообразного состава; 14 – области регионального метаморфизма и гранитизации; 15 – полная складчатость; 16 – складчатость глыбовая (а) и нагнетания (б); 17 – разрывы; 18 – гравитационный шарьяж; 19 – комплекс доинверсионных формаций.

I–IV – стадии развития геосинклинали (I – предгеосинклинальная; II, III доинверсионная, IV, V – частной инверсии; VI – послеинверсионная, общая инверсия); VII – орогенная зона на месте закончившейся развитие геосинклинали, VIII – схема расположения осадочных формаций к концу развития геосинклинали. Пл – платформа, ИГС – интрагеосинклиналь, ИГН – интрагеоантиклиналь, ЦП – центральное поднятие, СрМ – срединный массив; КПр – краевой прогиб; МПр – межгорный прогиб; ППр – передовой прогиб; АО_{необр} – антиклинорий необращенный; АО_{обр} – антиклинорий обращенный; СО_{необр} – синклиний необращенный, СО_{обр} – синклиний обращенный

единичных складок разнообразной формы, в общем, имеют облик синклинали или антиклинали. Во внутренних частях геосинклинальных областей иногда встречаются устойчивые жесткие массивы, оставшиеся от более древних периодов развития геосинклиналей, которые сохранились без изменения при последующих эпохах складчатости. Они называются *«срединными массивами»*. Среди геосинклиналей выделяются *эвгеосинклинали*, обладающие всеми чертами, характерными для геосинклиналей, и *миогеосинклинали*, для которых магматизм не характерен.

Участок земной коры, прошедший все три стадии геосинклинального развития, теряет способность к интенсивным прогибаниям, поднятиям и становится жесткой монолитной глыбой — *платформой*. Основание (*цоколь*) платформы представляет собой эродированное складчатое сооружение, возникшее в период геосинклинального этапа развития данного региона. Он сложен сильно дислоцированными и метаморфизованными горными породами, осложненными многочисленными разрывными нарушениями. Верхний структурный этаж, называемый *платформенным чехлом*, сложен полого залегающими и почти не дислоцированными осадочными или эффузивными породами. Формирование платформенного чехла приходится на платформенный этап развития региона.

Для платформ характерны следующие общие черты:

1. Относительно медленные и слабоконтрастные колебательные движения земной коры, с которыми связаны морские трансгрессии и регрессии. Это приводит к формированию сравнительно небольшой мощности пород осадочного чехла (от сотен метров до первых километров). Однако, как оказалось впоследствии, о медленных и слабоконтрастных движениях можно говорить, только имея в виду осредненные значения амплитуд колебательных движений. Если рассматривать колебательные движения за более короткие промежутки времени, амплитуды возрастают на порядок (рис. 2.7). Тот же эффект мы видим и при изучении современных движений.

2. В основном горизонтальное или почти горизонтальное залегание осадочной толщи, осложненное прерывистой сравнительно малоамплитудной складчатостью.

3. Изометрическое расположение сети разломов без явно выраженных преимущественных направлений. В результате межразломная матрица образует блоковое строение.

Платформы принято называть по возрасту формирования их фундамента с приставкой *«эпи»*, что, в переводе с греческого, значит

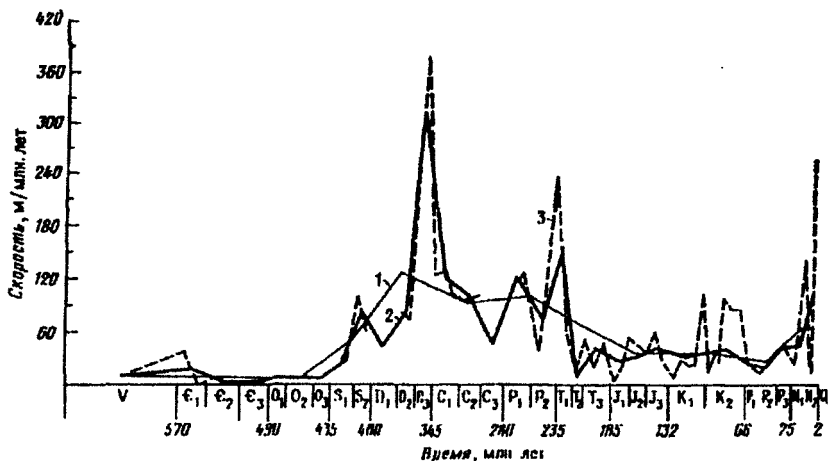


Рис. 2.7. Максимальные скорости погружения областей осадконакопления Восточно-Европейской платформы по периодам (1), эпохам (2) и векам (3), т.е. порядки колебательных движений (по А.М. Сычевой-Михайловой, 1981)

после, над-. Например, эпипалеозойская, эпигерцинская и т.д.

Платформы, фундамент которых сформировался в докембрийское время, называются *древними*, остальные — *молодыми*.

Таким образом, с точки зрения геосинклинальной теории, на континентах выделяются *древние платформы*, составляющие ядро материков, и молодые, имеющие все признаки платформы, в том числе и двухъярусное строение. Их складчатое основание сформировано в палеозойское время (каледонскую и герцинскую эпохи тектогенеза), поэтому платформы называются *эпикаледонскими* и *эпигерцинскими*. Кроме того, существуют территории, перешедшие к платформенному развитию в послемезозойское время. Рельеф их довольно сильно расчленен, осадочный чехол маломощен, а часто и вовсе отсутствует. Поэтому такие территории обычно называют не эпимезозойскими платформами, а *мезозойскими горноскладчатыми сооружениями* или *мезозоидами*.

Строение платформенных областей. Территория, на которой фундамент платформы выходит на дневную поверхность или перекрыт осадочным чехлом незначительной мощности (первые десятки метров), называется *щит*, или *массив (глыба)*, если речь идет о древ-

ней платформе, и *каледонидами* (каледонскими горноскладчатыми сооружениями) или *герцинидами* (герцинскими горноскладчатыми сооружениями), если описывается эпикаледонская или эпигерцинская платформы.

Опущенный участок фундамента платформы, перекрытый осадочным чехлом значительной мощности, называется *плитой*. В пределах плит выделяются *антеклизы* — территории сравнительно приподнятого залегания фундамента, перекрытые относительно мало мощным осадочным чехлом и имеющие в целом выгнутую форму, и *синеклизы* — впадины, заполненные мощным осадочным чехлом.

Узкие, протяженные (до 200 км) и глубокие тектонические рвы в фундаменте платформы, заложенные над глубинными разломами, называются *авлакогены* (по гречески «авлакан» — борозда). Они заполнены мощными толщами пород осадочного чехла.

Все перечисленные структуры осложнены более мелкими структурными формами, которые будут рассмотрены по ходу изложения материала.

Платформы граничат с геосинклинальными областями одним из трех способов:

1. *Краевой шов* — представляет собой узкую зону глубинных разломов и встречается при высоком (щит, антеклиза) положении фундамента платформы.

2. *Краевой прогиб* — возникает при глубоком положении фундамента платформы на границе с геосинклинальной областью (синеклиза). Он представляет собой асимметричный прогиб со сравнительно пологими элементами залегания на краю, примыкающем к платформе, и более смятыми в складки толщами, примыкающими к геосинклинали.

3. *Вулканические пояса* — закладываются на краевых частях молодых платформ и окаймляющих их геосинклиналей, находящихся в начальной стадии ее развития.

Области возрожденной *тектонической активности* возникают тогда, когда территория, утратившая тектоническую активность, вновь испытывает интенсивные тектонические движения и по разломам в виде отдельных блоков поднимается на разную высоту — иногда до 8000 м (Тянь-Шань). Если возрожденная активность достигла платформу, такая территория называется *эпиплатформенным орогеном*, или *активизированной платформой*.

Таким образом, с точки зрения геосинклинальной теории, материка состоят из блоков, сформировавшихся в различные эпохи тек-

тогенеза и находящихся на различных стадиях своего развития. Эти блоки построены из более мелких структурных форм, образованных в результате пликативных и дизъюнктивных движений земной коры.

2.3.6. Возникновение современной структурной геологии (первая половина XX века)

Экономическое развитие многих стран во второй половине XIX столетия в значительной степени определялось наличием тех или иных полезных ископаемых. Горная промышленность стимулировала геологические исследования. Геологические службы многих стран стали заниматься разработкой критериев поисков, изучением условий образования месторождений. Результаты исследований предоставили геологам огромный материал по геологии месторождений руд, угля, торфа, нефти.

Мощный стимул развитию структурной геологии дала добыча нефти. Первоначально ее добывали преимущественно из колодцев. Первые нефтяные скважины были пробурены в окрестностях г. Баку в 1848 г. В 1859 г. были пробурены первые скважины и в США (Пенсильвания). Постепенно в ходе освоения нефтяных месторождений возникали представления о закономерностях размещения ее скоплений. Одной из первых была так называемая «сбросовая теория», предполагавшая приуроченность скоплений нефти к зонам дробления и повышенной трещиноватости горных пород. Начиная с 1885 года стала завоевывать признание «антиклинальная теория», изложенная в работах американского геолога И. Уайта (1848–1927) и австрийца Г. Гейфера (1823–1924). В 1899 г. были открыты месторождения на Эмбе, а в 1901 г. — на берегу Мексиканского залива в США, приуроченные к солянокупольным структурам. Эти открытия стимулировали геологическое изучение платформенных территорий.

Появились геофизические методы изучения земных недр.

Исторически первым геофизическим методом была магнитометрия. В России магнитная съемка проводилась в конце XIX столетия на Урале в районах Магнитогорска и Тагила. В ходе этих работ были выявлены крупные месторождения железа. Еще более крупная магнитная аномалия в районе Курска была описана в 1783 г. академиком Петербургской Академии наук П.Б. Иноходцевым. Однако месторождение здесь было открыто только в 20-х годах XX века. На Курской магнитной аномалии (КМА) начинал свою деятельность в качестве геолога И.М. Губкин.

Другой геофизический метод, получивший применение еще в XIX веке, был гравиметрический, с помощью которого было открыто явление изостазии. Еще один метод, появившийся уже в XIX веке и играющий все более и более важную роль в структурно-геологических исследованиях, — сейсмический.

Одновременно с очевидными успехами практической структурной геологии теоретическая тектоника в это время претерпела глубокий кризис. В результате накопления новых знаний геологам пришлось отказаться от контракционной теории, а предлагавшиеся ей взамен многочисленные и разнообразные модели, включая современную тектонику плит, не могут ни удовлетворительно объяснить все имеющиеся на сегодняшний день геологические данные ни надежно предсказывать новые явления.

Однако методы структурной геологии продолжали развиваться. В начале XX века это развитие связано с именами П.М. Леонтовского, В.И. Баумана и П.К. Соболевского. П.М. Леонтовский впервые изложил геометрическую классификацию разрывных нарушений угольных пластов. Он же автор и других работ по горной геометрии. В.И. Бауман предложил способ подсчета запасов угольных пластов с помощью изогипс. Им предложена классификация разрывов угольных пластов.

П.К. Соболевский в 1901 г. составил пластовую карту района Нижняя Кринка в Донбассе, на которой поверхность подошвы пласта впервые была изображена в изогипсах, а характер залегания кровли — в линиях равных глубин. Этим самым П.К. Соболевский доказал широкую возможность метода изолиний применительно к геометрическому анализу недр для изображения геологических структур на планах и картах.

К началу века на платформах были выделены составляющие их элементы — плиты, синеклизы, антеклизы, валы (А.П. Павлов, А.Д. Архангельский, А.Н. Мазарович), авлакогены (Н.С. Шатский).

Статистика распределения угловых несогласий показала: тектонические деформации происходят в земной коре хотя и непрерывно, но неравномерно, и в них различаются определенные кульминации. Так были выделены эпохи складчатости — каледонская, герцинская, альпийская. Последняя кульминация принадлежит неоген-четвертичному времени — эпохе интенсивного горо- и складкообразования, формирования основных черт современного рельефа. В 1948 г. В.А. Обручев для обозначения движений и деформаций этой эпохи ввел термин «неотектоника», а сами движения получили

название новейших. Однако для складчатых горных сооружений новейшего тектонического этапа развития Земли одновременно применяется введенный ранее термин «альпийская складчатость». В 1960 г. под редакцией Н.И. Николаева и С.С. Шульца была издана первая карта новейшей тектоники СССР. Изучению новейших тектонических движений для выявления перспективных для поисков нефти и газа структур способствовали также проводившиеся по инициативе И.О. Брода структурно-геоморфологические исследования, развернувшиеся на равнинных территориях СССР.

В 30–40-е годы появились первые учебники по структурной геологии (Б. и Р. Уиллисы, Ч. Лизс, М.А. Усов).

В 40-е годы особое значение в структурной геологии получило учение о глубинных разломах как важнейших планетарных структурообразующих разрывных нарушениях в земной коре. Большое значение разломов этого типа отмечалось уже в начале XX века, а в 1911 г. американский геолог Хоббс в связи с глубинными разломами ввел в литературу понятие *линеамент*, под которым он понимал гигантские, выраженные в рельефе прямолинейные структуры Земли. В настоящее время под термином «линеамент» нередко понимают просто прямолинейные структуры земной коры.

В 1915 г. в Германии был издан знаменитый труд немецкого профессора Альфреда Лотара Вегенера «Происхождение континентов и океанов», в котором впервые была дана геолого-геофизическая интерпретация гипсографической кривой земного рельефа, научно обоснована на обширном фактическом материале (в том числе геологическом, палеонтологическом, палеоклимаическом) возможность больших горизонтальных перемещений материковых плит по поверхности Земли.

В 50-е годы в нашей стране зародилась новая наука — тектонофизика. Работы по воспроизведению природных деформаций геологических тел с использованием принципа подобия получили наибольшее развитие в Швеции в Упсале (Г. Рамберг) и в МГУ (В.В. Белоусов, М.В. Гзовский). Экспериментальная тектоника дала новый толчок развитию структурной геологии. Теперь она получила возможность не только описывать и картировать структурные формы, но и моделировать механизмы их формирования и изучать их с точки зрения тех физических и тектонических условий, в которых эти структурные формы зарождались и развивались.

Мощный стимул развитию структурной геологии дал прогресс нефтяного дела, связанного с неуклонным ростом добычи нефти,

расширением географии месторождений и открытием новых типов залежей. Уже к началу XX века стало ясно, что залежи углеводородов никогда не встречаются «поодиночке» и что они связаны с определенными структурными формами. Стала очевидной ограниченность антиклинальной теории. Были обнаружены залежи, связанные с выклиниванием и фаціальным замещением, с рифовыми массивами. Выявилась роль трещиноватости для формирования коллекторских свойств пород.

В России были найдены гигантские залежи в Волго-Уральской области, Западной Сибири, в чем огромная заслуга принадлежит И.М. Губкину. Крупнейшим нефтегазовым районом стали окрестности Персидского залива. Это послужило основанием для появления точки зрения, что наибольшие скопления углеводородов связаны с глубокими погружениями платформенных территорий (И.О. Брод, С.Ф. Федоров, М.И. Варенцев, В.В. Вебер, В.Е. Хаин, Л.Г. Уикс).

Усовершенствование методик структурной геологии связано с микроструктурным и петроструктурным анализом, с анализом трещин и напряжений в земной коре, с методами геометризации недр и построением геологических разрезов и разнообразных карт в изоляциях.

2.3.7. Современное состояние структурной геологии.

Тектоника плит (вторая половина XX века)

В 60-е годы структурная геология пережила бурное развитие, в результате которого она перешла от науки чисто описательного вида к ее современному состоянию.

Во-первых, в область структурно-геологического изучения наконец был вовлечен Мировой океан, занимающий 2/3 поверхности Земли. В океане была открыта глобальная система срединно-океанических хребтов и связанных с ними рифтами и трансформными разломами, а также глубоководными желобами по периферии Тихого океана. Были открыты полосовые аномалии магнитного поля. В связи с этим начала бурно развиваться тектоника плит, которая в настоящее время почти полностью вытеснила геосинклинальную теорию.

Модель тектоники литосферных плит схематически можно изложить следующим образом:

1. Литосфера состоит из нескольких монолитных устойчивых тел, разделенных тектонически и сейсмически активными поясами.

2. Литосферные плиты раздвигаются от оси рифтовых долин Мирового океана.

3. Расширение океанического дна компенсируется погружением («всасыванием») океанической коры под континенты в зонах глубоководных желобов – зонах субдукции (рис. 2.8).

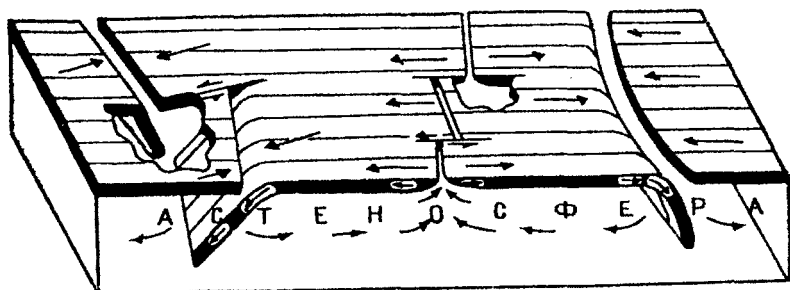


Рис. 2.8. Блок-диаграмма Б. Айзекса, Дж. Оливера и Л. Сайкса (1968), иллюстрирующая относительное движение жестких литосферных плит, формирующихся в зонах спрединга и поглощаемых в зонах субдукции

Для сегодняшнего состояния структурной геологии характерны попытки пересмотреть и переименовать континентальные структуры в термины тектоники плит. В соответствии с ней литосфера Земли разделена на ограниченное число крупных и среднего размера *плит*, на границах которых сосредоточена основная тектоническая активность. Выделяют четыре класса границ между плитами: 1) дивергентные, где осуществляется спрединг – плиты раздвигаются, например, Срединно-океанический хребет; 2) конвергентные, где осуществляется субдукция – плиты поддвигаются одна под другую, например, в Японии; 3) коллизия, где плиты сталкиваются, например, Гималаи и 4) трансформные, где плиты смещаются друг относительно друга в горизонтальном направлении по вертикальным разломам, например – Калифорния.

Дивергентные границы зарождаются в пределах континентальных частей литосферных плит в виде рифтовых систем – глубоких щелей, все больше раскрывающихся под действием растяжения и подъема с глубины астеносферного выступа – мантийного диапира

(Байкал). Над рифтами образуются впадины, в которых начинают накапливаться сначала континентальные (речные, озерные), затем — морские отложения. В основании рифтов происходит утонение коры и всей литосферы, подъем нижележащей подплавленной астеносферы и частичное внедрение в литосферу выделившейся из нее базальтовой магмы. В дальнейшем остывание астеносферного выступа и внедрившихся в литосферу магматитов ведет к расширению и ускоренному опусканию надрифтовой впадины. Опусканию дна способствует давление накопившейся толщи осадков. Так образуется один из типов нефтегазоносных осадочных бассейнов — внутриплитный, наиболее крупный представитель которого — Западно-Сибирский.

При более интенсивном растяжении континентальный рифтинг сопровождается разрывом континентальной коры и переходит в спрединг, то есть заполнение образовавшегося раздвига новообразованной, выделившейся из астеносферы океанской корой с постепенным расширением занятого ею пространства и превращением его в ложе океана. При этом плечи континентального рифта превращаются в пассивные, асейсмичные, невулканические окраины континентов, обрамляющие новорожденный океан. Они становятся главной областью накопления осадков, сносимых с континента, особенно в дельтах крупных рек, впадающих в океан. Это — область лавинной седиментации, и мощность осадков здесь достигает 15—20 км. Так возникли Волго-Уральская и Тимано-Печорская нефтегазоносные провинции.

Когда в пределах смежной части океана возникают складчатые горные сооружения, они надвигаются на край такого бассейна, который испытывает дополнительное интенсивное погружение и превращается в дополнительный предгорный прогиб этого сооружения. Таковы Предуральский, Предкавказский, Предкарпатский и другие подобные прогибы, представляющие собой особый тип нефтегазоносных провинций.

Активные окраины в ходе своего развития испытывают сжатие, благодаря которому возникают островные дуги, впоследствии сливающиеся друг с другом и в конечном счете образующие горные сооружения, надвигающиеся на соседний континент. Однако между соседними горными сооружениями возникают впадины-волны, подобно Куринской, Паннонской (между Карпатами и Динарскими горами), которые тоже заполняются мощными осадками и становятся межгорными нефтегазоносными бассейнами.

Сжатие, проявляющееся на конвергентных границах плит и ведущее к образованию сложно построенных горных сооружений, подобных Кавказу, Альпам или Гималаям, часто распространяется далеко вглубь континентов, в области, которые давно утратили тектоническую активность, покрылись практически ненарушенным осадочным чехлом и представляли собой платформы. При этом кора таких платформ начинает коробиться, испытывая поднятия и погружения с образованием горных сооружений и межгорных впадин, последние опять-таки являются нефтегазоносными осадочными бассейнами. Этот процесс внутриконтинентального орогенеза наиболее ярко проявился в Центральной Азии (Ферганский, Таджикский, Джунгарский, Таримский бассейны).

Во-вторых, изучение Земли с самолетов, а затем из космоса впервые позволило рассматривать структурные формы непосредственно, в их естественных границах и взаимоотношениях. Данные геологического дешифрирования материалов аэро- и космических съемок продемонстрировали, что вся поверхность Земли покрыта перекрывающимися друг друга кольцевыми структурами различного размера, выраженности и происхождения (рис. 2.9). Другой объект, выявленный из космоса — это периодическая глобальная сеть разрывов, разбивающая всю Землю на систему вложенных друг в друга блоков разного размера (рис. 2.10а,б).

В-третьих, накопление огромного фактического материала, добытого в результате различных видов геологического картирования, смена различных геотектонических гипотез и теорий, наслоение их, а также внедрение математических методов во все естественные науки сделало очевидной необходимость упорядочить структурно-геологическую терминологию, попытаться формализовать ее понятия. Работа по систематизации терминологии переросла в попытку создания «аксиоматической геологии». Наиболее успешными в этом направлении были работы академика Ю.А. Косыгина и его школы. Полностью завершенную формализованную геологическую науку на основе аксиоматического подхода создать пока не удалось.

В структурной геологии наиболее полно математика применялась, во-первых, для статистического изучения характеристик геологических тел (трещиноватости, микроструктурных параметров — ориентировки зерен в породе, размера слоев в ритмах и т.д.), во-вторых, для геометризации геологических тел. Эти работы связаны, в первую очередь, с именами А.Б. Вистеллиуса, М.В. Гзовского, А.В. Вихерга. Появилась возможность математического моделирования

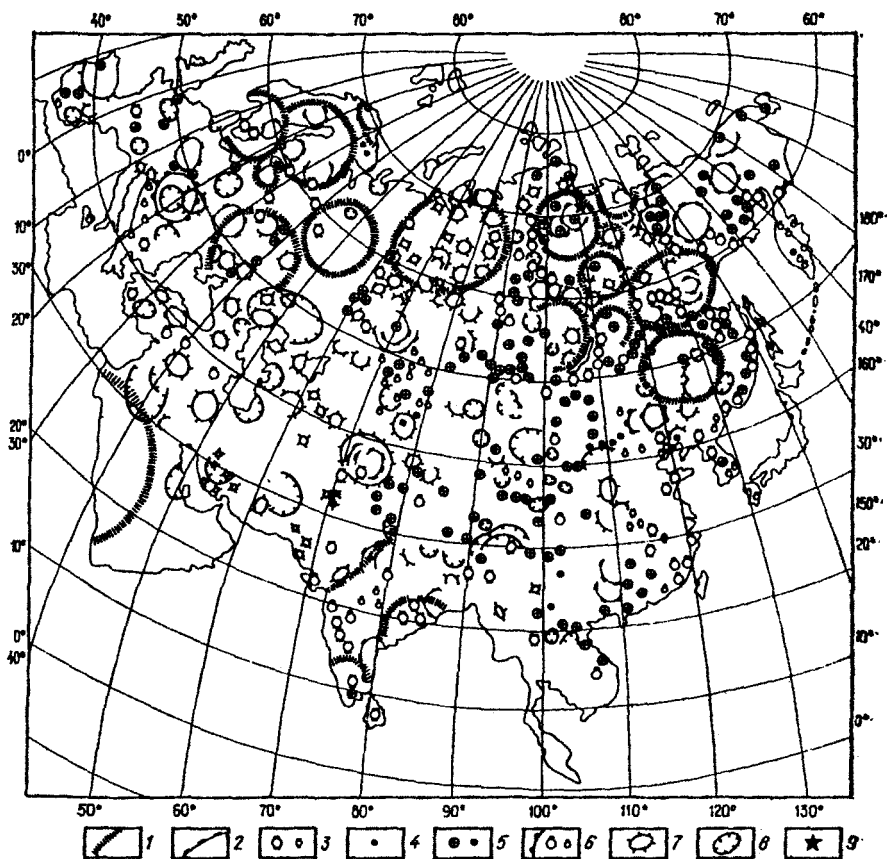


Рис. 2.9. Схема расположения крупнейших кольцевых структур на территории Евразийского материка (заимствовано из Космогеологии СССР, 1987): 1 – ядра; 2 – гнейсовые складчатые овалы; 3 – гранито-гнейсовые купола; 4 – плутонические подкорковые структуры; 5 – плутонические коровые структуры; 6 – вулканические структуры; 9 – импактные структуры

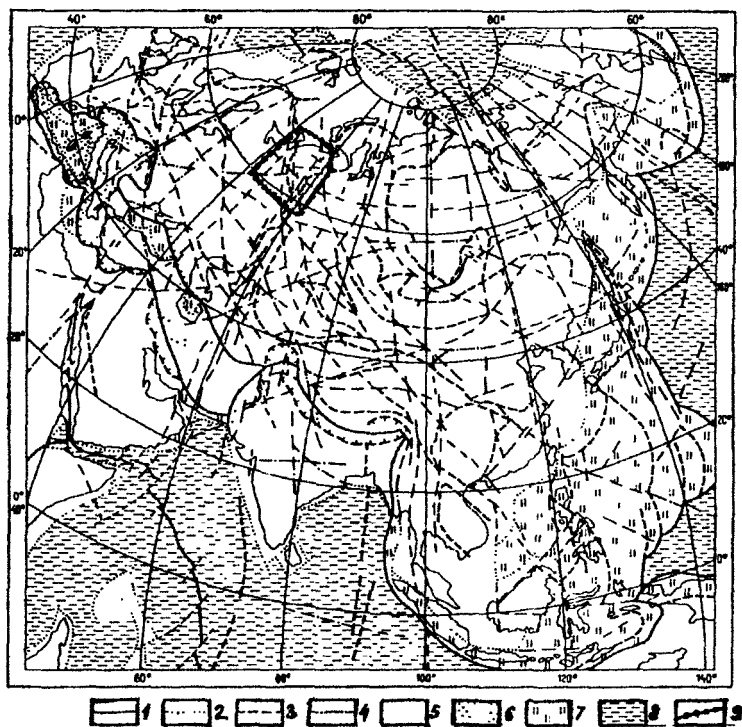


Рис. 2.10а. Системы трансконтинентальных разломов Евразии и окружающих его пространств (заимствовано из Космогеологии СССР, 1987): 1 – граничные разломы современных литосферных плит; границы древних литосферных плит; 2 – граничные разломы первого ранга, опоясывающие мегаблоки континентальной коры; граничные разломы второго ранга внутри континентальной коры; 4 – трансконтинентальные разломы; 5 – земная кора континентального типа; 6 – переходная земная кора Средиземноморского складчатого пояса; 7 – переходная земная кора Тихоокеанского складчатого пояса; 8 – океаническая земная кора; 9 – участок, соответствующий рис. 2.9б

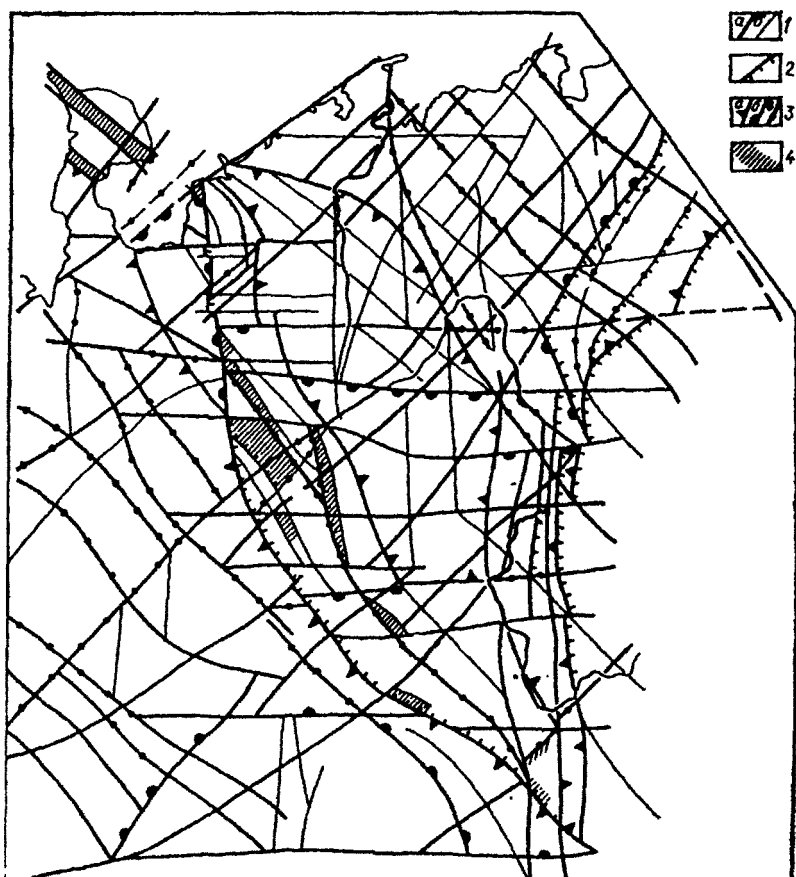


Рис. 2.106. Системы разломов Тимано-Печорской плиты (заимствовано из Космогеологии СССР, 1987): 1 – разломы фундамента и складчатого основания (*а* – глубинные, *б* – коровые, в том числе неустановленного типа); 2 – надвиги; 3 – границы блоков (*а* – геоблоков, *б* – мегаблоков, *в* – блоков)

геологических тел. Все более быстрое развитие вычислительной техники сделало возможным построение на компьютерах геологических разрезов и геологических карт. Еще более важную роль развитие вычислительной техники играет в сейсмических методах изучения недр. Большое значение в структурной геологии приобретают методы системного анализа и идеи фрактальной геометрии.

* * *

В настоящее время структурная геология — это наука, занимающаяся не только описанием существующих в Земле структурных форм, но и созданием моделей их возникновения и развития, характеристикой ориентировки главных тектонических напряжений, сформировавших данные тела, определением их возраста. Конкретные структурные формы рассматриваются одновременно и как самостоятельный объект, и как элемент более крупной системы, и как система, состоящая из более мелких структурных форм.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. В чем заключалось развитие структурной геологии во второй половине XVIII — первой четверти XIX веков?
2. В чем состояли «героический период» в истории геологии и когда он происходил?
3. В чем заключается теория кратеров поднятия и кто ее автор?
4. Кто, когда и в каком труде выдвинул принцип актуализма в геологии?
5. Какой вклад сделал Ч. Дарвин в структурную геологию?
6. В чем заключается теория контракции и кто ее автор?
7. В чем заключается теория геосинклиналей и кто ее автор?
8. Как делится континентальная Земная кора по теории геосинклиналей?
9. Кто и когда впервые противопоставил геосинклинали и континентальные площади (платформы)?
10. Кто и на каком примере установил двухэтажное строение платформ?
11. Кто обнаружил на платформах прогнутые территории и назвал их синеклизами?
12. Кто и когда впервые предложил пользоваться изолиниями для изображения различных характеристик угольных пластов?

13. Кто и когда ввел в научный обиход понятие «неотектоника»?
 14. Что такое тектонофизика и когда она возникла?
 15. Как повлияло на структурную геологию применение аэро- и комических методов изучения Земли?
 16. Как повлияло на структурную геологию применение геофизических методов изучения Земли?
 17. Как повлияло на структурную геологию применение математических методов изучения Земли?
-

ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТЕЛА И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ

3.1. Геологические тела

Геологическое тело – это некоторый объем в недрах Земли или на ее поверхности, отличающийся от окружающего пространства по какому-либо признаку (или комплексу признаков).

Понятие геологического тела (англ. *geological body*) охватывает образования, разнообразнейшие по своим свойствам, внешнему виду, форме и величине – от миллиметров до сотен тысяч километров. Существуют бесчисленные переходы и бесконечные видоизменения в облике, размерах и формах геологических тел. В одном и том же объеме их можно выделить по-разному, то есть геологическое тело обособляется из окружающего пространства в зависимости от тех характеристик недр, которые изучаются в данном исследовании. Литолог опишет геологические тела, отличающиеся по вещественному составу. Стратиграф, палеонтолог отметят различные по возрасту толщи пород, нефтяник закартирует пласты, насыщенные и ненасыщенные углеводородами, и так далее.

Геологическое тело может быть *породным*, то есть выделенным в соответствии с какими-либо признаками горной породы (например, глауконитовый песчаник, разнородный песчаник, диатомовый песчаник, аптский песчаник, магнетитовый песчаник и т.д.) или может отражать какое-либо иное свойство некоторого объема геологического пространства (например, пористость, проницаемость, перспективность территории на какие-либо полезные ископаемые, разведанность запасов и т.д.). В структурной геологии изучается

форма породных тел. При описании геологического тела указывают его размеры, форму и ориентировку в пространстве. Формы геологических тел описываются чаще всего *эталонным способом*. Это означает, что тело относят к какому-либо классу по форме, происхождению или совокупности признаков – например, антиклиналь, моноклиналь, локкалит и т.д.

Ориентировка в пространстве – то есть географическая привязка геологического тела означает либо указание географических или прямоугольных координат, либо ориентировку относительно других объектов, показанных на топографических картах (населенных пунктов, характерных точек рельефа, гидросети и т.д.). Словесное описание геологических тел очень громоздко и приблизительно. Наиболее наглядно, компактно и точно геологические тела представляются графически – на геологических чертежах. Важнейшими из них являются геологические карты различного типа, изображающие проекции геологических тел на горизонтальную плоскость и геологические разрезы – проекции на вертикальную плоскость. Изображение геологического тела сводится к изображению его границ.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Что такое геологическое тело?
 2. По каким признакам выделяются геологические тела?
 3. Как характеризуется геологическое тело?
 4. Приведите примеры геологических тел.
-

3.2. Геологические границы

Геологическая граница (англ. – geological bonari) – это поверхность, отделяющая некоторый объем, занятый горными породами (геологическим телом) таким образом, чтобы внутри него некоторое свойство (свойства) остались постоянными (другие могут меняться), а за пределами этой поверхности изменились те свойства, которые внутри границы были постоянны. В одном и том же объеме горных пород по разным признакам могут быть проведены различные геологические границы (например, выделен слой песчаника среди глин, а внутри него еще слои крупнозернистого, разномзернистого и мелкозернистого песчаника. Можно выделять те же слои по возрасту, по другим признакам). Геологическая граница представляется

поверхностью, то есть не имеет никакой толщины. Однако реальные геологические границы имеют некоторую толщину, свою собственную структуру, следовательно, сами являются геологическими телами. То есть то, что описывается как граница, при более подробном и детальном изучении окажется геологическим телом (рис. 3.1).

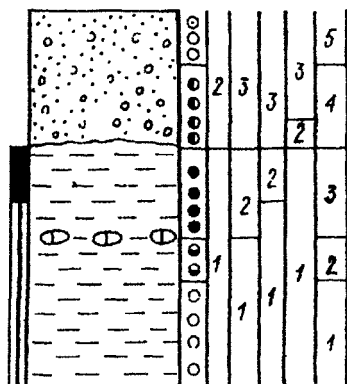


Рис. 3.1. Различные способы расчленения разреза на слои и проведения геологических границ в зависимости от целей и детальности исследования (по Д.Л. Степанову и М.С. Месежникову, 1979). Слева от колонки показан минеральный состав глин (заливка – монтмориллонит, светлое – смешаннослойные минералы), справа – различные комплексы фауны

Наиболее часто геологические границы выделяют по тому признаку, по которому выделялись геологические тела. Например, стратиграфическая, фациальная, дизъюнктивная, магматическая, граница оруденения, распространения породы-коллектора, слоя, граница поверхности несогласия и т.д. Такие границы называют резкими.

Другой способ проведения геологической границы – статистический. Он применяется в тех случаях, когда переходы между конкретными геологическими телами постепенные. Например, песчаник с глиной, в котором постепенно уменьшается содержание песчинок, постепенно переходит в опесчаненную глину, и, наконец, в чистую глину. Этот тип границ в большой степени условный и зависит от того, по какой величине конкретного параметра (в нашем примере

содержания песчинок) условились проводить данную геологическую (литологическую) границу.

Иногда, словом граница называют линию пересечения граничной поверхности с поверхностью или плоскостью картирования.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Что такое геологическая граница?
 2. По каким признакам выделяются геологические границы?
 3. Как характеризуется геологическая граница?
 4. В каких случаях можно рассматривать геологическую границу как геологическое тело?
-

3.3. Изображение точки, вектора, линии, поверхности и их соотношений на геологических чертежах

Большая часть материала этого раздела изучается в курсах геодезии и топографии, а также инженерной графики, поэтому его изложение здесь дано очень кратко. Изображение точек, линий и геологических границ в нужном масштабе осуществляется нанесением их на топографическую основу. При этом обычно пользуются компасом. Устройство горного компаса и методика работы с ним описаны в приложении 1.

Для изображения точки ее наносят на топооснову, пользуясь различными методами привязки (по ситуации, методом обратных засечек). Точка, привязанная к карте, имеет три координаты – широту, долготу и высоту, если эта точка расположена на поверхности Земли. Если же абсолютная отметка (альтитуда) точки расположена ниже или выше поверхности Земли, её обозначают числом. С помощью условных знаков указывают, какой именно объект обозначает данная точка (пункт геологического наблюдения, устье скважины, нефтепроявление, место в недрах с какими-либо конкретными свойствами, численное значение данного свойства).

Прямую в геологии принято изображать на карте обозначенной на карте точкой, лежащей на прямой, и элементами ее залегания. Элементы залегания прямой – это два угла. Один – *азимут* прямой – располагается в горизонтальной плоскости и является пра-

вым углом, отсчитываемым от севера до проекции прямой на горизонтальную плоскость. Этот угол всегда измеряется в градусах. Азимут может меняться от 0° до 360° (северное направление). Восточное направление имеет азимут 90° , южное — 180° , западное — 270° . Этот угол на карте изображается графически в виде вектора. Другой угол называется углом *погружения* или *падения* прямой. Он показывает наклон прямой к горизонтальной плоскости и измеряется в градусах, либо в тангенсах. Горизонтальная плоскость имеет угол падения 0° , вертикальная — 90° , а наклонная может принимать любые значения в этом промежутке. Этот угол записывают рядом с точкой цифрами (рис. 3.2а). Проекция падения на горизонтальную плоскость часто называется *линией падения*. Направление, противоположное падению, называется *восстанием*.

Вектор на карте изображают точно так же, только точку с элементами залегания ставят в начале вектора (рис. 3.2б).

Отрезок прямой изображается либо вектором и длиной отрезка (рис. 3.2в), либо двумя точками, соответствующими краям отрезка (рис. 3.2г). У отрезка прямой можно определить превышение — разность высотных отметок между максимальным и минимальным значением высот точек (ΔH). Иногда для отрезков линий, особенно в случае малых наклонов, погружение задают не в градусах или тангенсах, а указывают непосредственно превышение (например, 10 метров на километр).

При решении различных задач структурной геологии часто приходится интерполировать или градуировать отрезки. Интерполирование (градуирование) отрезков изучается в курсе инженерной графики, а также геодезии и топографии. Кратко различные способы интерполирования приведены в приложении 2.

Кривая линия в геологии изображается ее траекторией на карте, а на отдельных характерных участках этой траектории проставляются величины погружения кривой (рис. 3.2д).

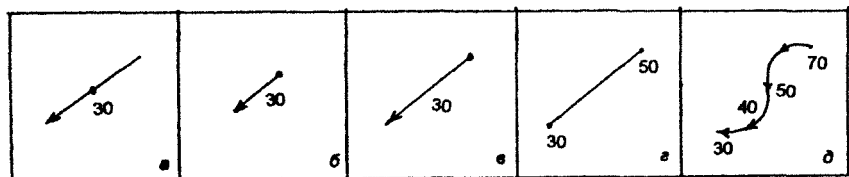


Рис. 3.2. Изображение прямой (а), вектора (б), отрезка прямой (в,г), кривой (д) на геологических картах

Плоскость в геологии чаще всего изображают с помощью падения и простириания (рис. 3.3). *Падением* плоскости называется вектор, лежащий в плоскости пласта и имеющий самый большой наклон в сторону наименьших отметок. Противоположное падению направление называется *восстанием*. Так как падение – это вектор, геологи определяют его пространственное положение так же, как любого другого вектора – азимутом падения и углом падения. *Азимут падения* – угол, отсчитываемый по часовой стрелке от северного направления до проекции линии падения на горизонтальную плоскость (на рис. 3.3 вектор BB_2). *Угол падения* (α) – это максимальный угол наклона плоскости, то есть, это угол между линией падения и ее проекцией на горизонтальную плоскость. Горизонтальная плоскость имеет угол падения 0° , вертикальная – 90° , а наклонная может принимать любые значения в этом промежутке. На геологических документах азимут и угол падения принято записывать следующим образом: Аз. пад. $60 \angle 20$. Знак, обозначающий градус, в записи не ставится.

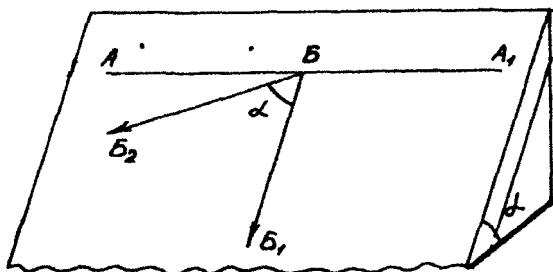


Рис. 3.3. Падение и простириание плоскости

Простирианием называется любая горизонтальная линия, лежащая в рассматриваемой наклонной плоскости (кровле или подошве пласта, плоскости разрыва). Простириание всюду имеет одинаковые абсолютные отметки, является линией пересечения рассматриваемой плоскости с горизонтальными плоскостями и перпендикулярна и линии падения, и самому падению. Простириание может быть только у наклонных и вертикальных плоскостей. Направление, перпендикулярное простирианию (падение или восстание), называют направлением «*вкrest простириания*».

На картах элементы залегания наклонной плоскости обозначаются значком в виде буквы «Т» с длинной переключиной (4 мм по стандарту), ориентированной в соответствии с простираем плоскости и коротким основанием (2 мм по стандарту), ориентированным в сторону падения плоскости. Угол падения надписывается цифрами около значка (рис. 3.4а). Горизонтальные плоскости ни падения, ни простираения не имеют и изображаются симметричным крестом (рис. 3.4б). Вертикальную плоскость изображают одним из значков, приведенных на рис. 3.4в, причем длинная сторона указывает направление простираения.

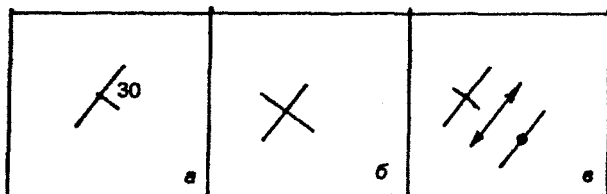


Рис. 3.4. Обозначение залегания плоскости на геологических картах:
 а — наклонной, падающей под углом 30°, б — горизонтальной,
 в — вертикальной

В зависимости от исходных данных существуют различные методы определения элементов залегания пласта. При полевых исследованиях — непосредственно горным компасом, в других случаях — с помощью вычислений или графических построений.

Широко распространен графический метод определения элементов залегания по трем точкам. Им можно определить элементы залегания плоскости, если эти точки не лежат на одной прямой и хотя бы одна из них имеет отличную от других абсолютную отметку. Для построения необходимо также знать положение точек на карте или плане. Точками могут быть три скважины, три шурфа, три обнажения горных пород, три пересечения геологической границы с горизонталями рельефа и др. В нефтяной геологии из-за того, что интересующие нефтяников пласты, расположенные обычно глубоко под землей и вскрытые только буровыми скважинами, недоступны непосредственным измерениям компасом, метод определения элементов залегания по трем точкам имеет особое значение. Различные

способы определения элементов залегания (по данным бурения, по геологической и структурной картам и по двум видимым сечениям) приведены в приложении 3.

Плоскость можно интерполировать и изображать также с помощью *изогипс* — линий равных высот. Для наклонной плоскости изогипсы имеют вид серии параллельных равноотстоящих друг от друга прямых, являющихся линиями простирания. При изображении слоистых горных пород изогипсы называются *стратоизогипсами* (*stratum* — пласт).

В структурной геологии чаще всего приходится иметь дело не с плоскостями, а с неправильной формы кривыми поверхностями. Типичной неправильной поверхностью является рельеф Земли с его выпуклыми и вогнутыми неровностями. Такая поверхность называется *топографической*. Поверхность реальных геологических тел еще более сложна, чем математическая топографическая поверхность. Главные отличия заключаются в их неоднозначности (например, при вертикальных и опрокинутых залеганиях слоев одному и тому же X и Y соответствуют несколько Z) и прерывистости (например, когда слой разбит разломом или серией разломов (рис. 3.5). Тогда реальная сложная геологическая поверхность складывается из отдельных простых частей, каждая из которых изобразится на чертеже системой непересекающихся изолиний.

Пересечение линии и поверхности (прямой и поверхности). Линия и поверхность (прямая и поверхность) пересекаются там, где пересекаются их одновысотные проекции. Геометрически эту задачу проще всего решить, построив структурную карту поверхности в изолиниях и спроецировав на этот же чертеж линию. Если при этом задачу непосредственно решить не удалось из-за слишком большого сечения изолиний, прибегают к интерполяции в окрестности предполагаемого пересечения или строят разрез через точку пересечения и прямую (рис. 3.6). В нефтегазовой геологии эту задачу в разных вариантах приходится решать постоянно при определении точки пересечения проектируемой скважины и пласта или залежи.

Пересечение двух поверхностей. Поверхности пересекаются там, где пересекаются их одновысотные проекции. Это правило установлено Оуэном еще в XVI веке. Геометрически эту задачу проще всего решить, построив структурные карты двух поверхностей в изолиниях, отметив точки пересечения изолиний с одинаковыми значениями и соединив плавными линиями полученные точки (рис. 3.7).

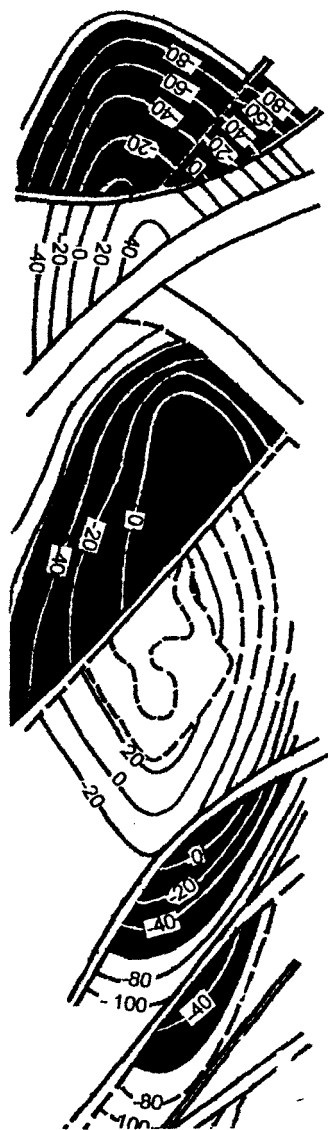


Рис. 3.5. Пересечение поверхностей. Структурная карта разбитой разломами антиклинальной складки. Нефтяное месторождение Оха, о. Сахалин.
По Н.П. Будникову

В структурной геологии эту задачу приходится решать постоянно, когда необходимо построить выход пласта на дневную поверхность, определить линию пересечения водонефтяного контакта с кровлей продуктивного горизонта и т.д.

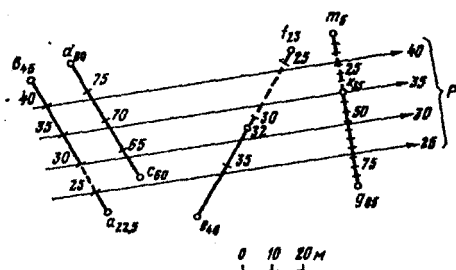


Рис. 3.6. Взаимное положение точек и прямых с плоскостью (по Букринскому): прямая *ab* совпадает с плоскостью *P*, прямая *cd* – не пересекает плоскость, прямая *ef* – пересекает плоскость в точке 32, прямая *gm* – пересекает плоскость в точке *K 35*

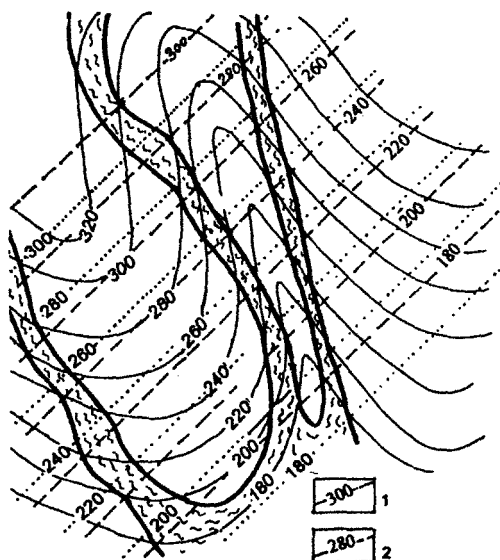


Рис. 3.7. Пересечение плоскости (кровли и подошвы пласта и топографической поверхности (рельефа): 1 – изолинии (стратонизогипсы) кровли пласта, 2 – изолинии (стратонизогипсы) подошвы пласта

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Как геологи изображают точку?
 2. Как геологи изображают прямую, вектор?
 3. Что такое погружение?
 4. Что такое азимут падения, в каких единицах он измеряется и в каких пределах изменяется?
 5. Что такое линия падения?
 6. Что такое угол падения, в каких единицах он измеряется и в каких пределах изменяется?
 7. Как изображается отрезок прямой?
 8. Как геологи изображают кривую линию?
 9. Как геологи изображают плоскость?
 10. Что такое простираие плоскости?
 11. Может ли быть падение и простираие у горизонтальной плоскости?
 12. Что представляет собой структурная карта плоскости?
 13. Как принято изображать топографическую поверхность?
 14. Чем топографическая поверхность отличается от реальной геологической поверхности?
 15. Как определить точку пересечения прямой и топографической поверхности?
 16. Как определить линию пересечения плоскости и топографической поверхности?
 17. Как определить линию пересечения двух топографических поверхностей?
-

3.4. Геологические тела как системы.

Иерархия геологических тел

В общем случае, система – это совокупность любых объектов, взаимодействующих друг с другом. Любой объект, рассматриваемый как система состоит из некоторого числа меньших объектов, которые, в свою очередь, состоят из еще более мелких. Выделение подсистем можно продолжать до предела, требуемого решаемой задачей. Каждый из объектов, образующих систему, называют ее элементом. Главной особенностью системы как некоторой совокупности элементов, является то, что она обладает хотя бы одним новым

свойством, которое отсутствует у слагающих его элементов. Такое обобщающее, системное свойство называется эмерджентностью. Например, коллекторские свойства рифогенного известняка не присущи ни минералу кальциту, ни отдельным порам, а только совокупности крупных сообщающихся пор, обусловленных конфигурацией минералов кальцита, которые, в свою очередь, обусловлены формой скелетов организмов, из которых был сформирован риф.

Совокупность связей и отношений между элементами называется *структурой* системы. Системный характер геологических тел и разнообразие их структурных связей обуславливает неоднородность геологических тел.

Каждое реальное геологическое тело можно рассматривать как разные системы. Например, линзу терригенных пород среди глин можно представить как множество минеральных зерен, связанных цементом, который обуславливает совокупность зерен как единого целого. Эмерджентные свойства такой системы – пористость и проницаемость, которыми не обладают ни минеральные зерна, ни цемент. Чтобы изучить эти эмерджентные свойства, необходимо изучать и отдельные куски (штуфы) горной породы, и саму линзу как совокупность объектов, сложенных породами разных литологических типов. Возможность рассмотрения системы с различной детальностью указывает на то, что системы являются *иерархически упорядоченными* объектами, а само рассмотрение – иерархическим. Совокупность элементов, принадлежащих одному масштабному размеру (уровню), называется *иерархическим (структурным) уровнем (рангом)*.

В рассматриваемой линзе можно выделить следующие иерархические уровни:

- минерального зерна;
- штуфа горной породы;
- различающихся по литологическому составу частей линзы (в зависимости от детальности изучения этот уровень может повторяться несколько раз);
- линзы как целого.

На каждом иерархическом уровне элементы системы характеризуются каким-то набором свойств, список которых устанавливается в соответствии с целями, для которых объект рассматривается как система.

Иерархия геологических тел – это упорядоченное взаимоотношение геологических тел различных размеров. Формы залегания гор-

ных пород существуют в виде вложенных друг в друга структур разной величины. В самом грубом виде их разделяют на общекоровые и внутрикоровые [2]. В строении некоторых структур — щиты, плиты — участвует вся толща земной коры, образуя общекоровые деформации. А в строении других, таких как соляной купол, участвуют отдельные слои, поэтому он служит примером внутрикоровой деформации, поскольку проявляется локально. Рассматривая же внутреннее строение этого диапирового купола, мы увидим «вложенные» друг в друга разнообразные складки. Если изучать структуры еще более детально, такое грубое разделение усложняется, в нем обнаруживается множество дополнительных порядков структур и вызвавших их деформаций.

Таким образом, то, что выступает как неоднородность на одном иерархическом уровне, может оказаться самостоятельным геологическим телом — на более низком. Ранги геологических тел, которыми занимается структурная геология, приведены в табл. 1. Тектонические структуры разного порядка, сформировавшиеся одновременно под действием одних и тех же сил и примерно в одном и том же месте, образуют парагенезисы, в которых родство между структурами определяется тем, что все они, несмотря на разные размеры и морфологическое многообразие, образуются в единых механических условиях.

Статистическое изучение размеров блоков, а также складчатых форм показало, что их размеры дискретны, и они имеют моды, отличающиеся друг от друга (по различным данным) в 2,7 — 3,5 раза.

В.И. Шкарин, обобщив обширный литературный материал по преимущественным размерам геологических тел различных районов и различного генезиса, составил график, на котором по оси X отложены размеры различных геологических тел в километрах, а по оси Y — число упоминаний геологических тел данного размера в литературе (рис. 3.8). На полученном таким образом графике виден ряд пиков, минимумов и разрывов графика. Это можно рассматривать как доказательство того, что размеры геологических тел имеют определенные, наиболее часто встречающиеся значения.

Чешские ученые Р. Квет и В. Немец предлагают следующую формулу для вычисления наиболее вероятного размера структур разного порядка:

$$y_x = 2^{-x} \cdot D,$$

где x — порядок структуры,

y – расстояние между структурами одного порядка,

D – диаметр Земли.

На причины этого явления существуют различные точки зрения и общепринятой пока не выработано.

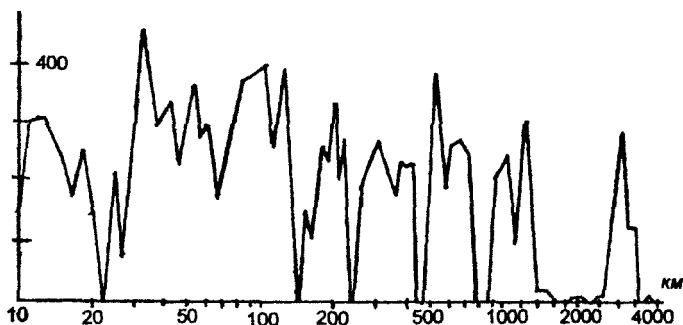


Рис. 3.8. График упоминаний размеров геологических тел в литературе (по В.И. Шкарину)

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Что такое система? Приведите примеры.
 2. Что такое элемент системы?
 3. Что такое эмерджентность системы? Приведите примеры.
 4. Что такое структура системы? Приведите примеры.
 5. Что такое иерархия системы? Приведите примеры.
 6. Какими рангами геологических тел занимается структурная геология?
 8. Что такое парагенезисы геологических тел?
 9. Какие размеры геологических тел встречаются чаще? Какие реже?
-

ГЛАВА 4. НЕНАРУШЕННОЕ И НАРУШЕННОЕ ЗАЛЕГАНИЕ. НАПРЯЖЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

4.1. Ненарушенное и нарушенное залегание

Если горные породы с момента своего образования остались в первоначальном положении, не меняли своей формы, такое залегание называют ненарушенным (первичным). Если залегание изменялось — *нарушенным*. *Нарушением*, или *дислокацией* (лат. *dislocato* — смещение, выведение из первоначального места) называется всякое отклонение горных пород от их первоначального (первичного, для осадочных пород чаще всего горизонтального) положения. Эти вторичные формы залегания также называются дислокациями, или нарушениями (например, складчатое нарушение, пликативное нарушение).

Понятия ненарушенного и нарушенного залегания в значительной мере условны. Считаются ненарушенными породы, которые тектоническими движениями подняты со дна морского на дневную поверхность, но сохранили первичную горизонтальность. Нарушенными же считаем структуры, образовавшиеся в результате процессов, произошедших в осадке в процессе его накопления до начала литификации. Примерами являются:

— *Конволютная слоистость*, возникающая при стремительном выносе массы осадочного материала в мутьевом (турбидитном) потоке. Конволютность выражается либо в виде мелких гребневидных складочек размером в сантиметры, либо в виде закручивания прослоев внутри слоя, или даже всего слоя целиком (рис. 4.1).



Рис. 4.1. Конволютная слоистость, видимая в сечении слоя. Слои Кросно, олигоцен (по Джулинскому). Рисунок по фотографии

— *Адвекция между слоями*, возникающая, когда только что образовавшийся слой, еще сохранивший свою текучесть, перекрывается другим слоем, сложенным более тяжелыми осадками, и на границе между слоями возникает *инверсия плотностей*, которая приводит к механической неустойчивости. В результате материал верхнего слоя отдельными «карманами» проваливается в нижний, а осадок между карманами всплывает или выдавливается вверх. В результате граница между слоями сначала становится волнистой, затем в нижнем слое образуются купола, или валы, которые постепенно вырастают и могут превратиться в штоки (рис. 4.2).

— *Подводные оползни*, которые в текучих, насыщенных водой осадках образуются при ничтожных углах наклона. При оползании слои сминаются в мелкие складки, в них образуются небольшие надвиги, слои раскалываются на куски, которые, скользя по склону, перемешиваются. Образовавшиеся впоследствии породы с такой формой залегания называются *олистостромами*.

— *Структуры уплотнения*, образующиеся в результате неравномерного уплотнения пород. При этом в результате неравномерного уплотнения осадков при диагенезе над линзами песчаников среди глин, могут возникать антиклинальные складки (рис. 4.3), при клинообразном переслаивании торфа и песка впоследствии при уплотнении возникают структуры «рыбьего хвоста» в (рис. 4.4).

— В структурной геологии для обозначения одновременности накопления осадка и деформации используется понятие *конседи-*

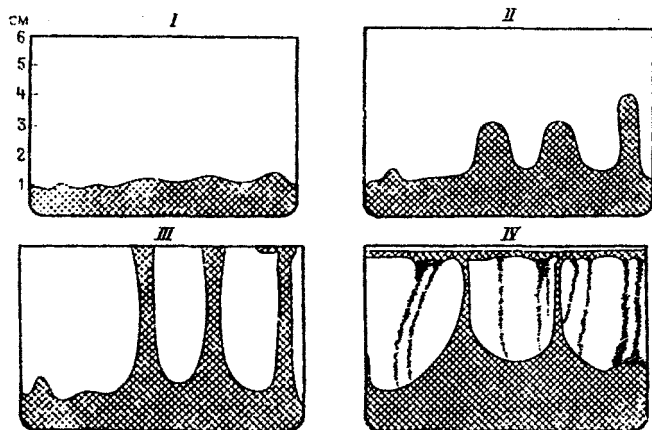


Рис. 4.2. Стадии перемещения двух вязких жидкостей при инверсии плотностей (по А.М. Сычевой-Михайловой): клеточки – битум, плотность 97 кг/м^3 ; белое – патока, плотность 1420 кг/м^3 , I–IV – стадии перемещения

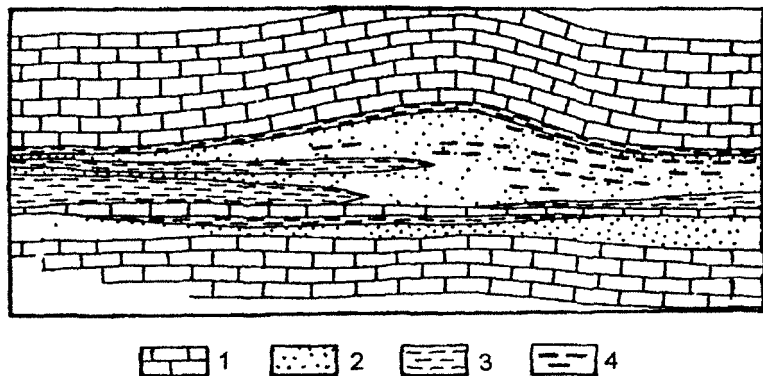


Рис. 4.3. Складка уплотнения в нижнекаменноугольных отложениях в Саратовском Поволжье (по Ю.П. Боброву): 1 – известняки, 2 – песчаники, 3 – глины, 4 – глинистые песчаники

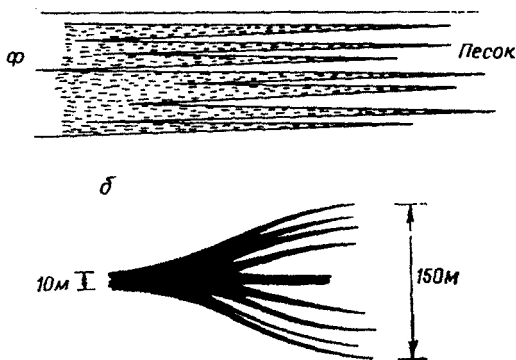


Рис. 4.4. Поперечный разрез расщепившегося угольного пласта Тен Ярд (Великобритания): А – первоначальное взаимное клинообразное переслаивание песка и торфа сформировавшееся у края болота; Б – структура «Рыбьего хвоста» – результат дифференциального уплотнения отложений, подобных изображенному выше. Поперечный размер – 8 км (по Э.У. Спенсеру)

ментационных – образующихся одновременно с накоплением осадка и преобразования его в горную породу – структур. Структуры, образовавшиеся после формирования породы, называются *постседиментационными*.

Еще больше условностей возникает при выделении первичных и вторичных форм залегания в интрузивных породах. Застывание магмы происходит не сразу, она продолжает двигаться и кристаллизоваться, находясь в полутвердом состоянии, и возникающие деформации фиксируются во внутренней структуре кристаллического массива.

Еще одна условность связана с наклонным залеганием. Иногда его относят к ненарушенному (потому что структура не меняет ни формы, ни размеров), иногда – к нарушенному (потому что породы изменили свое первоначальное положение) залеганию. Кроме того, наклонно залегающие слои, при рассмотрении их в более мелком масштабе, зачастую оказываются крылом либо флексуры, либо складки, либо они первоначально отложились на склоне.

Признаки ненарушенного залегания. Горизонтальная форма залегания является главным признаком при диагностике ненарушенного залегания осадочных пород. Но иногда встречается и *пер-*

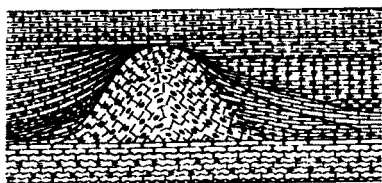


Рис. 4.5. Поперечное наклонное залегание слоев в нижнекаменноугольном рифовом массиве в штате Нью-Мексико, в США
(по В.В. Белоусову)

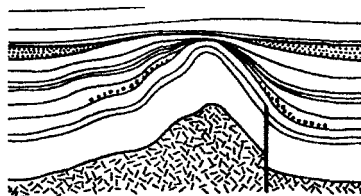
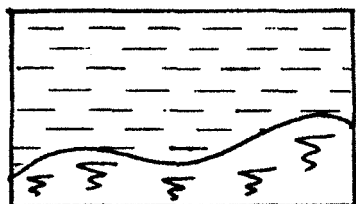


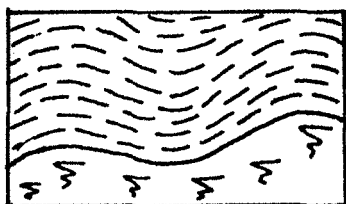
Рис. 4.6. Облакивание в области антиклинального поднятия
(по Г.Д. Ажгирею)

вично негоризонтальное залегание осадочных пород. Они встречаются, например, среди речных отложений на склонах долин. Первично негоризонтальное залегание образуется на краях рифовых массивов, формируя прилегание (рис. 4.5), или при выравнивании неровностей рельефа дна бассейна осадконакопления, формируя облакивание (рис. 4.6). Первичные наклоны обычно сохраняются в пределах очень ограниченных стратиграфических интервалов и на незначительной площади, и вверх по разрезу и по площади они быстро сменяются горизонтальным залеганием.

Другой признак — микроскопический. При первично негоризонтальном залегании плоские чешуйки минералов, главным образом слюды, ориентированы горизонтально, тогда как при вторичном — параллельно поверхности напластования (рис. 4.7).



а



б

Рис. 4.7. Микроскопические отличия первично негоризонтального (а) и складчатого (б) залегания

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Что такое ненарушенное залегание?
 2. Что такое нарушенное залегание?
 3. В чем заключается условность в выделении ненарушенного и нарушенного залеганий?
 4. Что такое конволютная слоистость?
 5. Как проявляется адвекция между слоями?
 6. Что такое подводные оползни?
 7. Что такое структуры уплотнения?
 8. Что такое конседиментационные структуры?
 9. Что такое постседиментационные структуры?
 10. Каким, по преимуществу, является первичное залегание осадочных горных пород?
 11. В каких случаях возникает первично-наклонное залегание горных пород?
 12. По каким признакам первично наклонное залегание можно отличить от нарушенного залегания?
-

4.2. Нарушения, их причины.

Виды нетектонических нарушений

Нарушения происходят под действием сил, приложенных к горной породе — либо к поверхности некоторого ее объема (поверхностные силы), либо к каждой частице внутри породы (объемные силы). Объемными силами являются, например, сила тяжести, перепад давлений.

В большинстве случаев нарушения вызываются тектоническими движениями, и их называют тектоническими, или просто нарушениями. Подробнее о них будет рассказано в главе 4.3. Если же нарушения вызваны другими причинами, происходящими на поверхности Земли — движениями масс ледника (гляциодислокации), оползнями (оползневые нарушения), прогибами слоев над карстовыми пустотами (провальные дислокации) — или с процессами, происходящими внутри самой породы, их называют *нетектоническими*. При изучении происхождения конкретных структур, это разделение часто также бывает условным. Например, при переходе ангидрита в гипс объем увеличивается на 60%. Слой образовавшегося гипса, не помещаясь на прежней площади, сминается в складки (рис. 4.8). Увеличение объема и образование, в связи с этим, мелких складок и надвигов происходит и в глинах при их обводнении.

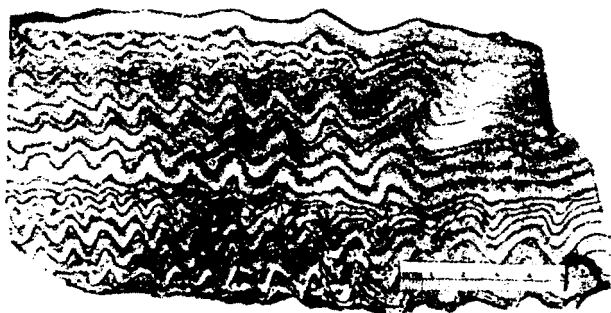


Рис. 4.8. Складки, образованные в результате увеличения объема при переходе ангидрита в гипс. Пермские отложения. Штат Нью-Мексико, США (по Петтиджону)

Уменьшение объема магматических пород происходит при их остывании. Объем осадочных пород уменьшается при высыхании, диагенезе и растворении, в результате чего образуются первичные *трещины отдельности*. С уменьшением объема осадка при диагенезе, как полагают некоторые исследователи, связаны *стилолиты*. Но эта точка зрения не является общепризнанной.

Отдельную группу составляют нетектонические деформации, вызванные действием многолетней мерзлоты — гидролакколиты (мерзлотные бугры) и ледников — *ледниковые отторженцы*, *гляциодислокации* (складки в слоях, подстилающих тело ледника).

Встречаются также складки, связанные с *неравномерной нагрузкой*. Такие хорошо выраженные крупные складки описаны в красных глинах пермского возраста, обнажающихся в разрезе правого берега Волги близ г. Чебоксары (рис. 4.9). Эти складки приурочены к долинам и исчезают по направлению к водоразделам. Они являются результатом выжимания глин из-под водоразделов, где глины находятся под большой литостатической нагрузкой, в сторону долин, вдоль которых эрозия значительно уменьшила нагрузку.

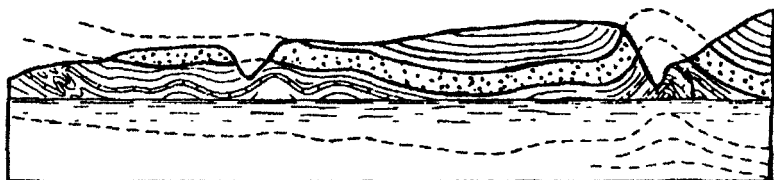


Рис. 4.9. Поверхностные складки в пермских отложениях, образованные выжиманием пород в долины (по В.В. Бронгулееву)

Нетектонические синклиналильные складки образуются в результате проседания слоев над карстовыми воронками. Такие складки встречаются, например, на Южном Урале в карбонатно-гипсовых отложениях нижней перми (рис. 4.10). Еще одним примером может служить изгибание крутопадающих слоев вниз по склону под действием оползающих почв (рис. 4.11).

К нетектоническим дислокациям относят также космогенные структуры — *астроблемы* (греч. *астра* — звезда, *блема* — болячка, рана), являющиеся следами падения метеоритов (рис. 4.12). При

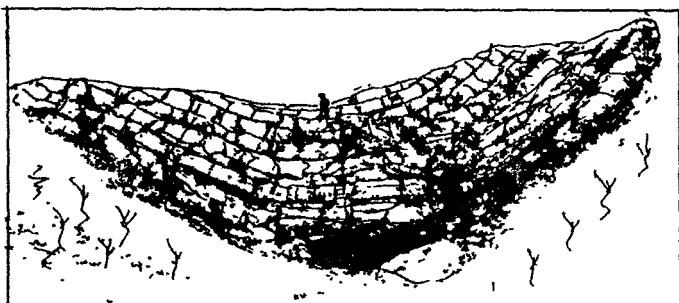


Рис. 4.10. Синклиальная складка, образованная слоями гипса над карстовой воронкой. Башкортостан. Рисунок по фотографии

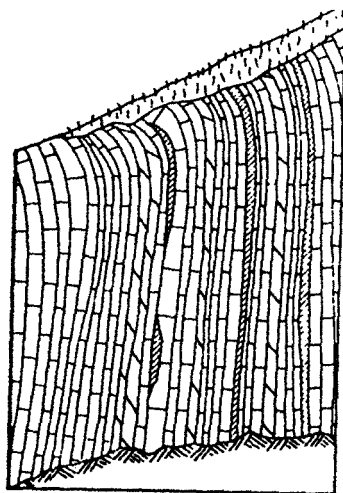


Рис. 4.11. Загибание слоев в результате их оползания вниз по склону. Силурийские слои. Штат Виктория, Австралия (по Хиллсу)

этом надежно диагностируются только относительно недавние следы падения метеоритов, характерные особенности которых не разрушены эрозией (рис. 4.13). Предполагается, что в доархейскую эру, когда земная атмосфера была еще тонка, метеориты пробивали от-

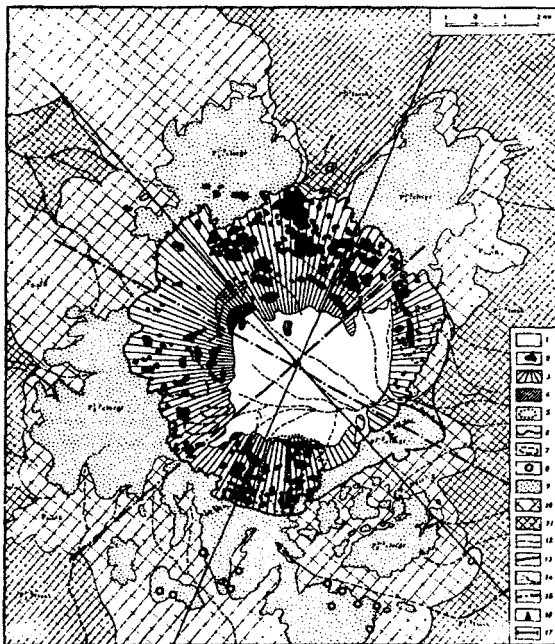


Рис. 4.12. Схематическая карта астроблем Земли (по Кацу и др.)

носителем непрочную земную кору, формируя так называемые «нуклеары» — крупные изометричные образования, в видоизмененном состоянии дошедшие и до наших дней. Примерами могут служить Мексиканская и Прикаспийская синеклизы. Этот догеологический период в истории Земли иногда называют лунной стадией.

При инверсии плотностей возникают *диапировые складки*, которые обычно относят к тектоническим структурам, хотя их происхождение обусловлено не внешними по отношению к структуре тектоническими силами, а процессами, происходящими в самих слоях. Эти структуры уже рассматривались при описании складок адвекции и подробнее будут описаны в главе, посвященной пликативным дислокациям.

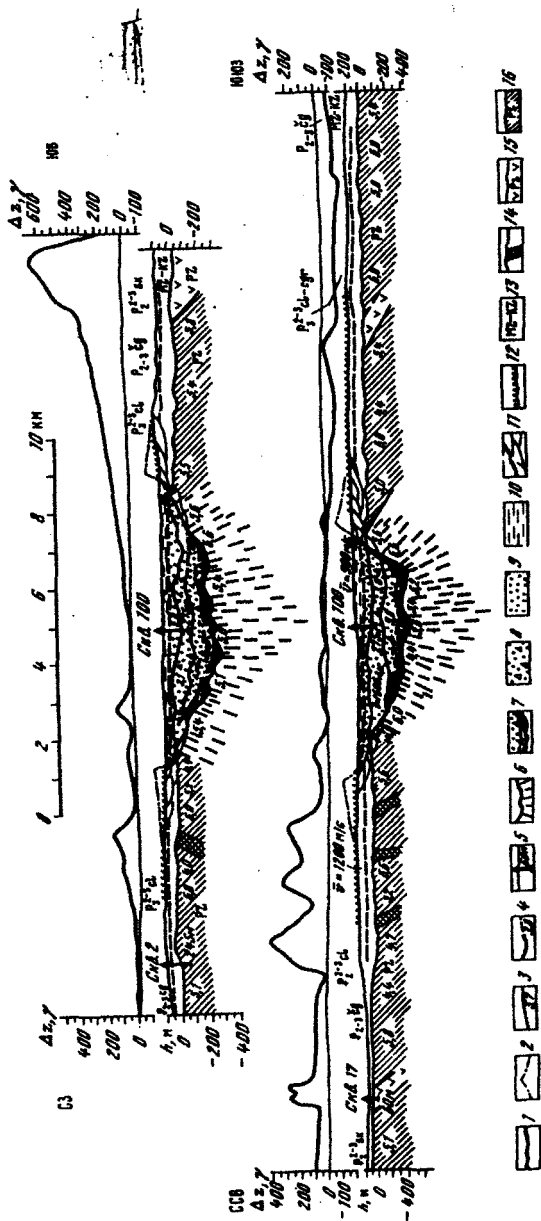
Особую группу составляют *вулcano-тектонические структуры* — нарушения, возникающие в теле вулканического аппарата в результате изменения давления в магматическом очаге или магмовыводящих каналах, а также под влиянием избыточной нагрузки магмы, выведенной из вулканического очага. Разгрузка магматического резервуара приводит к проседанию кровли со всей вулканической постройкой. Так образуются кальдеры — округлые, овальные, угловатые впадины на вулканах, ограниченные периферическими сбросами, с днищами, разбитыми разрывами на куски.



а

Рис. 4.13. Геологическая карта *а* и разрез *б* метеоритного кратера Жаманшин. 1 – четвертичные лёссы и озерные отложения, заполняющие кратер, 2 – аллогенная брекчия с осколками палеозойских пород, 3 – аллогенная брекчия без осколков палеозойских пород и дислоцированные палеозойские отложения, 4 – блок перемещенных и дислоцированных палеозойских, меловых и палеогеновых пород, 5 – граница внутри вала, 6 – внешняя граница вала, 7 – граница распространения тектитов, 8 – предполагаемые малые кратеры, 9 – чаграйская и чиликтенская свиты олигоцена, 10 – чеганская свита эоцена – нижнего олигоцена, 11 – тасаранская и саксаулская свиты эоцена, 12 – стратиграфические границы, 13 – разломы, 14 – пересыхающие русла, 15 – геофизические профили, 16 – положение скважины, 17 – положение геофизического профиля. *б* – Геологический разрез метеоритного кратера Жаманшин. Сейсмические профили по материалам В.Г. Коротовского, А.М. Есеналинова, В.И. Макарова: 1 – современный рельеф, 2 – реконструкция палеорельефа вала, 3 – сейсмические границы в ненарушенных участках, 4 – сейсмические границы в кратере, 5 – скважины, их номер и глубина, 6 – аутигенная брекчия, 7 – аллогенная брекчия, упавшая в кратер еще в раскаленном состоянии, черный участок – предполагаемые тела расплава, 8 – аллогенная брекчия, крупнообломочная, сползшая в кратер с вала, 9 – мелкообломочная брекчия, сползшая в кратер с вала, 10 – глинисто-алевритистые породы кратерного озера, 11 – предполагаемые пластины перемещенных из кратера пород, 12 – обнажения аллогенной брекчии, 13 – ненарушенные мезокайнозойские отложения, 14 – ультраосновные породы, 15 – верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные породы, 16 – нижнепалеозойские сланцы

6



Сейчас человек стал заметной геологической силой, совокупные действия которой на геологическую среду называются *техногенезом*. Структурно-геологические последствия техногенеза состоят в нарушении естественного геостатического поля в связи с проходкой горных выработок, извлечением больших объемов горных пород, нефти, газа и воды, изменения рельефа при строительстве инженерных сооружений. В результате над горными выработками происходят обрушения горных пород, образуются провалы и воронки, которые могут достигать глубины нескольких десятков метров. Региональные обширные опускания территории (до 10 м) возникают в результате снижения пластовых давлений при откачке из них флюидов и газов. Например, обширное проседание с амплитудой около 1 м отмечено в районе нефтедобычи в Техасе. В Калифорнии (Уилмингтон) проседание достигло 8 м, что привело в 1957 г. к разрушению зданий и мостов. Откачка подземных вод в г. Мехико привела к оседанию поверхности почти на 9 м, а в Москве — на 2 м. В результате интенсивного откачивания флюидов из недр происходят не только интенсивные локальные прогибания земной коры, достигающие 20 см в год, но и формируются разрывы и трещины размером до сотен метров длиной [Ершов, с.305]. В результате мощных взрывов и закачки промышленных стоков в пласты, эксплуатации крупных водохранилищ и месторождений углеводородов могут возникать сейсмические сотрясения и разрывы.

Нетектонические деформации проявляются в приповерхностном слое и, как правило, связаны с рельефом. Они обычно не захватывают глубинных горизонтов земной коры, поэтому непосредственно не связаны с длительной геологической историей территории. Чаще всего такие дислокации изучаются не структурной геологией, или тектоникой, а инженерной геологией, геокриолитологией и другими прикладными геологическими науками.

При отнесении деформаций к тектоническим, как указывал В.В. Белоусов, главное внимание следует уделять охвату того или иного объема земной коры данной деформацией, глубине ее проникновения, наличию связи с общими закономерностями развития структуры земной коры в данной области, длительностью развития.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Что такое нарушения горных пород?
 2. Под действием каких сил развиваются нарушения в горной породе?
 3. Что такое гляциодислокации?
 4. Что такое провальные дислокации?
 5. Что такое инверсия плотностей и какие структуры благодаря ей возникают?
 6. Что такое структуры уплотнения?
 7. Какие структуры образуются при переходе ангидрита в гипс?
 8. Что такое гидролакколиты?
 9. Что такое астроблемы?
 10. Что такое вулcano-тектонические структуры?
 11. К какому виду относится наклонное залегание?
-

4.3. Деформации и напряжения

4.3.1. Понятие деформации

Все структурные формы земной коры, кроме первичного, ненарушенного залегания, образуются в результате остаточных деформаций.

Деформацией тела называется изменение его формы и размеров.

При деформации тела происходит изменение взаимного положения слагающих его частиц. При этом геологические тела меняют форму и объем — они сжимаются, вытягиваются, изгибаются или разламываются. Часто все это происходит одновременно. Деформация происходит в результате возникающих в любом теле, в том числе и в горной породе, напряжений.

Напряжения — это внутренние силы, уравнивающие приложенные внешние силы (тектонические, гравитационные). Деформация проявляется при перемещении частиц среды относительно друг друга. Если геологическое тело находится в обстановке всестороннего равномерного сжатия или растяжения, оно не меняет своей формы, хотя в нем возникают объемные деформации, изучаемые в курсе геофизики. Значение для деформаций, изучаемых в структурной геологии, имеет исключительно векторная разность возникших в теле напряжений, называемая *стрессом*.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Что такое деформация?
 2. Что происходит в твердом теле в процессе деформации?
 3. Что такое напряжения в твердом теле?
 4. Что такое стресс?
-

4.3.2. Главные оси деформаций

При изучении любой структуры возникает вопрос о механизме ее образования и ориентировке в земной коре сил, вызвавших ее. Если сама деформация вызвана внешними силами, то характер протекающего процесса деформирования и разрушения горной породы обусловлен внутренними силами, или напряжениями. Он зависит от физико-механических свойств массива пород, его строения и наличия в нем неоднородностей.

Деформации и разрушение горных пород — это частные случаи деформации и разрушения твердых тел, которые изучаются механикой сплошных сред. Сплошная среда — это упрощенная модель реального тела. В этой модели принимается, что вещество однородно и изотропно, то есть непрерывно и равномерно распределено по объему. Такое представление о сплошной среде позволяет считать, что выделенный около произвольной точки сколь угодно малый объем содержит вещество, наделяемое средними физико-механическими свойствами, и одновременно позволяет следить за местоположением и перемещением данной точки в процессе деформации. Модель сплошной среды, строго говоря, не соответствует строению реальных геологических тел, которые состоят из кристаллов, зерен или глыб (в зависимости от масштаба рассмотрения). Например, описывая как сплошную среду песок, мы не принимаем во внимание его зернистое строение. Хотя методами механики сплошных сред нельзя описать движения отдельных песчинок при деформации массива песка, для объемов, содержащих большое число песчинок, эта модель оказывается пригодной. Такую модель можно использовать, если размеры тела значительно (не менее чем в 10 раз) превышают характерные размеры структурной неоднородности среды.

При любых однородных деформациях тела существуют такие три взаимно перпендикулярных плоскости, вдоль которых происходит только деформация удлинения или укорочения и угол между кото-

рыми в процессе деформации не меняется. Если представить себе все напряжения, возникающие в однородном теле (объеме) в виде радиус-векторов, то в совокупности эти векторы образуют поверхность, характеризующую полное напряженное состояние данного объема. В зависимости от характера напряжений это может быть шар (условия всестороннего давления), двух- или трехосный эллипсоид (рис. 4.14). Взаимно перпендикулярные оси эллипсоида будут лежать в плоскостях, вдоль которых происходят только деформации удлинения – укорочения. Напряжения, действующие вдоль этих осей, называются главными нормальными, а оси эллипсоида – *осями главных нормальных напряжений*. Эти же направления являются

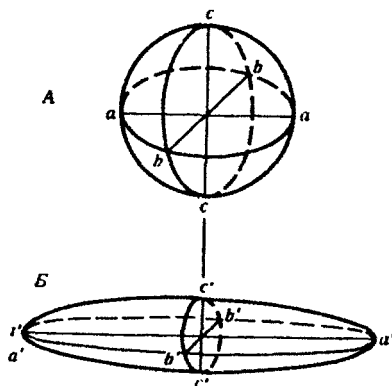


Рис. 4.14. Эллипсоид деформации: А – первоначальная форма тела, изображенная в виде шара; Б – эллипсоид, в который превратился шар после деформации. Диаметры шара aa , bb , cc превратились в оси эллипсоида; $a'a'$ – ось наибольшего удлинения, $b'b'$ – средняя ось, $c'c'$ – ось наибольшего сокращения. Оси эллипсоида – главные оси деформации (по В.В. Белоусову)

главными осями деформаций. В отечественной литературе по тектонофизике растягивающие нормальные напряжения принято считать положительными (они вызывают увеличение длины), а нормальные сжимающие – отрицательными. В зарубежной геологической литературе чаще за положительные принимают сжимающие напряжения. Поэтому, во избежание недоразумений, лучше говорить не о

положительных или отрицательных а о сжимающих и растягивающих напряжениях. Ось наибольшего сжатия принято обозначать символом σ_3 , ось наибольшего растяжения — символом σ_1 , а перпендикулярную им ось промежуточных значений — символом σ_2 .

Напряжения сжатия и растяжения существуют в деформируемом теле одновременно и направлены в различные стороны. Поэтому нельзя говорить просто о структурах сжатия или растяжения. Всегда следует указывать ориентировку в земной коре соответствующих осей напряжений при формировании структурных форм.

В любой плоскости внутри эллипсоида деформаций, не совпадающей с плоскостями главных нормальных осей, напряжения разделяются на перпендикулярные к этой плоскости нормальные (σ) и тангенциальные — или касательные (τ) напряжения, направленные вдоль плоскости. В плоскостях, вдоль которых действуют главные нормальные напряжения, тангенциальные равны нулю. Наибольшими тангенциальные напряжения будут вдоль двух взаимно перпендикулярных плоскостей, расположенных под углом 45° к осям σ_1 и σ_3 (рис. 4.15).

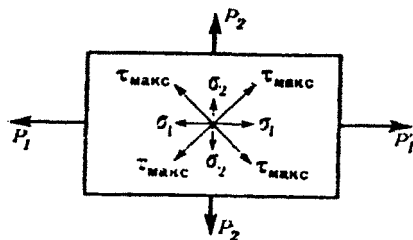


Рис. 4.15. Схема расположения максимальных нормальных и касательных напряжений при двусосном растяжении (по В.В. Белоусову)

Характер и ориентировка структур, возникающих в земной коре, в первую очередь, зависят от характера и ориентировки осей возникающего эллипсоида напряжений. При шарообразной поверхности напряжений (всестороннее сжатие или растяжение) структурные формы не образуются. Двухосный эллипсоид характеризует очень активное сжатие или растяжение и связанное с ними выжимание или нагнетание материала. Например, в таких механических услови-

ях образуются диапировые структуры, происходит внедрение магмы и другие инъективные процессы. Трехосный эллипсоид напряжений характеризует наиболее частую ситуацию в земной коре и отвечает условиям формирования почти всех структур — разломов и складок. Характер и ориентировка этих структур зависят от ориентировки осей главных нормальных напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 .

По характеру и месту приложенных внешних сил все виды деформаций можно рассматривать как комбинации следующих простых видов: однородных — сжатие, растяжение и сдвиг (срез) и неоднородных — изгиб и кручение (рис. 4.16). Иногда деформации сжатия и растяжения считают одной и той же деформацией, только с разными знаками.

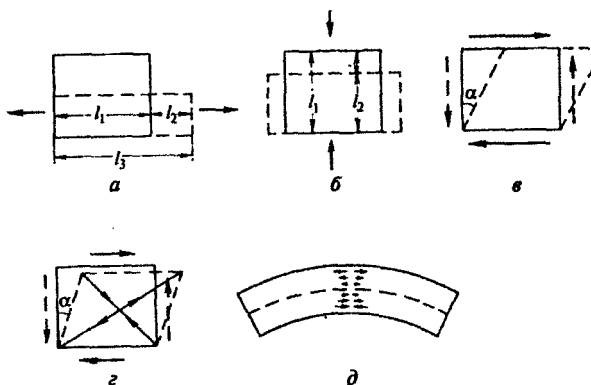


Рис. 4.16. Простые виды нагрузок и деформаций твердого тела. Однородные деформации: а — растяжение, б — сжатие, в — простой сдвиг, г — чистый сдвиг (внутренними стрелками показаны укорачивающиеся и удлиняющиеся диагонали первоначального квадрата). Неоднородные деформации: д — изгиб, l — начальный размер тела, l_1 — конечный размер тела, $+\lambda$ и $-\lambda$ — абсолютное удлинение и укорочение, α — угол сдвига. Пунктирные стрелки — силы, удерживающие тело от вращения (по В.В. Белоусову)

В геологии мы практически всегда имеем дело только с неоднородными деформациями, самой обычной из которых является изгиб, приводящий к образованию всех видов пликативных дислокаций в слоистой среде. Из неоднородности деформации следует, что в различных частях тела ориентировка и величины деформаций различны и результат анализа деформаций во многом зависит от того, с

какой детальностью мы рассматриваем объект структурного исследования (рис. 4.17).

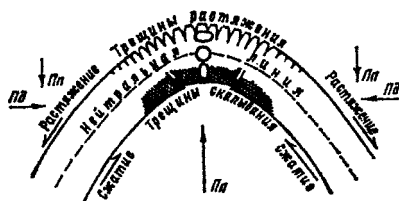


Рис. 4.17. Различие напряжений и деформаций в различных частях деформируемого тела (по Г.Н. Сапфирову)

4.3.3. Развитие деформаций при приложении сил

При слабых воздействиях на геологические тела в них возникает упругая деформация, развивающаяся в соответствии с законом Гука. Предельно достигаемые упругие деформации в реальных геологических телах не превышают 0,1%. Такие деформации невозможно заметить невооруженным глазом. Длительные или более сильные напряжения вызывают пластическую деформацию — необратимое смещение слагающих твердое тело частиц. Когда напряжения возрастают еще сильнее (превосходят предел прочности), тело разрушается, то есть происходит разрыв связей между его частями. Следовательно, пликативные и разрывные деформации взаимно связаны и являются проявлением единого процесса. Если напряжения ниже предела прочности, но приложены к телу в течение длительного времени, то оно также может испытать пластическую деформацию или деформацию разрыва. Такое свойство тел называется *ползучестью*. Ползучесть играет решающую роль в деформации горных пород, особенно пластических, потому что возникающие в осадочном чехле напряжения, обычно бывают ниже предела прочности осадочных горных пород, зато действуют в течение длительного (геологического) времени.

При пластической деформации тело меняет форму или объем, но не разрывается. В геологии такие деформации и связанные с ними структуры называются *пликативными, связными или складчатыми* (plisо по-латыни – складка). Если тело разрушается (образуются разрывы, перемещаются разобщенные друг относительно друга блоки), говорят о *разрывных* или *дизъюнктивных* деформациях (дислокациях) и связанных с ними структурах.

Разрушение тел может происходить путем *отрыва* или *скалывания*. При отрыве разрыв образуется перпендикулярно главной оси растяжения. При скалывании развиваются две взаимно перпендикулярные трещины, ориентированные под углом 45° к направлениям максимальных сжимающих и растягивающих усилий (совпадающих с направлениями осей главных тангенциальных напряжений). Линия пересечения этих разрывов совпадает с промежуточной осью главных нормальных напряжений σ_2 (рис. 4.18).

Скалывание развивается в условиях, приближающихся к условиям пластических деформаций (его так и называют – пластическое разрушение), тогда как отрыв – в условиях хрупкого разрушения геологических тел.

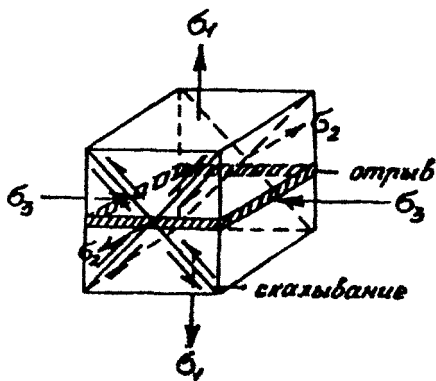


Рис. 4.18. Взаимная ориентировка главных осей напряжений, трещин отрыва и скола

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Какова последовательность развития деформаций в теле при приложении сил?
 2. Что такое ползучесть?
 3. Что такое пликативная деформация?
 4. Что такое дизъюнктивная деформация?
 5. Что такое отрыв?
 6. Что такое скол?
 7. Как ориентированы плоскости разрыва относительно осей главных напряжений?
-

4.3.4. Соотношение ориентировки разрывов и главных осей тектонических напряжений

При превышающих прочность напряжениях в любом теле, в том числе и в горной породе, образуются разрывы, обусловленные отрывом и сколом (скалыванием). Ориентировка и характер этих нарушений и осей главных нормальных напряжений показаны на рис. 4.18. Разрывы отрыва перпендикулярны оси максимального растяжения. По морфологии отрыв является открытым нарушением, раздвигом и, в зависимости от размера, заполняется вторичными жилами кварца, кальцита, или дайками. Наличие таких геологических тел на карте позволяет предположить, что перпендикулярно их простиранию были ориентированы растягивающие напряжения. Два взаимно перпендикулярных разрыва скола возникают в плоскости действия осей напряжений, растяжения (σ_1), и сжатия (σ_3). Под углом 45° к ним, вдоль действия максимальных тангенциальных напряжений. В реальных природных условиях угол между осью сжатия (σ_3) и сколом несколько меньше 45° и, соответственно, больше 45° между трещинами скола и осью растяжения (σ_1). Величина отклонения зависит от свойств деформируемой породы. Возникшие при одних и тех же напряжениях сколы называются сопряженными. Линия их пересечения (сопряжения) совпадает с направлением оси средних (промежуточных) напряжений (σ_2). Стенки сколов притерты друг к другу, вдоль них иногда заметны вытянутые в направлении перемещения борозды, валики, называемые зеркалами скольжения. Направления перемещений по сколам тоже однозначно связаны с направлениями осей (рис. 4.18). В квадранте (секторе) растяжения

перемещение происходит по падению скола (сбросы), а в квадранте сжатия — по восстанию — взбросы. Таким образом, на основании анализа ориентировки разрывов и по их характеру можно восстановить ориентировку образовавших их напряжений. Так, наличие сбросов свидетельствует об условиях горизонтального растяжения и вертикального сжатия земной коры, а наличие взбросов — об условиях горизонтального сжатия и, соответственно, вертикального растяжения земной коры. Если и сжатие и растяжение ориентированы в земной коре горизонтально, возникают сопряженные сдвиги (правые и левые).

Обычно считается, что тело разрушилось, когда оно разделилось на отдельные части. В геологических телах, особенно в глубинах земной коры, «части» по-прежнему остаются плотно прижатыми друг к другу или трещины в них залечиваются процессами кристаллизации и перекристаллизации. Отнесение деформаций к дизъюнктивным или пликативным зависит также от масштаба их рассмотрения. При образовании складок происходит смещение отдельных фрагментов слоев по поверхностям напластования, трещин, разрушение зерен горной породы и т.д. При детальном рассмотрении узкая зона, по которой произошло картируемое смещение соседних блоков, изображенная на карте как линия разрыва может оказаться зоной, в пределах которой пластическая деформация всего лишь во много раз превышает деформацию в разделяемых ею блоках.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Чем обусловлен характер процесса деформирования горной породы?
2. Каковы основные отличия идеального твердого тела от свойств реальных горных пород?
3. Какой ситуации напряженного тела соответствует шарообразная поверхность напряжений?
4. Какой ситуации напряженного тела соответствует одноосный эллипсоид напряжений?
5. Какой ситуации напряженного тела соответствует двухосный эллипсоид напряжений?
6. Что обозначается символом σ ?
7. Что обозначается символом τ ?
8. Какие виды простых деформаций Вы знаете?

9. При какой ориентировке главных нормальных напряжений образуются сбросы?
 10. При какой ориентировке главных нормальных напряжений образуются взбросы?
 11. При какой ориентировке главных нормальных напряжений образуются сдвиги?
-

4.3.5. Деформация геологических тел

Все сказанное в предыдущих параграфах о последовательности развития деформаций применимо к однородным и изотропным физическим телам при напряжениях, развивающихся в течение сравнительно коротких промежутков времени, при относительно низких всесторонних давлениях и температурах. Среда, физико-механические свойства которой различны в разных ее частях, называется *неоднородной*. *Анизотропной* называется среда, в которой эти свойства меняются в разных направлениях. Анизотропия создается ориентировкой кристаллов или обломочных частиц, ориентировкой трещиноватости. Например, проницаемость глины, измеренная по слоистости, в десятки раз больше, чем измеренная поперек слоистости (тело, свойства которого одинаковы по всем направлениям, называется изотропным). В реальных геологических телах (неоднородных и анизотропных) могут одновременно развиваться упругие, пластичные и разрывные деформации, а разрывы могут реализовываться как отрывом, так и скалыванием.

Как именно деформируются горные породы при геологических процессах, зависит от сочетания многих факторов: однородности и изотропности пород, их пластичности, насыщенности флюидами, давления, температуры, длительности напряженного состояния, величины напряжений и скорости их нарастания. Неоднородность геологических тел приводит к тому, что границы отдельных частей геологического тела являются точками концентрации напряжений и зарождения разрывов, по которым происходит перераспределение вещества в них. Анизотропность геологических тел приводит к искажению поля напряжений. В слоистых телах деформации часто реализуются проскальзыванием слоев друг относительно друга.

Изучение пликативных дислокаций на местности показало, что слагающие их породы могут деформироваться по-разному:

1. Изогнуться без заметного нарушения сплошности горных пород.

2. Разбиться на блоки. Каждый из блоков при этом разворачивается, и в совокупности они образуют складку.

3. Разделиться на мельчайшие, почти незаметные пластины, скользящие друг относительно друга по системе параллельных трещин (рассланцеваться или (и) подвергнуться кливажу).

В структурах развиваются те процессы, которые обеспечивают наиболее быстрое перераспределение материала. Каждая реальная первичная форма залегания — слоистая или массивная — несет с собой определенное пространственное распределение неоднородностей, обусловленное тем или иным размещением материала с различными механическими свойствами, ориентацией поверхностей напластования и трещин между блоками, зернами пород и т.д. Такая неоднородность влияет на конечный результат деформации. Поэтому, например, при горизонтальном сжатии пачки горизонтально лежащих слоев с внедренным в них относительно однородным массивом сминаются в складки, а он сплющивается. Это ведет к тому, что деформируясь одновременно и в одинаковых динамических условиях, массив и слои деформируются различно, и на поверхности их раздела возникает структурная дисгармония. В.В. Белоусов считал, что все особенности тектонических структур зависят от характера и распределения исходных неоднородностей разного порядка в материале земной коры.

В глубоких частях земных недр огромная длительность геологического времени, повышенное всестороннее давление и температура, наличие воды и другие факторы способствуют развитию пластических деформаций, а разрывные реализуются скалыванием. В приповерхностных частях земной коры преобладают разрывные деформации скалывания и отрыва.

В реальных геологических телах деформации возникают неоднократно и с различной ориентировкой главных осей. Поэтому на одной и той же поверхности разрыва можно видеть следы перемещений в разных направлениях. Оси и шарниры складок могут быть дополнительно изогнуты и представлять собой новые складки в другой плоскости.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Что такое неоднородная среда?
2. Что такое анизотропная среда?
3. Чем обусловлена неоднородность геологических тел?
4. Чем обусловлена анизотропия геологических тел?
5. Какие деформации развиваются в глубоких частях земной коры и какие свойства недр этому способствуют?
6. Какие деформации развиваются в приповерхностных частях земной коры?
7. Какие особенности деформаций геологических тел возникают в связи с их неоднородностью?
8. Как деформируются слоистые толщи?

4.3.6. Будинаж. Компетентные и некомпетентные слои

Когда сравнительно хрупкие породы, заключенные между пластичными слоями, подвергаются сжатию перпендикулярно слоям, то сначала хрупкие слои превращаются в линзы (происходит их *разлинзование*), а затем линзы облекаются породами пластичных слоев. Если различие в пластичности пород небольшое, разделение происходит по поверхностям максимальных касательных напряжений, в случае же значительной разницы, сравнительно хрупкие породы разделяются по поверхностям, перпендикулярным максимальным нормальным растяжениям (рис. 4.19). Такой процесс называется *будинажем*, а блоки относительно хрупких пород — *будинами* (boudins).

В слоистой толще, состоящей из пород различной пластичности, хрупкие породы образуют твердый скелет скального массива, а пластичные становятся своеобразной «смазкой», по которой перемещаются непластичные части. Если к толще, состоящей, например, из переслаивающихся глины и песчаника, приложить сжатие в направлении, перпендикулярном слоистости, то слои песчаника разорвутся на отдельные части — будины, а слои глины утончатся и затекут в промежутки между будинами песчаника. В пластичных породах при этом внутри крупной складки образуется своя мелкая дисгармоничная складчатость течения (волочения). Породы, менее пластичные в данной толще, деформирующиеся разрывами, называются *компетентными*, а пластичные, деформирующиеся пликативными нарушениями — *некомпетентными* породами. Одни и те же горные поро-

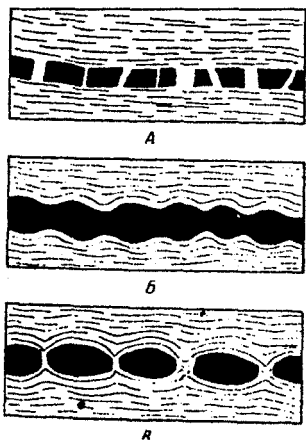


Рис. 4.19а. Будинажная структура: А – разбитый на угловатые глыбы пласт, достаточно прочный по сравнению с вмещающей рассланцованной породой; Б – пласт, подвергшийся вместе с вмещающей породой пластической деформации, но не настолько сильной, чтобы вмещающие породы разорвались; В – пласт в результате пластической деформации разбит на отдельные блоки – будины (по Ф. Лахи)

ды, в зависимости от своего окружения могут выступать как компетентные или как некомпетентные. Например, известняк будет компетентным при переслаивании с глинами и некомпетентным при переслаивании с туфопесчаниками.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Что такое будинаж?
2. В каких условиях будинаж развивается по трещинам отрыва, а в каких – по трещинам скола?
3. Что такое компетентные и некомпетентные слои?
4. От чего зависит отнесение пород к компетентным или некомпетентным?



Рис. 4.196. Будинаж в слоях роговика среди глинистых сланцев. Кривой Рог (по Г.В. Тохтуеву)

ЧАСТЬ II. СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

По происхождению горные породы делятся на осадочные, магматические и метаморфические. Магматические и осадочные горные породы имеют характерные только для них формы залегания, а метаморфические, в зависимости от типа метаморфизма, либо сохраняют залегание тех горных пород, из которых они сформировались, либо образуют свои собственные.

Особенно важны для геологов-нефтяников формы залегания осадочных горных пород, потому что именно в них образуются основные скопления углеводородов. Кроме того, осадочные горные породы чутко реагируют на движения земной коры изменением своего положения в пространстве и формированием нарушений.

Осадочными называются горные породы, которые образуются путем накопления обломков других пород, оседания взвеси (терригенные, кластические породы), выпадения из раствора (хемогенные) или захоронения и диагенеза остатков живых организмов и сформированных ими построек (биогенные породы, рифы). Способы формирования осадочной горной породы определяют ее характерные особенности. Чаще всего осадочные горные породы залегают в виде *слоя (пласта)*. Поэтому осадочную оболочку земной коры называют иногда стратисферой (слоистой сферой). Кроме того, осадочные породы могут залегать в виде линз, шнурков и других тел неправильной формы, а органогенные — образовывать постройки (биогермы) самого разнообразного вида. Состав, строение и форма слоёв, совместно с находящимися в породах ископаемыми органическими остатками, свидетельствуют об условиях их образования, поэтому их разрез представляет собой геологическую летопись. Не менее важны для познания истории земной коры размыты и перемены в осадконакоплении, запечатлевшие «вырванные» страницы геологической истории, фиксируемые *несогласиями*.

ГЛАВА 5. СЛОЙ И СТРОЕНИЕ СЛОИСТЫХ ТОЛЩ

5.1. Слой и его элементы

Слой (англ. — *bed, stratum, реже seam, layer*) — это более или менее однородный, первично обособленный осадок (или горная порода), ограниченный приблизительно параллельными поверхностями. Впервые в научный обиход понятие «слой» ввел Леонардо да Винчи. Однородность слоёв может быть выражена в составе, текстуре, наличии окаменелостей, возрасте и других признаках.

Синонимы и близкие понятия. Помимо термина «слой» употребляется и термин «пласт», значение которого более разнообразно. Это:

- синоним слова «слой»;
- слой полезного ископаемого — например, «пласт каменного угля», «нефтенасыщенный пласт», «рудный пласт» — и в этом смысле понятие пласт уже понятия слой;
- магматическая порода плитообразной формы — интрузивный пласт (силл), эффузивный пласт (базальтовый покров) и т.д.

Понятие слоя относится только к осадочным горным породам. В этом смысле понятие пласта шире понятия «слой»; иногда пластом называют совокупность маломощных слоёв.

Существует еще понятие «горизонт» — регионально распространенный слой, отличающийся от соседних. В тех случаях, когда эти отличия ярко выражены — по цвету, составу или другим признакам, его можно использовать в роли репера при сопоставлении частных геологических разрезов пород. Такой горизонт называется *маркирующим*. В настоящее время, вследствие все возрастающей роли сейсмических разрезов при геологическом картировании, в роли маркирующих горизонтов выступают отражающие сейсмические поверхности, сопоставляемые с теми или иными геологическими границами.

5.1.1. Кровля и подошва слоя

Между слоями наблюдаются поверхности раздела, сопровождаемые признаками перерыва в осадконакоплении. Такие межслойные перерывы довольно коротки в масштабах геологического времени, однако их существование свидетельствует о прерывистости процесса осадконакопления, а сама поверхность наслоения — это индикатор

тор отдельного перерыва творения стратисферы и каждый слой отражает единичный его акт. Самая древняя часть слоя, или граница, называется *подошвой*. В ненарушенном залегании она же — самая нижняя поверхность слоя. Самая молодая (в ненарушенном залегании самая верхняя) граница слоя называется его *кровлей*. Эти поверхности отделяют кровлю одного слоя от подошвы другого и являются общей частью двух смежных слоев. Они называются *поверхностями напластования*. Иногда в старых книгах подошву слоя называют *почвой*.

Слои в процессе своего существования могут изменить первоначальное положение — перевернуться или стать вертикальными, поэтому чтобы восстановить первоначальную последовательность осадконакопления, важно уметь распознавать подошву слоя.

Признаки подошвы слоя:

— Уменьшение размера терригенных частиц по направлению от подошвы к кровле слоя (рис. 5.1) или уменьшение количества крупных частиц от подошвы к кровле. Уменьшение размеров зерен связано с тем, что при образовании осадка сначала оседают более грубые частицы, а затем все более и более мелкие, а само явление называется *градационной слоистостью*.

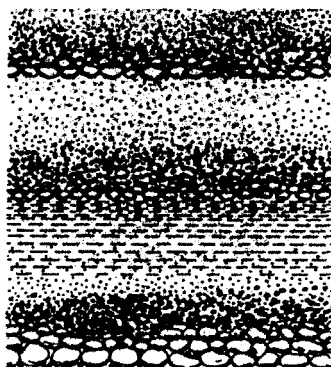


Рис. 5.1. Градационная слоистость (по А. Аллисону и Д. Палмеру)

— Знаки ряби (*wave marks*) и волноприбойные знаки (*oscillation ripples*) встречаются на слегка неровной поверхности напластования в виде системы небольших параллельных (знаки ряби) или дугооб-

разно выпуклых перекрывающихся друг друга (рис. 5.2а) (волноприбойные знаки) гребешков и ложбинок высотой 0,5–2 см, представляющих собой окаменевшие следы волн или ветра. Гребешки указывают в сторону более молодого слоя. В тех случаях, когда знаки ряби асимметричны, более крутые их стороны указывают направление движения материала, направление выпуклости указывает направление бывшего берега (рис. 5.2б). Знаки ряби и волноприбойные знаки образуются только в прибрежных мелководных частях бассейнов.

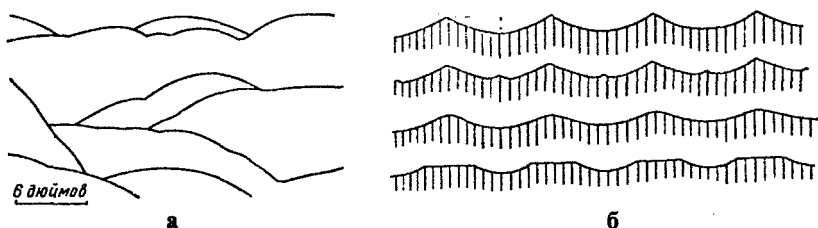
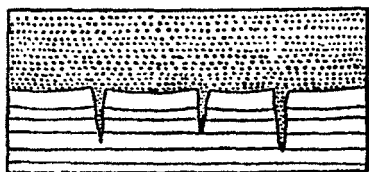


Рис. 5.2. Знаки волновой ряби в плане (суша находится наверху, море – внизу) – а и в разрезе – б. Если рябь образуется в условиях устойчивого волнения, гребни ее имеют заостренную форму, а выемки – закругленную (А). Иногда в выемках появляются гребешки второго порядка (Б). Если волнение невелико, гребешки сглаживаются (В), и оно даже может превратиться в серию широких гребней и низких впадинок (Г) (по Ф. Лахи)

– Трещины усыхания (первичные трещины) образуются при высыхании осадка (как в пересыхающей луже). Затем они заполняются инородным материалом из нового вышележащего слоя таким образом, что на подошве слоя образуются валики и рубцы, а на кровле – бороздки (рис. 5.3).

– Следы ползания животных (иероглифы, биоглифы, гиероглифы, флишевые фигуры) образуются на поверхности не затвердевшего илистого осадка. При накоплении следующего слоя осадка эти неровности заполняются и отпечатываются в виде валиков высотой до 4 см. В результате на подошве слоя образуются валики, а на кровле – бороздки (рис. 5.4). Чтобы не спутать иероглифы со знаками ряби (и, следовательно, кровлю с подошвой), следует посмотреть очертания систем валиков в плане – у знаков ряби они либо сравнительно прямолинейные, либо образуют закономерную систему, напоминающую рыбу чешую, а у следов ползания животных – при-

чудливый извилистый и незакономерный узор. В разрезе знаки ряби имеют, как правило, гребешковидную форму, тогда как следы ползания животных — округлую.



А

Рис. 5.3. Трещины усыхания
(по Ф. Лахи)

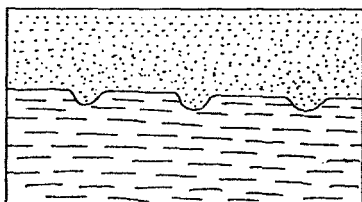


Рис. 5.4. Следы ползания животных

Признаки подошвы слоя встречаются не повсеместно, их приходится специально разыскивать в керне и обнажениях горных пород.

5.1.2. Мощность слоя

Мощность (толщина) слоя — это расстояние между его кровлей и подошвой (рис. 5.5). Кратчайшее расстояние называется *истинной мощностью*. Если поверхности напластования не параллельны между собой, в качестве истинной мощности принимают среднее значение двух замеров. Причем один замер берется по перпендикуляру к подошве, а другой — к кровле. Кроме того, выделяют мощность: *горизонтальную* — расстояние между кровлей и подошвой по горизонтали, *вертикальную* — расстояние между кровлей и подошвой по вертикали и *видимую* — расстояние между кровлей и подошвой по любому другому направлению. В частных случаях истинная мощность может совпадать с видимой, горизонтальной или вертикальной мощностями. При горизонтальном залегании пласта его истинная и вертикальная толщины равны, а горизонтальная является неопределенно большей. При вертикальном залегании пласта его истинная и горизонтальная толщины равны, а неопределенно большей является вертикальная мощность. Перечисленные толщины могут быть *полными*, измеренными от кровли до подошвы пласта, и *неполными*, характеризующими не весь пласт, а некоторую его часть (если в обнажении не удастся одновременно наблюдать кровлю или

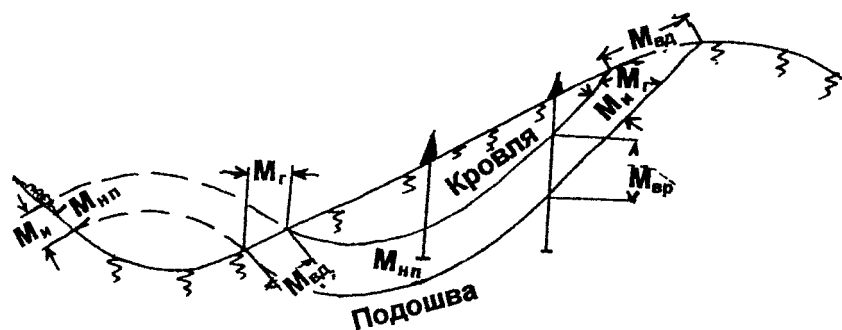


Рис. 5.5. Виды мощности: $M_{и}$ – истинная, $M_{вд}$ – видимая, $M_{нп}$ – неполная, $M_{г}$ – горизонтальная, $M_{вр}$ – вертикальная

подошву пласта или скважина вскрыла толщ не на всю мощность, не достигла ее подошв). Значения истинных и вертикальных мощностей используются при составлении карт мощностей, палеотектонических построениях, при подсчете запасов полезных ископаемых, в том числе нефти и газа. Значения мощностей всегда положительны.

При работе на обнажениях горных пород и в горных выработках измерить истинную толщину слоёв или пачек горных пород удастся не всегда. Ее замеры приходится выполнять по наиболее обнаженному и удобному для передвижения направлению, которое может и не совпадать с направлением падения пластов (т.е. в косом сечении). Различные виды мощностей связаны между собой тригонометрическими соотношениями (рис. 5.6). В тех случаях, когда направление замера неперпендикулярно падению слоя, формула для вычисления истинной мощности по видимой усложняется. Если замер сделан вдоль склона в косом сечении, то для вычисления истинной мощности пользуются формулой Леонтовского:

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

где L – расстояние от кровли до подошвы пласта по косому сечению (величина замера),

α – угол падения пласта,

β – угол наклона рельефа по направлению замера,

γ — угол между азимутом падения пласта и азимутом линии замера (L).

$\cos \gamma$ — это поправочный коэффициент, позволяющий производить коррекцию угла падения при промере величины h не по падению пласта. Эту коррекцию без большой погрешности можно не производить при значениях угла до 15° . Если рельеф и пласт падают в противоположные стороны, перед обоими произведениями ставится знак плюс. В случае совпадения направления падения пласта и рельефа из большего произведения вычитают меньшее.

По геологической карте истинную толщину вычисляют по формуле Фролова:

$$m = \pm \Delta h \sin \alpha \cos \gamma \pm \Delta h \cos \alpha,$$

где Δh — превышение (разность абсолютных отметок) между концами линии замера.

Остальные обозначения те же, что и в предыдущей формуле.

Если рельеф и пласт падают в противоположные стороны, перед обоими произведениями ставится знак плюс. В случае совпадения

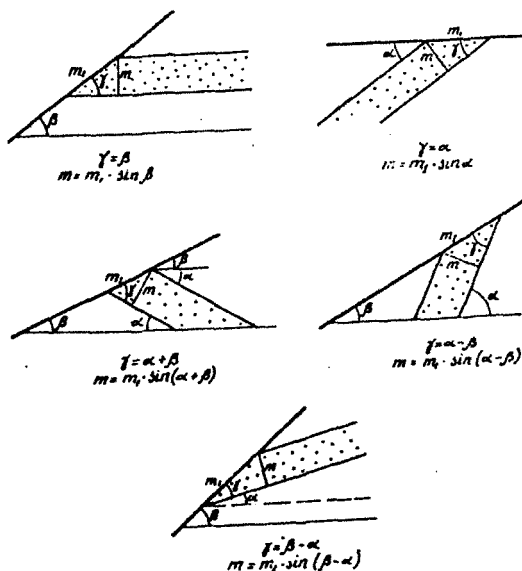


Рис. 5.6. Тригонометрические соотношения между истинной и другими видами мощностей: α — угол падения пласта, β — угол наклона поверхности земли, γ — угол между наклоном пласта и рельефом земли, m — истинная мощность, m_1 — видимая мощность

направления падения пласта и рельефа из большего произведения вычитают меньшее. Этой формулой удобно пользоваться для определения истинной толщины пласта по геологической карте. Величину Δh измеряют по линии, соединяющей точки пересечения проекций кровли и подошвы пласта на горизонтальную плоскость с какими-либо горизонталями рельефа, разница отметок которых дает величину Δh .

При замере Δh по падению пласта угол $\gamma = 0$, тогда $m = h \cos \alpha$, а при замере Δh вкrest простираия $\gamma = 90^\circ$, тогда $m = h \sin \alpha$.

Мощность слоев, в основном, колеблется от сантиметров до нескольких метров – слой по мощности соизмерим с человеком, с тем, что можно непосредственно наблюдать при полевых работах. Площадь же распространения слоёв колеблется от сотен квадратных метров до десятков квадратных километров. В зависимости от мощности слоёв породы разделяются на следующие классы (табл. 5.1).

Таблица 5.1

Классификация слоистых толщ по мощности слоев

Массивнослоистые	более 100 см
Крупнослоистые	100–50 см
Среднеслоистые (слоистые)	50–10 см
Тонкослоистые	10–2 см
Листоватослоистые	2,0–0,2 см
Микрослоистые	менее 2 мм

Мощность слоя отражает интенсивность движения среды, в которой накапливался осадок, а также количество материала, поступившего в область осадконакопления.

5.1.3. Латеральное окончание слоя

Каждый слой рано или поздно заканчивается с боков. Это окончание называется *латеральным*. Оно может быть первичным, образованным в момент формирования слоя – конседиментационным, то есть образованным одновременно с процессом седиментации, и вторичным, образованным после формирования слоя – постседиментационным. На рис. 5.7 приведены изображения в разрезе и на

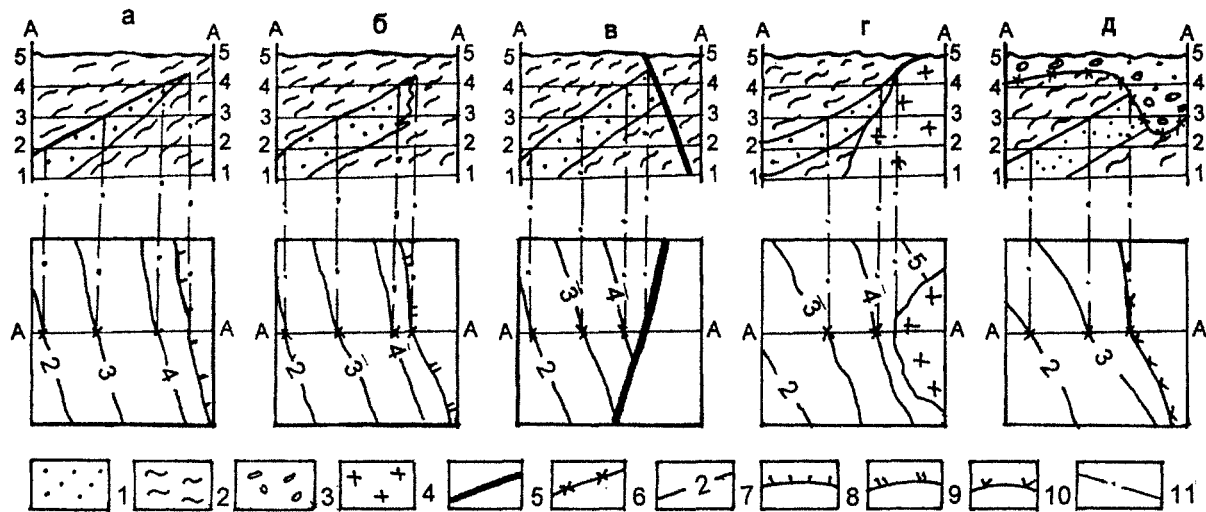


Рис. 5.7. Виды латерального окончания слоя: а – выклинивание, б – фациальное замещение, в – тектоническое срезание, г – магматическое (интрузивное) срезание, д – денудационное срезание; 1 – песчаник, 2 – алевролит, 3 – гравелит, 4 – интрузивный массив, 5 – линия разрыва, 6 – стратиграфическое несогласие, 7 – стратонизогипсы, 8 – линия выклинивания пласта, 9 – линия фациального замещения пласта, 10 – линия денудационного срезания пласта, 11 – линии проецирования

структурной карте различных видов латерального окончания слоя.

— *Выклинивание* — уменьшение толщины слоя по протяжению до полного исчезновения и смыкание кровли с подошвой (рис. 5.7а).

— *Фаціальное замещение* — изменение литологического состава слоя до неузнаваемости. Например, в слое песчаника размер слагающих его песчинок по простиранию может уменьшаться до алевритовой фракции и песчаник превратится в алевролит, или глину (рис. 5.7б).

— *Тектоническое, или интрузивное срезание* — срезание слоя разломом или интрузией после его образования (рис. 5.7в и г).

— *Денудационное срезание* — исчезновение слоя в результате современного или древнего размыва (рис. 5.7д).

В качестве примера изображен слой наклонно залегающего песчаника, среди алевролитов. Абсолютные отметки на разрезах даны в условных величинах.

5.1.4. Элементы слоя и его строение (текстура слоя)

Иногда слой имеет однородное строение, в нем не выделяются составные части — тогда говорят о массивной текстуре слоя. Но чаще при внимательном рассмотрении слоя можно выделить отдельные его части — элементы.

— *прослой* (англ. — *lamina, interbed, parting*) — часть слоя, отличающаяся по виду от остальной его части. Иногда прослоем называют слой, не превышающий по мощности 1,5 см;

— *лента* (англ. — *varves*) — тонкая прослойка;

— *слоёк* (англ. — *lamina, thin bed of rock*) — элемент слоя, формирующий текстуру слоя. Слоёк — низшая единица слоистости, его внутренняя структура может быть выражена только ориентировкой частиц.

Соотношение слоёв и слойков в толще слоев образует *слоистость*. Она характеризует условия осадконакопления. Классификация и характеристики для различных видов слоистости приведены в табл. 5.2 и рис. 5.8. Протяженность слойков обычно составляет сантиметры и лишь в отдельных случаях — десятки сантиметров, толщина — от нескольких миллиметров до сантиметров.

5.1.5. Ассоциации слоёв

При геологическом описании крупных регионов, при геологическом картировании, изучении разрезов и во многих других случаях (недостаток фаунистических данных, цели и масштаб исследова-

Виды слоистости и условия их формирования

Виды слоистости	Характеристика	Условия формирования
1 Горизонтальная	Напластование образует плоские поверхности. Чешуйки плоских обломков и зерен параллельны поверхностям напластования	Только гравитацией при периодических, например, сезонных изменениях приноса осадка (например, в озерах (рис. 5.8а))
1.1 Полосовидная	Вызвана различиями в облике пород каждого слоя	
1.2 Прерывистая	Обусловлена тонкими прослойками иного материала среди однородной массы (например, растительный детрит в песчаниках или алевролитах)	
1.3 Ленточная	Характеризуется правильным ритмичным чередованием тонких прослоек разного состава	При сезонных изменениях в процессе осадконакопления
2 Волнистая	Напластование образует волнистые поверхности с амплитудой волн в первые десятки сантиметров, высотой в 2–7 см. Чтобы отличить волнистую слоистость от микроскладок (плойчатости), надо посмотреть на ориентировку слагающих ее плоских минералов – они будут ориентированы по плоскостям, соответствующим палеогоризонтальным в момент осадконакопления, как показано на рис. 5.8б	При периодических изменениях скорости и (или) направления движения воды в прибрежных водоемах или в руслах рек (например, при приливах и отливах)
3 Косая	3.1. Состоит из слоев, разнообразным образом ориентированных по отношению к напластованию и друг к другу	В условиях турбулентного движения потока
	3.2. Слойки имеют общий одинаковый наклон с падением, совпадающим с направлением движения реки	речных потоков (рис. 5.8 в ₁)
	3.3. Характеризуется пологими углами слоев у подошвы и плохой выраженностью слоев по направлению к кровле. Кроме того, по направлению к кровле материал слоев становится грубее	дельта (рис. 5.8 в ₂)
	3.4. Характеризуется малой толщиной слоев (миллиметры) и их разнообразной ориентировкой	прибоя (рис. 5.8 в ₃)
	3.5. Наиболее неравномерная и нерегулярная из всех видов косой слоистости	эоловая (рис. 5.8 в ₄)

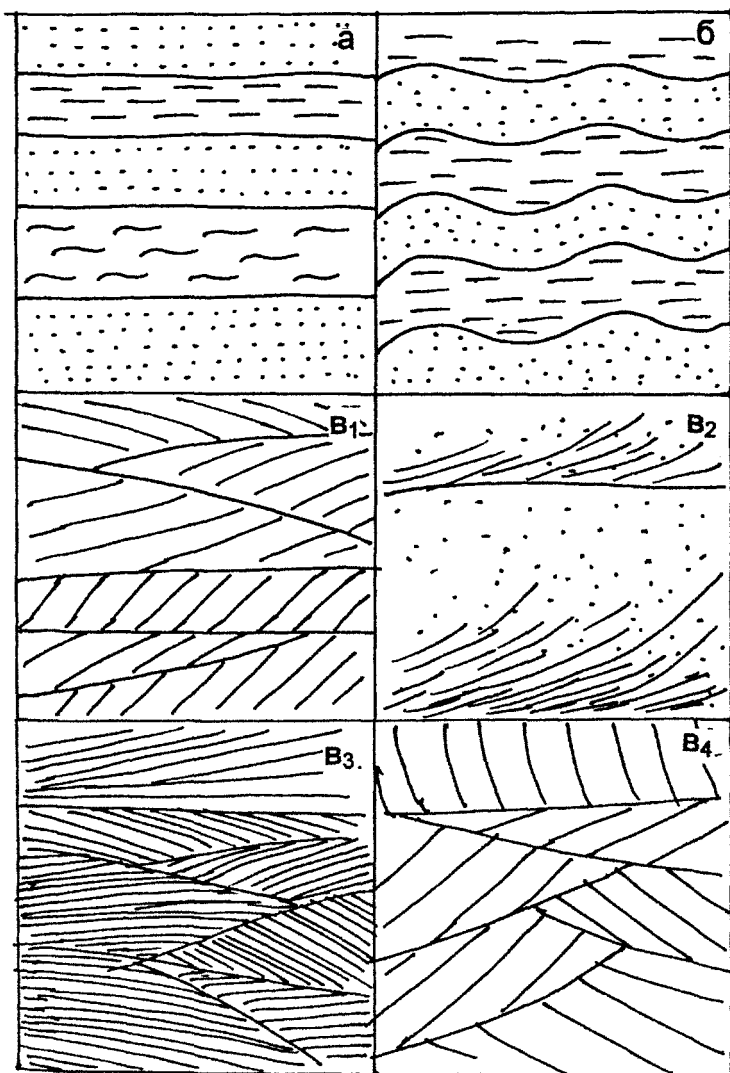


Рис. 5.8. Виды слоистости: 5.8а — горизонтальная, 5.8б — волнистая, косая 5.8в₁ — речных потоков, 5.8в₂ — дельт, 5.8в₃ — прибоев, 5.8в₄ — эоловая

ния) слои объединяют между собой, в результате чего образуются единицы местной, или региональной стратиграфической шкалы.

По литологическому составу их объединяют в «пачки» — совокупности слоев сходного литологического состава. Например, «глинисто-кремнистая пачка». По стратиграфическому объему пачка примерно соответствует зоне (например, верхний альб).

Пачки, в свою очередь, объединяют в «толщи» — совокупности слоёв сходного состава, облика или происхождения (например, фораминиферовая толща, красноцветная толща, угленосная толща, переходная толща). По стратиграфическому объему толща примерно соответствует отделу или ярусу. Совокупность толщ по отличительным литологическим признакам составляет *свиту*. В американской и западноевропейской литературе свите соответствует *формация*. По стратиграфическому объему *свита* примерно соответствует части яруса, ярусу или, в редких случаях, двум-трем ярусам либо включает верхнюю часть одного яруса и нижнюю часть — другого. В названии свиты обычно фигурирует географическое название того места, где данная свита впервые была описана — например, сакмарская свита нижней перми впервые была описана в верхнем течении р. Сакмара на Южном Урале. Свиты группируются в *комплексы* — применительно к преимущественно осадочным и вулканогенным породам, а также *серии* (*series* — порядок, последовательность — лат.) — применительно к метаморфическим породам. В зарубежной геологической литературе термин «серия» применяется в значении отдела или свиты.

Характерной особенностью ассоциаций слоёв иногда является их *цикличность* (*ритмичность*), заключающаяся в закономерном, периодическом повторении характерных комплексов слоев. Иногда термины цикличности и ритмичности употребляются как синонимы, иногда — в разном значении, по-разному акцентируя внимание на отдельных особенностях повторяющихся комплексов пород.

Обычно в основании ритма залегает относительно более грубая порода, например, песчаник или детритовый известняк, который выше по разрезу сменяется более тонкими породами, представленными песчанистой глиной, мергелем или чистой глиной. Толщина каждого ритма колеблется от долей метра до 2–3 метров, а самих ритмов по разрезу встречается сотни и тысячи. Ритмы могут отличаться друг от друга некоторыми колебаниями толщины всего ритма или его элементов, местными выпадениями того или иного слоя. Переходы между породами ритма постепенны, а весь ритм отделен

от соседних с ним ритмов резкими границами. В основании песчаника чаще всего и встречаются уже упоминавшиеся иероглифы (флишевые фигуры). По мощности ритмов выделяются крупная ритмичность, ритмичность флишевых отложений и мелкая ритмичность ленточных отложений микрослоистых пород.

Крупная ритмичность (мощность ритма – от метров до сотен метров) – характерна для продуктивных свит угольных бассейнов. Переход между отдельными слоями внутри ритмов обычно постепенный, а между ритмами – резкий, со следами перерывов в осадконакоплении.

Флишевая ритмичность – (мощность ритма – от сантиметров до десятков сантиметров и изредка – метров) – начинается каждый ритм, как правило, терригенной породой, наиболее грубой, затем следуют пелитоморфные породы, сначала менее, потом – более карбонатные. Иногда ритмы заканчиваются неизвестковистыми глинами или аргиллитами.

Мелкая ритмичность (мощность ритмов – от миллиметров до сантиметров) – переслаивание глин и песков или глин и песчанистых глин – летних и зимних слоёв ленточных глин озерно-ледникового происхождения.

Закономерности расположения слоёв в ритмических толщах можно использовать для установления кровли и подошвы пластов в тех случаях, когда есть подозрение, что слои могут быть перевернутыми. Ритмическая слоистость более всего характерна для флишевых и угленосных свит.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Чем определяется форма залегания горной породы?
2. Что такое слой?
3. Чем отличается понятие «слой» от понятия «пласт»?
4. Что такое маркирующий горизонт?
5. Что такое поверхность напластования?
6. Что такое кровля слоя?
7. Что такое подошва слоя?
8. Каковы признаки подошвы слоя?
9. Зачем нужно уметь определять подошву слоя?
10. Что такое мощность и какие виды мощностей бывают?
11. Как соотносятся между собой различные виды мощностей?

12. Как классифицируются слои по величине мощности слоя?
 13. Что такое латеральное окончание слоя?
 14. Какие виды латерального окончания слоя Вы знаете?
 15. Какие элементы имеет слой?
 16. Какие бывают ассоциации слоёв?
-

5.2. Образование и разрушение слоистых толщ

5.2.1. Условия образования и разрушения слоистых толщ

Слоистость толщ имеет различную природу. В большинстве случаев она образуется при взаимодействии трех групп факторов — физико-географических, тектонических и связанных с уровнем Мирового океана (эвстатических). Изменение состава и мощности отложений отражает процессы медленных поднятий и опусканий земной коры, ее колебательных движений. Мощность отложений, как правило, приблизительно отвечает амплитуде прогибаний земной коры. Например, на Русской равнине юрские отложения имеют мощность 300 м, а на северном склоне Кавказа их мощность достигает 3000 м. Это означает, что в течение юрского периода на Русской равнине земная кора прогнулась приблизительно на 300 м, а на Северном Кавказе — на 3 км. Эти числа соответствуют суммарным амплитудам многократных прогибаний земной коры, когда осадки накапливались, и поднятий, когда они частично размывались.

Когда поверхность земной коры поднимается выше уровня моря и подвергается разрушению агентами денудации, продукты разрушения сносятся в соседние понижения, где они отлагаются зонами: более грубые — ближе к берегу, более тонкие — в отдалении от него. Так образуются зоны, характеризующиеся различным составом одновременных отложений. С изменением скорости поднятия суши и ее очертаний, с появлением новых участков суши и с исчезновением прежних размещение зон различных по составу осадков меняется — там, где ранее накапливались тонкие осадки, теперь накапливаются грубые, меняется ширина распространения вокруг суши осадков того или иного состава. Эти процессы ведут к изменчивости состава осадочных пород как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях.

5.2.2. Тектонические факторы образования слоистых толщ

Начальные стадии формирования осадочных толщ (ингрессия) и характерные для них формы залегания. Представим себе область осадконакопления — пониженный участок водоема, в который сносятся продукты разрушения возвышенной суши и который постепенно погружается. Сначала море (область осадконакопления) занимает пониженные участки рельефа, в первую очередь речные долины. Эта начальная стадия называется *ингрессивной*, а сам процесс — *ингрессией*. Для ингрессивной стадии характерна вложенность перекрывающих пород в понижения и заливы палеорельефа. При этом часто наблюдается облекание.

Облекание представляет собой плащеобразное перекрытие пологих неровностей рельефа поверхности несогласия вышележащими породами. При этом мощность в понижениях рельефа обычно бывает больше, чем на возвышенностях и вверх по разрезу осадки постепенно выполаживаются и залегание становится горизонтальным (рис. 4.6).

Прилегание характерно для крутых форм погребенного рельефа. Наиболее широко оно развито среди прибрежных морских отложений, а также среди аллювиальных образований, заполняющих долины рек и прилегающих к породам, слагающих берега реки. Прилегание может быть как параллельным (согласным) (рис. 5.9а), так и несогласным (рис. 5.9б).

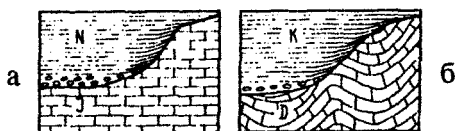


Рис. 5.9. Параллельное (согласное) (а) и несогласное (б) прилегания (по Г.Н. Сапфирову)

Трансгрессивное залегание. При дальнейшем погружении бассейна осадконакопления море заполняет все большие и большие пространства — то есть происходит его *трансгрессия*, наступление. При распространении трансгрессии практически в один и тот же интервал времени вблизи берега отложатся сравнительно грубые осадки — конгломераты, гравелиты. Далее от берега — алев-

ролиты, затем — глины и, наконец, будут оседать известняки. Таким образом формируется *хронослой*, слой, выделяемый по возрасту осадконакопления (но состоящий из разных по составу горных пород). В случае дальнейшего прогибания земной коры, а следовательно, увеличения области осадконакопления (наступления или трансгрессии моря) во время следующего условного эпизода осадконакопления отложения осадков и последовательность будет та же самая, и они расположатся над слоями, уже накопившимися ранее в морском бассейне (рис. 5.10). Таким образом, на поверхности несогласия окажется разновозрастный слой конгломератов, выше — песчаников и т.д. Из рисунка видно, что каждый из этих слоев на каждом последовательно взятом отрезке в направлении движения береговой линии будет иметь все более молодой возраст. Это явление называется *диагональной трансгрессией (миграцией) фаций во времени*. Величина диагональной трансгрессии определяется скоростью прогибания бассейна осадконакопления.

На рис. 5.10 видно соотношение хронологических (стратиграфических) и литологических (вещественных) слоёв. Первые располагаются по горизонтали, объединяя различные по составу фации, име-

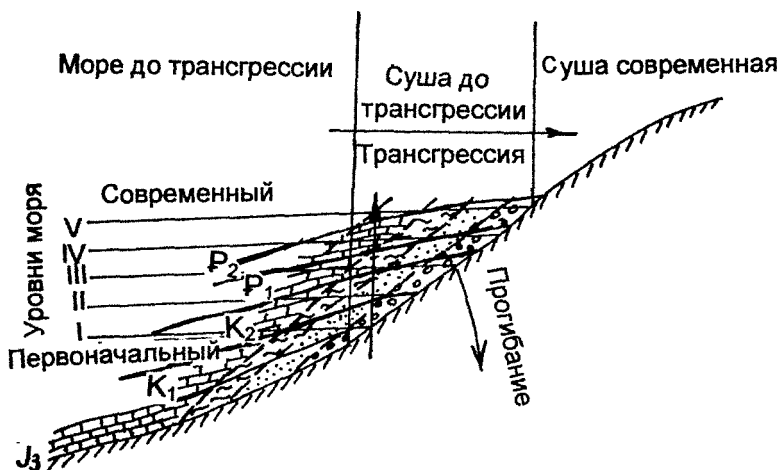


Рис. 5.10. Трансгрессивное залегание

ющие один и тот же возраст, а вторые — по диагонали и объединяют разновозрастные части одного и того же состава, что обусловлено перемещением береговой линии. При этом в разрезе по вертикали будут соседствовать те же фации, что и по латерали — от более грубо-обломочных внизу к более тонким вверх. Такое залегание называют *трансгрессивным*, а прогибание бассейна осадконакопления — *некомпенсированным*.

Регрессивное залегание получается в случае превышения скорости осадконакопления над скоростью прогибания. Береговая линия будет перемещаться в обратном направлении, в море, последовательность слоёв будет обратная (рис. 5.11). Плины перекроются — песками, пески — галечниками. Такое залегание называется *регрессивным*, а процесс отступления моря — *регрессией*, а в случае заполнения бассейна осадконакопления — *перекомпенсированным*.

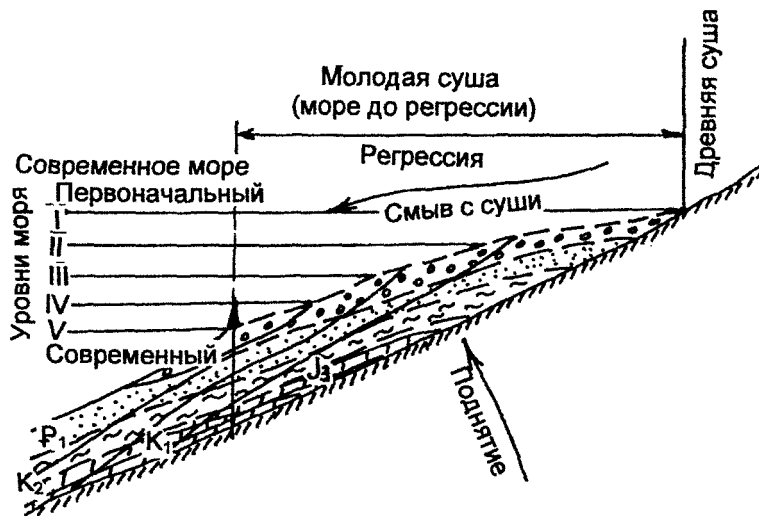


Рис. 5.11. Регрессивное залегание

На рис. 5.12 в качестве примера диагональной миграции фаций приведен разрез, характеризующий изменение возраста фосфоритовых отложений Поволжья с запада на восток и от келовея до кимериджа.

Поэтому при сопоставлении разрезов отложений в скважинах очень важно устанавливать различия между хроно- и лито-слоями, и

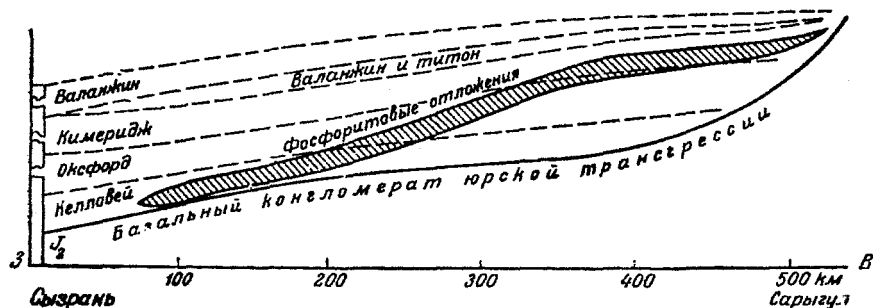


Рис. 5.12. Диагональное смещение литослоя по времени. Изменение возраста фосфоритовых отложений Поволжья (по Г.Д. Ажгирею)

не отождествлять их без достаточных оснований. Очень часто из-за отсутствия достаточно подробной возрастной характеристики пород, особенно вскрытых одиночными скважинами, различить петрографические и стратиграфические горизонты не удастся, однако недостаточное внимание к диагональной миграции фаций может привести к неверным выводам в определении стратиграфического положения осадочных толщ в разрезе. Поэтому сопоставление разрезов различных скважин только по литологическому составу, не подтвержденному комплексом руководящих ископаемых, приводит к ошибкам. Опасность ошибиться тем более возрастает, что в настоящее время для стратиграфической корреляции все шире используется расчленение осадочных толщ по геофизическим данным — сейсмостратиграфия.

Закономерность в последовательной смене фаций была отмечена и изучалась в 60–70-е годы XIX века Н.А. Головкинским, И. Вальтерá, А.А. Иностранцевым. А.А. Иностранцев сформулировал эту закономерность следующим образом: «То, что мы видим вертикально напластованным, должно явиться нам с тем же характером в горизонтальном направлении и обратно».

Этот закон позволяет строить модели геологического строения территории при недостающих данных. Говорить о трансгрессивном или регрессивном залегании можно только про последовательность напластования молодых отложений по отношению к древним.

Миграционное залегание. Рассмотренные схемы являются наиболее простыми, если же прогибание бассейна осадконакоп-

ления смещается по горизонтали, то возникают более сложные соотношения, называемые *миграционными* (рис. 5.13).

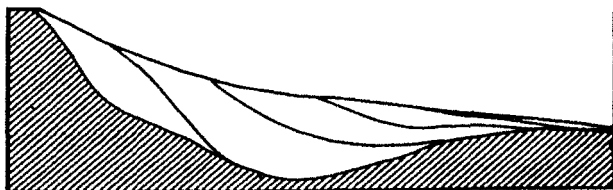


Рис. 5.13. Миграционное залегание (по А.Е. Михайлову)

5.2.3. Физико-географические факторы формирования слоёв

Накопление осадка зависит не только от положения береговой линии, но и от физико-географических факторов. Например, реки, выносящие огромное количество терригенного материала в морские бассейны, в паводок транспортируют более крупные частицы, чем в межень. Морские течения в еще большей степени влияют на сортировку и отложение терригенных частиц в различных участках морского дна, и смена их направлений будет приводить к изменению состава отлагающихся осадков. Д.В. Наливкин выделяет три типа морских бассейнов, в которых распределение осадков изменяется в зависимости от характера морских берегов и деятельности морских течений.

1. Бассейны со слабым прибоем и без течений, представляющие более или менее обособленные части моря — заливы, лиманы. Отсутствие прибоя связано с тем, что суша в прибрежной части представляет низменность, полого наклоненную в сторону моря и продолжающуюся под уровнем моря далеко (иногда на десятки и сотни километров) в сторону открытого океана. В таком широком мелкоморье, окружающем континент, разрушающая деятельность моря незначительна. Галечники отсутствуют. Зона песков, если и имеется, то крайне узкая и находится у самого берега. На дне моря, даже вблизи берегов, откладывается черный ил, нередко с большим содержанием сероводорода за счет гниения органических осадков и в связи с отсутствием обогащения кислородом протекающими водами. Эти прибрежные илы могут незаметно переходить в глубоководные и часто неотличимы между собой.

2. Бассейны с сильным прибоем и слабыми течениями обычно представляют области нормального распределения осадков, изображенного на рис. 5.9 и 5.10 и описанного в предыдущем разделе.

3. Бассейны с сильными донными течениями. В них нормальное распределение осадков сильно нарушается. Среди площадей, занятых тонким илом, появляются участки, сложенные песками или обломки ракушек.

Следовательно, в большинстве случаев только по составу пород нельзя определить точно глубину накопления осадков.

5.2.4. Циклы П.Р. Вейла. Секвентная стратиграфия

Основной единицей секвентной стратиграфии является *седиментационный комплекс*, который представляет собой трехмерное геологическое тело, (рис. 5.14), ограниченное согласными или несогласными поверхностями, генетически связанными с относительными изменениями уровня моря. Седиментационные комплексы соответ-

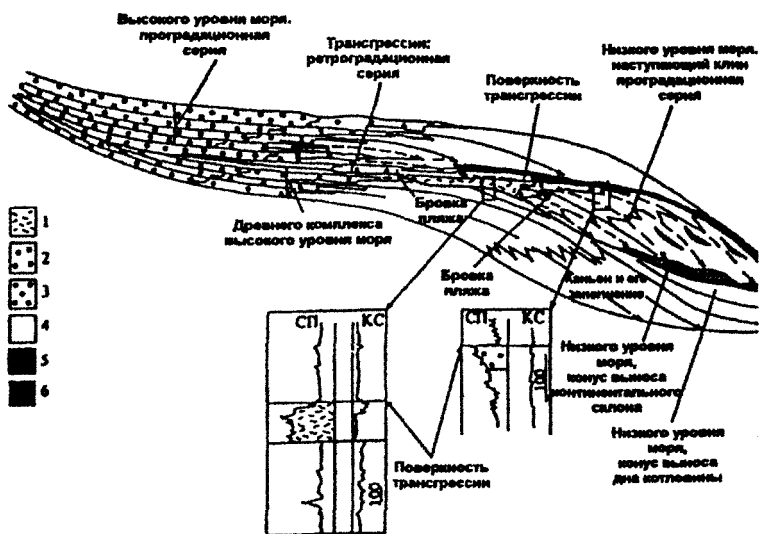


Рис. 5.14. Секвентная стратиграфия. Системы напластования седиментационного комплекса, образованные в пределах шельфа, склона и котловины: 1 – песчаники русел и эстуариев врезанной долины; 2 – песчаники и аргиллиты прибрежной равнины; 3 – мелководно-морские песчаники; шельфовые и склоновые аргиллиты и тонкие слои песчаников; 5 – песчаники подводных конусов выноса; 6 – конденсированные отложения

ствуют 3 – 4 циклам колебаний уровня Мирового океана – Циклам Вейла (от 1 до 10 млн лет). Их подошву и кровлю определяет регрессивное прибрежное залегание. В седиментационном комплексе выделяются системы напластований с низким стоянием уровня моря, трансгрессии, и высоким стоянием уровня моря. Кроме того, в седиментационных комплексах выделяются отдельные подкомплексы.

В зависимости от характера подошвы выделяются два типа седиментационных комплексов. В первом основу составляет субаэральная поверхность несогласия, во втором – подводная поверхность несогласия.

Седиментационный комплекс второго типа слагают системы напластования внешнего палеошельфа, трансгрессии и высокого стояния уровня моря. Систему напластования низкого уровня стояния седиментационного комплекса первого типа составляют конусы выноса склона и котловины, клиноформы (наступающий клин) и заполнения врезанных долин. Система напластования внешнего шельфа седиментационного комплекса второго типа слагается клиноформами – от слабодислоцированных до аградационных. Они характеризуются подошвенными налеганиями в сторону суши и моря. Трансгрессивная система напластования слагается конденсированными отложениями. Подробнее проблемы секвентной стратиграфии рассматриваются в курсе литологии.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Под влиянием каких факторов образуются слоистые толщи?
 2. Что такое ингрессия?
 3. Что такое облекание?
 4. Что такое прилегание?
 5. Что такое трансгрессия?
 6. Что такое хронослой?
 7. Что такое литослой?
 8. Что такое регрессия?
 9. О чем говорит закон Головкинского–Иностранцева–Вальтера?
 10. Что такое миграционное залегание?
 11. Как физико-географические факторы влияют на осадконакопление?
 12. Что такое секвентная стратиграфия?
-

5.3. Несогласия

5.3.1. Понятие о согласном и несогласном залегании

Осадконакопление обусловлено перемещением осадочного материала под действием силы тяжести с территорий гипсометрически поднятых в понижения рельефа, часто в водоемы. При этом понижения заполняются, а первичный рельеф выравнивается. Поэтому наличие осадочных пород определенного возраста на достаточно большой площади свидетельствует о том, что в период их накопления на данной территории происходило опускание земной коры и существовал водный бассейн. Залегание слоёв без видимых перерывов в осадконакоплении называется *согласным*. Отсутствие же отложений каких-либо стратиграфических подразделений непрерывной стратиграфической шкалы говорит о поднятиях земной коры, сопутствующем разрушении, размыве отложений. При длительных, в течение геологических эпох и периодов, устойчивых поднятиях земной коры морские условия сменяются континентальными. Возникает суша. В континентальных условиях также могут формироваться осадочные породы, (речные, озерные, склоновые, ледниковые, эоловые и др.). Но они, по сравнению с морскими, маломощны, не имеют широкого площадного распространения и плохо сохраняются в разрезе.

Продолжительность перерывов может быть определена по палеонтологическим данным и может колебаться от века до нескольких периодов в геологическом летоисчислении. За это длительное время поверхность ранее накопившихся слоёв подвергается существенному разрушению, включающему иногда смыв большой толщи пород. Когда поднятый участок снова опускается и на его поверхности возобновляется отложение осадков, то между слоями, образовавшимися до перерыва и отложившимися после него, возникает *стратиграфическое несогласие*. Две серии слоёв оказываются разделенными *поверхностью стратиграфического несогласия* (рис. 5.15), а залегание называют *стратиграфически несогласным*, или просто *несогласным*.

5.3.2. Виды несогласий

Если обе серии при этом залегают в целом параллельно друг другу, говорят о *параллельном несогласии* (рис. 5.15б). Изредка поверхность несогласия разделяет сходные по составу породы, в этом слу-

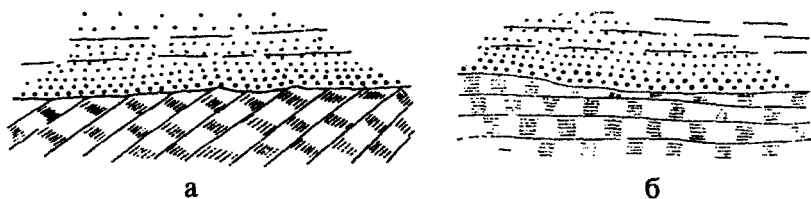


Рис. 5.15. Стратиграфическое несогласие: а – угловое и б – параллельное (по Г.Д. Ажгирею)

чае говорят о *скрытом несогласии* (рис. 5.16), которое очень трудно распознать при полевых наблюдениях и закартировать. Если нижняя серия во время перерыва подверглась дислокациям, то есть слои были наклонены или изогнуты в складки, а затем поверхность ее была срезана, а вторая серия залегает на срезанной поверхности дислоцированных слоев, то возникает *угловое несогласие*. При этом

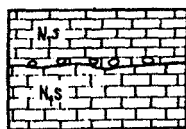


Рис. 5.16. Скрытое несогласие

слои верхней серии залегают параллельно поверхности несогласия, тогда как слои нижней серии упираются в эту поверхность под тем или иным *углом несогласия*. Если разница углов больше 30° , такое несогласие называют *резким*, если меньше – *слабым*. В основании верхней серии иногда может наблюдаться *базальный конгломерат*, – галька которого представлена окатанными породами, слагающими верхи нижней серии. В тех случаях, когда залегание верхней и нижней толщи отличаются друг от друга только углом, говорят о собственно *угловом несогласии*, если залегание отличается еще и азимутом, то такое несогласие правильно называть *азимутальным*. Хотя часто азимутальное несогласие также называют *угловым* (рис. 5.17).

Также выделяют промежуточную форму между угловым и параллельным стратиграфическим несогласием, в котором углы падения верхней и нижней толщи отличаются друг от друга на $1-3^\circ$. Такое

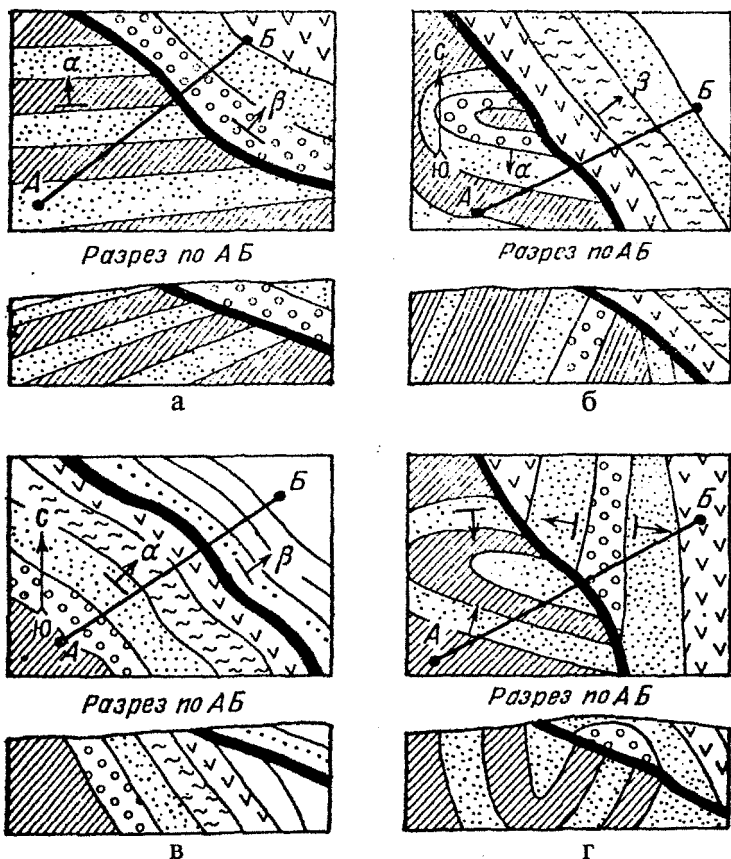


Рис. 5.17. Различные виды угловых несогласий: в — собственно угловое, а, б, г — азимутальные несогласия. Жирными линиями обозначены стратиграфические несогласия. α — угол падения пород в нижнем несогласно залегающем комплексе, β — угол падения пород в верхнем несогласно залегающем комплексе (по В.А. Апродову)

несогласие называют *географическим*, потому, что его можно распознать только при картографических построениях, тогда как в обнажениях горных пород оно выглядит, как параллельное (рис. 5.18).

По площади распространения среди несогласий выделяют *региональные*, захватывающие огромные территории (например, юрское

несогласие захватывает всю Русскую платформу), и *локальные* (местные), которые отражают локальные поднятия площадью первые сотни квадратных километров.

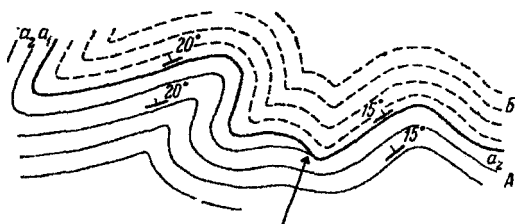


Рис. 5.18. Географическое несогласие: точка, в которой можно определить наличие такого несогласия, показана стрелкой; А и Б — несогласно залегающие толщи (по Г.Д. Аджирею)

Все перечисленные несогласия называются *истинными несогласиями*, образованными после формирования горной породы. Кроме того, выделяют *ложные (внутриформационные) несогласия*, образующиеся в результате размыва, одновременного с накоплением осадка, перемыва осадка придонными течениями. В обнажениях такие размывы внешне могут иметь все признаки несогласий, но они не отражают переломных моментов в колебательных движениях земной коры и новых циклов осадконакопления. Хотя на микроуровне их, конечно, можно рассматривать как временные несогласия, к которым также можно отнести и все поверхности наслоения, отражающие единичный акт творения стратисферы.

Часто осадки верхней серии налегают на сравнительно выровненную поверхность несогласия. Однако иногда удается наблюдать под последующими осадками крупные неровности рельефа. В таких случаях нижние слои верхней серии заполняют впадины древнего рельефа, и лишь потом более молодые его слои перекрывают и неровности этого рельефа. Присходит *прилегание и облекание* слоев. В тех случаях, когда прилегание имеет значительные размеры, его иногда называют *краевым несогласием*.

Кроме стратиграфических, в структурной геологии выделяются также *тектонические* и *интрузивные несогласия*. При этих несогласиях нормальная последовательность напластования нарушается либо разрывом, либо внедрением интрузии.

Классификация несогласий приведена на рис. 5.19.

Классифицирующий признак

Виды несогласий

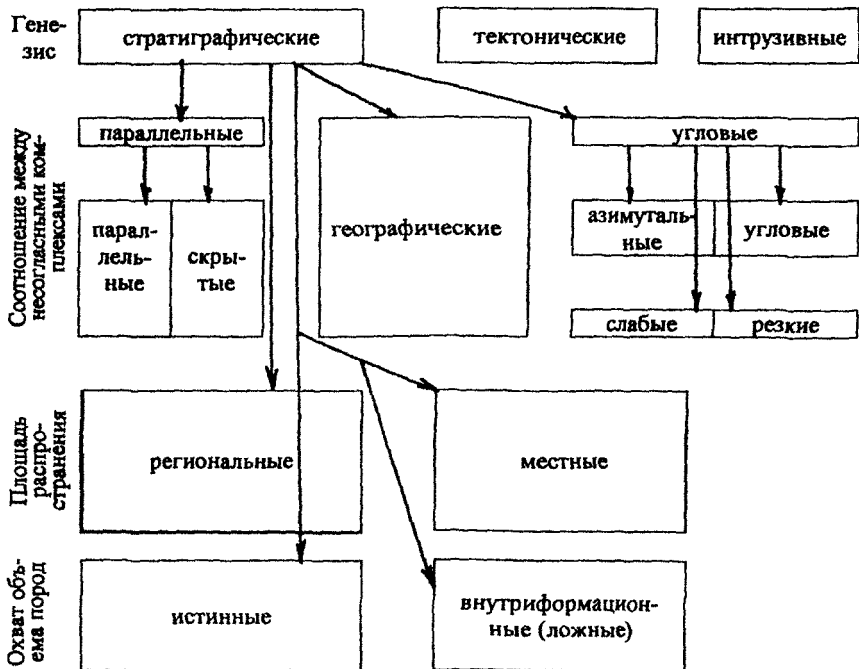


Рис. 5.19. Виды несогласий

5.3.3. Признаки несогласий

Признаки несогласий в обнажениях горных пород:

1. Многочисленные неровности и карманы на поверхности напластования.

2. Различные следы выветривания (образование коры выветривания), пустынный загар, окремненная поверхность известняков, ожелезнение по предполагаемой поверхности напластования.

3. Резкий переход от континентальных отложений к морским или от морских к континентальным (нарушение закона Головкинского—Иностранцева—Вальтера).

4. Присутствие базального конгломерата и других обломочных пород, состоящих из обломков нижележащих отложений в вышележащих отложениях (рис. 5.20).

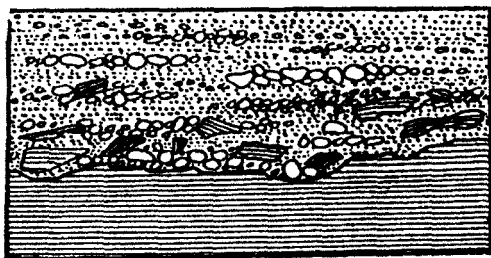


Рис. 5.20. Поверхность несогласия между сланцами и конгломератом: в основании конгломерата видны обломки сланца (по Ф. Лахи)

5. Породы залегают под разными углами выше и ниже некоторой поверхности.

6. Резкий возрастной разрыв между руководящими ископаемыми в выше- и нижележащих слоях.

Изображение несогласий на геологической карте:

1. «Утыкание» различных границ толщи в подошву несогласия.

2. Выпадение из разреза отдельных стратиграфических подразделений (в случае параллельного несогласия).

3. Волнистая линия на стратиграфической колонке.

5.3.4. Несогласие как геологическое тело

Волнистая линия – обозначение несогласного залегания на стратиграфических колонках (а на картах, изданных до 1955 г., и на геологических разрезах) и есть символическое изображение неровной поверхности несогласия, древнего погребенного рельефа. Размах рельефа поверхности несогласия обычно не превышает десятков метров, но иногда достигает и сотен метров (например, артинские ри-

фогенные известняки в Предуральском краевом прогибе, к моменту перекрытия их отложениями ангидритов кунгурского яруса, имели размах рельефа 500–700 м.

Несогласия обычно рассматривают как поверхность, не имеющую толщины, однако, на самом деле, они представляет собой *геологические тела*, сложенные измененными породами – окисленными, выветрелыми, обогащенными особыми минералами, называемыми минералами кор выветривания. Будучи поверхностью палеорельефа, несогласие в большой степени разбито многочисленными трещинами и часто является коллектором, с которым оказываются связанными стратиграфические залежи нефти и газа. Мощность кор выветривания обычно составляет десятки, а иногда и сотни метров. С поверхностями несогласия и корами выветривания нередко связаны месторождения бокситов, каолинов, древних россыпей, в которых могут находиться золото, платина и др., урана, железной руды, серы, апатитов и других ископаемых. Подробнее эти вопросы изучаются в курсе полезных ископаемых.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Что такое согласное и несогласное залегание?
 2. Что такое и в каких условиях образуется параллельное несогласие?
 3. Что такое скрытое несогласие?
 4. Что такое и в каких условиях образуется угловое несогласие?
 5. Что такое базальный конгломерат?
 6. Что такое географическое несогласие?
 7. Что такое региональные, локальные, внутриформационные несогласия?
 8. Что такое тектонические и интрузивные несогласия?
 9. Как выглядят несогласия (признаки несогласий) на геологической карте?
 10. Как выглядят несогласия (признаки несогласий) в обнажениях горных пород?
 11. Что представляет собой несогласие как геологическое тело?
 12. Какую амплитуду имеет палеорельеф?
 13. Как изображается несогласие на стратиграфической колонке?
 14. Какое значение имеет несогласие для геологии полезных ископаемых и нефтегазовой геологии?
-

5.4. Особые виды залегания осадочных горных пород

Представление о слое как о плите с идеально плоской кровлей и подошвой и с постоянной мощностью правильно лишь в некотором приближении или при линейной интерполяции разрозненных данных при геометризации недр. Но иногда даже приблизительно невозможно рассматривать осадочное геологическое тело в виде слоя.

1. В слое могут быть *пережимы* — участки с уменьшенной толщиной (рис. 5.21).



Рис. 5.21. Пережимы и чечевицеобразное залегание (по И.В. и Д.И. Мушкетовым)

2. Иногда слой быстро выклинивается во все стороны в виде чечевицы — такой слой называется *линза* (англ. *lens*, *lenticle*, *lenticil*). Чтобы отнести такую форму залегания к линзе мощность ее должна быть значительно меньше поперечника. Разные авторы называют для линз разное отношение максимальной мощности к поперечнику — от 1:100 до 1:5.

Линзовидное выклинивание слоёв может происходить по разным причинам:

- неравномерное осадконакопление и, возможно, полное прекращение этого процесса, иногда в непосредственной близости от тех территорий, где новые слои или линзы такого же материала могут накапливаться;

- изменение состава накапливающегося осадка;

- последующий размыв накопившегося осадка.

Линзы могут иметь различную форму: двояковыпуклые, полулинзы обращенные вниз (образованные при заполнении осадком впадин), полулинзы обращенные вверх (образованные баровыми телами).

В тех случаях, когда накопление осадков происходит при быстром или изменчивом движении водной или воздушной среды (например, в речных потоках, приливо-отливной полосе моря), или при периодическом привносе в водоем более грубого материала, образуется линзовидная слоистость. (рис. 5.22а).

Линзообразные вытянутые тела чередующихся, глинистых и песчаных толщ залегают в погребенном состоянии вдоль континентальных склонов палеоморей. Такие тела называются клиноформами (рис. 5.22б). Как правило, они выделяются по отражающим горизонтам на сейсмических профилях. В настоящее время клиноформ-

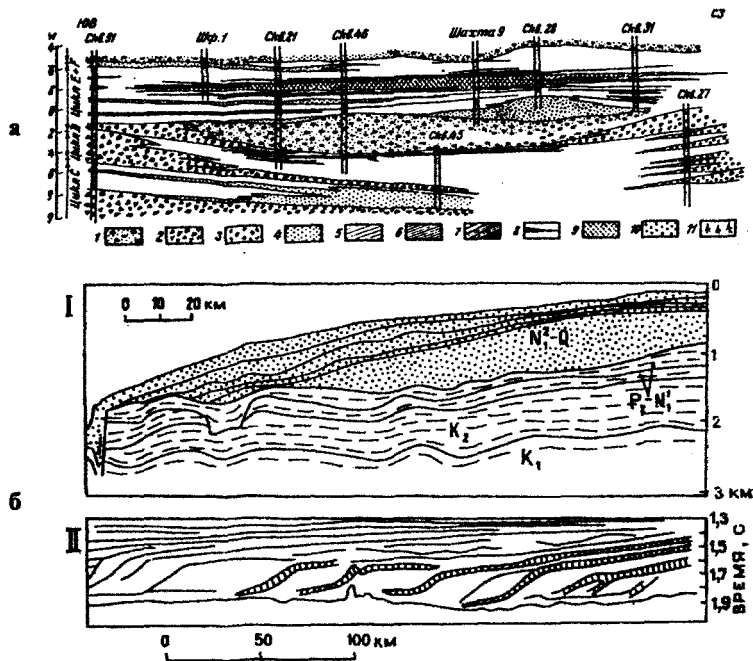


Рис. 5.22. а – Линзы в толще, заполняющей тектоническую депрессию. Месторождение Сулюкта (по Е.П. Брункс): 1 – конгломераты, 2 – брекчии из обломков кремнистых сланцев, 3 – брекчии из обломков хлоритовых сланцев, 4 – песчаники, 5 – алевролиты, 6 – глины, 7 – углистые глины, 8 – уголь блестящий, 9 – уголь матовый, 10 – железистые бобовины, 11 – остатки корневых систем деревьев; б – Клиноформы на пассивной окраине западной Флориды (I) по Р. Пратту (1967) и в неокомских отложениях Западной Сибири (II) (по Ю.А. Михайлову и А.Е. Шлезингеру (1989)

ные отложения считаются одними из наиболее перспективных структур для поисков нефти и газа. Например, в Западной Сибири клиноформное строение имеют неоккомские отложения мела.

3. *Шнурок* (англ. *channel deposit, shoe-string deposit*) — осадочное геологическое тело, обладающее значительной протяженностью в одном направлении, а в другом быстро выклинивающееся (рис. 5.23.) В тех случаях, когда шнурок извилистый, его иногда называют *рукавом*. Шнурки и рукава образуются при заполнении осадками долин палеорек и дельт.

4. В условиях вдольбереговых течений развиваются *бары*, как правило, сложенные хорошо отсортированными песками тела, напоминающие дюны на суше.

5. Осадочные геологические тела неправильной формы — *языковидные, четковидные и расщепленные* (рис. 5.23).

6. *Биогермы* (постройки, созданные в результате жизнедеятельности живых организмов). В практике геологов это, чаще всего, *устричные банки, коралловые и водорослевые рифы*. Форма рифов весьма разнообразна. Это могут быть барьерные — вытянутые тела, протягивающиеся на значительные расстояния, и округлые рифы, в том числе и имеющие форму атоллов (рис. 5.24). Рифы могут встречаться поодиночке и в виде ассоциаций. Хотя в целом в строении земной коры биогермы играют незначительную роль, в них сосредоточена значительная часть разведанных запасов углеводородов.

7. *Кластические (нептунические) дайки* (англ. *lode, vein*) — редкие, но чрезвычайно эффектные геологические образования, впервые описанные А.П. Павловым в Среднем Поволжье. Они представляют собой дайкообразные тела, сложенные осадочными породами (рис. 5.25). Ширина их колеблется от нескольких миллиметров до нескольких метров, а длина и глубина проникновения в земную кору — от нескольких метров до нескольких километров. Чаще всего, кластические дайки сложены песчаниками, реже — конгломератами, аргиллитами и глинами, известняками или мергелями. Вмещающими породами для даек могут служить граниты, гранито-гнейсы, базальты, андезиты или осадочные породы — кремнистые глины, опоки, диатомиты — породы, образующие крупные зияющие трещины. Реже нептунические дайки встречаются в песках, доломитах, каменных углях.

Возраст пород, вмещающих кластические дайки, колеблется от архея до кайнозоя, но чаще всего они встречаются в молодых породах — кайнозое и в верхах мезозоя.

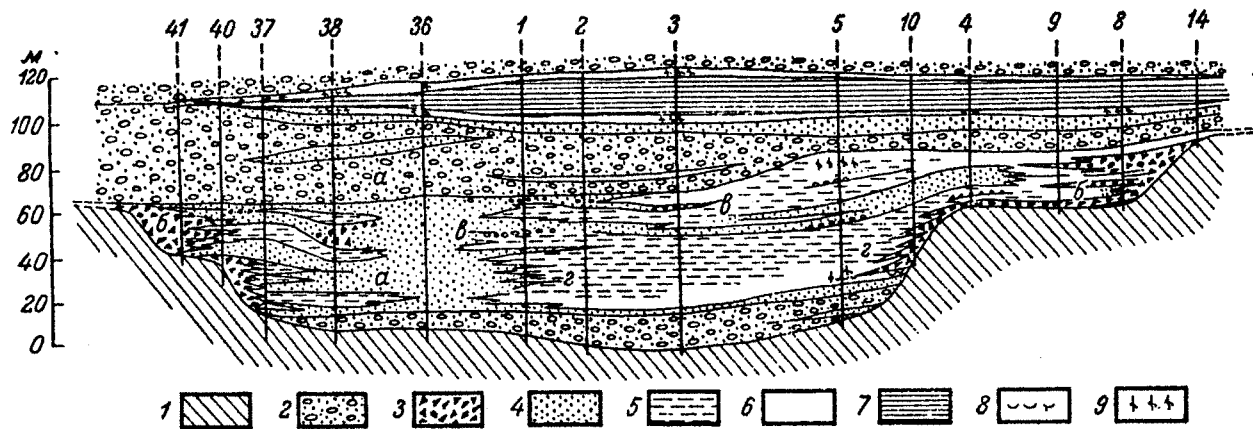


Рис. 5.23. Ленты и шнуры (а), асимметричные и клиновидные тела (б), языки (в) и расщепленные слои (г) (по Е.П. Брункс):

1 – палеозойские отложения, 2 – конгломераты и гравелиты, 3 – брекчии, 4 – песчаники, 5 – переслаивание песчаников, алевролитов и глин, 6 – глины, 7 – угли, 8 – остатки пеллеципод, 9 – остатки корневых систем растений (вертикальные линии с номерами – детально изученные опорные разрезы)

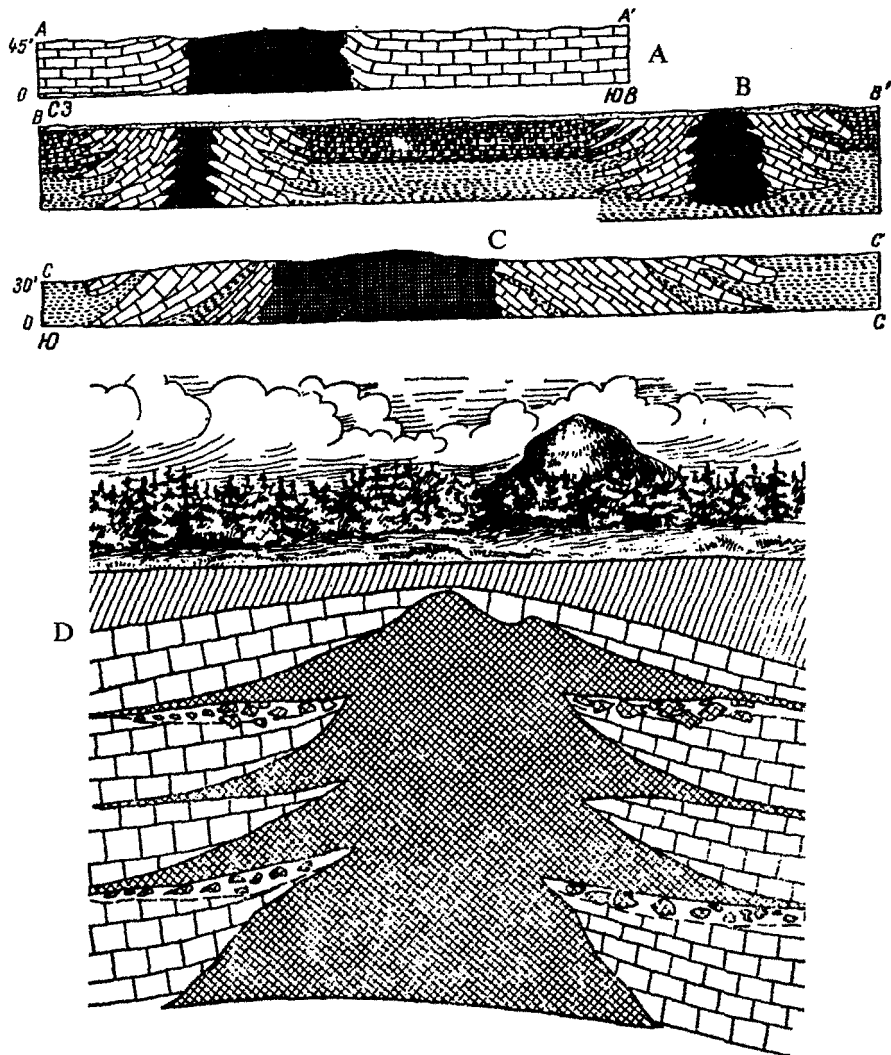


Рис. 5.24. Рифы (биогермы), штат Индиана. А – Риф в известняке, поперечник ядра около 120 м, В – разрезы двух рифов диаметром около 600 м., С – риф, на склонах которого переслаиваются глины и известняки. Длина этого разреза около 270 м, поперечник ядра – 75 м (по Ф. Лахи). Д – Схема соотношения погребенного биогерма с вмещающими породами. На горизонте виден отпрепарированный денудацией рифовый массив (по В.А. Алродову)

Кластические дайки делятся на инъекционные и нептунические. Механизм их образования заключается в заполнении трещин в земной коре инородным материалом. Если более пластичный материал нагнетается снизу, такие дайки называются инъекционными, если затекает сверху, из более молодых отложений – поверхностными, или нептуническими. Часто породы, слагающие кластические дайки, более крепкие, чем вмещающие, меньше подвержены процессам денудации и на поверхности часто имеют вид сильно разрушенных стен.

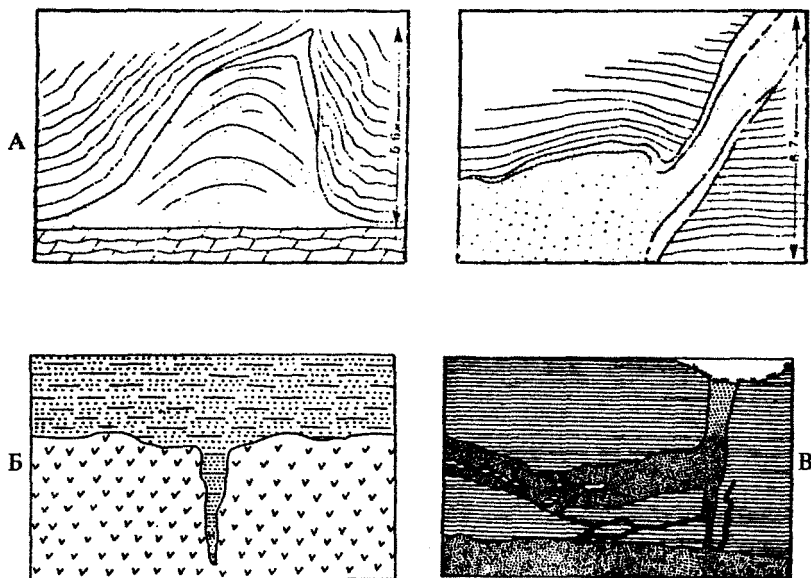


Рис. 5.25. Нептунические дайки. А (штриховка) – Среднее Поволжье, датские песчаники (точки) внедрили в нижнесызранские опоки (по В.Б. Бронгулеву). Б – кластическая дайка, выполненная обломочным материалом, поступившим сверху (по Ф. Лахи), В – дайки битуминозного песчаника (точки) в миоценовом сланце (заштриховано). Высота разреза примерно 150 м (по Ф. Лахи)

Вопросы для проверки усвоения материала:

1. Что такое пережим слоя?
 2. Что такое линза?
 3. Что такое шнурок, рукав?
 4. Что такое бары?
 5. Что такое биогермы и какие они бывают?
 6. Что такое кластические дайки?
-

ГЛАВА 6. ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ ЗАЛЕГАНИЕ

6.1. Общее представление о горизонтальном залегании

Залегание, при котором поверхности напластования слоев в целом горизонтальны, называются *горизонтальным залеганием* горных пород или *горизонтальной структурой*. Понятия *простираение* и *падение* при горизонтальном залегании не имеют смысла.

Идеально горизонтальных слоев, за редкими исключениями, не бывает — они почти всегда имеют небольшой наклон и неровности. Поэтому горизонтальными обычно называют структуры, углы наклона которых не превышают 3° .

Горизонтально залегающие породы широко распространены в верхней части земной коры. В целом горизонтально залегают, как правило, морские четвертичные и неогеновые отложения. В основном горизонтально лежат осадочные породы, слагающие платформенный чехол. Изредка горизонтальное залегание свойственно и очень древним толщам, например, протерозойским породам овручской серии на Русской платформе. Отдельные фрагменты горизонтально залегающих толщ встречаются повсеместно.

При переходе от малых структурных форм к более крупным, при изучении структур в более мелком масштабе, они, в общем, оказываются все более пологими, и роль горизонтального залегания в общей структуре региона возрастает.

Геологу-нефтянику важны даже незначительные наклоны слоев. Обычный геолог посчитает залегание горизонтальным, однако флюиды (нефть, газ, вода) могут перемещаться в сторону падения (вода), или восстания (нефть, газ) даже в том случае, если наклоны меньше чем 1° . Поэтому геологи-нефтяники относят такие структуры к наклонным. Чтобы сделать разрезы таких структур более выразительными, при их изображении значительно преувеличивают вертикальный масштаб относительно горизонтального.

6.2. Признаки горизонтального залегания на геологических картах и материалах дистанционных съемок

При горизонтальном залегании абсолютные отметки геологических границ приблизительно одинаковы, и поэтому на геологической карте они изображаются линиями, параллельными горизонталям рельефа. При горизонтальном залегании каждый нижележащий слой древнее вышележащего. Поэтому соотношения разновозрастных слоев с элементами рельефа характеризуются расположением более древних слоев в пониженных частях рельефа, а более молодых — на возвышенных участках — рис. 6.1. Если на геологической карте отсутствуют изолинии рельефа, горизонтальное залегание можно

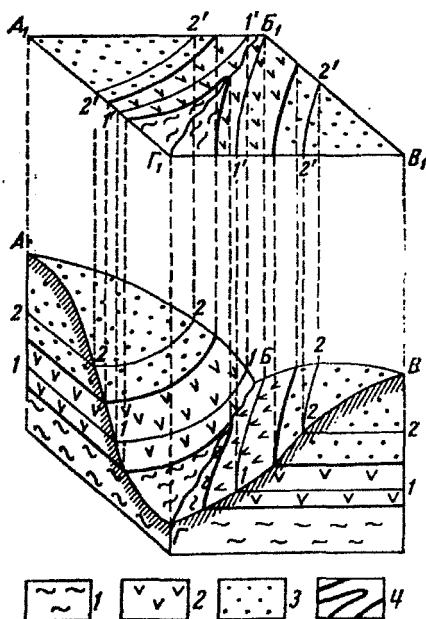


Рис. 6.1. Изображение на геологической карте горизонтально залегающих пород, вскрытых на сильно пересеченной местности: 1 — нижний пласт, 2 — средний пласт, 3 — верхний пласт, 4 — границы пластов, A, B, Γ границы сильно пересеченной местности, A_1, B_1, Γ_1 горизонтальная проекция поверхности $ABB_1\Gamma_1$ (геологическая карта) 1-1-1 и 2-2-2 — горизонтальные сечения блока и соответствующие им горизонтальности 1'-1' и 2'-2' — горизонтальности карты (по В.А. Апродову)

установить, предположительно, по распространению молодых отложений на водораздельных поверхностях, а более древних — на склонах и в долинах рек. При этом геологические границы будут отражать изгибы рельефа. Если мощность пород превосходит относительные превышения рельефа, то геологические границы на дневной поверхности наблюдаться не будут (рис. 6.2). Условный знак горизонтального залегания слоев — это прямой симметричный крест со сторонами 4 мм.

Особенности рельефа на площадях развития горизонтально залегающих толщ обычно определяются различной сопротивляемостью пород к выветриванию. Более прочные слои образуют бронирующие

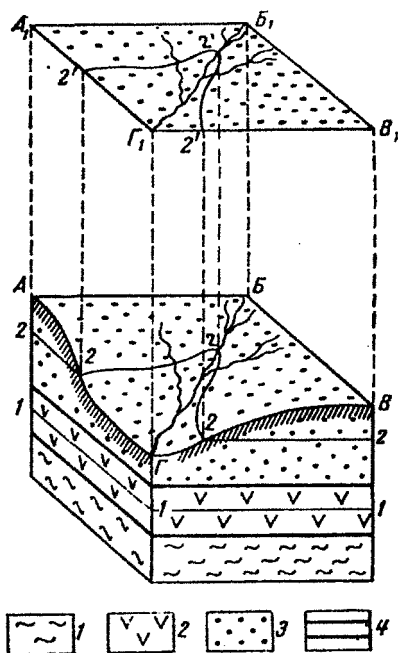


Рис. 6.2. Изображение на геологической карте горизонтально залегающих пород, в условиях слабо пересеченной местности, не превышающей по глубине мощности верхнего пласта: 1 — нижний пласт, 2 — средний пласт, 3 — верхний пласт, 4 — границы пластов, $A_1B_1Г_1$ — границы сильно пересеченной местности, $A_2B_2Г_2$ — горизонтальная проекция поверхности $A_1B_1Г_1$ (геологическая карта) 1-1-1 и 2-2-2 — горизонтальные сечения блока и соответствующие им горизонтали рельефа 2'-2'-2' — горизонтали карты (по В.А. Апродову)

горизонты, состоящие из выровненных поверхностей и обрывов, по одинаковой высоте кромок которых бывает легко распознать горизонтально залегающие толщи. Если в разрезе горизонтально залегающих толщ чередуются более стойкие и менее стойкие к выветриванию толщи, на склонах формируются характерные ступенчатые формы рельефа (рис. 6.3), а вершины образуют сравнительно плоские столовые горы (рис. 6.4).

Речная сеть, чаще всего, образует характерные древовидные системы (рис. 6.5).

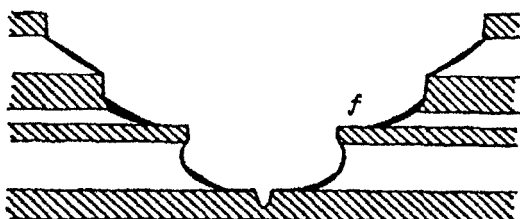


Рис. 6.3. Поперечный разрез долины, прорезающий пачку пластов различной устойчивости. Заштрихованные пласты выветриваются медленнее, чем незаштрихованные, но пласт *f* выветривается медленнее всех, поэтому образуются уступ *f*. Если нестойкие к выветриванию пласты имеют слишком малую мощность, они могут быть полностью перекрыты рыхлым материалом делювиальных отложений (черное) (по Ф. Лахи)

На аэрофотоснимках территорий с расчлененным рельефом и контрастным обликом слоев горизонтальное залегание дешифрируется по прослеживанию *фотомаркирующих горизонтов по одному гипсометрическому уровню*. Фотомаркирующими горизонтами могут служить слои, отличные по фототону, фоторисунку, рельефу. Фототон слоев может быть обусловлен их цветом (например, светлые известняки и темные песчаники), увлажненностью (например, чередование глин и алевролитов образует слои проницаемых и непроницаемых для воды слоев, поэтому на алевролитах часто растительный покров более развит), наличием определенной растительности. Например, на севере Восточной Сибири, на



Рис. 6.4. Столовая гора (по Ф. Лахи)

территории распространения траппов — характерных форм рельефа, образованных выходами силлов долеритов и базальтов, образующих в долинах рек гигантские ступени — лестниц (трап по-немецки — лестница) чередуются горизонтально залегающие черные базальты и серые эффузивно-осадочные породы корвунчанской свиты. На базальтах ничего, кроме яблочно-зеленого, почти белого лишайника ягеля, не растет. А на слоях эффузивной толщи развивается сравнительно плодородный слой, на котором растет карликовая березка, кедровый стланик и другая растительность, формирующая более темный фототон.

Фоторисунок может быть обусловлен различной слоистостью и составом пород.

При изучении горизонтального залегания с помощью аэрофотосъемки при расчлененном рельефе рекомендуется низковысотная перспективная съемка вдоль долин рек.

В случае плоского нерасчлененного рельефа на поверхность выйдет один и тот же слой, который отдешифрируется однородным, иногда пятнистым фоторисунком. Как правило, при горизонтальном залегании на плоском рельефе формируется древовидный (рис. 6.5), или решетчатый (отражающий основные системы трещин) рисунок гидросети. Однородным, иногда пятнистым фоторисунком выделяется горизонтальная структура и на космических снимках.

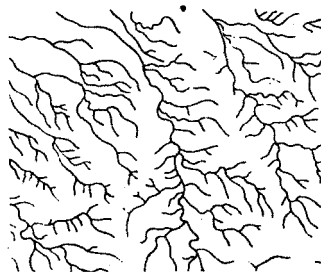


Рис. 6.5. Дендритовидный (древовидный) рисунок гидросети, характерный для горизонтального залегания

6.3. Геологические карты и разрезы горизонтально залегающих слоев

Геометрически построение геологической карты (среза) горизонтально залегающих слоев сводится к нахождению линии пересечения топографической поверхности (рельефа местности, изображенного горизонталями) с горизонтальными плоскостями (геологическими границами).

В геометрическом смысле та же самая задача стоит перед геологом-нефтяником при построении линии пересечения водонефтяного или газонефтяного контакта с кровлей нефтеносного пласта.

Плоскость пересекается с топографической поверхностью там, где совпадают их одновысотные отметки. Поэтому построение геологической карты горизонтально залегающих слоев сводится к нахождению линии их пересечения с рельефом. Следовательно, чтобы построить геологическую карту горизонтального залегания, необходимо иметь топографическую основу и значения абсолютных отметок геологических границ. Эти значения путем интерполяции наносят на топографическую основу на соответствующей высоте и «протягивают» по всей картируемой площади.

Структурную карту горизонтально залегающих толщ построить невозможно, потому что структурная карта это совокупность линий пересечения изображаемого геологического тела с горизонтальными плоскостями, а горизонтально залегающие слои с горизонтальными плоскостями пересечься не могут.

Построение геологического разреза горизонтально залегающих слоёв сводится к построению топографического профиля местности и проведению на нем горизонтальных геологических границ на соответствующей высоте (рис. 6.6). Подробнее методика выполнения этой работы приведена в гл. 17 (часть V).

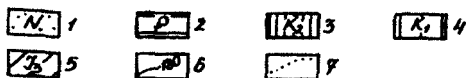
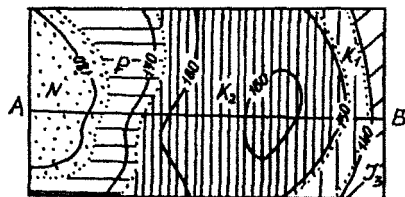
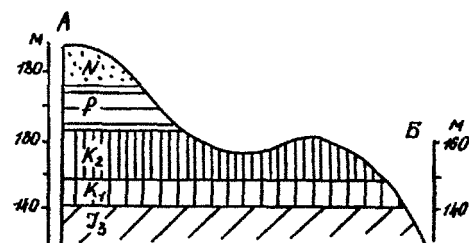


Рис. 6.6. Фрагмент геологического разреза и геологической карты горизонтально залегающих толщ: 1 – неогеновая система, 2 – палеогеновая система, 3 – меловая система, 4 – нижний отдел, 5 – юрская система, верхний отдел, 6 – горизонтали рельефа, 7 – геологические границы

6.4. Мощность горизонтальных слоёв и рельеф

Истинная мощность при горизонтальном залегании — это разность абсолютных отметок кровли и подошвы слоя. При наклонном расчлененном рельефе истинную мощность слоя можно определить по видимой мощности и углу наклона рельефа:

$$m = L \sin \beta,$$

где m — истинная мощность, L — видимая мощность, β — угол наклона рельефа в направлении замера.

Ширина выхода слоя на земную поверхность (видимая мощность) зависит от истинной мощности (чем больше истинная мощность, тем больше и ширина выхода) и от угла наклона рельефа. Чем положе рельеф — тем больше видимая мощность. При плоском горизонтальном рельефе она может стать бесконечной. Если рельеф крутой, видимая мощность уменьшается и при вертикальном обрыве видимая мощность становится равна истинной, а ширина выхода становится нулевой величиной. Для того, чтобы показать такие толщи на карте, приходится прибегать к условному их показу толщиной 1–2 мм, смещая границы относительно истинного их положения.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Что такое горизонтальная структура?
2. В каких геологических условиях встречаются горизонтально залегающие слои?
3. Бывает ли падение и простираие у горизонтально залегающих толщ?
4. Каковы признаки горизонтального залегания на геологической карте?
5. Какие признаки имеет горизонтальное залегание на аэрофотоснимках?
6. Можно ли построить структурную карту горизонтально залегающих толщ?
7. К какому геометрическому построению сводится изображение горизонтально залегающей геологической границы на геологической карте?

8. Какое положение геологического разреза будет наиболее информативным при построении геологического разреза горизонтально залегающих толщ?
 9. Как соотносятся между собой при горизонтальном залегании истинная и видимая мощности слоев?
 10. Может ли маломощный слой при горизонтальном залегании занимать обширные площади?
-

ГЛАВА 7. НАКЛОННОЕ ЗАЛЕГАНИЕ

7.1. Общее представление о наклонном залегании

В тех случаях, когда залегание горных пород можно представить в виде наклонной плоскости, говорят о наклонном, или *монокли-нальном* (μοφο — греч. один) залегании. В старой геологической литературе можно встретить также термин *гомоклиналиное* (γομοκλινησ — однородный) залегание. Структурная форма, имеющая монокли-нальное залегание в пределах значительных (больше площади рас-смотрения) территорий называют *моноклиналью* или *моноклиальной структурой*.

Моноклинали характерны для районов, где первоначально горизонтально залегающие толщи вовлечены в неравномерные неотектонические поднятия или погружения на периферии плит — центральное Предкавказье (Лабино-Малкинская моноклиналиная зона), Южный Крым и другие. С пологими моноклиналями связано формирование особых форм рельефа — *куэст* — (исп. *cuesta* — обрыв, склон горы), один склон которых крутой, срезающий пласты (ас-структурный), а другой пологий, совпадающий с напластованием пород и соответствующий углу падения слоев (структурный). Куэсты образуются в результате избирательной денудации толщи, сложенной чередующимися рыхлыми и прочными, образующими бронирующие поверхности породами (рис. 7.1). В случае более крутого зале-гания в рельефе образуются моноклиналиные гребни (рис. 7.2). Куэ-сты и моноклиналиные гряды сопровождаются и асимметричными моноклиналиными долинами (рис. 7.3).

В геометрическом смысле любую структурную форму можно рас-сматривать как комбинацию горизонтального и наклонного зале-ганий. Предельным случаем наклонного является вертикальное зале-

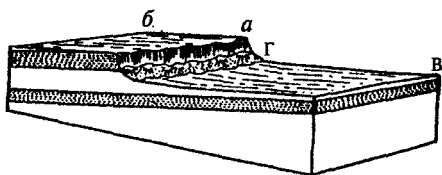


Рис. 7.1. Куэста: аб – обратный склон, или внешняя равнина, уклон которой примерно равен углу падения пластов, аг – уступ куэсты с осыпью в основании, а – бровка куэсты, г – тыловой шов, вг – внутренняя равнина (по Ф. Лахи с изменениями)

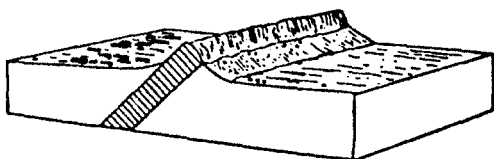


Рис. 7.2. Моноклиальный гребень, образованный в результате интенсивной денудации устойчивого пласта (по Ф. Лахи)



Рис. 7.3. Поперечный асимметричный разрез долины, образованный из-за размыва менее стойких пород (по Ф. Лахи)

гание. Наклонное залегание как геометрическая форма – наиболее распространенная структура в земной коре. Именно для изображения наклонного залегания и были введены понятия «падение» и «простираие». Описания определений элементов залегания различными методами приведены: с помощью горного компаса – в приложении 1, по двум видимым сечениям, по трем точкам, по геологической и структурной картам – в приложении 3.

Условный знак наклонного залегания — это Т-образная фигура, представляющая собой комбинацию двух штрихов. Основание — короткий (2 мм по ГОСТу) штрих с направлением, соответствующим направлению падения слоя, перекладина, длиной 4 мм — направлению простирания. Этот знак сопровождается углом падения, записанным цифрами в градусах. Знак «°» не ставится (рис. 7.4а).

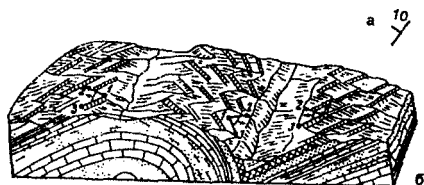


Рис. 7.4. а — условный знак наклонного залегания, б — блок-диаграмма, иллюстрирующая образование пластовых треугольников; 1 — вершины пластовых треугольников, соответствующие наиболее высоким точкам рельефа, 2-3 — основания треугольников (по И.И. Краснову)

7.2. Отражение наклонного залегания на геологических чертежах и материалах дистанционных съемок

На геологической карте наклонно залегающие слои выглядят по-разному, в зависимости от угла наклона и характера рельефа. При плоском рельефе наклонные пласты изобразятся в виде полос, ширина которых прямо зависит от мощности слоев и угла их наклона — чем положе наклон, тем шире полоса. При этом в направлении падения обнажаются все более молодые толщи. При вертикальном залегании ширина выхода равна истинной мощности пласта и понятие «направление падения» теряет смысл. Простирание слоев соответствует простиранию полосы, а по падению выходят полосы, соответствующие все более молодым породам. При расчлененном рельефе границы наклонных выходов пластов изгибаются, причем чем положе падают слои, тем большее влияние на конфигурацию границ оказывает рельеф, тем больше породы «слушаются» рельефа. Особенно интересны соотношения моноклинального слоя, падающего вкrest простирания долины крупной реки с многочисленными

притоками. Очертания границ пластов напоминают пилообразную линию, с зубцами, направленными вкrest простираия. Эти треугольники – зубцы называют пластовыми треугольниками (рис. 7.46).

На рисунке 7.5 показана зависимость между наклоном слоя и формой пластовой фигуры в плане (А) и в разрезе (Б). Чем положе залегают слои, тем выразительнее пластовые треугольники, а чем круче – тем меньшего размера оказываются зубцы. В случае вертикального залегания слоев пластовые треугольники на геологической карте или снимке отсутствуют, а граница пласта превращается в линию. В зависимости от топографии местного водораздела пластовый треугольник (рис. 7.5.1) может превратиться в «пластовую трапецию» (рис. 7.5.2). В пластовых треугольниках всегда можно определить элементы залегания по трем высотным точкам.

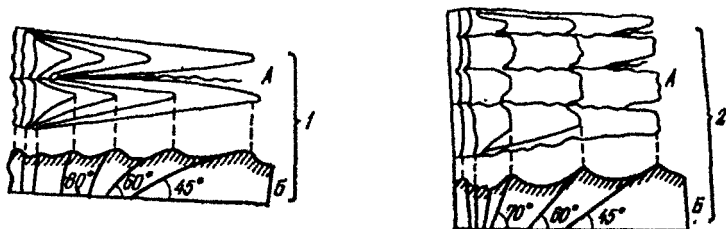


Рис. 7.5. Зависимость вытянутости пластовых треугольников (1) и трапеций (2) в плане - А и в разрезе (Б) (по В.А. Апродову)

Соотношение геологических границ и горизонталей рельефа у пластовых треугольников различно, в зависимости от того, как соотносятся между собой рельеф и слой.

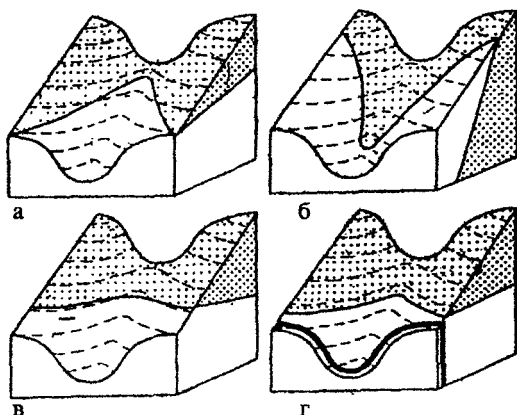
1. Рельеф и слой падают в одну и ту же сторону.

а) Рельеф круче, чем слой. В этом случае зубцы, образованные горизонталями, однонаправлены зубцам, образованным пластовыми треугольниками. В долинах рек зубцы ориентированы по восстанию слоя (рис. 7.6а).

б) Рельеф положе, чем слой. В этом случае зубцы, образованные горизонталями так же, как и в предыдущем случае, имеют очертания противоположные зубцам, образованным пластовыми треугольниками. В долинах рек зубцы ориентированы по падению слоя (рис. 7.6б).

2. Рельеф и слой падают в разные стороны. В этом случае зубцы, образованные горизонталями, имеют очертания противоположные зубцам, образованным пластовыми треугольниками. В долинах притоков рек зубцы ориентированы по падению слоя (рис. 7.6в).

Два предельных случая – горизонтальное и вертикальное залегания приведены на рис. 7.6г.



7.6. Схема, изображающая направление контактов, проходящих через долину а, б – рельеф и пласт падают в одну сторону; а – рельеф положе, чем пласт, угол в долине направлен по восстанию пласта; б – рельеф круче, чем пласт, угол в долине направлен по падению пласта; в – рельеф и пласт падают в разные стороны, угол в долине направлен по падению пласта; д – пласт горизонтален, геологическая граница идет по одному уровню, пласт вертикален, не образует изгибов, соответствующих рельефу (по Э. Гринли и Х. Вильямсу)

На структурных картах моноклинальное залегание изображается в виде системы параллельных прямых с одинаковым заложением. Величина заложения тем больше, чем положе залегает слой.

На геологических разрезах наклонное залегание изображается наклонными прямыми линиями, величина наклона соответствует углу падения слоёв только в разрезах, ориентированных вкрест простирания слоёв. Чем сильнее направление разреза отличается от направления падения, тем положе изобразятся углы. Скорректировать угол можно пользуясь формулой

$$\operatorname{tg} \varphi = \operatorname{tg} \alpha \cos \gamma,$$

где φ — угол падения пласта в косом сечении (видимый, или скорректированный угол);

α — истинный (исходный) угол падения пласта;

γ — угол между линией геологического разреза и азимутом падения пласта).

Если линия геологического разреза параллельна простиранию слоёв, то на таком разрезе наклонное залегание невозможно отличить от горизонтального.

На аэрофотоснимках с расчлененным рельефом и контрастным обликом слоёв наклонное залегание хорошо выделяется отчетливым зубчатым строением. Даже если территория полностью закрыта лесом и четвертичными отложениями, распознать моноклиналиное залегание бывает просто потому, что на нем формируется так называемый «шпалерный» рисунок гидросети. Долины закладываются преимущественно по простиранию пород. Вкрест простирания закладываются притоки, причем по падению — более протяженные, а по восстанию короткие и частые (рис. 7.7а,б).

На космических снимках моноклинали обычно изображается параллельно-полосчатым фоторисунком, отражающим простирание слоев.



7.7. Характерный шпалерный рисунок гидросети, развивающийся на моноклиналях. Длинные долины развиваются по падению слоев, короткие — по восстанию

Мощность наклонных слоев. Истинная мощность при наклонном залегании — это длина отрезка, проведенного между кровлей и подошвой в перпендикулярном направлении. Сведения о мощности наклонно залегающих слоёв вычисляются из тригонометрических соотношений треугольников и подробно обсуждались ранее, при описании мощности слоев. Напомним только, что чем ближе элементы залегания слоя к элементам залегания рельефа, тем шире, при прочих равных условиях, будет выход данного слоя на дневную поверхность.

7.3. Изображение наклонно залегающих слоёв на геологических чертежах

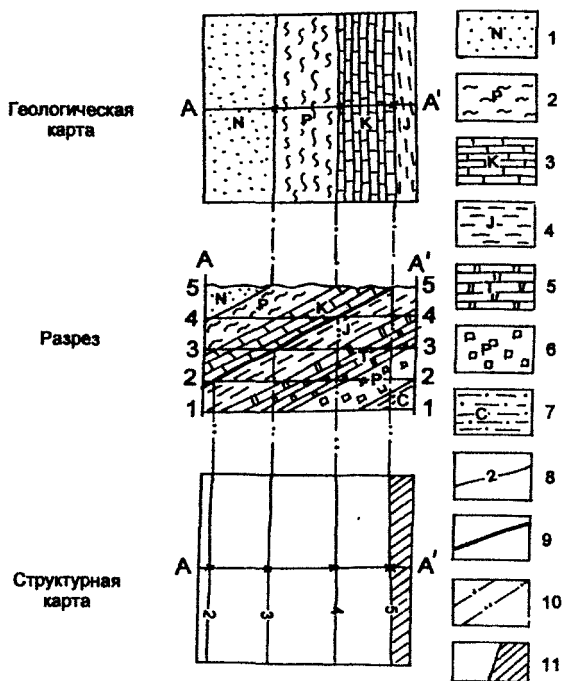
Задача изображения моноклинали на чертежах отличается от его построения по данным геологических наблюдений. Она сводится к проецированию некоторой объемной формы на взаимно перпендикулярные плоскости — горизонтальную плоскость (карта) и вертикальную (геологический разрез).

Рассмотрим, например, геологическую карту моноклинали, сложенную породами от неогена до карбона. Рельеф местности плоский и горизонтальный. Породы падают к западу под углом в 30° (рис. 7.8).

Линию разреза такой моноклинали правильно провести в вкрест простирания (в широтном направлении в нашем примере). Так как нам неизвестен масштаб и абсолютные отметки, условно обозначим их цифрами от 1 до 5. Спроецируем геологические границы на линию разреза и проведем их под соответствующим углом. Получим геологический разрез по линии $A-A'$.

Выделим поверхность, по которой будем строить структурную карту. Предположим, это будет подошва мела. Спроецируем абсолютные отметки этой границы на линию разреза на структурной карте и проведем параллельные линии. Надпишем соответствующие стратоизогипсы. Восточнее стратоизогипсы 5, там, где юрские отложения на геологической карте выходят на дневную поверхность, граница будет размыта, что на структурной карте показано соответствующим знаком.

Таким образом, одна и та же моноклинали структура изображена на геологической, структурной картах и разрезе, причем все три чертежа соответствуют друг другу (рис. 7.8).



7.8. Построение моноклинали. 1 – неогеновая система, пески, 2 – палеогеновая система, алевролиты, 3 – меловая система, известняки, 4 – юрская система, глины, 5 – триасовая система, доломиты, 6 – пермская система, каменная соль, 7 – каменноугольная система, аргиллиты, 8 – стратозогипсы маркирующего горизонта (подошвы мела), 9 – маркирующий горизонт (подошва мела), 10 – линии проецирования, 11 – область размыва маркирующего горизонта

7.4. Роль наклонно залегающих слоёв в нефтегазовой геологии

Любому геологу-нефтянику известно, что в недрах Земли нефть и газ, как правило, встречаются вместе с водой. Эта водогазонефтяная смесь, или флюиды, мигрирует по порам и трещинам проницаемых пород из области высокого давления в сторону более низкого давления, пока не встретит на своем пути какое-либо препятствие. На ничем не осложненных наклонно залегающих толщах структурных препятствий, в которых может образоваться ловушка, для флюидов

не ожидается. Таким препятствием может оказаться или фациальное замещение проницаемых пород непроницаемыми, выклинивание проницаемых слоев, или осложнение моноклинали либо отдельными локальными изменениями слоев, либо пересекающимися разломами (рис. 7.9).

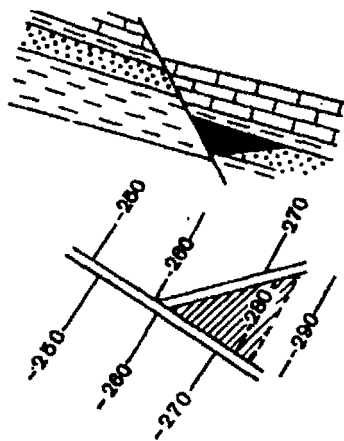


Рис. 7.9. Залежь нефти в моноклиinallyно залегающих слоях, осложненных разрывом (по А.А. Бакирову)

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Что такое моноклинали?
 2. Как выглядят моноклинали на геологических картах?
 3. Что такое пластовые треугольники?
 4. Как выглядят моноклинали на структурных картах?
 5. Как выглядят моноклинали на аэрофотоснимках?
 6. Какую роль играет моноклиналиальное залегание для структурной геологии?
-

ГЛАВА 8. ПЛИКАТИВНЫЕ СТРУКТУРЫ

8.1. Общее представление о пликативных структурах

Буквально — *пликативные* (plicatus — складчатый) структуры — это то же самое, что и *складчатые*. Но обычно под пликативными структурами понимают *связные* дислокации (нарушения), к которым относятся флексуры, структурные носы и заливы, седла, складки.

Пликативные дислокации встречаются повсеместно, образуя, как правило, парагенезисы. Размеры их колеблются от миллиметров до сотен и тысяч километров, так же разнообразны и их происхождение и возраст. Следует различать возраст участвующих в пликативной дислокации пород и возраст деформации, которая может быть к тому же неоднократной.

Для геологов-нефтяников удобно использовать геометрическую классификацию связных дислокаций (табл. 8.1), основанную на замкнутости очертаний изогипс структурных форм. Такая классификация отвечает на вопрос о том, могут ли образовывать рассматриваемые дислокации самостоятельные ловушки для нефти и газа.

Таблица 8.1

Классификация пликативных дислокаций

Пликативные дислокации		
Незамкнутые (не образуют самостоятельных ловушек)	Полузамкнутые (могут образовывать незначительные самостоятельные ловушки)	Замкнутые (могут образовывать самостоятельные ловушки)
Флексуры	Структурные носы, структурные заливы, седла	Складки

8.2. Флексуры – незамкнутые пликативные структуры

Незамкнутые структурные формы – *флексуры*, от латинского *flexura* – изгиб – коленообразно изогнутые в разрезе слои. Они часто встречаются как локальное осложнение моноклиналей или горизонтально залегающих слоев.

8.2.1. Флексура как геометрическая форма

Элементы флексуры. Во флексурах выделяются (рис. 8.1): верхнее (поднятое) крыло, нижнее (опущенное) крыло, смыкающее (соединительное) крыло, высота (амплитуда), угол.

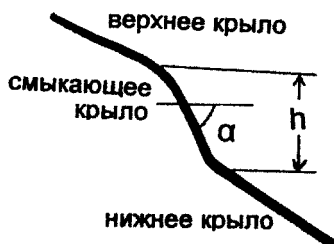


Рис. 8.1. Элементы флексуры: α – угол флексуры, h – высота флексуры

Классификация флексур. Флексуры различаются по ориентировке крыльев и по соотношениям верхнего и нижнего крыльев (табл. 8.2, рис. 8.2).

Таблица 8.2

Классификация флексур по соотношениям крыльев

Название флексуры	Характеристика флексуры
Согласная	Крылья падают в одну сторону
Несогласная	Крылья падают в разные стороны
Структурная терраса	Смыкающее крыло горизонтально
Горизонтальная	Верхнее и нижнее крылья горизонтальны
Вертикальная	Смыкающее крыло вертикально

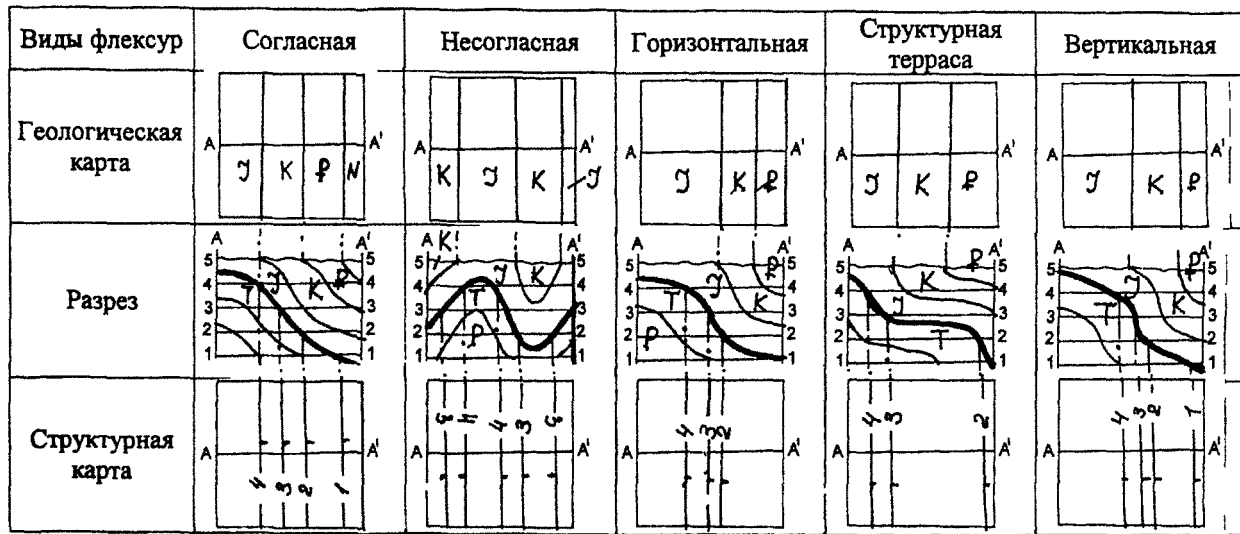


Рис. 8.2. Изображение флексур различных видов на геологических картах, структурных картах и геологических разрезах (стратиграфические подразделения и высотные отметки изображены на картах и разрезах условно)

На платформах элементы залегания верхнего и нижнего крыльев обычно одинаковы, в складчатых областях иногда различны.

Изредка в наклонных структурах встречаются осложнения, представляющие собой флексуобразные изгибы, развитые в горизонтальной плоскости. Они называются *сигмиды* и обычно представляют собой пликативное осложнение сдвига.

На разрезе, построенном по простиранию флексур, их невозможно отличить от горизонтально залегающих толщ.

8.2.2. Флексура как геологическое тело

Важной характеристикой флексуры как геологического тела является соотношение времени осадконакопления и приложения сил, вызывающих изгиб. По этому признаку флексуры разделяются на *конседиментационные* — в которых осадконакопление происходит одновременно с образованием флексуры и *постседиментационные*, деформация которых происходит после образования толщи. Конседиментационные флексуры обычно значительно больше по размерам, чем постседиментационные.

Флексуры распространены, главным образом, в осадочном чехле платформ, особенно на их окраинах. Часто флексуры встречаются как осложнение моноклиналей или горизонтально залегающих слоев. По простиранию они распространяются на десятки километров, а вертикальная амплитуда их смыкающих крыльев составляет десятки и сотни метров (рис. 8.3).



Рис. 8.3. Разрез через флексуру в Светокшихских горах: поднятое крыло — юрские отложения, опущенное крыло — мел (по Пожарскому)

Признаки, по которым можно различить постседиментационные и конседиментационные флексуры, приведены в таблице 8.3. По этим признакам можно отличать и другие конседиментационные дислокации от постседиментационных.

По простиранию и по разрезу флексуры либо выполаживаются и переходят в моноклиналь, либо смещаются разломом. На рис. 8.4.

Отличительные признаки конседиментационных и постседиментационных флексур

Признаки флексур	Конседиментационные	Постседиментационные
Мощность	Максимальные в опущенном крыле, минимальные – в смыкающем крыле	Не отличается
Фациальный состав	Тонкообломочные, глинистые и карбонатные породы в опущенном крыле. Грубообломочные и рифовые фации в смыкающем крыле, грубообломочные фации в поднятом крыле.	Не отличается
Полнота разреза	Наиболее полная в опущенном крыле, с перерывами в поднятом крыле	Одинаковая
Распределение напряжений	Сосредоточены исключительно в смыкающем крыле	Имеет различную природу в кровле и подошве деформируемых слоев

изображена флексура, перемещения которой начались в послепермское время, вниз по разрезу она переходит в разлом.

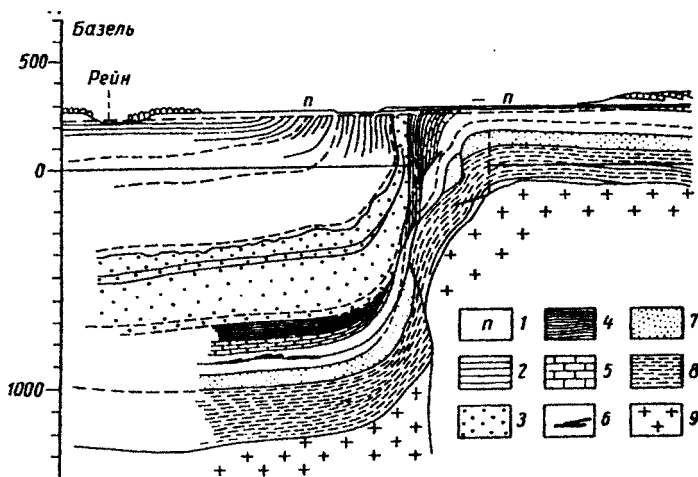


Рис. 8.4. Флексура в слоях мезозойского и кайнозойского возраста, отражающая перемещения в кристаллическом фундаменте и в палеозое. Разрез через долину Рейна у Базеля (по Гейму): 1 – аллювий, 2 – палеоген, 3 – юра, 4 – верхний триас, 5 – ангидрит и гипс, 7 – нижний триас, 8 – пермь, 9 – породы кристаллического фундамента

Геологические условия распространения и размеры флексур. Флексуры распространены во многих тектонических зонах Земли. На Русской платформе, например, известны Бирючевская, Бугурусланская, Волгоградская, Токаревская флексуры, представляющие собой крутые крылья валов.

8.2.3. Признаки флексур на геологических картах и материалах дистанционных съемок

На геологических картах флексуры выглядят как комбинации наклонного залегания с различным углом залегания по падению слоёв. Все случаи взаимного положения слоёв и рельефа были рассмотрены при описании наклонного залегания в предыдущем разделе.

На структурных картах флексуры изобразятся в виде системы параллельных прямых с различным заложением. Величина заложения тем больше, чем положе залегает слой.

На аэрофотоснимках и космических снимках флексуры выглядят так же, как наклонно залегающие слои, и характеризуются теми же признаками, за исключением смыкающего крыла, которое часто сопровождается линейными зонами повышенной трещиноватости. Последние обычно дешифрируются как линеаменты. Подробнее эти фотоаномалии рассмотрены в разделе, посвященном геологическому дешифрированию.

8.2.4. Построение и изображение флексур на геологических чертежах

Структурная карта флексуры может быть построена любым из методов построения структурных карт по данным бурения (методом треугольников, инвариант и т.д.). Подробно об этом рассказано далее (в части V) или же с помощью проецирования если известен профиль ее поверхности по какому-либо направлению и элементы залегания в какой-либо точке. Подробнее об этом также можно прочитать в части V.

Задача изображения флексуры на геологических картах и разрезах отличается от ее построения по данным геологических наблюдений. Она сводится к проецированию некоторой объемной формы на горизонтальную и вертикальную плоскости (карту и разрез). Методика построения разрезов флексур по геологическим картам та же, что и для наклонно залегающих слоёв.

На разрезах, параллельных простиранию, флексуру, так же, как и моноклираль, невозможно отличить от горизонтальной структуры. На разрезах, расположенных под углом к простиранию, видимые углы уменьшаются пропорционально косинусу этого угла, аналогично тому, как это происходит для моноклинали.

8.2.5. Роль флексур в нефтегазовой геологии

Самостоятельное значение для нефтегазовой геологии в качестве ловушек для нефти и газа имеют несогласные флексуры, переходящие по простиранию в моноклираль.

Вопросы для проверки усвоения материала:

1. Что такое пликативные дислокации и какие еще существуют термины для обозначения этого понятия?
 2. Какие бывают пликативные дислокации?
 3. Что такое флексура?
 4. Какие элементы имеют флексуры?
 5. Как классифицируются флексуры? Нарисовать характерные изображения флексур различных видов.
 6. Как выглядят флексуры разных видов на геологических картах? Нарисовать.
 7. Как выглядят флексуры разных видов на структурных картах? Нарисовать.
 8. Как выглядят флексуры на аэрофотоснимках?
 9. Что такое конседиментационная флексура?
 10. Как отличить конседиментационную флексуру от постседиментационной?
 11. Какую роль играют флексуры в строении платформ?
 12. Какую роль играют флексуры в нефтегазовой геологии?
-

8.3. Полузамкнутые структурные формы

К полузамкнутым структурным формам относятся структурный нос, структурный залив и седло — такие формы, у которых изображающие их стратозиогипсы на структурных картах изогнуты, но незамкнуты.

8.3.1. Структурный нос

Структурный нос представляет собой половинку антиклинали, как бы «сидящую» на монклинали В рельефе аналогией структурного носа служит отрог хребта, уступ-трамплин. Структурные носы обычно встречаются как локальные осложнения моноклиналей и флексур на платформах (рис. 8.5). К элементам структурного носа обычно относят его длину, ширину, высоту и амплитуду.

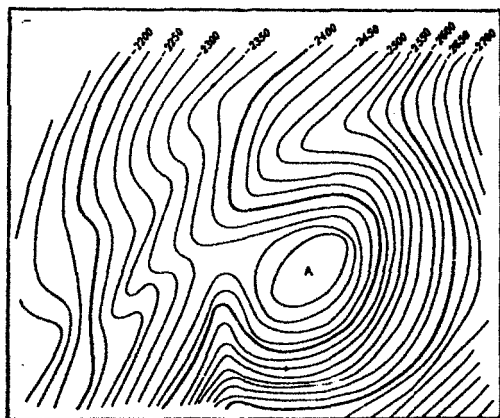


Рис. 8.5. Структурный нос на Доно–Медведицком вале. Стратозиогипсы по кровле Евлановско-ливенского горизонта (по Г.А. Бражникову)

Длиной структурного носа называется длина прямой, соединяющая самые крайние неизогнутые стратозиогипсы вкrest их простиранья.

Шириной структурного носа называется длина прямой, соединяющая точки, на которых выпрямляется самая нижняя стратозиогипса по ее простиранью.

Высотой структурного носа называется максимальное расстояние по вертикали между самой высокой точкой структурного носа и той начальной наклонной поверхностью, осложнением которой является структурный нос.

Амплитудой структурного носа называется максимальное расстояние по перпендикуляру между самой высокой точкой структурного носа и той начальной наклонной поверхностью, осложнением которой является структурный нос.

По соотношению со временем осадконакопления и изгибом выделяются конседиментационные и постседиментационные структурные носы. Признаки, по которым их можно разделить, те же, что у флексур. По простиранию структурные носы обычно выполаживаются и переходят в моноклираль, либо переходят в разломы. По разрезу — либо выполаживаются и переходят в моноклинали (флексуры), либо переходят в складки.

На геологической карте с плоскими рельефом выходы геологических границ образуют своеобразный рисунок (рис. 8.6а).

На структурных картах структурные носы изобразятся подобным же очертанием стратоизогипс (рис. 8.6б).

В отличие от структурных форм, описанных ранее, структурный нос невозможно охарактеризовать единственным разрезом — в одном сечении он выглядит как антиклинальная складка, а в другом — как флексура (рис. 8.6в и 8.6г).

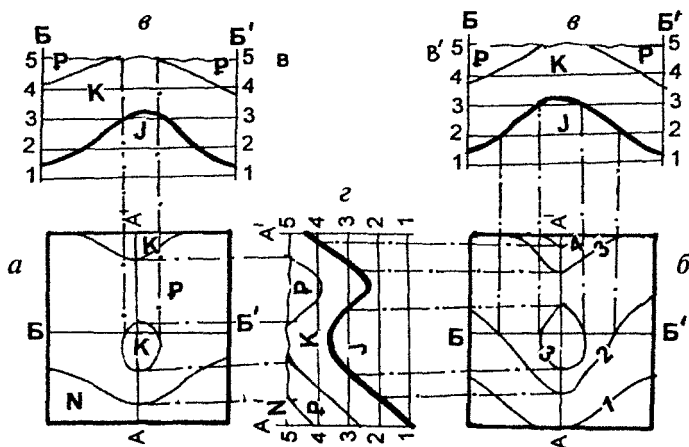


Рис. 8.6. Геологическая (а), структурная (б) карты и геологические (в,г) разрезы структурного носа

На аэрофотоснимках и космических снимках структурные носы выявляются с очень большим трудом. Надежно это можно сделать только в случае фотогеничного геологического строения, в открытых районах, по очертаниям выходов слоёв с известной стратиграфической последовательностью.

Структурная карта структурного носа может быть построена любым из методов построения структурных карт (методом треугольников, инвариант и т.д. (часть V). При построении структурных карт структурного носа иногда изолиниями отражают не абсолютную отметку маркирующего горизонта, а ее отклонение от той начальной поверхности, осложнением которой является данный структурный нос (рис. 8.7). Такие карты называют *наклонными*, и структурный нос на такой карте будет неотличим от антиклинальной складки.

Методика построения разреза структурного носа по геологическим картам та же, что и для наклонно залегающих слоев и флексур.

Значение структурных носов для нефтегазовой геологии не очень велико, хотя в них иногда образуются самостоятельные залежи, относящиеся к структурному классу (рис. 8.8).

8.3.2. Структурный залив

Структурный залив это половинка синклинали, «сидящая» на моноклинали. В рельефе аналогией структурного залива может служить залив водоема. Структурные заливы обычно встречаются как локальные осложнения моноклиналей и флексур на платформах. К элементам структурного залива, так же, как и у структурного носа, относят его длину, ширину, высоту и амплитуду.

По соотношению с временем осадконакопления и изгибом выделяются конседиментационные и постседиментационные структурные заливы. Признаки, по которым их можно разделить, те же, что у структурных носов. По простиранию структурные заливы обычно выполаживаются и переходят в моноклираль, либо переходят в разломы. По разрезу — либо выполаживаются и переходят в моноклинали (флексуры), либо переходят в складки.

На геологической карте с плоским рельефом выходы геологических границ образуют своеобразный рисунок (рис. 8.9). На структурных картах структурные заливы изобразятся подобным же очертанием стратоизогипс. Так же, как структурный нос, структурный залив невозможно охарактеризовать единственным разрезом — в од-

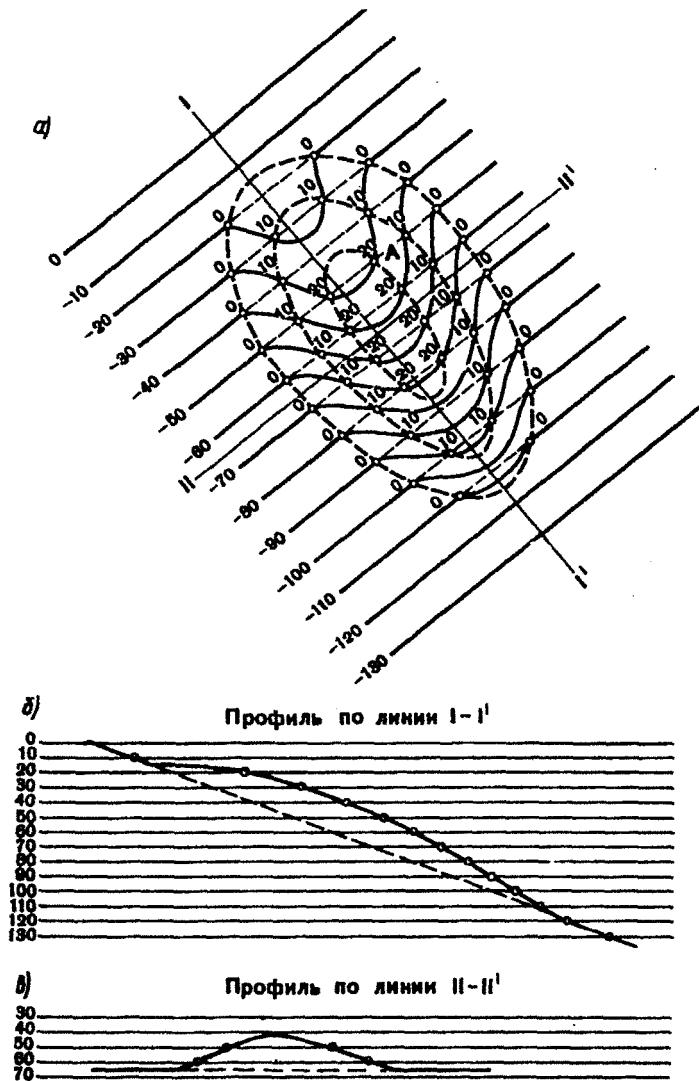


Рис. 8.7. Наклонная структурная карта (а) и профили по линиям I-I' (б), II-II' (в): 1 - стратонизогипсы структурного носа, 2 - изолинии наклонной структурной карты (по А.А. Бакирову и др.)

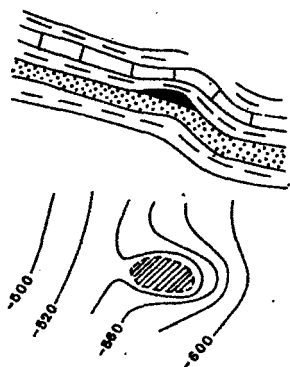


Рис. 8.8. Залежь нефти, связанная со структурным носом (по А.А. Бакирову и др.)

ном сечении он выглядит как синклиналиальная складка, а в другом — как флексура.

На аэрофотоснимках и космических снимках структурные заливы идентифицируются с большим трудом. Надежно их можно выявить только в случае фотогеничного геологического строения, в открытых районах, по очертаниям выходов слоев с известной стратиграфической последовательностью.

Структурная карта структурного залива может быть построена любым из методов построения структурных карт (методом треугольников, инвариант и т.д. Описание этого построения приведено в части V. Так же, как и для структурного носа, при построении структурных карт структурного залива иногда изолинии отражают не абсолютную отметку маркирующего горизонта, а ее отклонение от той начальной поверхности, осложнением которой является данный структурный залив (рис. 8.10). Структурный нос на такой карте будет неотличим от синклиналиальной складки. Методика построения разрезов структурного залива по геологическим картам практически та же, что и для наклонно залегающих слоев, так же, как другие геометрические построения флексур на картах и разрезах. Самостоятельного значения структурные заливы для нефтегазовой геологии не имеют.

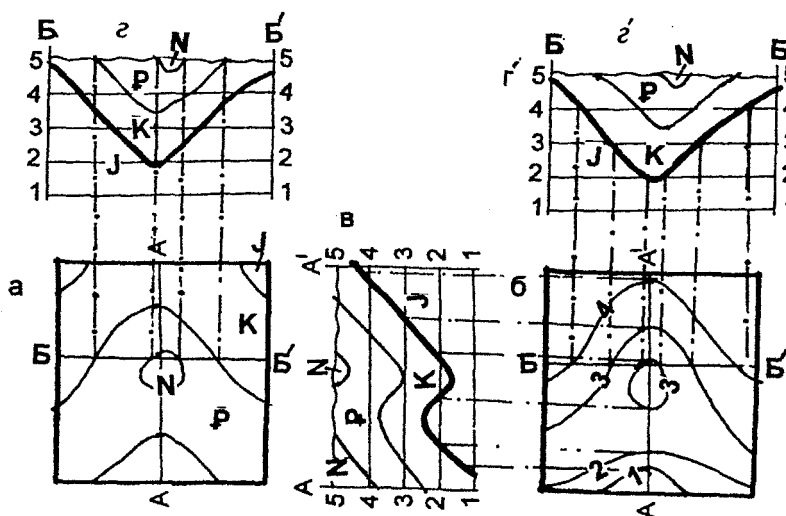


Рис. 8.9. Геологическая (а), структурная (б) карты и геологические (в,г) разрезы структурного залива

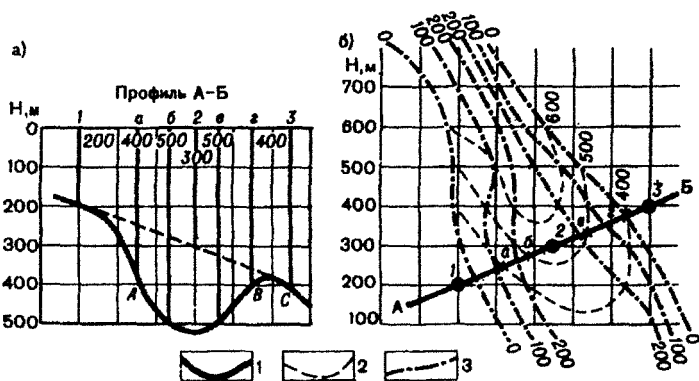


Рис. 8.10. Профили А-Б (а) и наклонная структурная карта (б) эрозионной впадины: 1 – изогипсы моноклинали, 2 – изогипсы подошвы эрозионной впадины, 3 – изолинии глубины эрозионной впадины (по М.А. Жданову)

8.3.3. Седло (седловина)

Седло (седловина) – структурная форма, похожая на конское седло для верховой езды или горный перевал. С двух сторон от него находятся вершины, а с двух других – пониженные участки. Также седло можно представить, как сочетание окончаний двух синклиналей и двух антиклиналей. На геологической карте с плоскими рельефом выходы геологических границ седла образуют своеобразный рисунок (рис. 8.11а). На структурных картах седла изобразятся подобным же очертанием стратоизогипс (рис. 8.11б). Седловину невозможно охарактеризовать единственным разрезом – в одном сечении она выглядит как синклинальная складка, а в другом – как антиклинальная (рис. 8.11в и 8.11г).

На аэрофотоснимках и космических снимках структурные заливы определяются в случае фотогеничного геологического строения по очертаниям выходов слоёв. Структурная карта седловины может быть построена любым из методов построения структурных карт. Описание такого построения приведено в соответствующем разделе, часть V. Методика построения *разрезов* седловины по геологическим картам та же, что и для структурных носов и заливов на картах и разрезах. Необходимо только следить за тем, чтобы в точке пересечения линий разрезов геологическая ситуация на обоих разрезах была бы одинаковой. Самостоятельного значения для нефтегазовой геологии седла не имеют.

8.3.4. Изображение полузамкнутых структур на геологических чертежах

Если необходимо один и тот же структурный нос, залив или седло изобразить на геологической, структурной карте и разрезе, построение удобно начинать с изображения данного структурного носа на геологической карте (рис. 8.6а, 8.9а, 8.11а), (стратиграфические подразделения выбраны произвольно). Затем следует построить по этой карте два взаимно перпендикулярных геологических разреза (стратиграфическая принадлежность и мощность слоёв ниже поверхности земли также выбираются произвольно, рис. 8.6в,г, 8.9в,г, 8.11в,г). После этого на разрезах необходимо выбрать опорную поверхность, по которой будет построена будущая структурная карта. Далее следует спроецировать точки пересечения опорной поверхности с горизонталями на рельефе на линии разрезов на будущей структурной карте и, наконец, соединить одновысотные отметки,

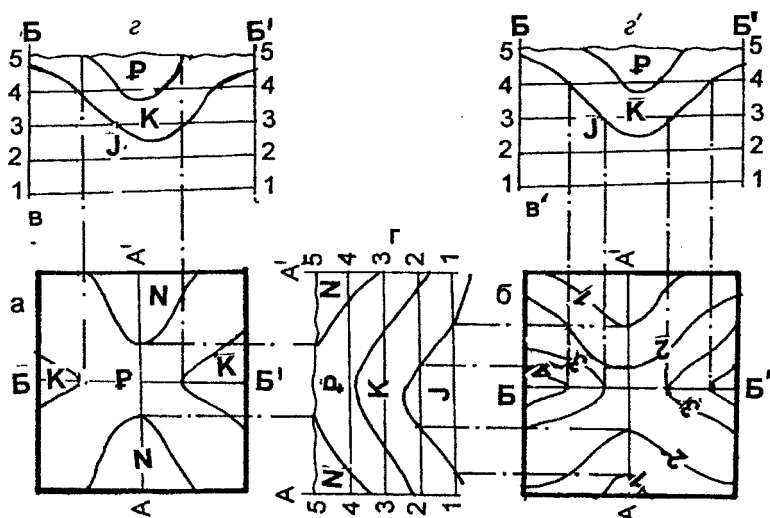


Рис. 8.11. Геологическая (а), структурная (б) карты и геологические (в,г) разрезы седла

сообразуясь с очертаниями геологических границ (рис. 8.66, 8.96, 8.116).

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Какие структуры относятся к полузамкнутым структурным формам?
2. Что такое структурный нос?
3. Какую роль играют структурные носы в строении платформ?
4. Какую роль играют структурные носы в нефтегазовой геологии?
5. Что такое структурный залив?
6. Какую роль играют структурные заливы в строении платформ?
7. Какую роль играют структурные заливы в нефтегазовой геологии?
8. Что такое седло?
9. Какую роль играют сёдла в строении платформ?
10. Какую роль играют сёдла в нефтегазовой геологии?

8.4. Складки — замкнутые структурные формы

Складка — это волнообразный изгиб пласта. Совокупность складок составляет складчатость. Складка не бесконечна и всегда или переходит в другую складку, или затухает (выполаживается) среди недислоцированных слоёв. Две смежные складки (антиклинальная и синклинали) иногда рассматриваются как одна полная складка.

8.4.1. Геометрия одиночной складки и морфологическая классификация складок

Элементы складки (рис. 8.12).

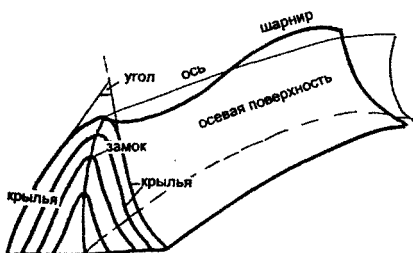


Рис. 8.12. Элементы складки

1. *Замок* (если говорят о форме) — часть складки в месте перегиба. Замок антиклинальной складки называется *сводом*. *Ядро* — центральная часть складки на эрозионном срезе. Размер ядра зависит от глубины среза складки эрозией (рис. 8.13).

2. *Крылья* — боковые моноклинальные части складки, отходящие от перегиба (замка). У смежных синклинали и антиклинали одно крыло является общим, поэтому граница между ними может быть условно проведена в любом месте крыла.

3. *Угол складки* — угол, образованный поверхностями, на продолжении ее крыльев. Иногда [27] углом складки называют угол между касательными к крыльям, проведенными в точках их перегиба, или [26] как угол между плоскостями, проведенными через шарниры сопряженных складок.

4. *Осевая поверхность* — воображаемая поверхность, делящая пополам угол складки или поверхность, проходящая через точки перегиба слоев, составляющих складку.

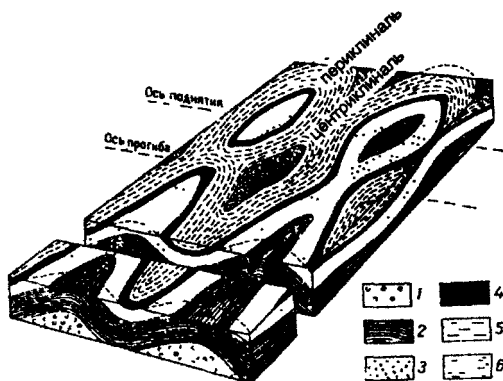


Рис. 8.13. Изменение размера ядра в зависимости от глубины среза. 1 – 6 – слои в возрастной последовательности. Самый глубокий срез – ближе к зрителю, самый высокий – в дальнем углу (по В. Ярошевскому)

5. *Ось, осевая линия* – линия пересечения осевой поверхности с горизонтальной плоскостью или поверхностью рельефа. Характеризуя ориентировку осей складки в плане, указывают азимут ее простирания.

6. *След осевой поверхности* – линия пересечения осевой поверхности складки с любой другой поверхностью (например, с поверхностью обнажения).

7. *Шарнир* – линия пересечения осевой поверхности с кровлей или подошвой какого-либо слоя, характеризующая изгиб складки вдоль ее осевой поверхности. Шарнир в каждой конкретной точке является вектором, характеризующимся азимутом и углом погружения или воздымания. Шарнир представляет собой волнистую линию, обусловленную поднятиями и прогибаниями слоев. Такие поднятия и погружения шарнира называют ундуляциями (от лат. undulatio – волнистость). На рис. 8.14а изображена ундуляция складки в плане, а на рис. 8.14б – в разрезе. Шарниров в складке можно провести столько, сколько в ней слоёв. Положение шарнира в пространстве характеризуется азимутом и углом воздымания и погружения. На рис. 8.14в, г, д приведены условные знаки для изображения шарниров складок. Иногда под термином «шарнир» подразумевают ось складки. Обычно шарнир ундулирует относительно примерно горизонтальной линии. Однако в случае сложно дислоциро-

ванных, толщ, обычно подвергнутых региональному метаморфизму, встречаются складки с крутыми и даже вертикальными шарнирами. Углы на крыльях таких складок обычно также крутые, или вертикальные.

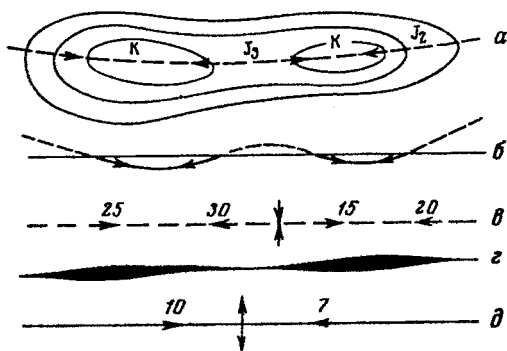


Рис. 8.14. Положение шарнира складки в плане (а) и в разрезе (б). Условные знаки для изображения шарниров синклинальных складок (в) и антиклинальных складок (г, д). Направление погружения шарниров указано стрелками или утолщениями. Цифры — углы погружения шарниров (по А.Е. Михайлову)

8. *Гребневая поверхность* — поверхность, соединяющая самые высокие точки слоёв, образующих складку. В рельефе гребню соответствует водораздел хребта. *Гребень* — линия пересечения гребневой поверхности с кровлей или подошвой любого из слоев складки. Это — самая высокая часть складки и именно здесь будут сосредоточиваться нефть и газ. В случае прямой (симметричной) складки гребневая и осевая поверхности совпадают. Если же складка наклонена, положение этих поверхностей может отличаться (рис. 8.15).

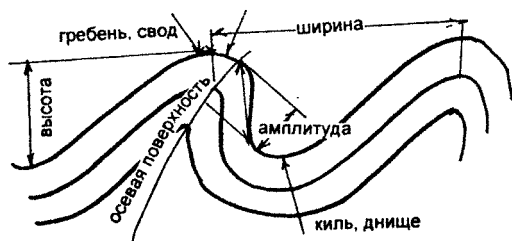


Рис. 8.15. Элементы наклонной складки

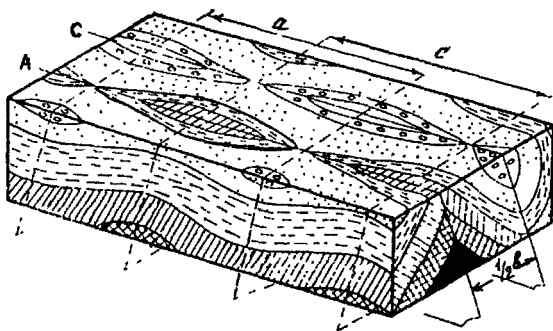


Рис. 8.16. Блок-диаграмма складчатого комплекса: a — длина синклинали, $1/2 a$ — половина ширины антиклинали, c — длина антиклинали (по Г.Н. Сапфирову с изменениями)

9. *Килевая поверхность* — поверхность, соединяющая самые низкие точки слоев, образующих складку. *Киль*, *днище*, *дно* — линия пересечения килевой поверхности с кровлей или подошвой любого из слоёв складки. Это — самая низкая часть складки. В рельефе килевой поверхности соответствует тальвег долины. В случае прямой (симметричной) складки килевая и осевая поверхности совпадают. Если же складка наклонна, положение этих поверхностей может отличаться.

10. *Длина складки* — длина ее шарнира между одноименными перегибами (рис. 8.16), или, в случае одиночных складок, наибольшее расстояние по самой нижней замкнутой стратоизогипсе. Изредка длиной складки называют расстояние между границами того или иного слоя, замыкающегося в данном горизонтальном срезе. Так как это расстояние зависит не столько от характеристики складки, сколько от глубины ее среза эрозией, такое определение длины неверно.

11. *Ширина складки* — кратчайшее расстояние между осевыми поверхностями смежных антиклинали и синклинали или, в случае одиночных складок, кратчайшее расстояние по самой нижней замкнутой стратоизогипсе. Изредка шириной складки называют наибольшее расстояние поперек оси складки между выходами слоя, принятого при измерении длины складки. Такое определение неверно (см. предыдущий пункт).

12. *Простиране* – ориентировка длинной оси складки. Складка по простиранию может ветвиться. Такое ветвление называется *виргацией* складки (рис. 8.17).

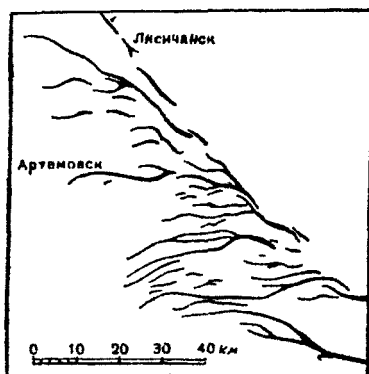


Рис. 8.17. Виргация складок

13. *Замыкание* складки – участок складки с наименьшим радиусом. Замыкание называется периклинальным у антиклинали и центрисклинальным у синклинали (рис. 8.13).

14. *Амплитуда* – расстояние вдоль осевой поверхности между сводами антиклинали и смежной синклинали или, для одиночной складки, разница абсолютных отметок между самой высокой и самой низкой замкнутой стратоизогипсами. Более правильно прибавить еще значение, равное удвоенной половине сечения стратоизогипс, потому что самая верхняя и самая нижняя стратоизогипсы не проходят ни через вершину, ни через самую нижнюю части структуры, а отстоят от нее на неопределенную величину, меньшую, чем сечение стратоизогипс.

15. *Высота* – расстояние по вертикали между сводами (гребнем и килем) антиклинали и смежной синклинали (в полной складке) (рис. 8.15) или разница абсолютных отметок между самой высокой и самой низкой замкнутой стратоизогипсами в одиночной складке. Например, для складки, изображенной на рис. 8.18, высота будет равна 320 м (–2100) – (–1980). Иногда высотой складки называют ее амплитуду. В случае вертикальной осевой поверхности складки ее высота и амплитуда совпадают.

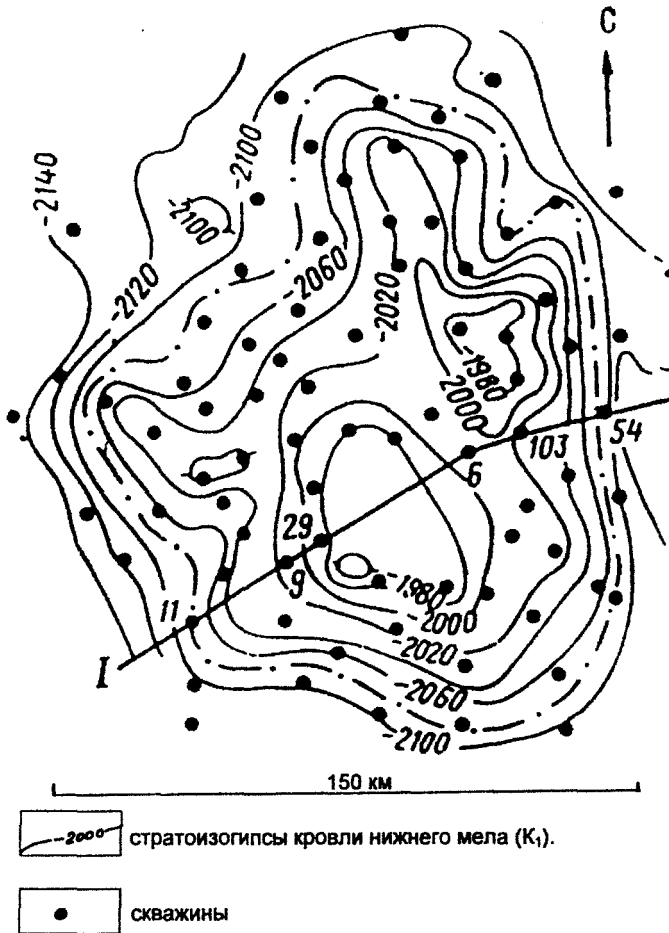


Рис. 8.18. Структурная карта Самотлорского нефтегазоконденсатного месторождения по кровле одного из продуктивных отложений (верхнего мела):
1 – стратизогипсы, 2 – скважины

Морфологическая классификация складок – это классификация по их форме. В литературе можно встретить различные морфологические классификации, поэтому в скобках приведе-

ны термины-синонимы. Классифицируют форму складок по разным признакам – основаниям классификаций (табл. 8.4).

Таблица 8.4

Морфологические виды складок. Основные типы

Классифицирующий признак	Виды складок					
	Антиклинали (стратиграфически вверх)			Синклинали (стратиграфически вниз)		
Ориентировка выпуклости						
Наклон осевой поверхности	Симметричные (прямые)	Асимметричные				
		Наклонные	Опрокинутые (перевёрнутые)	Лежачие	Нырющие	
Взаимоотношение между крыльями	Простые		Изоклинные		Всереобразные	
Форма замка	Стрельчатые		Округлые	Коробчатые (сундучные)		
	Острые	Тупые		Килевидные	Сундучные	Гребневидные
Соотношение мощностей на крыльях и сводах	Одинаковая (параллельные)		Различные			
			Подобные	С уменьшением мощностей в сводах антиклиналей	С увеличением мощностей в замках синклиналей	
Отношение длины к ширине	Линейные > 3:1		Брахиморфные, брахиформные, брахискладки 3:1 < 1,2:1		Купола, мульды > 1,2	

По ориентировке выпуклости складки делятся на:

– *Антиклинальные* – выпуклостью вверх. Поскольку положение складки в пространстве может быть различным, понятие «верх» определяется в стратиграфическом смысле, как направление в сторону более молодых пород. В тех случаях, когда стратиграфическую последовательность слоёв определить не удастся, что нередко случается в сильно метаморфизованных толщах, рекомендуется пользоваться терминами «синформа» и «антиформа». Нередко антиклинальной складкой называются изгибы, в центральных частях срезов которых располагаются наиболее древние породы относительно их периферических частей. Однако и это определение верно не всегда. Например, в случае прямого структурного рельефа, если углы на крыльях складок более пологие, чем склоны, в ядре антиклинальной складки обнажаются более молодые породы (рис. 8.19АБ). Эта ситуация

обычна для пологих складок, с которыми часто приходится иметь дело в нефтяной геологии. Чтобы сделать приведенное определение правильным, его следует изменить следующим образом: антиклинальной складкой называются изгибы, в центральных частях которых *при сечении их горизонтальной плоскостью* располагаются наиболее древние породы относительно их периферических частей. Курсивом выделено добавленное уточнение. Геологам-нефтяникам часто приходится иметь дело не с картами срезов, а со структурными, на которых изображается форма одной поверхности. В этом случае привычное определение также неприменимо. Также неоднозначны соотношения молодых и древних пород при сечении их горизонтальными плоскостями у ныряющих складок, о которых будет сказано далее. В ситуациях, когда невозможно определить стратиграфическую последовательность, складки правильно называть антиформными.

— *Синклинали* — выпуклостью вниз. К определению синклинали складки применимы все уточнения, которые разобраны при рассмотрении антиклинальных складок.

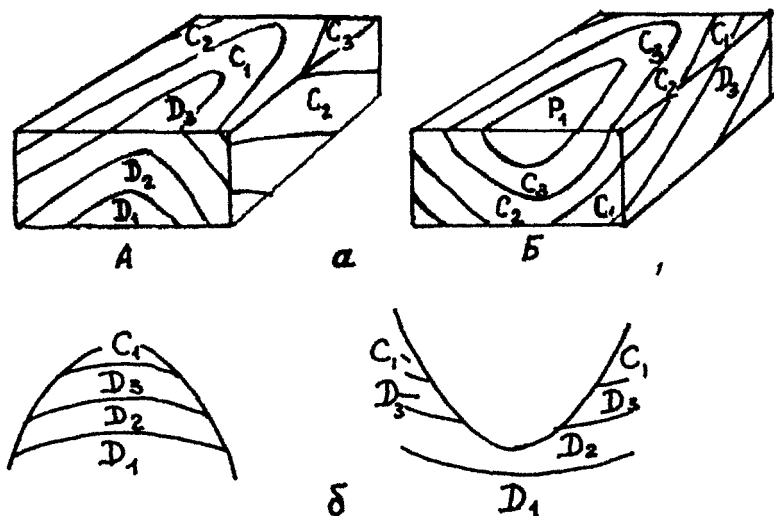


Рис. 8.19. Антиклинали (А) и синклинали (Б) при сечении горизонтальной поверхностью (а) и рельефом, более крутым, чем залегание пород складок (б)

По положению осевой поверхности складки делятся на:

- *Симметричные (прямые, стоячие)* с вертикальной осевой поверхностью и одинаковыми углами на крыльях (рис. 8.20а).
- *Асимметричные*, среди которых выделяют:
 - *Наклонные*, у которых крылья падают в разные стороны под разными углами – одно крыло падает круче, чем другое (рис. 8.20б).

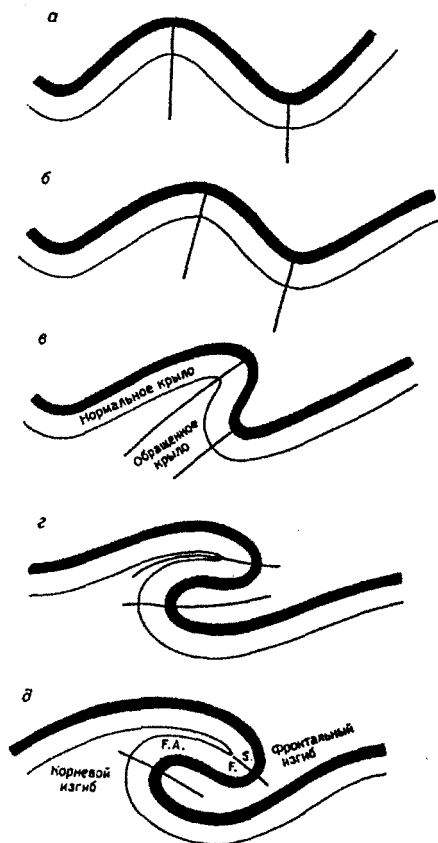


Рис. 8.20. Складки с различным наклоном осевой поверхности: а – симметричная, б – наклонная, в – перевёрнутая, г – лежащая, д – ныряющая (по В. Ярошевскому)

- *Опрокинутые (перевернутые)* – у которых крылья падают в одну сторону под разными углами – одно крыло падает круче, чем другое (рис. 8.20в). В опрокинутых складках выделяют нормальное и опрокинутое крылья. В опрокинутом крыле в вертикальном его сечении стратиграфическая последовательность слоев обратная – молодые породы оказываются ниже древних.
- *Лежачие* – это складки с горизонтальной осевой поверхностью.
- *Ныряющие* – с осевой поверхностью, имеющей форму складки (рис. 8.20г). На различных уровнях эрозионного среза соотношения слоев у таких складок могут быть самыми разнообразными (рис. 8.21). Некоторые авторы называют ныряющие складки перевернутыми.

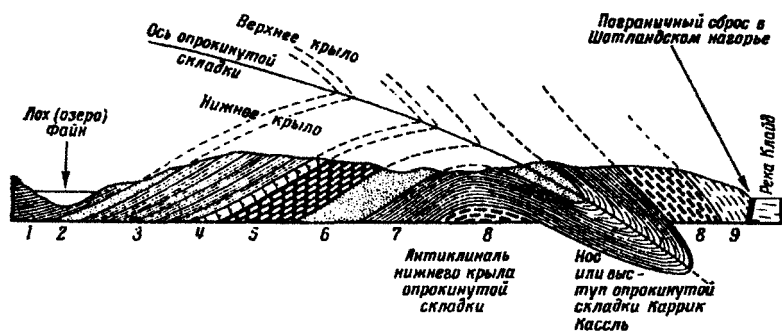


Рис. 8.21. Разрез опрокинутой антиклинали Каррик Касель, Шотландия. Слои нижнего крыла поставлены на голову. Цифрами показана последовательность слоев от древних к молодым (по А. Холмсу)

По взаимоотношениям между крыльями (углу между крыльями и осевой поверхностью) выделяются:

- *Простые (обычные нормальные, открытые)* складки – с падением крыльев в разные стороны от осевой поверхности (рис. 8.22а).
- *Изоκлиальные* – складки с параллельными крыльями. Толщи, смятые в такие складки, особенно если они сложены сходными породами (например, сланцами), иногда ошибочно картируются как моноклинально залегающие ритмичные пачки значительной мощ-

ности (рис. 8.22б). При вертикальном положении осевой поверхности изоклиналильные складки будут прямыми, при наклонном — опрокинутыми (рис. 8.22в).

— *Веерообразные* — складки, у которых крылья падают веерообразно, к осевой поверхности. Такие складки обычно невелики по размерам (первые метры) и сложены пластичными, чаще всего глинистыми породами (рис. 8.22г). Иногда замок складки оказывается пережатым (рис. 8.22д). Такие складки встречаются в относительно пластичных породах и имеют небольшие размеры.

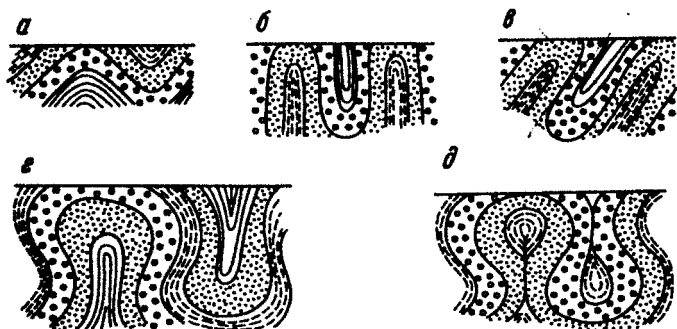


Рис. 8.22. Классификация складок по соотношению между осевой поверхностью и крыльями: а — простая, б, в — изоклиналиная (прямая и наклонная), г — веерообразная, д — веерообразная с пережатым замком

По форме замка складки делятся на:

— *Стрельчатые*, с угловатым замком, которые в свою очередь разделяются на:

— *Острые* — с углом складки $< 90^\circ$ (рис. 8.23-1).

— *Тупые* — с углом $> 90^\circ$ (рис. 8.23-2).

— *Сундучные* (коробчатые) — с широкими плоскими замками. У этих складок обычно выделяются две осевые поверхности. Сундучные складки, в свою очередь, разделяются на собственно сундучные, с примерно равными синклиналями и антиклиналями, гребневидные — с широкими, плоскими синклиналями и узкими антиклиналями и килевидные — с широкими, плоскими антиклиналями и узкими синклиналями. Иногда такие складки называют *кинкбандами* (kink bands) (рис. 8.23, 3,4,5). Кроме стрельчатых выделяют округлые складки (рис. 8.23-6).

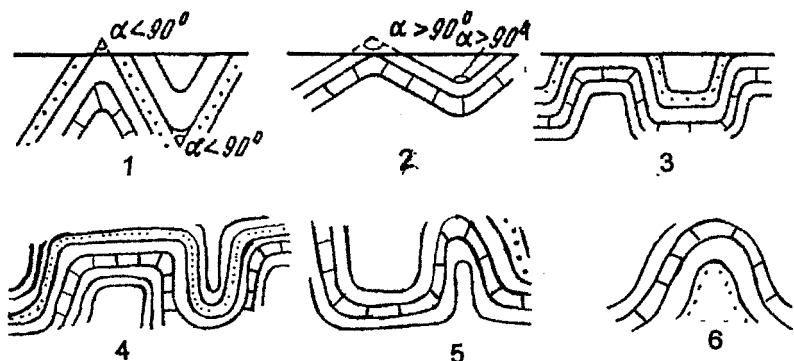


Рис. 8.23. Классификация складок по форме замка: стрельчатые острые – 1, стрельчатые тупые – 2, сундучные – 3, килевидные – 4, гребневидные – 5, округлые – 6

По соотношению мощностей на сводах и крыльях складки делятся на:

– *Подобные*, у которых форма замка не меняется с глубиной, а мощность слоев на крыльях меньше мощности в сводах. Строго подобные складки захватывают небольшие объемы горных пород, хотя складки, близкие к подобным, преимущественно встречаются в природных условиях (рис. 8.24а).

– *Параллельные (концентрические)*, – у которых мощность слоев на крыльях и в сводах одинакова. Однако с глубиной антиклинали у таких складок становятся более выраженными, а синклинали расплываются. В природе такие складки встречаются на отдельных локальных участках и обычно быстро исчезают по разрезу (рис. 8.24б).

В природе лишь небольшая часть смятых в складки слоёв сохраняет свою мощность или форму замка по латерали и разрезу. Поэтому строго подобные и параллельные складки образуются лишь в небольших объемах пород, чередуясь друг с другом и с более сложным характером изменения мощности в параллельном сечении.

– *Антиклинальные складки с утоненными замками*. Так как в складках этого типа мощности пород в сводах меньше, чем на крыльях, для них характерно увеличение углов падения на крыльях с глубиной. Эти складки представляют собой типичные конседиментационные структуры облекания. Синклинали складки такой формы не встречаются (рис. 8.24в).

— *Синклинали с утолщенными замками.* Так как в складках этого типа мощности пород в замках больше, чем на крыльях, для них характерно увеличение углов падения на крыльях с глубиной. Эти складки представляют собой типичные конседиментационные структуры облекания. Антиклинальные складки такой формы не встречаются (рис. 8.24г).

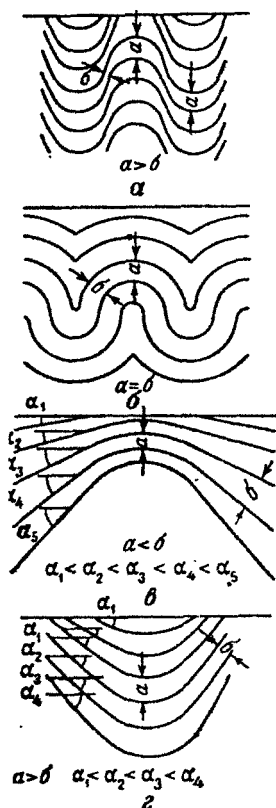


Рис. 8.24. Классификация складок по соотношению мощностей на сводах и крыльях: подобные — а, параллельные (концентрические) — б, антиклинальные складки с утоненными замками — в, синклинали с утолщенными замками — г

По соотношению длинной и короткой осей складок (длине и ширине) различают:

— *Линейные складки*, у которых отношение длины к ширине больше, чем 3:1. Некоторые авторы предлагают линейными называть складки с отношением длины к ширине более 5:1 или даже 10:1.

— *Брахиморфные, брахисинклинали, брахиантиклинали.* (Брахи — греч. — укороченный) — складки, у которых отношение длины к ширине меньше, чем 3:1. По некоторым авторам меньше 5:1 или 10:1.

— В случае приблизительно одинакового размера длины и ширины складок (отношение длины к ширине не превышает 1,2:1) они называются *куполами, сводами (антиклинали), или мульдами, чашами (синклинали).* В таких складках понятие осевой поверхности теряет смысл (рис. 8.25).

В осадочных толщах куполовидные и брахиморфные складки представляют собой относительно крупные самостоятельные структуры. Однако среди метаморфических комплексов

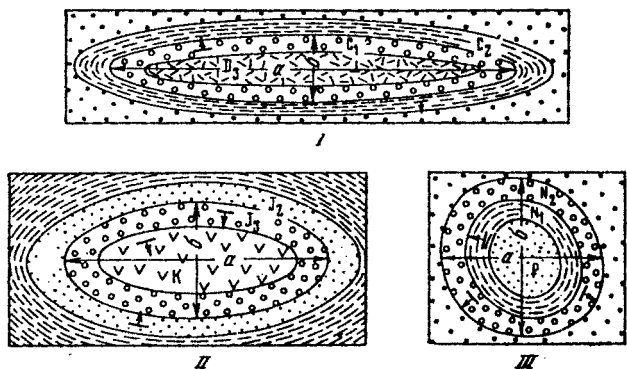


Рис. 8.25. Классификация складок по соотношению длинной и короткой осей: линейные – I, брахиморфные (брахиформные) – II, куполовидные (мульды) – III.

или пластичных осадочных пород иногда встречаются складки, которые, хотя по соотношениям продольных размеров с поперечными должны и быть названы куполовидными, однако по своему облику больше напоминают сосульки. Выявить такие структуры очень трудно, особенно если их осевые поверхности не крутые, а пологие или горизонтальные. На горизонтальных срезах карт они выглядят как обычные линейные складки с субгоризонтальными шарнирами. Необходимы очень тщательные исследования, чтобы выявлять такие складки, и возможно, что они встречаются значительно чаще, чем представляется.

Одна и та же структурная форма описывается набором прилагательных, характеризующих ее разные признаки – например, наклонная простая округлая подобная брахисинклиналиальная складка. Эти названия указывают на те эталонные формы, по которым описываются складчатые структуры. Знание эталонных форм позволяет составлять профессиональное словесное описание реальной структурной формы.

В природе каждая элементарная складка является частью другой, более крупной складки, а сама, в свою очередь обычно состоит из относительно мелких складок, которые, в свою очередь являются элементами следующих ступеней масштабной иерархии, вплоть до складочек размером в миллиметры, называемых *плойчатостью*.

Если складки образуются в толще с неодинаковой жесткостью пород (присутствуют компетентные и некомпетентные слои), в ней

развивается совокупность основной относительно большой складки простого строения (образованной компетентным слоем) и множества мелких дополнительных складок, развитых в пластичных породах и осложняющих ее рисунок. Такие мелкие дополнительные складки в зависимости от механизма своего образования называются складками волочения (при проскальзывании слоев относительно друг друга), зигзагообразными складками, дополнительными складками течения и т.д.

Здесь перечислены лишь наиболее употребительные наименования, характеризующие форму складок. Более полная их классификация приведена в специальных справочниках, например в работе «Формы геологических тел», подготовленной коллективом авторов под редакцией Ю.А. Косыгина (1977).

Кроме того, для описания складок и складчатости употребляют и другие термины, приведенные далее.

8.4.2. Складчатость и ее морфологические характеристики

Совокупность складок определенной территории образует *складчатость*. Для характеристики складчатости применяют понятие *зеркало складчатости*. Это воображаемая поверхность, огибающая замки системы складок. По ее форме можно судить о строении всего комплекса складчатых структур.

В разрезе сочетания элементарных складок могут быть гармоническими и дисгармоническими. *Гармоническая складчатость*, в которой изгибы пластов одинаковы — то есть антиклиналям в более глубоких слоях соответствуют антиклинали в более высоких слоях. Такая складчатость не перестает быть гармоничной, если вверх по разрезу меняется их наклон — складки из симметричных становятся асимметричными. Этот вид складчатости возникает в толще однородных по механическим свойствам пород. *Дисгармоническая складчатость* — различная по размерам и форме в разных частях разреза, возникшая одновременно. Более мощные и жесткие слои (например, песчаников) изогнуты в широкие, спокойные складки, а тонкие и пластичные слои (например, глины) — мелкие и интенсивные (рис. 8.26а). Бывают случаи, когда складки имеют близкий размер, но над антиклиналью расположена синклиналь, или наоборот. Такой вид дисгармонической складки называют *инверсией*. Дисгармоническая складчатость возникает, если одновременно деформируются различные по упруго-вязкостным свойствам толщи, или в случае складок течения, гравитационных складок. Разновидностью

дисгармонической складчатости являются складки *волочения* (другое название — *внутрипластовые* складки набегаия) — дисгармоничные складки, осложняющие строение пластичных слоев внутри более крупной складки, состоящей из компетентных и некомпетентных слоев (рис. 8.26б). При изучении достаточно мощных разрезов обнаруживается, что любая складчатая структура является дисгармоничной.

Плановое смещение замков складок с глубиной может быть вызвано различными причинами и иметь различный характер (рис. 8.26в). Установление величины и характера несоответствия имеет большое значение при поисках и разведке полезных ископаемых.

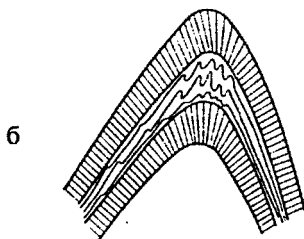
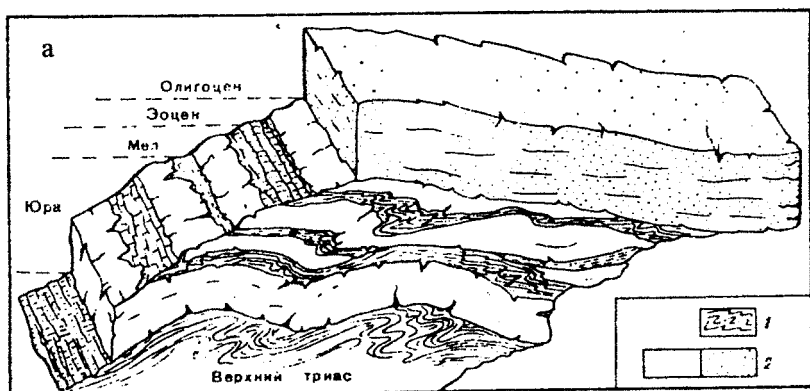


Рис. 8.26. Дисгармоничные складки. Северные Апеннины, Италия (1 — относительно пластичные породы, 2 — менее пластичные породы (по Л. Тревизану) — а. Дисгармоничные складки набегаия в менее вязких слоях на крыльях и в замке большой складки. Заштрихованы менее вязкие слои (по В.В. Белоусову). Формы смещения замков складок с глубиной — б. Черным показаны залежи углеводородов (см. след. стр.)

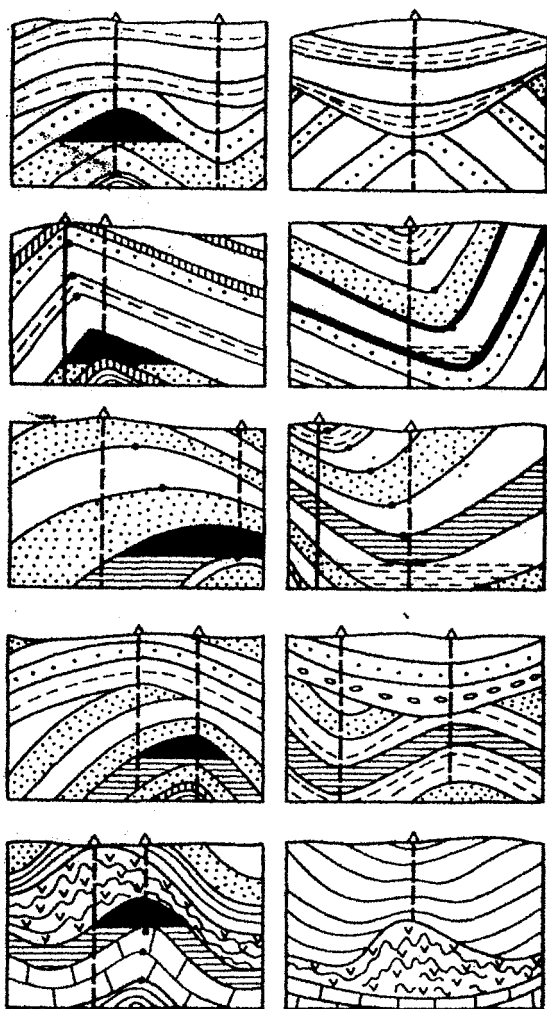


Рис. 8.26в.

Рисунки осей складок. Взаимное площадное распределение складок обычно закономерно, что отчетливо видно в рисунке осей

складок. Выделяются параллельное, кулисообразное расположение осей складок. Складки могут образовывать гирлянды, миндалевидные пучки. Встречаются перьевидный, дендритовидный, кольцевой, хаотический, типа конского хвоста, битой тарелки и т.д. рисунки осей складок (рис. 8.27).

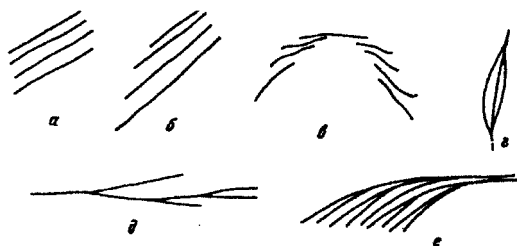


Рис. 8.27. Рисунки осей складок: а – параллельные, б – кулисообразные, в – гирлянды, г – миндалевидный пучок складок, д – дендритовидная виргация, е – виргация типа конский хвост

Порядки складок и их выделение. На одной и той же территории можно выделять структуры различного размера, «вложенные» друг в друга. В связи с этим при их описании всегда встает вопрос о выделении их ранга и выборе начального размера: что считать структурной формой первого порядка? Первый или начальный порядок обычно задается масштабом изучения – какая складка (какие складки) помещается в районе изучения как единое целое. Это могут быть и большая часть одной складки, и несколько складок (обычно, не более 5). Складка, в которую «вписаны» рассматриваемые структуры, будет называться надпорядковой. Складки, которые осложняют строение складки первого порядка и вписаны в нее, будут складками второго порядка, в которых, в свою очередь, можно выделять складки третьего, четвертого и более высоких порядков.

Если на определенной территории имеются складки разного размера, встает вопрос: какие складки относить к однопорядковым, а какие – к разнопорядковым? Однозначного и универсального ответа на него не существует, и каждый раз требуется специальный тектонический анализ. В общем, как правило, если одна складка по размерам более, чем в два раза больше другой, ее следует относить к другому порядку.

Статистическая характеристика параметров складчатости была создана в 70-е годы А.В. Вихертом. Он использовал цифровые индикаторы, которые характеризуют форму, размеры и особенности размещения складок в пространстве в обобщенном (осредненном) виде. Это *избыточная длина слоёв* (λ) – отношение длины слоёв, смятых в складки к длине горизонтальной проекции этих слоёв (безразмерная величина). Избыточная длина слоёв характеризует средний угол наклона пород в складчатом комплексе и среднюю величину складок – чем больше λ , тем больше наклон слоёв и высота складок. С увеличением λ возрастает вертикальный масштаб складчатости, уменьшается подобие разномасштабных складчатых комплексов, возрастает деформация продольного сжатия и изгиба слоёв. Другой параметр – *относительная частота антиклиналей* (ν) сокращенно – *частота складок* – отношение числа антиклиналей, сложенных слоями, к горизонтальной проекции тех же слоёв, выраженное в километрах (размерность км^{-1}). Частота антиклиналей определяет среднюю ширину и высоту складок; чем больше ν , тем меньше ширина и высота отдельных форм. С увеличением ν уменьшается вертикальный размах складчатости, растёт подобие разномасштабных складчатых комплексов, деформация продольного изгиба захватывает все более широкие зоны.

Совместно λ и ν устанавливают в относительных мерах вертикальный размах складчатости, подобие структуры составляющих складчатость разномасштабных складчатых комплексов и величину деформации продольного сжатия и изгиба слоёв.

Значения описанных параметров изучались в 969 разрезах, на которых зафиксировано более 8000 антиклиналей, сложенных породами разного состава, описанных более чем ста авторами в разных масштабах (от 1:1 до 1:500 000). Оказалось, что в различных тектонических зонах значения λ и ν имеют вполне определенные величины. (рис. 8.28). Таким образом выделяются прерывистая, солянокупольная, чешуйчатая, шарьяжная, промежуточная и полная складчатость.

8.4.3. Механизмы складкообразования и классификации складчатости

Чаще всего мы не можем с уверенностью сказать, каким образом образовались те или иные особенно крупные складки и вынуждены пользоваться различными моделями, основанными на теоретических построениях. Поэтому одна и та же складка может быть названа

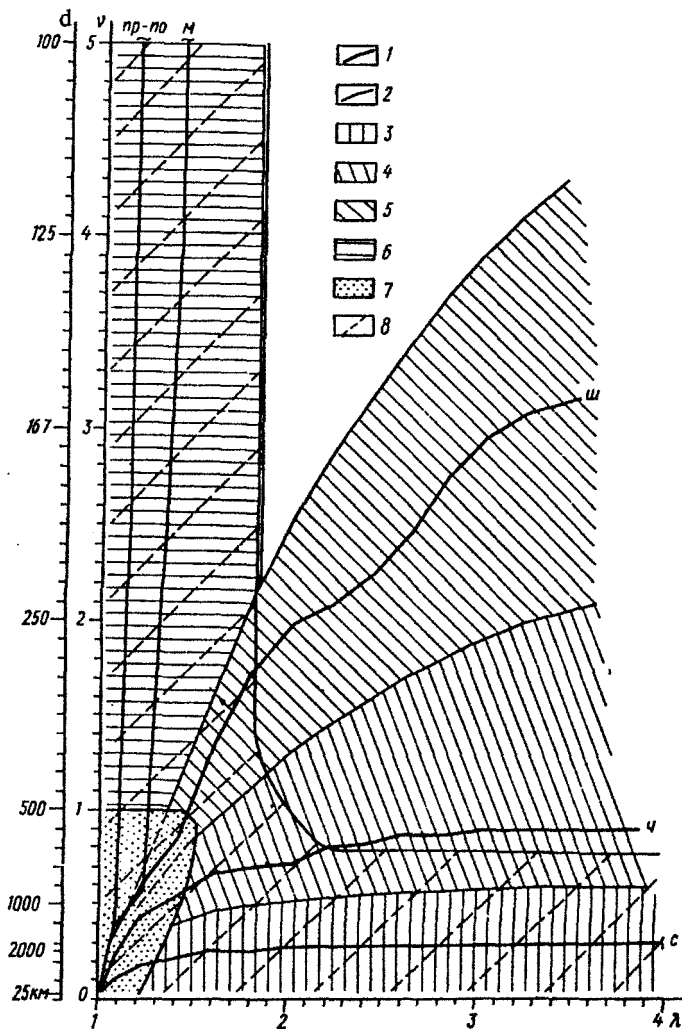


Рис. 8.28. Морфологическая классификация складчатости в значениях избыточной длины слоев λ , и относительной частоты антиклиналей v : 1 – сглаживающие средние линии, 2 – границы типов складчатости, поля значений λ и v : 3 – солянокупольный (С), 4 – чешуйчатый (Ч), 5 – шарьяжный (Ш), 6 – полной (ПО), 7 – промежуточной (ПР), 8 – метаморфической (М). По оси d нанесена средняя ширина складок, м (по А.В. Вихерту)

по-разному, в зависимости от представления автора о ее образовании. При рассмотрении механизмов складкообразования важно различать процессы и движения, происходящие внутри слоя, как в обособленном геологическом теле, со слоем, и во внешней к слою среде. Так, например, внутри слоя пластические деформации могут реализовываться перетоком материала из одних мест в другие (гравитационные складки, складки волочения, диапировые, гребневидные и др.), а также перекристаллизацией и разворотом минеральных зерен, образующих слои. Слой как геологическое тело может изогнуться или разломиться на многочисленные блоки, перемещающиеся относительно друг друга (складки скалывания). В слоистой толще слои могут изгибаться, проскальзывая относительно друг друга (складки изгиба), или же одни слои (компетентные) разламываются и смещаются, а промежутки между трещинами заполняет материал пластичных слоев. Конседиментационная складчатость образуется прогибанием или относительным воздыманием площади, на которой откладываются слои (синклинальные складки с увеличенными мощностями и антиклинальные — с уменьшенными мощностями в ядрах).

Кинематическая классификация складок (механические условия образования складок). Если рассматривать складки с точки зрения ориентировки приложенных сил по отношению к слою, их можно разделить на складки продольного изгиба и складки поперечного изгиба.

Складки продольного изгиба вызываются силами, действующими вдоль слоистости. При этом происходит как проскальзывание отдельных слоев друг относительно друга, так и перемещение вещества, направленное параллельно поверхности наслоения. При однородном составе слоистых толщ скольжение рассредотачивается по всей массе пород, если же слои имеют различную пластичность (компетентность) оно концентрируется в наиболее пластичных породах. Малопластичные слои при этом разрываются и перемещаются в виде отдельных блоков. При скольжении вещество перераспределяется в пределах одной складки. Оно перемещается из областей повышенного давления в области пониженного давления, формируя дополнительные складки течения. Обычно складки продольного изгиба образуют симметричную линейную складчатость с ориентировкой оси наибольшего сжатия перпендикулярно длинным осям складок, ось наибольшего растяжения бывает ориентирована по амплитуде складок, а промежуточная ось — параллельно длине складок

(рис. 8.29а). В тех случаях, когда усилия направлены не строго по одной линии, образуются наклонные и опрокинутые складки (рис. 8.29б).

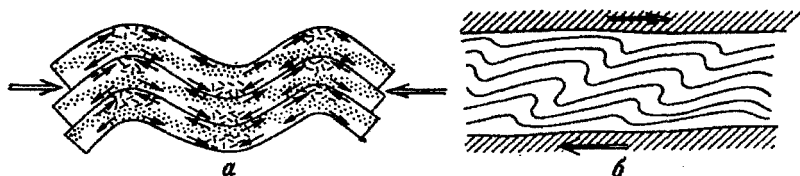


Рис. 8.29. Складки продольного изгиба: а – симметричные, б – асимметричные. Двойными стрелками показаны направления действующих сил, одинарными – направления перетока пластичного материала (по А.Е. Михайлову)

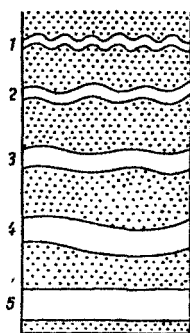


Рис. 8.30. Результат смятия путем продольного изгиба пачки слоев с разной вязкостью ($1 < 2 < 3 < 4 < 5$). Слои имели возможность однородного утолщения. Укорочение всех слоев одинаковое (по В.В. Белоусову)

Опыты по моделированию показали, что размеры складок продольного изгиба увеличиваются с увеличением мощности слоев и вязкости пород (рис. 8.30) [27]. Эксперименты по изучению влияния силы тяжести на складкообразование в однослойных и многослойных средах продемонстрировали, что этим влиянием можно пренебречь, когда длина волны менее 100 м. При большей длине волны сила тяжести препятствует росту складок, а антиклинальные складки с длиной волны более 30 км вообще не могут формироваться, потому что сила тяжести раздавливает их.

Складки, возникающие при сдвиге, под воздействием противоположно направленных сил обычно наклонены в сторону действия активных сил. В плане они имеют кулисообразное строение, подходя к поверхности сдвига под углом, близким к 45° (рис. 8.31).

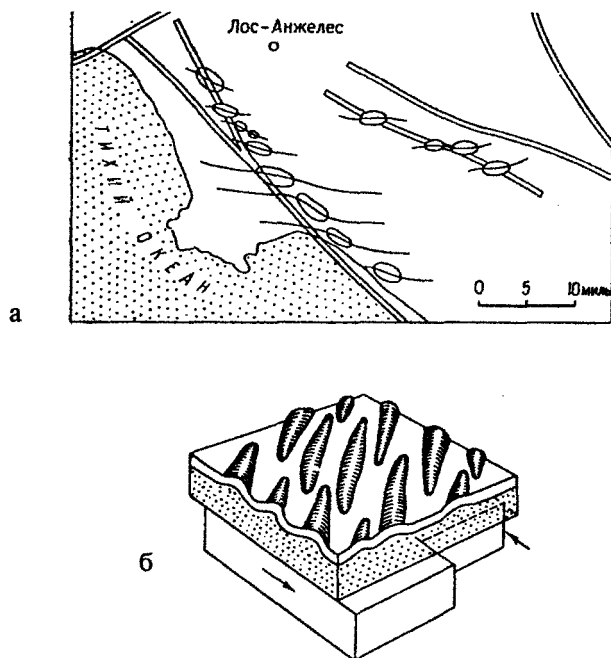


Рис. 8.31. а – Антиклиналы, образовавшиеся в связи со сдвиговыми перемещениями в Калифорнии. Двойные линии – сдвиги, одинарные – оси антиклиналей, овалы – нефтеносные антиклиналы – в (по В. et R. Willis). б – Механизм образования складок под действием пары сил, обусловленной перемещением по глубинному сдвигу (по В. Ярошевскому)

В общем, действующие силы в складчатости продольного изгиба – сжатие, а деформации, испытываемые телом – деформации сжатия, и каждый слой в отдельных частях испытывает в одних частях деформации растяжения, а в других – сжатия (рис. 8.32). Складки, образованные таким способом нередко называют *складками коробления* (buckling folds) или *складками продольного укорочения*. Они характеризуются сплошным заполнением пространства и линейной вытянутостью, параллельностью осевых поверхностей, сходными формами и размерами сопряженных синклиналей и антиклиналей и относительным постоянством мощностей вдоль всего слоя. Такие складки преобладают в складчатых областях и в районах развития метаморфических комплексов.

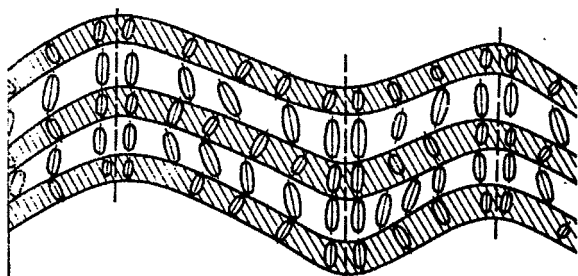


Рис. 8.32. Поле деформаций в слоях, изогнутых в складки продольного изгиба (по Т.М. Гептнер)

Складки поперечного изгиба. Поперечный изгиб характеризуется приложением усилий в направлении, перпендикулярном слоистости. Горные породы при этом испытывают большее или меньшее растяжение. Если силы, вызывающие образование складок поперечного изгиба сосредоточены вдоль определенных линий или точек, то участки с интенсивным растяжением локализируются вдоль них (рис. 8.33а). Если же они распределены на значительной площади, то и растяжение рассредоточено на значительной площади (рис. 8.33б).

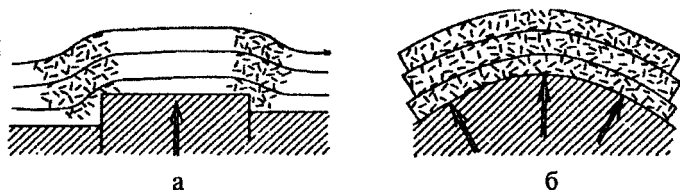


Рис. 8.33. Складки поперечного изгиба. Двойными стрелками показаны направления действующих сил, одинарными – направления перетока пластичного материала (по А.Е. Михайлову)

В складках поперечного изгиба ось наибольшего сжатия ориентирована, как правило, перпендикулярно слоистости, а ось наибольшего растяжения вдоль слоев. В вытянутых овальных складках растяжения максимальны в направлении вкрест простирания складки, а минимальны – вдоль оси ее простирания. В изометричных куполах и

мульдах сжатие в вертикальном направлении сопровождается растяжением по всем радиусам. Складки поперечного изгиба часто имеют сундучную и куполовидную форму или форму мульды.

Геологическая классификация складок (геологические условия образования складок). Геологические обстановки, в которых происходит образование складок, весьма разнообразны. При попытках классификаций различные авторы обращали внимание на различные стороны геологических условий складкообразования, исходили из различных теоретических концепций, в результате чего под различными наименованиями зачастую выступают одни и те же складки. Основные типы складчатости представлены в табл. 8.5.

Таблица 8.5

Геологическая классификация складок

Эндогенная (тектоническая)			Экзогенная (нетектоническая)
Конседиментационная	Постседиментационная		
	поверхностная	глубинная	
Погружения (складки трансгрессий)	Регионального сдвигания (общего смятия),	Вертикального течения	Подводнооползневые складки Наземнооползневые складки
Связанная с неравномерными вертикальными движениями, Складки ингрессий	Облскания (глыбовая, отраженная), Гравитационного скольжения, приразрывные, связанные с внедрением магмы, Диапировые	Горизонтального течения	Диagenетические разгрузки обрушений Гляциодислокации Структуры облскания Первичные наклоны, связанные с неровностями рельефа осадконакопления в осадочных и эффузивных толщах

По геологическим условиям образования складчатость, прежде всего, разделяется на эндогенную (тектоническую), образованную в результате собственно тектонических движений, и экзогенную или нетектоническую, образованную под действием гравитации и других процессов в земной коре и на земной поверхности, не связанных с тектоническими силами. Это разделение в большой степени условно.

Эндогенная (тектоническая) складчатость.

Среди эндогенной складчатости прежде всего выделяются *конседиментационные и постседиментационные* структуры. Как мы уже не раз говорили, как правило, конседиментационные складки образуются в результате тех же тектонических движений, которые создают условия для осадконакопления — то есть преимущественно вертикальными движениями земной коры. При образовании конседиментационной складчатости одновременно происходит накопление осадков, преобразование их в горную породу и деформация (смятие в складки). Поэтому в конседиментационных складках нередко наблюдаются изменения мощностей и фаций при переходе от крыльев к замкам, от грубообломочных к мелкообломочным и глинистым, увеличение углов падения слоёв вниз по разрезу.

Среди конседиментационных складок выделяются складки *погружений*, которые возникают при относительно равномерных погружениях области осадконакопления. Они обладают неправильными очертаниями в плане, повторяющими контуры бассейна осадконакопления. Размеры их достигают сотен километров, и они представляют собой результат тектонических движений, относящихся к геологическим объектам рангом большие, чем сами складки. Как правило, при полевых наблюдениях такие складки непосредственно не наблюдаются, а могут быть выявлены только при мелкомасштабных структурно-геологических, тектонических, картографических работах. Складки погружения могут быть только синклинальными.

Складки, связанные с *неравномерными вертикальными движениями* земной коры бассейна осадконакопления, выявляются при более детальном исследовании. Они характерны для ингрессивной стадии осадконакопления, а также возникают при различных скоростях и (или) знаках вертикальных движений отдельных участков дна бассейна. Следовательно, складки этого типа представляют собой структуры, осложняющие складки предыдущего типа, то есть являются структурами более высокого порядка. Их размеры обычно составляют десятки километров и километры. Как и в предыдущем случае, при полевых наблюдениях они не фиксируются, а могут быть выявлены только при среднемасштабных и крупномасштабных структурно-геологических, тектонических, картографических работах. Складки этого класса по морфологии отвечают синклиналям с увеличенными мощностями в замках и антиклиналям с уменьшенными мощностями в замках. Чаще всего на складчатость этого типа накладывается постседиментационная складчатость, осложняющая их первичное залегание.

Постседиментационная складчатость разделяется на два больших класса — *поверхностную* и *глубинную*. *Поверхностная складчатость*, в основном, развивается в осадочных горных породах в верхних частях земной коры и ее формирование не сопровождается сколько-нибудь значительным метаморфизмом и перекристаллизацией исходных пород. Среди поверхностных складок выделяются следующие виды:

— Складки *регионального сдавливания* (*общего смятия, полная, гомоморфная складчатость*). По кинематике — это складчатость продольного изгиба. Ее морфология хорошо изучена как полевыми исследованиями, так и экспериментально. Для складок регионально сдавливания характерны линейные, реже брахиморфные симметричные и асимметричные структуры с одинаковой ориентировкой длинных осей, которая, однако, может иметь дугообразные повороты и петлеобразные изгибы. Примерами складок такого типа могут служить складчатые пояса Урала, Тянь-Шаня и др. Они имеют размеры от первых метров и собираются в сложные структуры до десятков и сотен километров длиной (рис. 8.34).

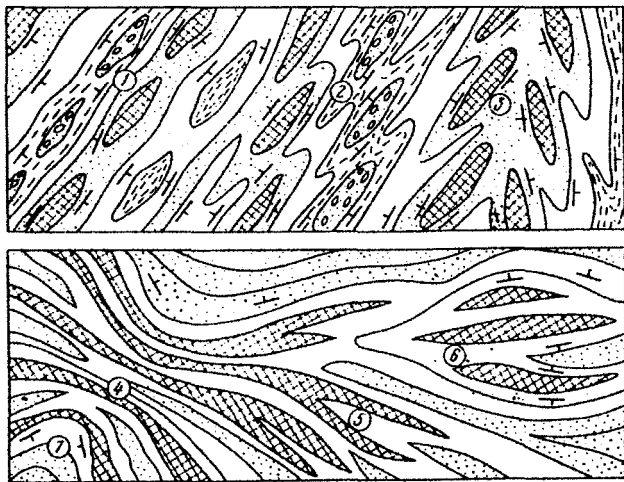


Рис. 8.34. Пример полной складчатости. Рисунки длинных осей складок: 1 — цепочный, 2 — кулисный, 3 — перистый, 4 — сучивания, 4 — виргация, 5—7 — сигмоидальный пучок (по В.Н. Павлинову)

— Складки облекания (отраженные, прерывистые, глыбовые) — по кинематике представляют собой складки поперечного изгиба. Как правило, они возникают в осадочном чехле платформ под влиянием блоковых движений фундамента. Размеры их весьма различны и могут достигать в длину 100 км. Складки облекания различны в складчатых областях и на платформах. В складчатых областях они, обычно, изометричные или брахиморфные, часто коробчатые. Гораздо реже такие складки бывают линейными, асимметричными, изредка — с подвернутыми крыльями (рис. 8.35). Обычно эти складки изолированы друг от друга и расположены на площади довольно беспорядочно.

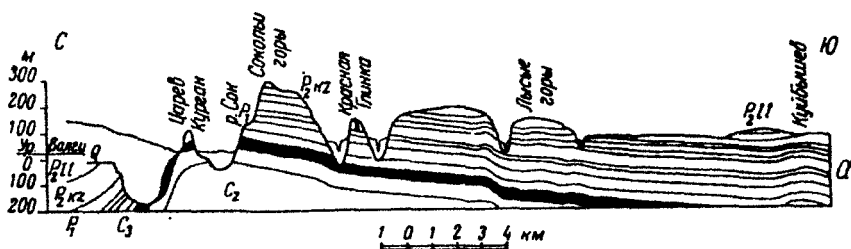


Рис. 8.35. Пример складок облекания. Сундучные складки. Жигулевское Уральской области по кровле Верейского горизонта (по С.П. Егорову)

В платформенном чехле складки облекания характеризуются плавными очертаниями. Это тупые складки, с небольшими углами наклона ($5-10^\circ$) на крыльях, часто увеличивающимися с глубиной. Нередко плановые очертания таких складок различаются на разных стратиграфических уровнях. Высота складок — десятки метров, ширина — километры. По выраженности в различных горизонтах чехла среди складок облекания выделяются различные типы, характеристика которых приведена в табл. 8.6.

Именно с такими складками чаще всего связаны залежи нефти и газа, поэтому для прогноза нефтегазоносности их морфологию необходимо изучать по всему разрезу.

Складки гравитационного скольжения образуются на склонах поднятий под действием силы тяжести. Такое название несколько ус-

Виды складок облекания по выраженности в разных горизонтах осадочного чехла

Название	Характеристика
1. Сквозные, непрерывного развития	Выражены во всех горизонтах, имеют убывающую вверх по разрезу амплитуду
2. Сквозные, возрожденные	Снизу вверх амплитуда уменьшается до определенного уровня, а затем остается неизменной
3. Погребенные, раннего развития	Рост структур начался с самого начала отложения осадков, а затем прекратился
4. Новообразованные (бескорневые) позднего развития	Выражены начиная с определенного стратиграфического горизонта и затухают с глубиной. Встречаются редко над молодыми активизированными разломами
5. Комбинированные	Крупные купола по молодым отложениям и системы малых складок по более древним

ловно, так как, во-первых, в образовании других складок также участвует сила тяжести, а во-вторых, потому что эти складки отнесены к классу тектонических, хотя главные действующие силы в их образовании — гравитационные. Особенно благоприятные условия для развития таких складок возникают в условиях контрастного рельефа бассейна осадконакопления. Максимальные амплитуды перемещений при их образовании достигают первых десятков километров. Гравитационному скольжению благоприятствуют слои пластичных пород (глин, солей). Складки гравитационного скольжения распространены в складчатых областях и предгорных прогибах. По кинематической характеристике — это складки продольного изгиба и складки течения. По морфологии — наклонные, лежащие, опрокинутые часто дисгармоничные складки, осложненные надвигами и сдвигами, при этом ориентировка длинных осей складок обычно параллельна оси прогнутой части бассейна (рис. 8.36).

Приразрывные складки образуются в части разреза, прилегающей к разрывам (рис. 8.37). Чаще всего они бывают развиты в лежащем крыле пологих взбросов. Площадь распространения таких складок достигает всего лишь первых сотен метров. Такую складку, например, можно наблюдать на южном борту долины реки Кичмалка на Северном Кавказе, где на фоне полого залегающей моноклинали (7–10°) вдруг наблюдается полоса пород, залегающих вертикально, а затем выполаживающаяся. По кинематике они являются складками

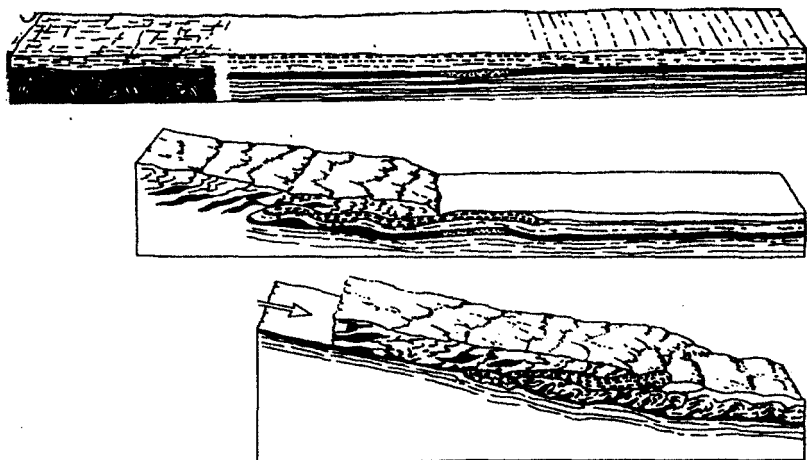


Рис. 8.36. Схематическое представление о развитии гравитационной складчатости на поперечном разрезе Апеннин в 50 км к югу от Флоренции. Изображены три фациальные зоны и проявления гравитационного скольжения и складчатости в отложениях верхнего триаса (по Этлеру и Тревизану)

продольного изгиба, а по морфологии – линейными, часто наклоненными или опрокинутыми. Бывает, что таким образом формируются и флексуры. Иногда со складками такого типа бывают связаны месторождения нефти и газа.

Складки, связанные с *внедрением магмы*, размещаются вблизи контактов внедряющихся магматических тел и имеют обычно линейный или брахиморфный облик с длинными осями, ориентированными согласно контурам внедряющихся массивов. По кинематике – это складки продольного, реже – поперечного изгиба. Площадь, затронутая складкообразованием такого рода, зависит от площади массива и не превышает нескольких километров. Примером складок такого типа являются структуры, развивающиеся вокруг малых интрузий в районе

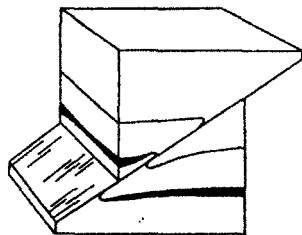


Рис. 8.37. Образование приравненной складки вблизи взброса (по В. Ярошевскому)

Кавказских Минеральных Вод. Они представляют собой антиклинали. Синклинали — мульды возникают над вулканами, которые образуются в результате погружения (обрушения) вулканического аппарата в полости, прежде занятые магмой.

Примерно такого же рода техногенные синклинали иногда возникают над территориями, в недрах которых происходит отбор полезного ископаемого — над месторождениями нефти и газа (примером может служить Самотлорское месторождение), шахтными разработками угля (Донбасс), откачкой воды (Москва).

Диапировая складчатость, или складчатость *протыкания*, представляет собой антиклинальные структуры, образующиеся над внедряющимся (аналогично внедрению интрузий) пластичными породами (глины, каменная соль, реже — ангидрит, гипс) в менее пластичные. В соответствии с составом внедряющихся пород выделяют глиняные и соляные диапиры. По аналогии с ними иногда говорят также о гранитных и мантийных диапирах. Такое перемещение происходит в результате *нагнетания* (*выдавливания*) и *инверсии плотностей*.

Нагнетание чаще всего обуславливается неравномерностью нагрузки на пластический слой. Такая неравномерность нагрузки может вызываться разрывами в вышележащей толще. Каждый разрыв представляет собой зону нарушения сплошности пород той или иной ширины. Плотность разрушенных пород меньше плотности тех же пород в цельном состоянии, поэтому нагрузка на пластичный слой под зоной разрыва меньше, чем в стороне от нее. Это и вызывает перемещение пластичного материала из-под более нагруженных участков в сторону менее нагруженных зон. Пластичный материал внедряется на некоторую высоту в зону разрыва. В плане такие структуры имеют форму гребневидных антиклиналей, вытянутых вдоль разрывов. Отнесение диапиров к простым складкам условно, так как это — сложные структуры, образованные сочетанием эндогенных и экзогенных факторов (рис. 8.38).

Другой вариант нагнетания связан с перекрытием пластической толщи слоями, имеющими различный удельный вес по латерали.

Инверсия плотностей — это явление залегания пород большой плотности на породах малой плотности. В этих условиях под влиянием объемной силы тяжести более плотные породы стремятся утонуть, выжимая из-под себя и заставляя отодвигаться в стороны и подниматься, в конце концов вверх, более легкие породы. Структурные формы, образующиеся в результате инверсии плотностей, стро-

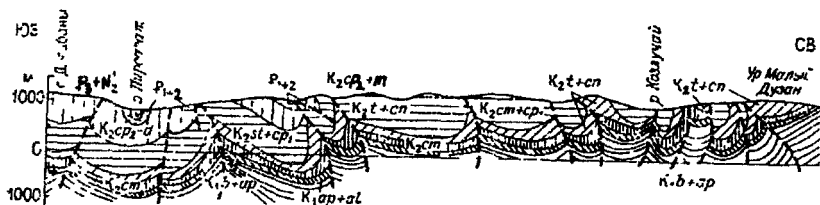


Рис. 8.38. Гребневидная складчатость нагнетания. Юго-Восточный Кавказ (по Вихерту и др.)

го говоря, не должны относиться к тектонической складчатости, потому что складкообразование тут вызывается не внешними по отношению к сминаемым слоям тектоническими силами, а внутренней энергией пласта. Может быть, из классификационных соображений целесообразно выделять *активные*, связанные с внутренней энергией деформирующегося тела, и *пассивные*, связанные с внешними по отношению к деформируемому телу причинами.

Инверсия плотностей может иметь различное происхождение. Рассмотрим наиболее распространенные: седиментационное, магматическое, метаморфическое, органогенно-метаморфическое, тектоническое.

1. Седиментационное происхождение. Возникает тогда, когда более тяжелый осадок ложится поверх легкого. Так возникает инверсия плотностей в областях развития каменной соли (плотность $2,2 \cdot 10^3$ кг/м³), перекрытой уплотненными песчаниками, глинами, известняками (средняя плотность на глубине — около 1 километра $2,5 \cdot 10^3$ кг/м³). Она ведет к образованию диапировых структур с соляными ядрами.

2. Магматическое. Подъем магмы среди других пород происходит потому, что расплавленная магма легче вмещающей среды. Наиболее благоприятны для инверсии плотностей зоны гранитизации, что приводит к широкому распространению в земной коре гранитных и гранитогнейсовых куполов диапирового происхождения.

3. Метаморфическое. На начальных стадиях метаморфизма, когда порода разогревается, из минералов выделяются вода и газы, и средняя плотность породы, состоящей из твердых, жидких и газообразных включений, уменьшается, а объем увеличивается. Если в ре-

в результате этого плотность метаморфизируемой породы становится меньше плотности покрывающих пород, метаморфизируемый массив может всплыть из-под покрывающих пород, а те — опуститься на его место. По мере того, как вода и газы из метаморфизируемых пород уходят, плотность массива возрастает, процесс всплывания замедляется и, в конце концов, прекращается, а, иногда может смениться обратным процессом погружения.

4. Органогенно-метаморфическое. Выделенно в специальное подразделение, потому что с ним связаны очень интересные и важные для нефтегазовой геологии структуры — грязевые вулканы. Строению грязевых вулканов большое внимание уделял И.М. Губкин. Он считал, что грязевые вулканы возникают там, где к наиболее поднятым, раздробленным и измятым породам подходит подток воды, газа и затем — нефти. В мощных толщах глин, насыщенных водой и органогенным илом, органическое вещество при быстром погружении начинает разлагаться. При этом в них образуются значительные количества метана, сероводорода, двуокиси углерода, азота и др. В результате плотность этих слоев резко уменьшается, в них возникают аномально высокие пластовые давления (АВПД) газа и не успевшей отжаться воды. Если они прорываются к поверхности, то выходят в виде грязево-газово-жидких вулканов. Если происходит воспламенение горючих газов, создается впечатление настоящего вулкана с огненным столбом, достигающими иногда высоты 300 м. Размер таких структур достигает нескольких сотен метров, и они широко распространены на нефтегазоносных Апшеронском, Керченском и Таманском полуостровах.

5. Тектоническое. Инверсия плотностей может быть следствием деформаций. Например, более тяжелые породы могут быть надвинуты на более легкие по пологому разрыву и тогда нижележащие толщи будут выжиматься из-под верхних пород, используя трещины в теле последних.

Механизм образования диапиров. В целом инверсия плотностей вызывает перемещение материала в земной коре снизу вверх, напоминая конвекцию. Такая единичная, одноцикловая конвекция называется *адвекцией*. Конвекция и адвекция давно и подробно изучаются теоретически и экспериментально, так как играют значительную роль в жизни Земли (циркуляция водных и воздушных масс). Система, состоящая из менее плотного вещества внизу и плотного наверху, неустойчива. Достаточно малейшей неровности на границе между двумя средами, малейшего возмущения, чтобы та-

кая система пришла в движение. Локализация зарождающегося купола бывает связана с неровностью рельефа в подстилающих породах, неравномерностью нагрузки в вышележащих толщах, разломами, отзвуками землетрясений в соседних регионах и т.д. Там, где на этой границе образуется выпуклость, давление среды в нижнем слое, вызванное весом столба вышележащей среды, оказывается меньше, чем на смежных участках на том же горизонтальном уровне. Вещество нижнего слоя начинает двигаться в сторону пониженного давления. При этом амплитуда выпуклости растет, что еще больше увеличивает разность давлений и рост выпуклости идет лавинообразно (рис. 8.39) d_1 и d_2 — плотности верхнего и нижнего слоев, H — мощность верхнего слоя в ненарушенной части, h_1 — мощность того же слоя над зоной внедрения материала нижнего слоя, h_2 — высота внедрившейся в верхний слой части слоя. Если $d_1 > d_2$, то $h_1 d_1 + h_2 d_2 < h_1 d_1 + h_2 d_1$. Поэтому из точек A и A_1 материал нижнего слоя устремляется к точке B и внедряется в верхний слой.

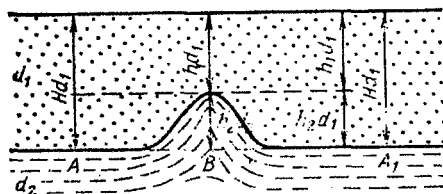


Рис. 8.39. Механизм нагнетания менее плотного материала в более плотный при инверсии плотностей (по В.В. Белоусову)

Если инверсия плотностей охватывает площадь значительно большую, чем толщина слоя, в нем образуется некоторое число центров (зон) всплывания, которые могут иметь либо форму удлиненных валов, расположенных параллельно друг другу, на которых растут купола, либо шестигранную форму, причем всплывающие и опускающиеся зоны могут быть как на периферии, так и в центре такой шестигранной призмы. Размеры валов, ячеек и расстояния между ними зависят от толщины слоя и колеблются от двух до четырехкратной толщины слоя (рис. 8.40).

Формирование диапировых складок происходит лишь там, где толщина пластичных слоев достигает величины не менее 120 м, а

глубина их залегания превышает 300 м. Наиболее благоприятные условия для соляного диапиризма устанавливаются на глубине 5–6 км. Однако, по мере того как они поднимаются, соль, приближаясь к поверхности земли, охлаждается, вязкость ее падает, разница с плотностью вмещающих пород уменьшается и даже вообще исчезает, и подъемная сила купола уменьшается до нуля. Некоторое время глубокие части ядра продолжают еще давить снизу на верхушку диапирового ядра, которая, потеряв собственную подъемную силу, растекается между слоями в стороны. Ядро приобретает грибообразную форму. Наконец, весь процесс останавливается, заторможенный ростом вязкости и падением подъемной силы.

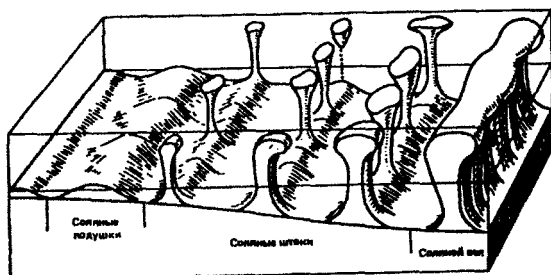


Рис. 8.40. Виды соляных куполов и их зависимость от первоначальной мощности (модель соленосного комплекса Северо–Германской низменности по Трусгейму)

Соляные купола развиваются в течение веков, реже – эпох, часто одновременно с накоплением перекрывающих толщ, поэтому в них обнаруживаются черты конседиментационных складок.

Морфология диапировых структур. Если диапиры остановились в своем росте и не вышли на дневную поверхность, они называются *скрытыми*, *закрытыми*, или *криптодиапирами*. Если они выходят на дневную поверхность, их называют *открытыми*, или собственно *диапирами*. Часто при описании диапира употребляют названия, характеризующие его форму – *матрац*, *подушка*, *вал*, *купол*, *шток (палка)*, *игла*, *гриб* и т.д. Строение слоев, составляющих купола, чрезвычайно сложное и незакономерное – они смяты в разнообразнейшие, разбитые разломами незакономерные складки, отражающие турбулентное перемещение слагающих складки пластов. Верхняя часть открытых диапиров зачастую содержит обломки тех древ-

них пород, которые прорывал диапир в своем пути наверх. Кроме того, попадая в поверхностные части земной коры, породы верхней части диапира размываются, при этом в первую очередь растворяются каменные соли. В результате верхняя часть диапира обогащается глинами, песком и малорастворимыми солями. Так образуется над солью *каменная шапка* — (сар гок, кап-рок), мощность которой может достигать нескольких десятков метров (рис. 8.41). Между диапирами питающий пластичный слой утоняется, а иногда полностью пережимается.

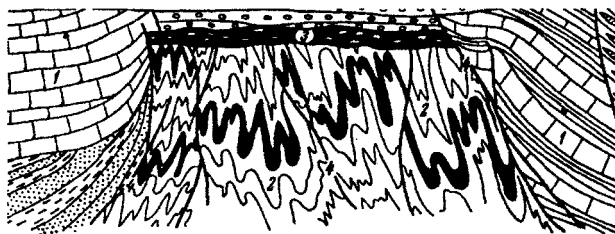


Рис. 8.41. Схема строения диапировой складки: 1 — вмещающие породы, 2 — пластичные породы ядра, 3 — соляная шляпа (кепрок), 4 — разрывы (по А.Е. Михайлову)

Вмещающие диапир толщи также деформируются. Они приподнимаются в виде антиклиналей над криптодиапирами, задираются при протыкании, как в складках, связанных с внедрением магмы, образуя ловушки для нефти и газа. Нередко в придиапировых частях вмещающие породы имеют крутое залегание, часто стоят на головах или запрокинуты. В них наблюдаются разрывы и поверхности скольжения, по которым отдельные пачки отрываются и увлекаются вслед за диапиром. В целом вмещающая диапир структура представляет собой складку поперечного изгиба. В удлиненных диапирах эта складка принимает облик горст-антиклинали.

На поверхности земли размытая верхняя часть ядра соляной структуры часто сопровождается низинами, сильно заболоченными и закарстованными соляными озерами. Над криптодиапирами вмещающие породы часто интенсивно раздроблены, а сеть разрывов имеет в плане довольно сложные очертания, напоминающие битую тарелку или панцирь черепахи.

Соляные купола и формируемые ими дислокации очень важны для нефтяной геологии, так как с ними часто связаны залежи нефти и газа. Кроме того, сами соляные купола нередко используются как емкости для захоронения в их полостях техногенных загрязнений.

Глубинная складчатость — складчатость, которая образуется в глубинных условиях. Такие складки встречаются преимущественно в докембрийских и нижнепалеозойских метаморфических толщах.

Складки *вертикального течения* характеризуются резко выраженной линейностью, острыми замками, крутыми крыльями, примерно горизонтальным положением шарниров. Такие складки формируются при горизонтальной ориентировке оси наибольшего сжатия и, возможно, на самом деле имеют форму «сосуллек», описанную ранее.

Складки *горизонтального течения* наиболее характерны для гранито-гнейсовых куполов. Им свойственны плавные, изометричные очертания в плане, крутонаклоненные и вертикальные шарниры, крутые падения на крыльях. Складки горизонтального течения формируются при вертикальной ориентировке оси наибольшего сжатия. На геологических картах глубинные складки резко выделяются по мозаично-изогнутому фестончатому рисунку складок: волнистости и закрученности осей, зубчатости геологических границ между слоями, смятием в складки интрузивных пород, рассланцеванию пород вдоль осей складок.

Экзогенная (нетектоническая) складчатость возникает на поверхности земли. Главную роль в образовании экзогенной складчатости играет сила тяжести, которая проявляется наиболее эффективно при контрастном расчлененном рельефе. Этот вид складок частично уже обсуждался в разделе о нетектонических дислокациях.

Подволнооползневые складки возникают в результате оползания слоёв на склонах. Эти складки имеют облик складок течения. Нередко в них присутствуют отдельные отломившиеся блоки пород, закатанные в мелкодисперсную массу.

Наземнооползневые складки возникают в нижних частях сложных оползней под напором вышележащих блоков (рис. 8.42).

Диagenетические складки — разнообразная группа складок, образующихся в результате неравномерного уплотнения осадков или изменения объема пород в результате других физико-химических переходов. Эти нарушения выражаются небольшими короблениями, а в галогенных породах — складками течения, обусловленными нагнетанием или оттоком вещества.

Складки *разгрузки* — возникают в днищах долин рек или на кру-



Рис. 8.42. Строение оползня и наземнооползневые складки, сосредоточенные в детрузивной части оползня (выделено скобкой, по Г.П. Горшкову и Якушевой)

тых склонах. Они выражаются выгибами слоёв в сторону открытого пространства, а на крутых склонах долин в пластичных породах возникают складки течения. Складки *обрушений (проседания)* представляют собой, как правило, небольшие синклинальные складки над карстовыми провалами. *Гляциодислокации* — складки, образуемые давлением ледников на подстилающие ледник породы. Гляциодислокации развиты на территориях, подвергшихся материковому оледенению. В России они захватывают среднюю и северную части. Гляциодислокации представляют собой мелкие сложные опрокинутые в сторону движения ледника и разорванные складки в рыхлых породах, быстро затухающие на глубине. Наиболее распространены они в пластичных породах на возвышенностях рельефа. Вертикальная амплитуда складок достигает первых десятков метров. По кинематике гляциодислокации представляют собой своеобразные складки поперечного изгиба, причем ось наибольшего сжатия ориентирована в направлении движения ледника.

Структуры облекания и первичные наклоны, связанные с неровностями рельефа осадконакопления в осадочных толщах, иногда относятся к экзогенным складкам, хотя правильнее было бы их отнести к первично негоризонтальному залеганию. Выделяются структуры облекания двух типов. В первом случае вверх по разрезу неровности

начального рельефа сглаживаются. Такая ситуация возникает в терригенных породах, когда береговыми течениями осадки перемещаются по дну, заполняя впадины подводного рельефа. Во втором случае хемогенные и органогенные осадки осаждаются в спокойной обстановке, без перемещения карбонатных илов, повторяя неровности рельефа с неизменной мощностью. Таким образом, структуры облекания это псевдоскладки, так как в их формировании не участвуют пластические деформации. Как уже отмечалось во введении, отличить их от собственно складок можно анализируя ориентировку плоских минералов, которые в этом случае ориентированы параллельно палеогоризонту. В складках такая ориентировка привязана к подошве слоя.

Другие виды складок.

Кроме того, в литературе встречаются различные наименования складок, отражающие всевозможные их характеристики.

Складки течения (нагнетания) возникают при неравномерном перемещении вещества из области относительно высоких давлений в области низких давлений. В верхних зонах земной коры в условиях сравнительно невысоких температур и давления течение свойственно только высокопластичным горным породам — каменной соли, гипсам, насыщенным водой глинам, углям, известнякам. При достаточно высоких температурах и давлениях большую пластичность приобретают и такие породы, как кварциты, гнейсы и другие. При формировании складок течения в этих породах происходит также перекристаллизация вещества. Вероятно, упоминаемые ранее «сосульковидные» складки и диапировые складки являются такими складками течения.

Кроме того, складками течения называют довольно мелкие складки с непараллельными шарнирами, с быстрой изменчивостью формы складок. В. Эз [26] считает, что термин «складки течения» больше всего подошел бы к складкам, образующимся в лавовом потоке, который течет под уклон по некоторой неподвижной и недеформируемой поверхности там, где на пути потока встречаются препятствия, что приводит к скоплению в одном месте материала, собирающегося с большой площади. По кинематике эти складки являются складками продольного сжатия.

Складки течения имеют совершенно неправильную форму, и вся неправильность, неупорядоченность строения складок свидетельствует не об их принципиально ином происхождении, а о большой

неоднородности протекания процесса складкообразования, связанного и с большой неоднородностью строения сминаемой толщи и с неоднородностью деформирующих воздействий.

8.4.4. Признаки складок на геологических картах и разрезах

На геологической карте (карте среза) складки выглядят как комбинации наклонного залегания с встречным, или наклонным, углом и азимутом падения слоев. Все случаи взаимного положения слоев и рельефа были разобраны в разделе, посвященном наклонному залеганию. В целом, в случае плоского рельефа, складки изображаются параллельно-полосчатым концентрическим рисунком, конкретные очертания которого зависят от типа складок. Больше всего они похожи на срезы агатов-ониксов.

На структурных картах складки изображаются системой примерно параллельных замкнутых стратоизогипс с различным заложением. Именно поэтому складки и называются замкнутыми структурами. Величина заложения тем больше, чем выше лежит слой. В случае опрокинутых складок стратоизогипсы заходят одна под другую. Строго говоря, они не могут быть проведены, потому что в этом случае нарушается принцип однозначности — одному и тому же X и Y соответствуют два значения Z . Поэтому «невидимые» стратоизогипсы изображаются условно, прерывистой линией.

На специальных тектонических картах и картах нефтегазогеологического районирования складки изображают осями (в случае полной голоморфной складчатости) или контурами по самой нижней замкнутой стратоизогипсе (в случае спорадической платформенной складчатости).

На геологических разрезах складки изображаются примерно параллельными волнистыми линиями. Анализируя геологические разрезы с предположительно складчатым строением, следует учитывать, что на разрезах линейных складок, построенных по простирацию, они могут быть приняты за горизонтально залегающие слои и флексуры.

На материалах дистанционных съемок складки выглядят очень по-разному — в зависимости от фотогеничности района, контрастности слоев, слагающих складку, и ряда других причин.

Основное значение при дешифрировании складок на аэрофотоснимках имеет разворот пластовых треугольников в замках складок. Анализ пластовых фигур позволяет диагностировать принадлежность складки к антиклинали, или синклинали, наметить ось. В слу-

чае нерасчлененного рельефа только внимательное сопоставление симметричных слоев по разные стороны от осевой линии позволяет картировать складку. В закрытых районах только гидросеть, препа-рирующая поверхности напластования позволяет откартировать структуру складки (рис. 8.43). На космических снимках крупные складки чаще всего изображаются концентрически-полосчатым фоторисунком или в виде кольцевых структур, образованных гидросе-тью, аномалиями фототона или фоторисунка.

Методика графического построения (изображения) складчатой структуры аналогична построениям, описанным для полузамкнутых структурных форм.

8.4.5. Построение складок на геологических чертежах

Построение складок на геологических картах по данным по-левых наблюдений производится методом интерполяции, начиная от молодых и постепенно переходя к более древним слоям. При этом наиболее важными участками при интерполировании оказы-ваются замыкания складок, которые должны быть выделены как осо-бые точки, между которыми интерполяция невозможна. При хоро-шей обнаженности или дешифрируемости лучшим способом построения границы слоя является прослеживание ее непосредственно на местности с использованием косвенных признаков (например, геоморфологических) или протягивание границы на аэрофотосним-ках. В тех случаях, когда в складчатости участвуют слои с различной компетентностью, некомпетентная толща обычно бывает осложне-на дополнительной складчатостью, иногда с характерными следами складок течения. В этих случаях интерполяция также невозможна, а для изображения таких осложняющих складок внутри картируемой толщи обычно показывают дополнительные маркирующие горизон-ты.

При геологическом картировании складчатой структуры очень важно различать, структуры какого порядка характеризуют те точеч-ные замеры элементов залегания, по которым проводится интерпо-ляция. И в этом случае незаменимую помощь оказывает дешифри-рование аэрофотоснимков.

Структурные карты складчатых структур строят обычно мето-дами интерполяции между данными бурения — инвариант, треуголь-ников схождения или профилей. Особенности выбора того или ино-го метода и способы построений приведены в части V в разделе «Структурные карты». Так же, как и при построении геологических

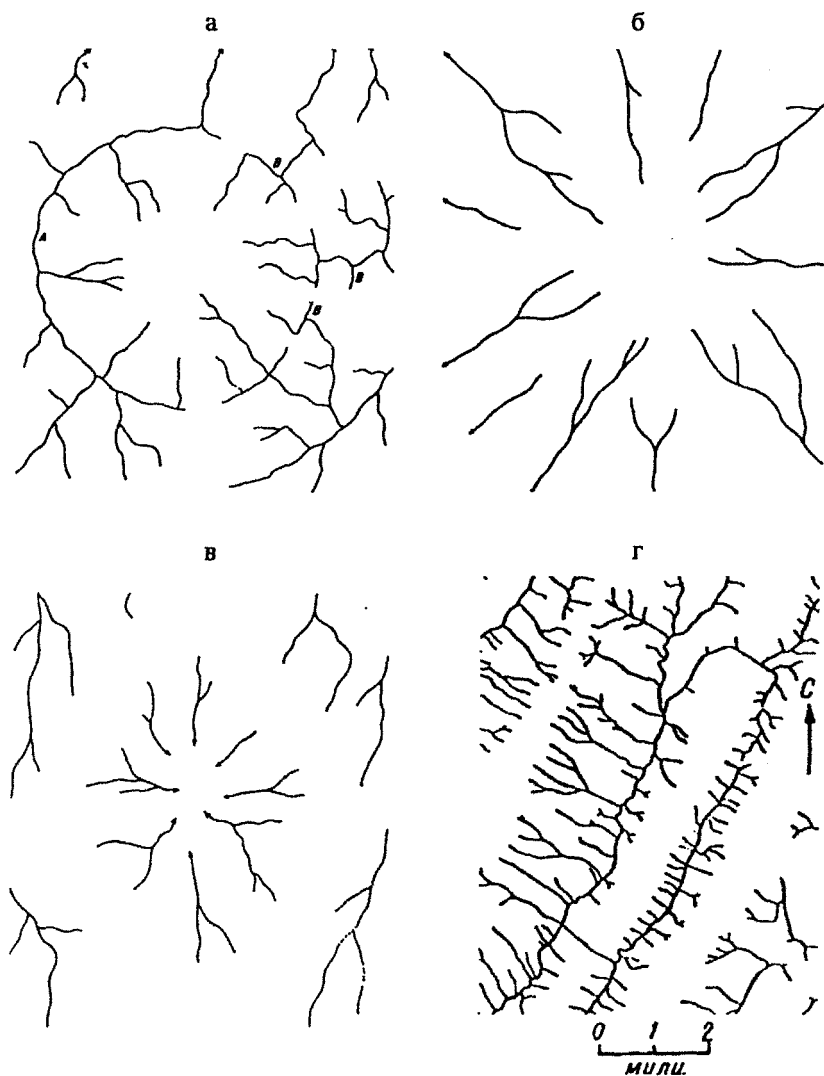


Рис. 8.43. — Характерные рисунки речной сети, развивающиеся над складками: а — радиально-концентрический рисунок, б — радиальный рисунок, характерный для растущего поднятия, в — концентрический рисунок, характерный для прогибаний (по В. и К. Миллерам), г — прямоугольный (Виргиния, по Ф. Лахи)

карт, при построении структурных карт необходимо использовать все косвенные данные, потому что используя только линейную интерполяцию, можно получить неоднозначные результаты.

Геологические разрезы складчатых структур строят обычно вкрест простирания длинных осей складок. В тех случаях, когда складки изометричны, разрезы проводят так, чтобы наиболее полно охарактеризовать складку (складчатость). Это могут быть участки с локальными осложнениями складок, показ асимметрии крыльев и т.д.

В нефтяной геологии разрезы часто строят так, чтобы максимально использовать имеющиеся данные бурения. В этом случае разрез проводят через точки с максимальным числом скважин, даже если в этом случае разрез получается ломаным. Вертикальный масштаб при этом по возможности стараются сделать равным горизонтальному. При построении геологических разрезов складчатых структур обязательно учитываются все прямые и косвенные данные о территории. Построения ведут, соединяя между собой одноименные границы, начиная от молодых. Подробно методика построения геологических разрезов складок изложена в приложении «геологические разрезы».

8.4.6. Значение складок для нефтегазовой геологии

Складки различных размеров и морфологии — один из самых главных объектов нефтегазовой геологии. Гигантские прогибы земной коры, плиты, синеклизы — это бассейны осадконакопления и захоронения органического вещества, которое впоследствии может оказаться нефтегазопроизводящим. В общем, считается, что чем больше толщина осадочного слоя, накопленного в таком большом прогибе, тем выше перспективы нефтегазоносности территории. Складки антиклинальной формы меньшего размера внутри прогибов — своды, локальные антиклинали — главные месторождения для залежей нефти и газа. Правда, к настоящему времени фонд антиклинальных структур уже в значительной степени исчерпан и нефтегазовые залежи пытаются искать в других структурах. Тем не менее залежь нефти или газа в брахиморфной антиклинали слоя песчаника — это эталонный образ скопления углеводородов. Именно такие залежи и ловушки называются традиционными и именно этот образ имеется в виду «по умолчанию». Преимущественно для них разработана классическая нефтегазовая теория, наука о методах разработки и подсчете запасов. Все остальные залежи считаются нетрадиционными и их форма описывается специально.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Что такое складка и складчатость?
2. Что такое замок и ядро складки?
3. Что такое крылья и угол складки?
4. Что такое осевая поверхность и ось складки?
5. Что такое шарнир складки и его ундуляция?
6. Что такое гребень и киль складки?
7. Что такое длина и ширина складки?
8. Что такое простираание и виргация складки?
9. Что такое замыкание складки и какие виды его Вы знаете?
10. Что такое амплитуда и высота складки?
11. По каким признакам классифицируются складки по форме?
12. Как классифицируются складки по положению осевой поверхности? Нарисовать.
13. Как классифицируются складки по ориентировке выпуклости? Нарисовать.
14. Как классифицируются складки по углу между крыльями и осевой поверхностью? Нарисовать.
15. Как классифицируются складки по форме замка? Нарисовать.
16. Как классифицируются складки по соотношению мощностей на крыльях и своде? Нарисовать.
17. Как классифицируются складки по соотношению длинной и короткой осей? Нарисовать.
18. Что такое гармоническая и дисгармоническая складчатость, каковы условия их формирования?
19. Что такое зеркало складчатости?
20. Какие типы виргаций складок Вы знаете?
21. Что такое порядки складок и как они выделяются?
22. Как образуются складки?
23. Что такое складки продольного изгиба, как они образуются и какие морфологические типы образуют?
24. Что такое складки поперечного изгиба, как они образуются и какие морфологические типы образуют?
25. По каким признакам классифицируются геологические условия образования складок?
26. Что такое конседиментационная складчатость, какие ее виды Вы знаете?

27. Что такое постседиментационная поверхностная складчатость и какие ее виды Вы знаете?
 28. Что такое диапиризм, как он образуется, какие виды диапиризма Вы знаете и какое значение он имеет для нефтегазовой и структурной геологии?
 29. Что такое грязевой вулканизм, какое значение он имеет для структурной и нефтегазовой геологии?
 30. Что такое солянокупольная тектоника, какое значение она имеет для структурной и нефтегазовой геологии?
 31. Что такое постседиментационная глубинная складчатость и какие ее виды Вы знаете?
 32. По каким признакам тектоническая складчатость отличается от экзогенной?
 33. Какие виды экзогенной складчатости Вы знаете?
 34. Как выглядят складки на геологических чертежах и аэрофотоснимках?
 35. Как изображают складки на специальных тектонических картах?
 36. Какие особенности имеет построение складчатой структуры на геологических картах?
 37. Какие особенности имеет построение складчатой структуры на геологических разрезах?
 38. Какие особенности имеет построение складчатой структуры на структурных картах?
 39. Какое значение имеют складки для нефтегазовой геологии?
-

ГЛАВА 9. ДИЗЬЮНКТИВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ (РАЗРЫВЫ)

9.1. Общее представление о разрывах

9.1.1. Диаклазы и параклазы

Если напряжения в горной породе или в отдельном ее фрагменте превышают предел прочности, она разрушается и в ней возникают *дизьюнктивные дислокации (разрывы)*, которые делятся на две большие группы:

— без видимого смещения крыльев и с одной элементарной поверхностью сместителя (*диаклазы*). К ним относятся *кливаж*, разновидностью которого является *сланцеватость*, и *трещины*;

— с видимым смещением крыльев — *разломы (параклазы)*. К ним относятся сбросы и взбросы, надвиги и сдвиги, раздвиги, шарьяжи и другие формы.

Гигантские, долгоживущие, уходящие в недра за пределы земной коры разломы называются глубинными. Отдельные штUFFы горных пород, скальные обнажения, горные массивы, земная кора в целом разбиты системой разрывов разного размера, образующих сложные парагенезисы и системы. Иногда бывает трудно определить разницу между трещиной и разломом. Нередко отнесение разрыва к тому или иному виду зависит от масштаба исследования и степени обобщения. Любой разлом, в том числе и глубинный, на определенном уровне обобщения по отношению к нарушаемому объему тектоносферы может рассматриваться как трещина. Но в основном граница между значительным и незначительным смещением определяется по отношению либо к масштабу картирования, и тогда значительным будет называться смещение, превышающее 2 мм в масштабе карты, либо к наблюдателю-человеку, и тогда значительным будет считаться смещение в метры.

Разрывы могут образоваться в результате как быстрых, так и медленных движений, ориентированных в различных направлениях. Они образуют самостоятельные структурные формы, а также сопутствуют пластическим деформациям и внедрениям магмы.

Движения по разрывам могут происходить одновременно с осадконакоплением (конседиментационные), а могут разрывать уже сформированные толщи (постседиментационные). Это определяется по разнице мощностей по разные стороны от разрыва.

С разрывами, так же, как и с пликативными дислокациями, часто связаны месторождения полезных ископаемых, велика их роль и в формировании залежей нефти и газа.

На геологических картах разрыв показывается красными или толстыми черными линиями (это обычно указывается в легенде карт).

9.1.2. Элементы разрыва

К элементам разрывов относятся (рис. 9.1): *сместитель* – поверхность, по которой перемещаются *бока* (*блоки, крылья*) разрыва. Он обладает элементами залегания и направлением (вектором) перемещения. Угол падения сместителя – β . Величина перемещения называется его *амплитудой*. Выделяют следующие виды амплитуды (рис. 9.1):

– *Истинную* (по сместителю) (АБ) – расстояние между двумя сопряженными до разрыва точками по сместителю.

– *Вертикальную* (ВБ) – вертикальную составляющую истинного смещения. Она равна расстоянию по вертикали между смещенными смежными точками на боках разрывного смещения.

– *Горизонтальную* (АВ) – горизонтальную составляющую истинного смещения. Она выражает перемещение блоков – надвигание их друг на друга или сдвигание их друг относительно друга.

– *Стратиграфическую* (ГБ) – расстояние между перемещенными смежными точками по перпендикуляру к поверхности напластования (по подошве и кровле слоя).

– *Вертикальный отход* (БД) – расстояние по вертикали между смещенными слоями (вертикальная составляющая стратиграфической амплитуды).

– *Горизонтальный отход* (ГД) – (горизонтальная составляющая стратиграфической амплитуды).

– *Линия разрывного нарушения (линия разрыва)* – линия пересечения поверхности сместителя и линии рельефа.

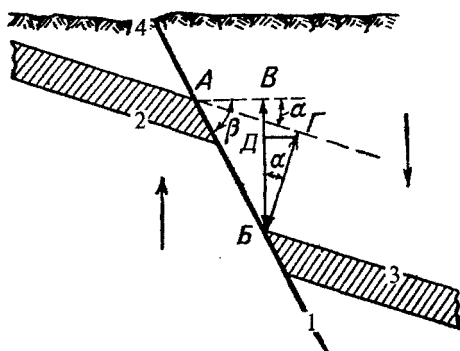


Рис. 9.1. Элементы разрыва (в вертикальном разрезе): 1 – сместитель, 2 – поднятое крыло (лежачее), 3 – опущенное крыло (висячее), (сбрасыватель), 4 – линия разрыва – линия пересечения сместителя с поверхностью рельефа, AB – истинная (полная) амплитуда, BB – вертикальная амплитуда разрыва, GB – стратиграфическая амплитуда, AB – горизонтальная амплитуда (зияние), BD – вертикальный отход – вертикальная составляющая стратиграфической амплитуды, GD – горизонтальный отход – горизонтальная составляющая стратиграфической амплитуды, α – угол падения пород, β – угол падения плоскости сбрасывателя (по В.А. Апродову с добавлениями)

– Крылья (бока, блоки) разрыва – разорванные и перемещенные части геологического тела. Выделяют *висячее* (под ним «висит» сместитель) и *лежачее* (на нем «лежит» сместитель) крылья.

Вертикальные сместители, рассекая рельеф, изображаются на геологической карте прямой линией, наклонные разрывы образуют пластовые треугольники. Пологие и горизонтальные сместители повторяют изгибы горизонталей рельефа.

9.1.3. Классификации разрывов

Так же, как и складки, разрывы классифицируются по разным признакам. В основном, они строятся по структурно-морфологическому и кинематическому принципам. Свои особенности есть в классификации различных видов разрывов – кливажа, трещин, разломов. Геометрические классификации и характеристики общие для всех разрывов приведены в табл. 9.1 и на рис. 9.2.

По отношению к слоистости разрывы разделяют на следующие виды:

– *Послойные* – параллельные слоистости (рис. 9.2а).

Классификации разрывов

Признак	Виды разрывов					
	Диаклазы			Параклазы		
По величине смещения крыльев	Кливаж	Трещины	Разломы			
По соотношению деформации с временем осадконакопления	Конседиментационные			Постседиментационные		
По отношению к главным осям напряжений	Отрыва			Скальвания		
По соотношению сместителя и слоистости	Послойные	Продольные		Поперечные	Косые	
По соотношению сместителя и горизонтали	Пологие (0-30°)		Крутые (30-80°)	Вертикальные (80-90°)		
По соотношению падений сместителя и слоев	Несогласные		Согласные	Послойные		
По направлению перемещения по разрыву	Прямые	Обратные	Шарнирные	Цилиндрические		
По рисунку ассоциаций разрывов в плане	Параллельные	Перистые	Радиальные	Кулисообразные	Чешуйчатые	Концентрические

– *Продольные* – простираение слоистости параллельно простираению поверхности сместителя, а углы падения отличаются (рис. 9.2b);

– *Поперечные* – простираение поверхности сместителя перпендикулярно простираению слоистости. Углы падения различны (рис. 9.2c).

– *Диагональные* – поверхность сместителя разрыва расположена под углом к слоистости (рис. 9.2d).

Рассматривая соотношение поверхности сместителя и слоя следует учитывать, что слои могут быть смяты в складки и разрыв в разных своих частях может оказаться и продольным, и поперечным, и диагональным.

По отношению к горизонтальной плоскости разрывы могут быть:

– *пологими* (с углами падения от 0 до 30°);

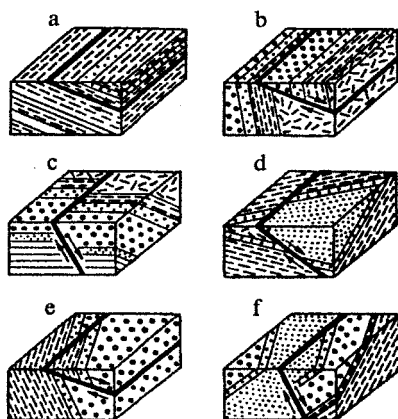


Рис. 9.2. Различные виды разрывов по отношению к слоистости: а – послойные, б – продольные, с – поперечные, d – диагональные, е – согласные, f – несогласные (по А.Е. Михайлову)

- *крутыми* (с углами падения от 30° до 80°);
- *вертикальными* (с углами падения от 80° до 90°).

По отношению к падению слоёв выделяются:

- *согласнопадающие* – с падением, ориентированным в ту же сторону, что и падение слоёв, (рис. 9.2e);
- *несогласнопадающие* разрывы – у которых падение поверхности сместителя в направлении, противоположном преобладающему падению слоёв (рис. 9.2f);

Эти характеристики разрывов наблюдаются непосредственно.

Анализ соотношений перемещений по разрывам и ориентировки поверхности сместителя позволяют выделить *прямые* разрывы – когда перемещение испытывает висячее крыло и *обратные* – перемещается лежачее крыло. Для выделения прямых и обратных разрывов обычно требуются специальные тектонодинамические исследования, но и тогда они не всегда могут быть идентифицированы с надлежащей достоверностью.

Кроме того, выделяются *шарнирные* разрывы, у которых в разных частях разрыв имеет различные амплитуды смещения, а также прямой и обратный характер. Перемещение здесь происходит вокруг одного центра (рис. 9.3). Наконец, выделяют цилиндрические раз-

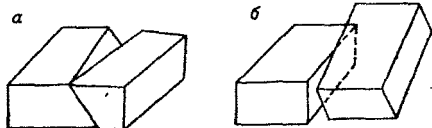


Рис. 9.3. Шарнирные разрывы
(по В. Ярошевскому)

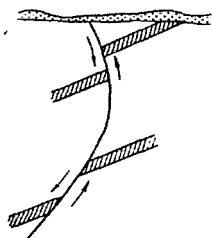


Рис. 9.4. Цилиндрический разрыв
(по Г.П. Горшкову и А.Ф. Якушевой)

рывы, в которых поверхность сместителя имеет цилиндрическую форму и смещение происходит по цилиндрической образующей (рис. 9.4). Такие разрывы возникают над интрузиями, диапирами, в породах, слагающих конусы вулканов.

9.1.4. Статистическая характеристика параметров разрывов

Разрывы составляют парагенезисы, образующие параллельный, перистый, радиальный, концентрический, кулисообразный, чешуйчатый рисунки, однако чаще всего, на первый взгляд, сеть разрывов представляется хаотической (рис. 9.5). Закономерности ориенти-



Рис. 9.5. Сеть разрывов, отдешифрированная на аэрофотоснимке
(р.Джида, Харгатинский гипербазитовый массив)

ровки разрывов обычно изучаются с помощью роз-диаграмм, характеризующих относительную интенсивность разрывов того или иного направления. Эти розы-диаграммы могут быть удлиненными, или изометричными, приближающимися к кругу, либо звездчатыми. Для численного изучения параметров разрывов можно выбрать численные характеристики, позволяющие численно характеризовать особенности сети разрывов в обобщенном (осредненном) виде. Это *выборочная результирующая длина и дисперсия*.

Выборочная результирующая длина вычисляется по формуле:

$$R_x = \sqrt{\left(\frac{1}{N} \sum f_i \cos \theta_i\right)^2 + \left(\frac{1}{N} \sum f_i \sin \theta_i\right)^2},$$

где θ_i — срединная точка i -того интервала (направление луча розы-диаграммы), f_i — частота, соответствующая i -тому интервалу (длина соответствующего луча), N — сумма частот (суммарная длина всех лучей розы-диаграммы). Эта величина характеризует степень удлинения розы-диаграммы и меняется от 1 (круглая роза-диаграмма) до 0,25 (сильно вытянутая роза-диаграмма).

Дисперсия вычисляется по формуле:

$$\sigma^2 = \frac{\sum (f_i)^2}{n} - \left(\frac{\sum f_i}{n}\right)^2,$$

где f_i — значение функции i -того интервала, n — количество интервалов. Эта величина характеризует «звездчатость» розы — диаграммы — чем больше дисперсия, тем лучше выражены лучи.

При изучении диаграмм, построенных по различным регионам, оказалось, что существуют численные значения дисперсии и выборочной результирующей длины, характерные для разрывов, развитых в различных толщах (рис. 9.6).

9.1.5. Образование разрывов

При развитии деформаций, превосходящих предел прочности породы, в них образуются сначала микроскопические, затем — субмикроскопические, и наконец — видимые разрывы. Микроскопические разрывы обычно образуются избирательно, ориентируясь в соответствии со структурно-текстурными особенностями породы. Микроскопические трещинки отрыва, расположенные кулисообразно, соединяются между собой, образуя более крупные, но скрытые, слабо заметные трещины. Иногда они пересекают поперек круп-

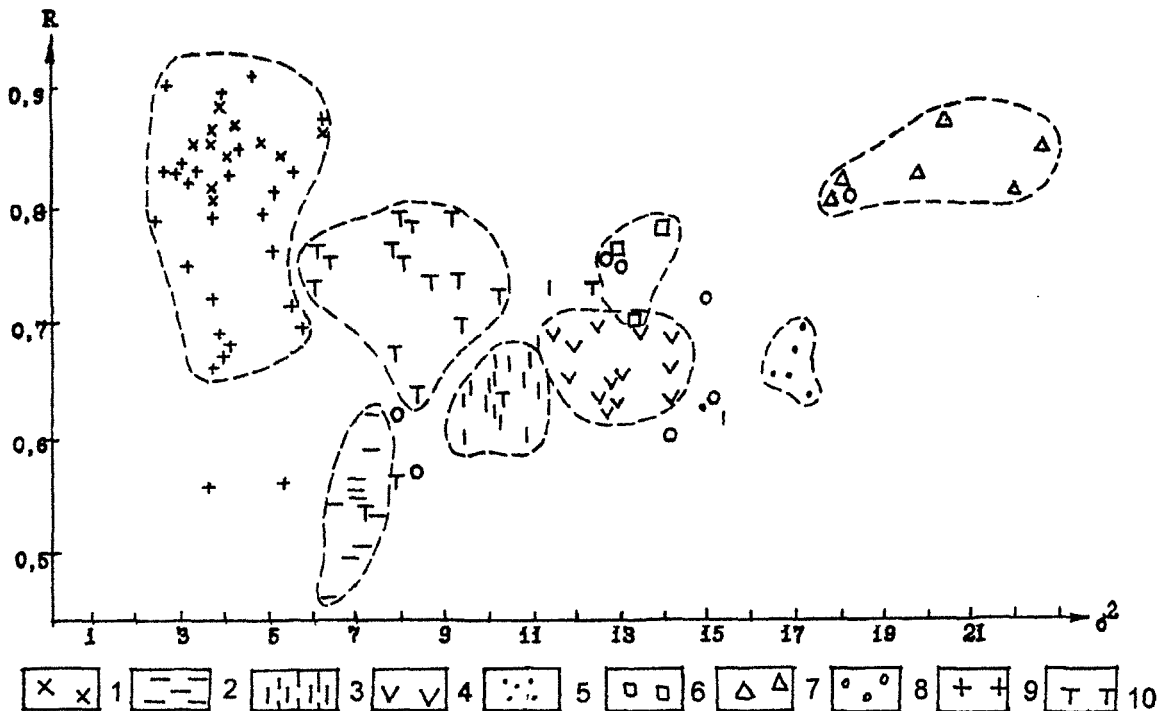


Рис. 9.6. Характерные значения выборочной результирующей длины R и дисперсии (σ^2) для различных структурно-литологических комплексов. 1 - кристаллические сланцы, 2 - метаморфические сланцы, 3 - кремнисто-базальтовая толща, 4 - эффузивно-осадочная толща, 5 - терригенная толща, 6 - карбонатная толща, 7 - олистостромовая толща, 8 - послегеосинклинальные отложения, 9 - граниты, 10 - ультраосновные и основные породы

ные обломки терригенных пород, иногда — обходят зерна. В хрупких породах величина предшествующей пластической деформации незначительна, а в вязких, прежде чем тело разрушится она проявляется сильно. С глубиной в земной коре пластичность всех горных пород повышается, они становятся более вязкими, и деформация в них обуславливается вращением, скольжением, переориентировкой фрагментов породы. При вращательных усилиях главные оси деформации меняют свое положение, при изгибе и кручении главную роль начинают играть напряжения, связанные с растяжением на внешней выпуклой стороне изгибающихся слоёв, и сжатием слоёв, сконцентрированных на их внутренней стороне.

В однородных средах разрывы образуются либо путем отрыва перпендикулярно максимальным, растягивающим нормальным напряжениям, либо путем скалывания в направлении максимальных касательных напряжений.

Образование каждого разрыва всегда приводит к изменению поля напряжений, происходит его ослабление в одних местах и усиление в других. Меняется ориентировка полей напряжений и новые разрывы возникают в соответствии с новым, искаженным полем напряжений, при неизменном воздействии внешних сил (рис.9.7). Трещины скалывания при продолжении деформации меняют ориентировку и в конце концов образуются трещины новых направлений (рис. 9.8).

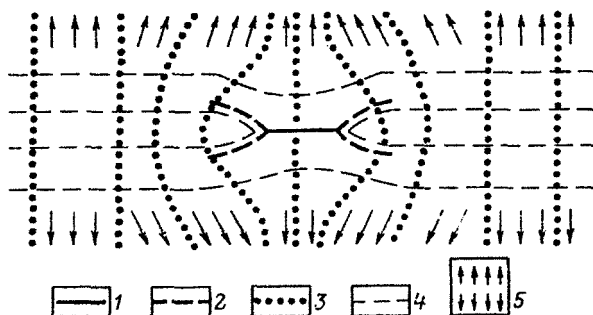


Рис. 9.7. Изменение поля напряжений около разрыва: 1 — разрыв, 2 — направления дальнейшего разрастания разрыва, 3 — траектория, 4 — траектории максимальных нормальных сжимающих напряжений, 5 — силы общего растяжения (по М.В. Гзовскому с изменениями)

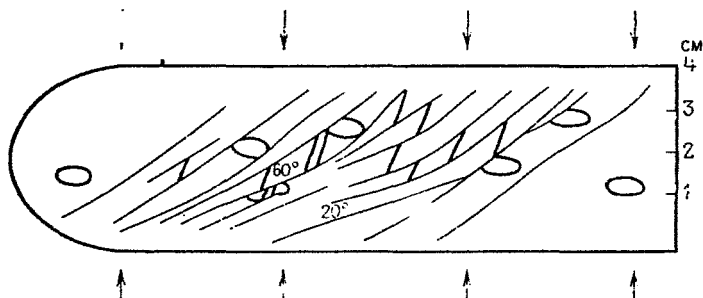


Рис. 9.8. Поворот трещин скалывания первой генерации (тонкие линии) и образование трещин скалывания второй генерации (толстые линии). Эллипсами показаны направление и размер сжатия (по В.В. Белоусову, эксперимент Т.М. Гептнер)

9.2. Кливаж и сланцеватость

Кливаж (cleavage) раскол — это способность горной породы раскалываться на плоские плитки или пластинки. Кливаж обусловлен тем, что пластинчатые, чешуйчатые и удлинённые минералы или линзовидные минеральные зерна своими плоскими и (или) длинными поверхностями располагаются параллельно друг другу. Считается, что кливаж возникает в результате давления, испытываемого породой, и перекристаллизации вещества.

Кливаж и сланцеватость возникают обычно на последней стадии пластической деформации и являются переходной формой между пластической и разрывной деформациями. Встречается кливаж в слабо метаморфизованных породах складчатых областей и геосинклиналей. По современным представлениям, кливаж может иметь сложную природу. Он возникает в зоне катагенеза на глубинах 2–6 км в направлении, перпендикулярном сжимающим напряжениям. В его формировании играют роль частичное растворение и переориентация отдельных минералов в направлении, перпендикулярном сжатию вдоль ослабленных зон. Следовательно, кливаж возникает в результате как тектонического фактора, так и кристаллизационной дифференциации.

В настоящее время единой точки зрения на происхождение и классификации кливажа не существует. Чаще всего выделяют прямой, веерообразный (прямой и обратный), S-образный, z-образный, параллельный виды кливажа (рис. 9.9). При кливаже пластинки

слегка смещены друг относительно друга, и когда он пересекает различные слои, на границах между ними наблюдается зазубренность — породы одного слоя зубцами проникают в породы другого слоя.

Закономерное расположение кливажа относительно осей складок зачастую помогает определить характеристику складки по керну буровых скважин. Например, вертикальное расположение разрывов кливажа свидетельствует о прямой складке. В нормальных и наклонных складках кливаж круче слоистости, в опрокинутых и лежащих — на подвернутых крыльях — положе слоистости, а на нормальных крыльях — круче нее. В изоклинальных складках — обычно субпараллелен слоистости. В различных по жесткости породах, переслаивающихся друг с другом, в нормальном крыле складки поверхности кливажа образуют z -образные изгибы, а в подвернутом — s -образные.

Сланцеватость называется разновидность кливажа, связанная с параллельной переориентировкой таблитчатых и чешуйчатых минералов перпендикулярно направлению максимальных сжимающих усилий. Выделяют совершенно сланцеватую (плоско-сланцеватую, прямосланцеватую), изогнуто-сланцеватую, спутанно-сланцеватую текстуры.

Нередко термины сланцеватость и кливаж используются как синонимы.

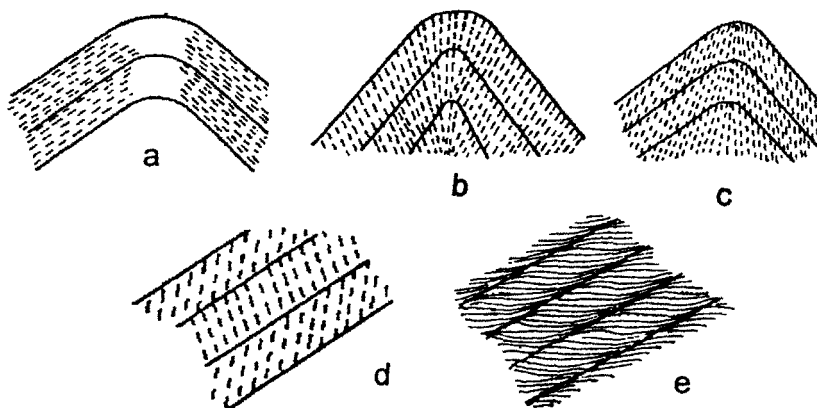


Рис. 9.9. Виды кливажа: а — послойный, секущий; б — веерообразный прямой; с — веерообразный обратный; д — s -образный; е — z -образный (по В.В. Белоусову)

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Что такое дизъюнктивные дислокации (разрывы)?
 2. Что такое диаклазы?
 3. Что такое параклазы?
 5. Что такое сместитель и как он характеризуется?
 7. Как классифицируются разрывы по отношению к слоистости?
 8. Как классифицируются разрывы по отношению к горизонту?
 9. Как классифицируются разрывы по характеру перемещения?
 10. Как классифицируются разрывы по отношению к главным осям напряжений?
 11. Что такое сланцеватость?
 12. Что такое кливаж?
 13. Как образуются сланцеватость и кливаж?
 14. Какую роль играют сланцеватость и кливаж в структурной геологии и в геологии нефти и газа?
-

9.3. Трещины и трещиноватость

9.3.1. Общее представление о трещинах

Трещины – элементарные разрывы с незначительным перемещением крыльев. Поверхность их сместителя представляет собой элементарную плоскость.

Совокупность трещин называется *трещиноватостью*.

Трещины различного происхождения, облика и размера развиты в земной коре повсеместно. Обычно под этим термином понимают дизъюнктивную дислокацию небольшого размера, соизмеримую с размерами наблюдателя. Однако иногда при геологическом дешифрировании материалов аэро- и космических съемок как трещины выделяются нарушения значительно больших размеров – длиной в сотни метров и километры. Чтобы подчеркнуть их значительные размеры, употребляют термины *мегатрещины* и *макротрещины*. У трещин имеются все элементы, описанные для разрывов и к ним применимы все классификации, по которым классифицируются разрывы. Кроме того, как специфическая структура они обладают и особыми свойствами и могут быть классифицированы по дополнительным признакам.

Трещины, имеющие сходные элементы залегания, объединяются в *ряды трещин*. Трещины, которые можно объединить по какому-либо произвольному признаку (простираение, происхождение, возраст и т.д.), называют *системой трещин*.

Относительный возраст трещин можно определить в местах пересечения трещин, их разветвлений, переходов из одного слоя в другой. Та трещина моложе, которая пересекает, разрывает, смещает другую трещину либо другое геологическое тело или структуру.

9.3.2. Морфологические характеристики трещин и межтрещинного пространства

Морфологическая классификация трещин такая же, как у разрывов. Кроме того, среди трещин по величине зияния, визуальной проявленности выделяют следующие виды:

1. *Скрытые*, у которых сместитель непосредственно не заметен, а обнаруживается только при окрашивании породы или раскалывании ее молотком.

2. *Закрытые* – трещины, сместитель которых виден отчетливо, но зияния не наблюдается.

3. *Открытые* — трещины с отчетливо видимым зиянием, часто заполненным новообразованиями — кальцитом, кварцем, глинами.

9.3.3. Генетическая классификация трещин

По генезису выделяются первичные, тектонические, планетарные и гипергенные трещины. Однажды возникнув, трещина (как и любой другой разрыв) искажает вокруг себя поле напряжений, и новые по генезису трещины будут, по возможности, использовать уже существующие ослабленные зоны. Поэтому и тектонические, и планетарные и гипергенные трещины обычно используют уже имеющую отдельность, образованную первичной трещиноватостью.

Первичные трещины образуются в кристаллизующемся расплаве или литифицирующемся осадке за счет сокращения их объема и возникновения всестороннего внутреннего сжатия (стяжения). Характерной особенностью таких трещин является то, что они обычно развиты в каждом слое отдельно. Первоначально они могут быть скрытыми, но если порода попадает в зону выветривания, трещины раскрываются и разделяют породу на хорошо выраженные блоки *отдельностей* — геометрически правильных штуфов горной породы. Их форма определяется взаимным расположением трещин. Нередко форма отдельности специфична для конкретного вида пород и служит хорошим полевым диагностическим признаком толщ. В осадочных горных породах развиваются следующие виды отдельности: прямоугольная, кубическая, параллелепипедальная, призматическая, плитчатая, шаровая и глыбовая. В метаморфических горных породах — плитчатая, пластинчатая, ребристая, в лавах — призматическая, столбчатая и др. И даже условные знаки некоторых горных пород символически изображают характерную для них отдельность — известняки, мергели, доломиты, песчаники.

Размеры отдельности зависят от толщины пластов, степени дислоцированности породы и ее состава. В общем, наиболее часто встречаются размеры 3, 9, 20, 50 см. Изучением размеров отдельности с практическими целями занимаются специалисты по разработке отделочных и строительных материалов (гранит, известняк, мрамор), каменного угля. В этом случае отдельность выступает под названием «блочность» или «кусковатость».

Ориентировка первичных трещин закономерно связана с очертаниями бассейна осадконакопления, и, как указывают многочисленные исследователи, при достаточно большом числе замеров, пре-

имущественными простираниями трещин являются трещины с азимутами 0° , 45° , 90° , 135° . Специфические первичные открытые трещины образуются в локальных объемах пород при диагенезе и катагенезе в результате неравномерного сокращения пород различного состава. Такая трещиноватость, в последующем, может играть значительную роль при межрезервуарной миграции флюидов.

Тектонические трещины образуются в результате приложения к породе тектонических (эндогенных) сил. Они обычно сравнительно хорошо выдержаны по простиранию и падению и ориентированы по единому плану в разных по составу породах. Наблюдаемая длина трещин может достигать нескольких десятков метров, но, как правило, колеблется от десятков сантиметров до первых метров. Среди тектонических трещин выделяют трещины *отрыва* и трещины *скальвания*.

Трещины отрыва — открытые, зерна, слагающие терригенную породу, при пересечении их трещиной отрыва иногда выпадают из породы, и поверхность сместителя становится неровной, с ямками. Трещины отрыва наблюдаются в осях линейных складок, на смыкающих крыльях флексур. Они, как правило, выдержаны по простиранию и падению на десятки и сотни метров. По ним часто вырабатывается овражно-балочная сеть, долины водотоков. В изометрических куполах трещины отрыва развиваются по радиусам и концентрически. В овальных поднятиях развиваются два направления трещин отрыва — более раннее, параллельное длинной оси поднятия, и позднее, параллельное короткой.

Трещины скальвания — часто закрытые. По их сместителю иногда можно заметить следы перемещения. Гальки и крупные зерна, попавшие на линию разрыва, срезаются. Трещины скальвания обычно хорошо выдержаны по простиранию и падению. Трещины отрыва, как уже говорилось, перпендикулярны оси наибольшего растяжения и параллельны оси сжатия, а две взаимно перпендикулярные трещины скальвания ориентированы под углами примерно в 45° к осям, при этом линия пересечения трещин совпадает с осью промежуточных значений главных нормальных напряжений. Следовательно, изучив ориентировку трещиноватости, можно восстановить ориентировку полей напряжений, сформировавших данную сеть трещин. Сложность заключается в том, что в природных условиях очень трудно выявить пару трещин скола, образовавшихся одновременно в одном поле напряжений. Существующие методики пока несовершенны и требуют дальнейшей разработки.

Планетарная трещиноватость. Под этим термином значатся, в основном, два понятия. Некоторые авторы под планетарной трещиноватостью понимают систему разрывов, выделенную при мелко-масштабных исследованиях структур регионального (платформы, складчатые пояса) и планетарного (Земля в целом) рангов. Понятно, что при региональных и планетарных исследованиях как трещиноватость выделяются разрывы разных размеров. Другие к планетарной трещиноватости относят трещины любых размеров, в основном перпендикулярные поверхностям наслонения и ориентированные преимущественно в направлениях 0° , 45° , 90° , 135° . Считается, что такая ориентировка вызвана единими для всей планеты причинами, например, изменениями скорости вращения Земли. На рис. 9.10а приведена теоретическая схема размещения планетарных трещин земной коры, создаваемая вращательными силами, действующими на Землю совместно с силами гравитационного влияния Луны и Солнца, на рис. 9.10б — результат моделирования этой системы на примере каучукового шара, обмазанного парафином, а на рис. 9.11 — размещение основных зон разломов ортогональной и диагональной систем в разных масштабах. Как видно, характерная особенность планетарной трещиноватости — ее регулярность. Поэтому выявленная закономерность распределения трещиноватости позволяет прогнозировать местоположение ненаблюдаемых трещин. Таким образом, планетарная трещиноватость фиксирует структурный результат делимости земной коры — способности ли-

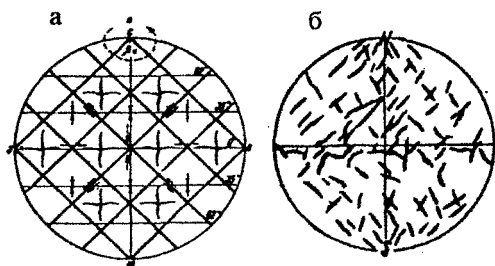


Рис. 9.10. а — теоретическая система планетарных трещин земной коры и направлений сдвиговых смещений по ним, возникающих под влиянием сил ротации (при ускорении вращения Земли (по И.И. Чебаненко), б — схема размещения трещин на лабораторных моделях вращающейся Земли. Опыт лаборатории Вюрцбургского университета. Зарисовка по фотографии модели

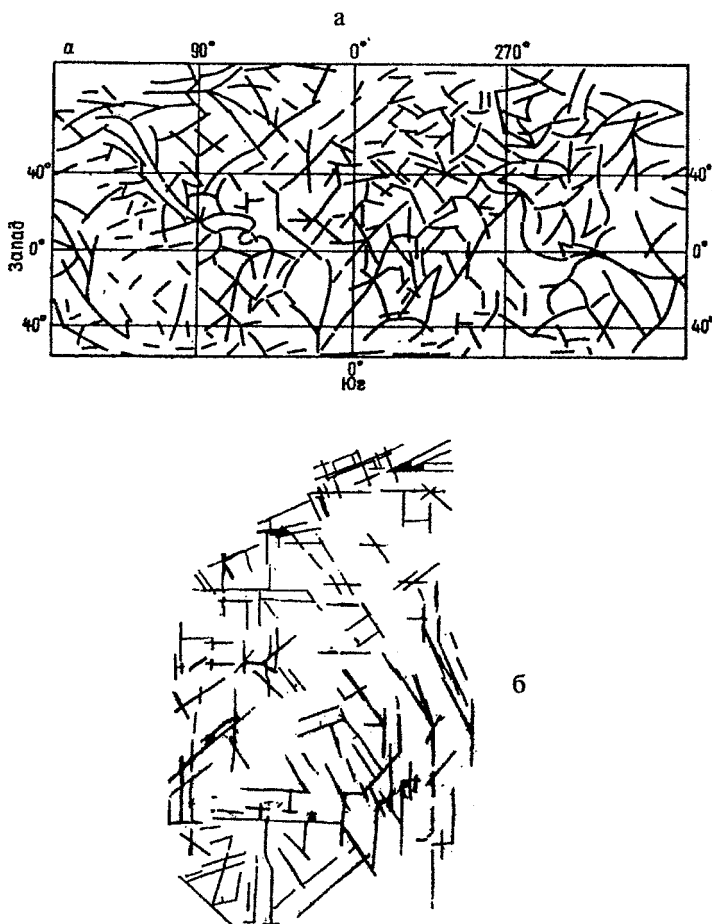


Рис. 9.11. а – сеть глубинных разломов Земли (по Г.В. Чарушину и Каттерфельду), б – система трещин Норвегии (по И.В. и Д.И. Мушкетовым)

тосферы расчленяться на отдельные сегменты, глыбы, блоки и другие, меньшие по размерам составные элементы.

Гипергенные трещины – образуются в результате экзогенных процессов в приповерхностных частях горных пород. Эти трещины часто являются открытыми. Среди них выделяются:

— *трещины выветривания*, которые образуются из-за раскрытия и расширения ранее существовавших трещин первичного или тектонического происхождения. По мере удаления от дневной поверхности частота трещин и величина их раскрытия резко уменьшается. Обычно трещины выветривания распространены на глубину не более 10–15 м.

— *трещины оползней, обвалов и провалов* — встречаются в осевших блоках пород, на бортах оползней. Как правило, в верхней части оползня наблюдаются параллельные между собой трещины отрыва, а в нижней — как трещины отрыва, так и разнообразно ориентированные трещины скалывания, связанные со скучиванием оползающих масс.

— *трещины расширения пород при разгрузке* (трещины отслаивания, бокового отпора, отседания и др.). По механической природе, это трещины отрыва, развивающиеся в горных породах вблизи горных выработок, глубоких ущелий, в шахтах параллельно поверхности. Эти трещины возникают потому, что горные породы находятся

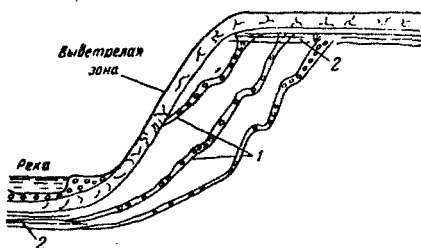


Рис. 9.12. Трещины бокового отпора — 1 и отслаивания — 2 (по А.Г. Лыкошину, упрощенно)

под действием литостатического давления. Когда с одной стороны это давление исчезает, то породы начинают «выдавливаться» в эту сторону, образуя трещины. Сила, с которой блоки пород выдавливаются настолько велика, что они иногда «выстреливают» из стен шахт или «захватывают» буровой инструмент (рис. 9. 12).

Существует еще много других разновидностей нетектонических трещин.

9.3.4. Изображение трещиноватости на аэрофотоснимках и геологических картах

Трещиноватость очень хорошо видна на крупномасштабных аэрофотоснимках, мегатрещиноватость — на среднемасштабных снимках. Значительно хуже трещиноватость различных рангов наблюдается на мелкомасштабных и космических снимках. Особенно четко системы трещин прослеживаются по микроформам рельефа или по аномалиям растительности и увлажненности. Дешифрирова-

ние снимков позволяет не только выявить трещиноватость, но и изучить многие ее свойства и статистические характеристики: частоту, протяженность, элементы залегания, связь с вмещающими породами. На геологических картах характеристики трещиноватости выделяются специальными обобщающими знаками (Приложение 3), показывающими их генезис, преимущественную ориентировку, или диаграммами, отражающими их обобщающие характеристики.

Так как в различных горных породах сеть трещиноватости различна, ее обобщающие статистические характеристики можно использовать для разделения толщ по составу при геологическом картировании в закрытых растительностью или плащом рыхлых отложений регионах.

Полевое изучение трещиноватости – обязательная составная часть полевых работ. Их методика и особенности излагаются в специальных руководствах по геологическому картированию.

Лабораторное изучение трещиноватости по полученным из керна образцам нередко дает заниженные сведения, так как керн разделяется на фрагменты именно по трещинам. Более надежные сведения о трещиноватости дают данные промыслово-геологических испытаний.

9.3.5. Построение диаграмм трещиноватости и их статистический анализ

Ориентировка и расположение каждой конкретной трещины случайны, поэтому только их совокупность позволяет делать выводы о закономерностях развития трещиноватости и ориентировке осей главных нормальных напряжений, в результате которых данные трещины были образованы. В тех случаях, когда геолога интересуют именно тектонические трещины, важно еще на первоначальных стадиях полевого изучения и сбора статистических характеристик трещиноватости по возможности выявить их генетическую принадлежность. Чтобы данные по трещиноватости были представительными, одна диаграмма должна быть сделана не менее чем по 40 наблюдениям. Эта площадка, на которой проводились замеры, обычно изображается в масштабе карты точкой. Результаты замеров сводятся в таблицу, шапка которой приведена в табл. 9.2.

Для наглядности данные замеров сводятся в диаграммы трещиноватости. Эти диаграммы могут строиться в прямоугольных координатах, однако нагляднее и удобнее для последующей интерпретации нанести эти данные на круговые диаграммы. При этом обычно

Форма таблицы для записи наблюдений при статистическом анализе трещин

№№ точек	Угол падения	Азимут падения	Характеристика трещин
1			
2			

наносятся координаты не трещины, а перпендикуляра к ней. Тогда горизонтальные трещины изображаются в центре диаграммы, вертикальные — на ее окружности, а наклонные — на площади диаграммы. Проекции и диаграммы, используемые для этих целей, разнообразны, не менее разнообразны и методики их тектонодинамической интерпретации.

В отличие от полевых наблюдений над трещиноватостью, при которых фиксируется и изучается ориентировка и другие характеристики трещины, на локальной площадке, на аэро- и космических снимках может изучаться сеть разрывов на некоторой площади — в основном, их простираение, густота, взаимные соотношения в их естественных ранговых соотношениях друг с другом и вмещающими телами. Размеры этих разрывов (часто их называют мегатрещинами) обычно колеблются от сотен метров до первых километров (наблюдаемые на аэрофотоснимках) и до десятков километров (наблюдаемые на космических снимках). Последние иногда называют макротрещинами.

При статистическом анализе разрывов необходимо учитывать, что на равнинных территориях в подавляющем большинстве выявляются крутые и вертикальные разрывы, пологие же обычно ускользают от внимания дешифровщика.

Применение статистических методов изучения трещиноватости по аэро- и космическим снимкам очень популярно, потому что сеть трещиноватости — это те фотообъекты, которые опознаются практически на любых аэро- и космических снимках наиболее достоверно и однозначно выделяются компьютерными программами обработки снимков.

В результате интерпретации статистической обработки сети трещиноватости по полевым наблюдениям и дешифрированию аэро- и космических снимков выделяются тектонические блоки и площади выхода горных пород различного литологического состава, воссоз-

дается ориентировка осей главных нормальных напряжений, а также другие характеристики напряженного состояния пород.

9.3.6. Значение трещиноватости для структурной и нефтегазовой геологии

Трещиноватость является важным объектом структурно-геологических и нефтегазогеологических исследований с различных позиций:

- Как полости, обеспечивающие увеличение пористости горной породы.
- Как поверхности, обеспечивающие проницаемость горной породы.
- Как полости, способные вызвать разнообразные осложнения в процессе бурения скважин.

В результате интерпретации диаграмм трещиноватости определяются палеополя напряжений.

Особый интерес представляют зоны повышенной трещиноватости, которые являются, кроме того, областями пониженных пластовых давлений, в которые «подсасываются» подвижные флюиды.

Совокупность трещин, называемая «трещиноватостью», определяет проницаемость горных пород для любых флюидов. Поэтому с ними связаны месторождения руд гидротермального и метасоматического генезиса (цветные металлы, оптическое и ювелирное сырье и др.). От трещиноватости в большой степени зависят инженерно-физические свойства горных пород.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Что такое трещины и трещиноватость?
2. Что такое ряды и системы трещин?
3. Как классифицируются трещины по величине зияния?
4. Что такое отдельность и какая она бывает?
5. Что такое первичные трещины и чем они характеризуются?
6. Что такое тектонические трещины и чем они характеризуются?
7. Что такое планетарная трещиноватость и чем она характеризуется?
8. Что такое гипергенные трещины и чем они характеризуются?

9. Как трещиноватость изображается на снимках и геологических картах?
10. Как анализируют совокупности трещин, изучающихся на обнажениях?
11. Какие параметры трещиноватости изображают на круговых диаграммах?
12. Как анализируют совокупности разрывов, дешифрирующихся на аэро- и космических снимках?
13. Как определяется возраст трещин?
14. Какое значение трещиноватость имеет для структурной и нефтегазовой геологии?

9.4. Разломы

9.4.1. Общая характеристика разломов

Разломы (параклазы) — дизъюнктивные нарушения с заметными смещениями геологических границ.

Формирование разлома это, как правило, длительный процесс, происходящий в результате многократных подвижек его крыльев по поверхности сместителя. Образование разлома происходит по следующему сценарию (рис. 9.13).

Растрескивание породы. Ориентировка тектонических трещин диктуется ориентировкой главных нормальных напряжений, а их

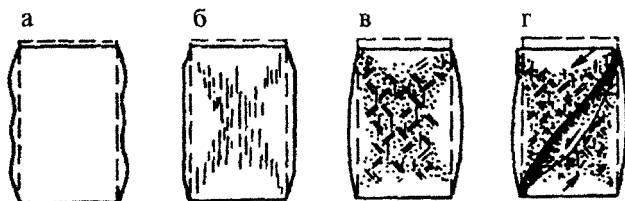


Рис. 9.13. Различные стадии деформации каменной соли: а — упругая деформация, б — стадия катаклаза — образование зародышевых трещин, в — возникновение зон скалывания и пластическое течение, г — возникновение единой трещины сдвига.

Пунктиром показана первоначальная форма образца (по Грамбергу)

распределение характеризуется более или менее равномерным характером. В силу неоднородности породы некоторые трещины оказываются более длинными и чаще расположенными.

Сгущение трещин и их слияние на отдельных участках, разделенных зонами повышенной трещиноватости и дробления.

Формирование зоны непрерывных, связанных между собой однонаправленных разрывов, формирующих сместитель магистрального разлома. Субпараллельные трещины сливаются или непосредственно, или через короткие оперяющие их более мелкие разрывчики перпендикулярных направлений (рис. 9.14).

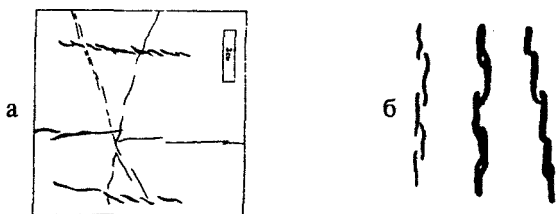


Рис. 9.14. Ряды кулисообразных трещин, предшествующих образованию разрыва — а (по В. Ярошевскому). Схема роста трещин отрыва — б (стадии процесса, по В.В. Белоусову)

Сместитель возникшего разрыва представляет собой зону раздробленных пород (рис. 9.15). Возникшие разломы оказываются механически ослабленными зонами нарушенной сплошности пород. Поэтому по ним часто развивается гидросеть, карст, внедряются дайки. К разломам часто приурочены вулканы. По уже существующим разломам разгружаются последующие тектонические напряжения, даже если последующая ориентировка главных осей напряжений отличается от предшествующих направлений. Поэтому тектонические движения по разломам, чаще всего, неоднократны и разнонаправленны. По разрывам часто поступают к поверхности глубинные воды, они могут становиться областями минерализации и образования зон полезных ископаемых, а также зонами питания рек.

На геологической карте обобщенные углы падения сместителя разлома изображают специальным значком, обычно красного цвета. Если же такого значка нет, то элементы залегания поверхности сместителя можно определить по геологической карте по трем точкам.

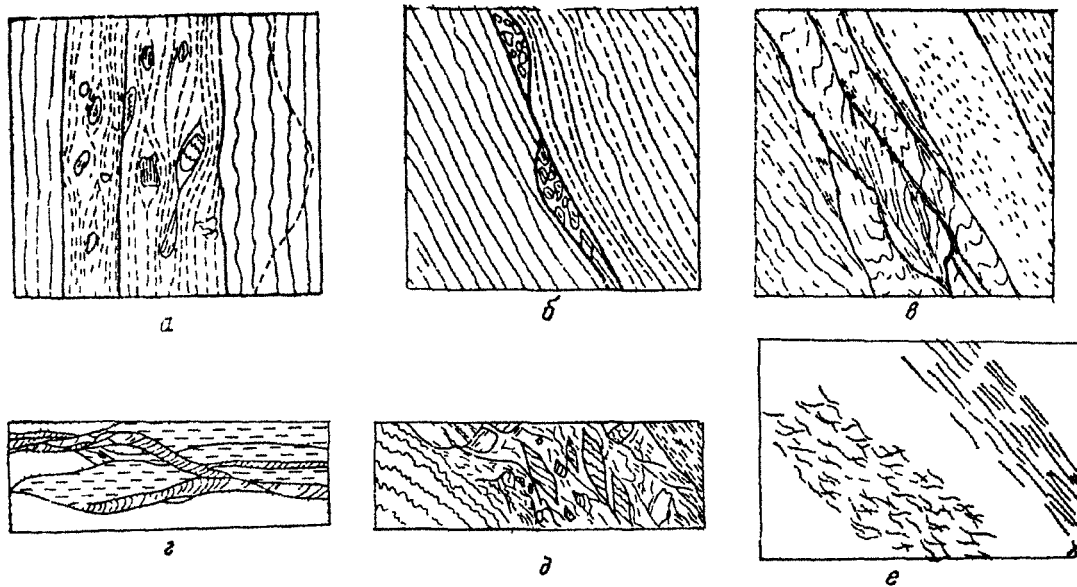


Рис. 9.15. Внутреннее строение зоны разрыва: а – перетертая зона с захваченными кусками пород; б – линзы брекчий вдоль разрыва; в – тектоническое переслаивание вдоль разрыва; г, д – тектоническая брекчия вдоль разрыва; е – трещиноватость вдоль разрыва (по В.В. Белоусову)

На крупномасштабных картах специальными условными знаками показывают возраст разлома и величину смещения.

Окончание разломов. Разломы могут:

- упереться в геологическую границу, в том числе и в другой разлом (рис. 9.16а);
- перейти в пликативную дислокацию (рис. 9.16б,в,г);
- перейти в серию небольших разрывов и рассеяться в виде трещин (рис. 9.16д).

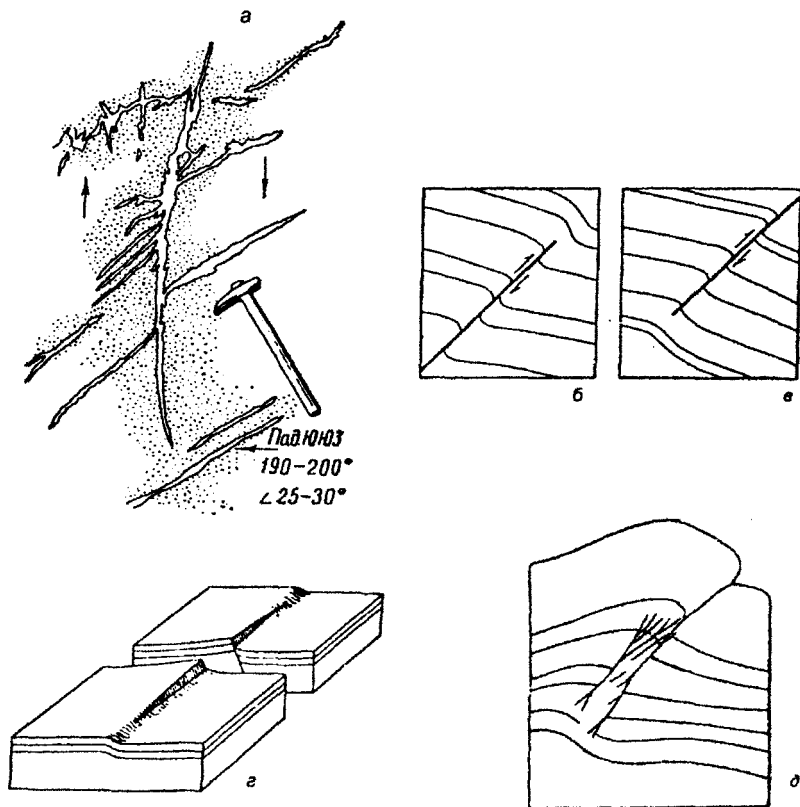


Рис. 9.16. Окончание разломов, упирающихся в другой разлом. Стрелками показано направление сдвиговых усилий – а (по А.В. Хабакову); или переходящих в пластический изгиб слоёв – по разрезу – б, в; или простиранию г – (по Ф. Лахи); или серию трещин – д (по В.В. Белоусову)

9.4.2. Строение сместителя разломов

Геометрически сместитель можно рассматривать как поверхность, не имеющую толщины. Однако, на самом деле, она представляет собой геологическое тело большей или меньшей толщины, часто со сложным строением. При детальном рассмотрении горной породы в ней иногда можно увидеть мелкую макроскопическую или микроскопическую раздробленность пород (миллиметры), называемую *катаклазом*. Для характеристики более крупной раздробленности употребляют термин *брекчированность*.

Сместитель как геологическое тело бывает заполнен либо новообразованными минералами — кварцем, кальцитом, либо особыми горными породами, сложенными стресс-минералами, характерными для динамометаморфизма. Иногда между крыльями разрыва развивается брекчия трения, представляющая собой раздробленную и перетертую массу обломков пород. Тектоническое брекчирование, раздробление пород обычно образуются в хрупких разрывах. При этом между относительно мелкими и крупными обломками располагается крошка или перетертая в муку масса пород. Разорванные фрагменты слоев, зерна обтекаются этой массой. Такое брекчиевое месиво называется *тектоническим меланжем*. В тех случаях, когда разность пластических свойств зерен и облекающих их масс невелика, происходит тектоническое разлинзование и будинаж прослоев, образуются четковидные формы. Когда обломки в брекчии трения малы, порода имеет следующие названия:

- менее 1 см — какирит;
- микроскопические размеры — катаклизит;
- пылевидные размеры — милонит.

Мощность брекчий трения нередко непостоянна по простиранию разлома. Иногда она достигает десятков, но чаще не превышает нескольких метров.

В брекчию трения часто проникают гидротермальные растворы, из которых отлагаются жильные и рудные минералы, брекчии нередко сильно обводнены.

Иногда части крыльев разрыва плотно прилегают друг к другу, поэтому становятся гладкими, будто отполированными. Такие поверхности называют *зеркалами скольжения*. Иногда на зеркалах можно наблюдать много-



Рис. 9.17. Борозды на зеркале скольжения

численные *штрихи и бороздки скольжения*, ориентированные по направлению движения крыльев (рис. 9.17). Зачастую по одной и той же поверхности сместителя можно видеть борозды скольжения, ориентированные в различных направлениях, что свидетельствует о неоднократных и разнонаправленных перемещениях по поверхности сместителя.

9.4.3. Классификации разломов

Разломы классифицируются так же, как и другие разрывы. Кроме того, их делят по другим признакам:

– По направлению перемещения крыльев относительно к поверхности сместителя выделяются *раздвиги, сбросы, взбросы* (в т.ч. *надвиги, покровы, шарьяжи*), *сдвиги* и комбинированные формы. Более подробная характеристика разломов по этому признаку приведена в табл. 9.3.

– По ориентировке. Под ориентировкой разлома обычно понимают простирание его сместителя по отношению к странам света.

– По возрасту. При характеристике возраста различают возраст заложения разломов и возраст их тектонической активизации. Если разлом активен в настоящее время, его называют «живым» разломом. Возраст активности разломов определяют по соотношению разломов и рассекаемых ими толщ.

Разлом моложе самых молодых пород, им рассекаемых, и древнее самых древних, его перекрывающих. Например, разлом последевонский, домеловой (рис. 9.18). Анализируя соотношения мощностей

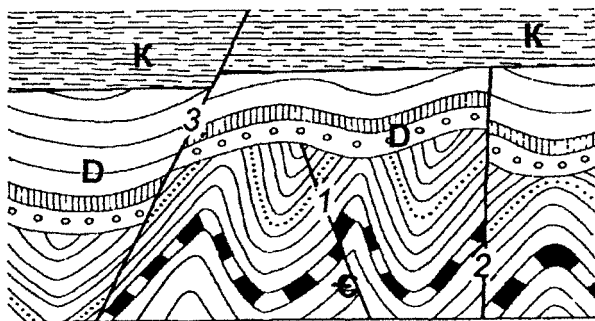


Рис. 9.18. Определение возраста разломов. Разлом 1 – послекембрийский, додевонский; разлом 2 – последевонский, домеловой; разлом 3 – послемеловой

Классификация разломов по направлению перемещения крыльев по поверхности сместителя

Направление перемещения крыльев	Перемещение перпендикулярно плоскости сместителя	Перемещение в плоскости сместителя			
		Направление перемещения вкост простираания сместителя		Направление перемещения по простираанию сместителя	
Виды разломов	Раздвиги	Сбросы (сместитель падает в сторону опущенного крыла или вертикален)	Взбросы (сместитель падает в сторону поднятого крыла)	Сдвиги	
				Левые сдвиги (блоки смещены относительно друг друга влево)	Правые сдвиги (блоки смещены относительно друг друга вправо)
Характеристика разломов	Заполненные дайками, жилами, брекчированными породами поверхностями сместителя	Крылья разлома разобщаются, растаскиваются в разные стороны	Крылья разлома перекрывают друг друга	Все геологические границы, разобщенные сдвигом, смещаются в одну сторону на одну и ту же величину в горизонтальной плоскости	
		На геологической карте в поднятом крыле обнажаются более древние породы			

пород на крыльях, можно определить, происходили ли перемещения по разлому во время накопления данной толщи (если мощность и фации по разную сторону от разлома различные) или нет и определить, какой это разлом: конседиментационный или постседиментационный.

– По глубине проникновения в земную кору выделяют мантийные и коровые разломы. Среди коровых на платформах выделяются разломы фундамента и осадочного чехла, при этом обычно оговаривают, какие именно толщи осадочного чехла разбиты разломом.

– По размерам – глобальные, континентальные, региональные, локальные, в зависимости от их роли в формировании структур того или иного ранга.

– По значимости – рудоконтролирующие, структуроконтролирующие, сейсмоопасные и другие разломы. Значимость того или иного разлома определяется, главным образом, задачами исследования.

9.4.4. Глубинные разломы

По совокупности последних трех параметров выделяются особые виды разломов, называемые *глубинными*.

Глубинные разломы – это дизъюнктивные нарушения планетарного масштаба, проникающие в мантию и активные в течение длительного времени развития. Такие разломы представляют собой линейную зону концентрации более мелких разноориентированных разрывов, смятия пород в складки, повышенной сейсмичности. Развиваются разломы в течение длительного времени (периодов геохронологической шкалы), часто отдельными участками. Движения по ним в разное время могут быть разными. Глубинные разломы обычно разделяют территории с разной историей развития. Некоторые разломы относятся к глубинным безо всяких сомнений. К ним относятся, например, Сан-Андреасский разлом в Калифорнии, выделенная А.П. Карпинским система разломов юга европейской части России (линия Карпинского, Сармато-Туранский линеамент). Другая, и значительно большая часть крупных разломов, вызывает споры – относить их к категории глубинных или нет. Полностью понятию глубинных разломов отвечают так называемые *сутуры*, или *швы*, маркирующие границы литосферных плит, о которых подробнее будет сказано в части IV.

Глубинные разломы – это объекты относящиеся к Земле в целом и подробно изучающиеся в курсе геотектоники.

9.4.5. Раздвиги

Если перемещение крыльев происходит перпендикулярно сместителю, такие разломы называются *раздвигами*. Среди тектонических трещин и по кинематической характеристике раздвигам соответствуют трещины отрыва. Раздвиги могут быть как крутыми, так и полого наклоненными и ориентированными в различных направлениях. С рядами небольших субгоризонтальных раздвигов связано глубинное «разбухание» — дилатансия (дилатансация) горных пород и их повышенная проницаемость. Размеры раздвигов бывают различными: от трещин отрыва к планетарным системам срединно-океанических хребтов, в которых они образуют планетарные рифты. О них подробнее будет сказано далее. Раздвиги редко представляют собой зияющие трещины. Они обычно заполнены минеральными образованиями, изверженными горными породами. Раздвижение блоков нередко происходит от поперечного давления гидротермальных растворов или магмы на стенки трещины. На поверхности раздвиги образуются в условиях горизонтального растяжения земной коры. Для нефтегазовой геологии раздвиги интересны, в первую очередь, в качестве зон повышенной проницаемости горных пород, и следовательно, зон повышенного теплопереноса.

9.4.6. Сбросы

Если перемещение по разлому происходит в плоскости сместителя вкрест его простирания, они относятся к *группе сбросов*, в которой выделяются сбросы и взбросы.

Сбросы — разломы, у которых сместитель (сбрасыватель) наклонен в сторону опущенного крыла, или вертикален (рис. 9.19). Сбросы с углами падения $80-90^\circ$ называются нормальными, с углами $30-80^\circ$ — наклонными, менее 30° — пологонаклонными. Сброс, у которого поверхность сместителя падает в ту же сторону, что и распадаемые ею слои, называется согласным, если в противоположную — несогласным.

Размеры сбросов бывают различными. Миниатюрные разрывы сбросового типа относятся к трещинам скола. Гигантские системы разломов сбросового типа образуют листрические сбросы, системы рифтов, грабенов и горстов. Подробнее об этих структурах будет сказано далее.

При пересечении сбросов вертикальной скважиной толщина отдельных слоёв уменьшается (вскрывается неполная мощность), а

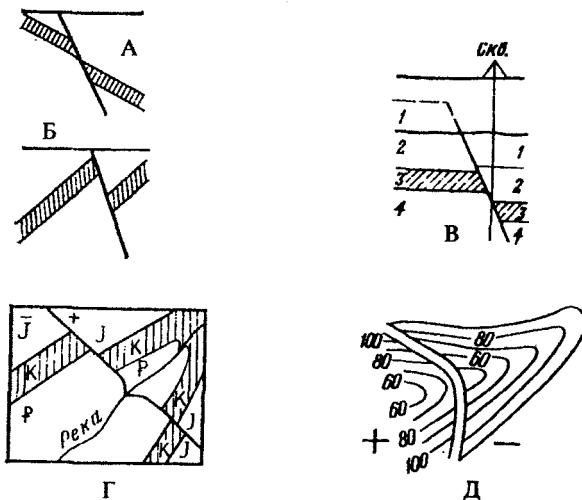


Рис. 9.19. Схематический разрез согласного – А и несогласного – Б сброса, выпадение слоя при пересечении сброса вертикальной скважиной (В), смещение границ у синклинали складки при пересечении ее сбросом на геологической (Г) и структурной (Д) картах (по Г.Н. Сапфирову)

некоторые из них могут вообще выпасть из разреза. Это служит диагностическим признаком сброса при построении геологических разрезов по скважинам. Это явление следует также учитывать при изучении (поиске, разведке, подсчете запасов) залежей углеводородов, приуроченных к осложненным сбросами структурам.

Сбросы образуются в условиях горизонтального растяжения земной коры.

9.4.7. Взбросы, надвиги и покровы (шарьяжи)

Взбросы, надвиги и покровы (шарьяжи) – это разломы, у которых сместитель наклонен в сторону поднятого крыла (рис. 9.20А,Б). Иногда к взбросам относят исключительно разломы с крутым от 60 до 85° сместителем. Взброс, у которого поверхность сместителя падает в ту же сторону, что и рассекаемые ею слои, называется согласным, если в противоположную – несогласным. У взбросов сместитель называется взбрасывателем и часто представляет собой зону

раздробленных пород-катаклазитов. Размеры взбросов бывают различными. Миниатюрные разрывы взбросового типа относятся к трещинам скола. Гигантские системы разломов взбросового типа образуют системы горстов, грабенов и шарьяжей. Подробнее об этих структурах будет сказано далее.

При пересечении взбросов вертикальной скважиной толщина слоёв увеличивается, а некоторые из них могут повториться в разрезе дважды (рис. 9.20В). Это служит диагностическим признаком взброса при построении геологических разрезов по скважинам. Это явление следует также учитывать при изучении (поиске, разведке, подсчете запасов) залежей углеводородов, приуроченных к осложненным взбросами структурам. Взбросы образуются в условиях горизонтального сжатия земной коры. Когда сместитель не является плоскостью, а представляет собой цилиндрическую поверхность, один и тот же разлом в разных своих частях может выступать как сброс и как взброс (рис. 9.3, 9.4).

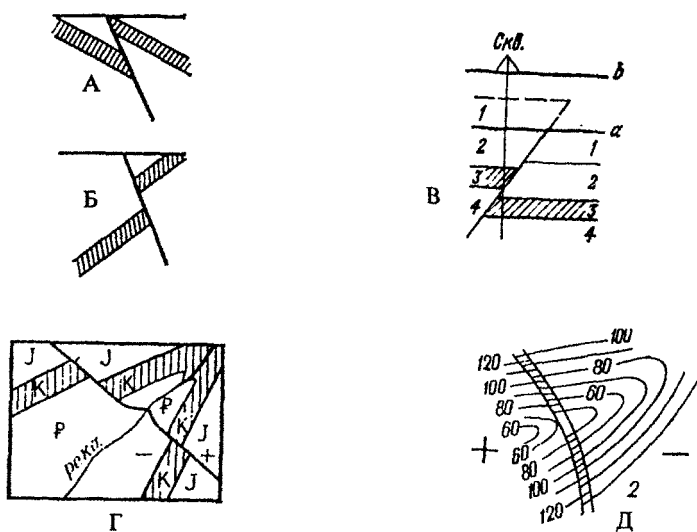


Рис. 9.20. Схематический разрез согласного — А и несогласного — В взброса, удвоение слоя при пересечении взброса вертикальной скважиной (В), смещение границ у синклинальной складки при пересечении ее взбросом на геологической (Г) и структурной (Д) картах (по Г.Н. Сапфинову)

Среди взбросов особое место занимают *надвиги*. В определении этого понятия пока нет единого понимания. Одни считают, что надвиги — это пологие (положе примерно 45°) взбросы, другие — что это взбросы, образующиеся одновременно со складчатостью продольного изгиба (рис. 9.21). Кроме того, надвиги часто связаны с сильно сжатыми наклонными или опрокинутыми складками. Они образуются либо в замках складок, либо на крыльях — границах между пластичными и хрупкими породами. Часто трудно однозначно определить, что первично, а что вторично: или складки сформирова-

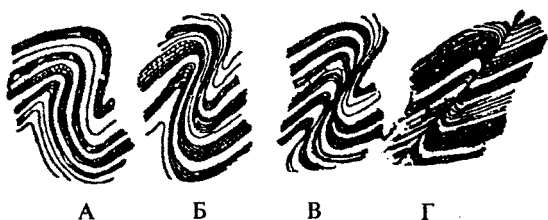


Рис. 9.21. Развитие надвига из опрокинутой складки (по Ф. Лахи)

ровались за счет трения крыльев разрыва, или, наоборот, надвиг образовался после смятия пород после продолжающейся деформации. Сместитель надвига (его называют еще листровой поверхностью) обычно представляет собой серию субпараллельных поверхностей скольжения, состоящих из обломков линзовидной формы, плотно притертых друг к другу, развальцованных, покрытых плоскостями и зеркалами скольжения. По крупным надвигам полосы раздробленных и рассланцованных пород между блоками достигают десятков и сотен метров, а в зонах смятия — километров. Такие надвиги, состоящие из серии надвинутых друг на друга пластин, называются чешуйчатыми (рис. 9.22). Размеры надвигов колеблются от микроскопических до планетарных — зон Беньофа — гигантских систем глубоких разломов на границах континентальной и океанической земной коры, по которым происходит субдукция.

Линия пересечения поверхности скольжения надвига с рельефом местности называется *линией*, или *фронтом надвига*. Надвинутое верхнее крыло надвига называется *аллохтоном*, нижнее крыло — *автохтоном*.

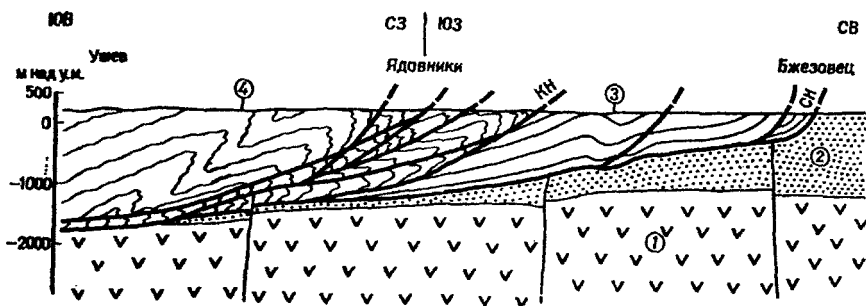


Рис. 9.22. Чешуйчатый надвиг в краевой части Карпат: 1 – палеозой–мезозойское основание, 2 – автохтонный миоцен Предкарпатского прогиба, 3 – миоцен Стебникской свиты, 4 – карпатский флиш, ЕН – карпатский надвиг, СН – стebenский надвиг (по Р. Нею)

Крупный горизонтальный или пологий волнистый надвиг с перемещением пород на многие десятки километров называется *тектоническим покровом*, (*шарьяжем*, *шарриажем*). Схематически строение покрова приведено на рис. 9.23. Сместитель покрова, называемый также *поверхностью перекрытия*, *поверхностью волочения*, обычно сложен раздробленными породами, в нем хорошо выражены все признаки динамометаморфизма. В его ближайших окрестностях широко распространены небольшие оперяющие сдвиги. Во фронтальной части аллохтон часто распадается на серию надвинутых друг на друга по дополнительным параллельным надвигам пластин (*дигитации*), между которыми зажаты смятые в сложные дисгармоничные складки породы. Разделяющие пластины разрывы соединяются на глубине у *главной поверхности надвига*. Фронтальная часть шарьяжа может размываться, и отчлененные эрозией части аллохтона будут располагаться в виде *останцов* (*островов*, *лоскутов*, *клиппенов*, *отторженцев*). Если эрозионный срез аллохтона доходит до автохтона, тогда среди поля аллохтона появится *тектоническое окно* или *окно покрова*. И тектонический останец, и окно покрова ограничиваются замкнутой пологой или горизонтальной тектонической границей. Место, из которого надвинут аллохтон, называется *корень аллохтона* или *корень покрова*. Амплитуда горизонтальных смещений шарьяжей (ширина перекрытия) измеряется от корневых частей по-

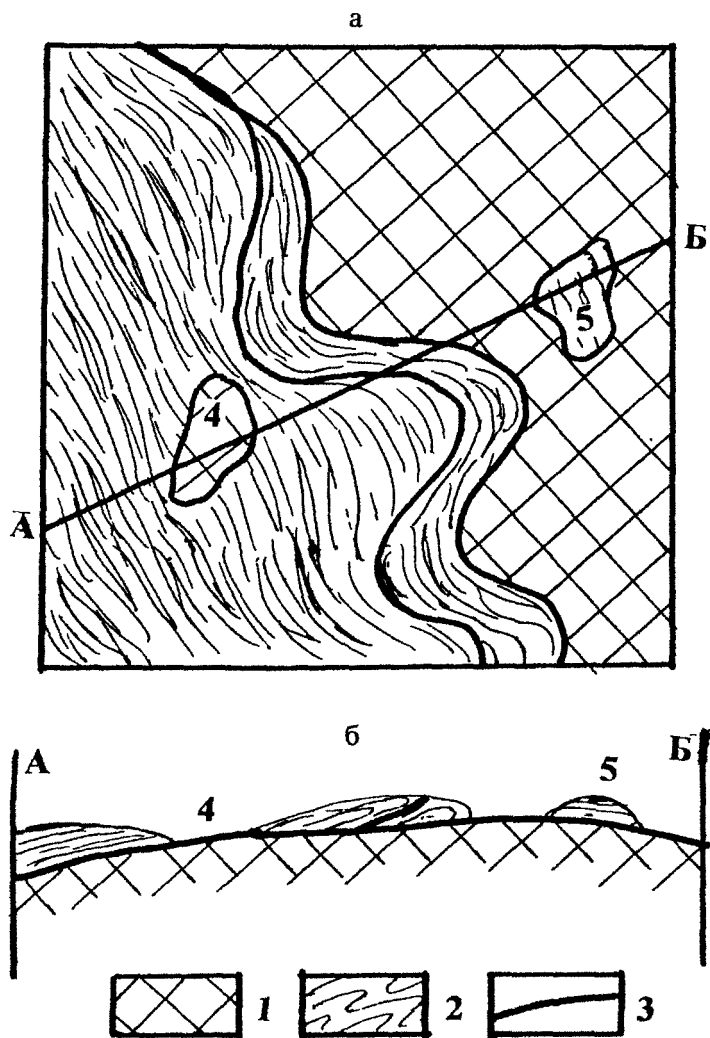


Рис. 9.23. Схематическое изображение надвига и его элементов в плане (а) и в разрезе по линии АБ (б): 1 – автохтон, 2 – аллохтон, 3 – поверхность волочения, 4 – тектоническое окно, 5 – останец

кровы до его фронтальной линии. В сложноскладчатых районах амплитуды горизонтального смещения тектонических покровов Альп – классического района развития покровов – достигают многих десятков километров.

Благодаря покровам на сравнительно небольшой территории могут располагаться рядом ранее удаленные друг от друга части земной коры с различной историей геологического развития. В этом случае выделяются различные структурно-фациальные (или структурно-геологические) зоны. Так как каждая зона имела свою собственную историю развития, на геологической карте могут быть несколько стратиграфических колонок, каждая для своей зоны.

Для геолога-нефтяника покровы интересны тем, что в автохтоне могут встречаться залежи нефти, экранированные аллохтоном.

9.4.8. Сдвиги

Разломы, у которых перемещение происходит по простиранию сместителя, называются *сдвигами* (рис. 9.24). Размеры их бывают различными, а сместитель, как правило, вертикальным, или крутым. Миниатюрные сдвиги относятся к трещинам скола. Гигантские системы глубинных разломов сдвигового типа образуют трансформные разломы, а также гигантские сдвиги, протяженность которых может достигать 1000 км, а амплитуда сотен километров. Пример –

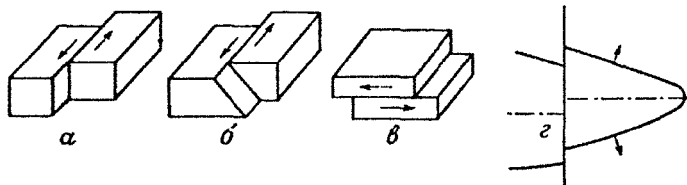


Рис. 9.24 Сдвиги: а – вертикальный, б – наклонный, в – горизонтальный, г – изображение перемещения по сдвигу на геологической карте (по Г.И. Сократову)

знаменитый Сан-Андреасский разлом с амплитудой 580 км и примыкающие к нему разломы (рис. 9.25), система Таласо-Ферганского сдвига с амплитудой 200 км и примыкающих к нему разломов (рис. 9.26) и др. Иногда такие структуры называют *парафорами*.

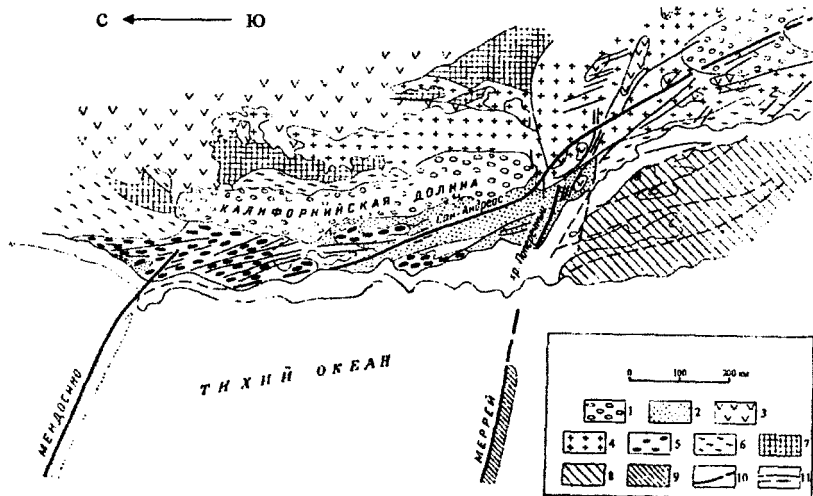


Рис. 9.25. Сан-Андреасский и примыкающие к нему разломы. Калифорния: 1 – мезозойские и кайнозойские отложения тектонических депрессий, 2 – мезозойские и кайнозойские отложения Берегового хребта, 3 – наземные вулканогенные кайнозойские породы, 4 – гранитный батолит Сьерра-Невады, 5 – юрская офиолитовая формация Берегового хребта, 6 – триасовая офиолитовая формация зоны Сьерра-Невады, 7 – палеозойские породы, 8 – подводные краевые плато, 9 – подводные гряды, 10 – главнейшие разломы, 11 – второстепенные разломы (по В.В. Белоусову)

Сдвиги образуются в условиях горизонтальной ориентировки растяжения и сжатия земной коры и при вертикальной ориентировке оси σ_2 . Чаще всего такая ситуация возникает при действии пары тангенциальных сил при смещении блоков земной коры относительно друг друга.

Различают *правые* и *левые* сдвиги. Чтобы определить, к какому типу сдвига относится рассматриваемая структура, необходимо мысленно встать на один блок и посмотреть, в какую сторону сместились сопряженные точки на другом блоке. Если вправо, то сдвиг – правый, если влево – то левый. Так, на рис. 9.24 изображены левые сдвиги. По простиранию сдвиги иногда оканчиваются флексуроподобными изгибами, называемыми *сигмоидами*.

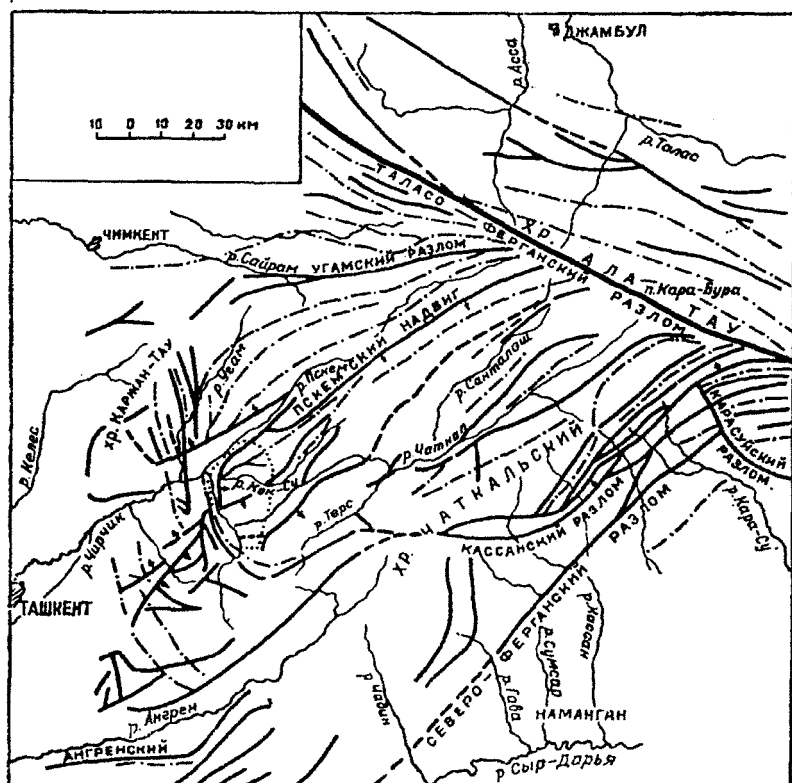
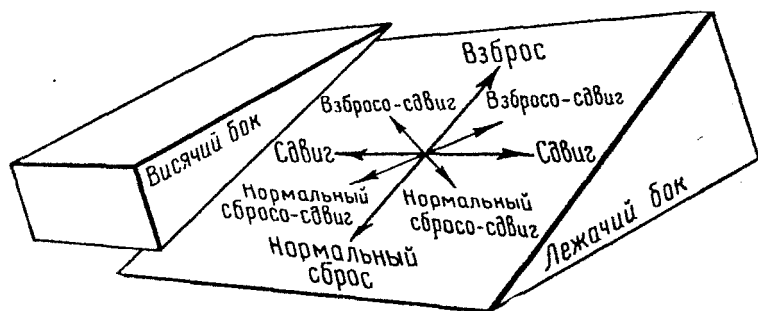


Рис. 9.26. Таласо-Ферганский и примыкающие к нему разломы в Тянь-Шане (по И.М. Ефимченко)

9.4.9. Комбинированные разломы

Зачастую перемещения по разрывам осуществляются не строго в направлении падения или простирания сместителя, а под углом к нему. Если направление перемещения отличается от направления падения или простирания поверхности сместителя, говорят о *сдвиго-сбросах* (преобладают сбросы), *сбросо-сдвигах* (преобладают сдвиги) и *взбросо-сдвигах*, *сдвиго-сбросах*, *надвиго-сдвигах* и т.д. (рис. 9.27). Такие разломы называются *комбинированными*. Возникают они при наклонных ориентировках в земной коре осей сжатия и растя-



9.27. Комбинированные разломы (по Г.Д. Ажгирею)

жения. Именно такие случаи являются самыми распространенными в природных условиях, поэтому большинство разломов земной коры являются комбинированными.

9.4.10. Ассоциации разломов

Нередко разломы развиваются группами, образуя сложные разрывные структуры или парагенезисы разломов. Классификация сложных разломов построена на соотношениях сместившихся блоков.

Грабены (рвы) – структуры, образованные параллельными сбросами или взбросами. Центральные части грабенов опущены, и на поверхности в грабенах обнажаются более молодые породы, чем в краевых частях, где они уничтожены эрозией. Различают простые и сложные грабены, образованные большим количеством сбросов или взбросов. Грабены, ограниченные сбросами, называются *рифтовыми грабенами (рифтами)* (рис. 9.28а), ограниченные взбросами – *рамповыми грабенами (рампами)* (рис. 9.28б). Амплитуда грабенов достигает километров и может быть различной на разных боках (блоках).

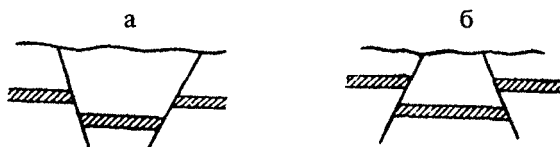


Рис. 9.28. Ассоциации разломов. Грабены: а – рифты и б – рампы (по Г.П. Горшкову и А.Ф. Якушевой)

Иногда разломы грабена не выходят на дневную поверхность, а погребены под осадочными толщами. Такие грабены разделяют на *глубинные*, разломы которых постепенно затухают вверх по разрезу, и *погребенные*, расположенные в нижнем структурном этаже двухъярусного разреза (Рейнский грабен). Такие грабены называют авлакогенами (рис. 9.29).

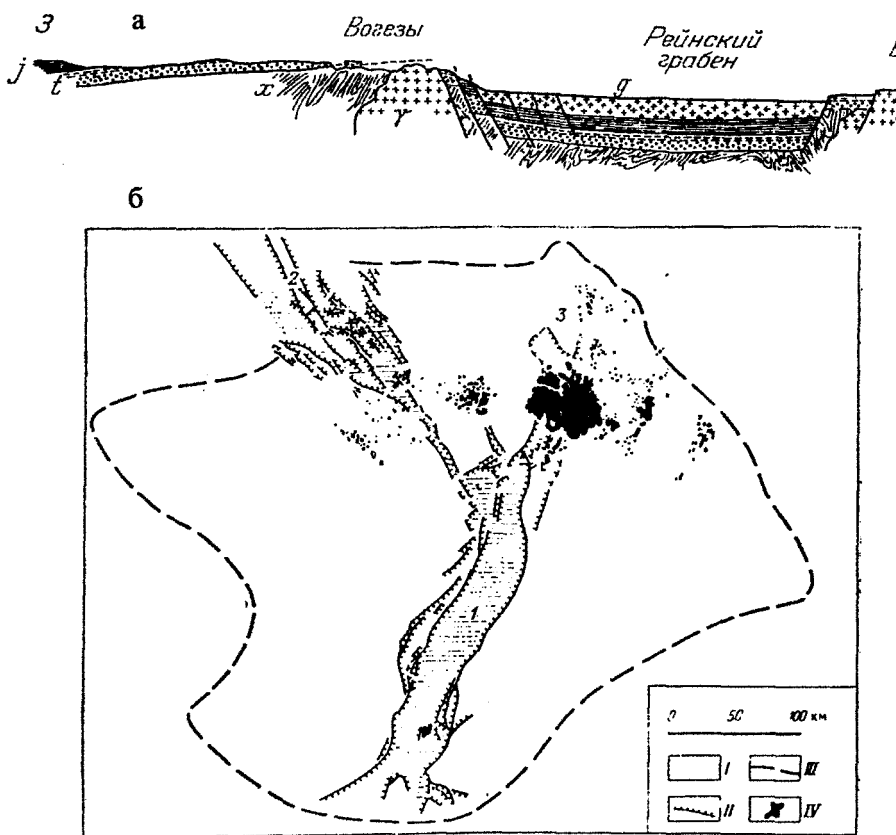


Рис. 9.29. Рейнский грабен: а – схематический разрез: γ – граниты, x – метаморфизованные палеозойские породы, t – отложения юры и триаса, j – юра, g – олигоцен и четвертичные отложения (по Ж. Гогелю); б – схема рейнского рифта: I – грабены: 1 – Верхне-Рейнский, 2 – Нижне-Рейнский, 3 – Гиссенский; II – сбросы; III – контур Рейнского свода; IV – области неогенового и четвертичного вулканизма (по Г. Клоосу)

Среди сложных грабенов чаще всего встречаются ступенчатые, к которым относятся и вулканические кальдеры. Сложные грабены часто формируются в межгорных впадинах (например, Рионо-Куринская межгорная впадина), а также в условиях растяжения платформ (например, Байкальский рифт).

Грабены нередко осложняют замковую часть крупных структур синклинальной формы. Общую структуру называют *грабен-синклиналью*, *грабен-синклинорием*.

Горсты – линейные структуры, образованные примерно параллельными сбросами или взбросами (рис. 9.30). Центральные части горстов подняты и благодаря эрозии на поверхности обнажаются более древние породы, чем обнажающиеся в опущенных краевых частях. Различают простые и сложные горсты, образованные боль-

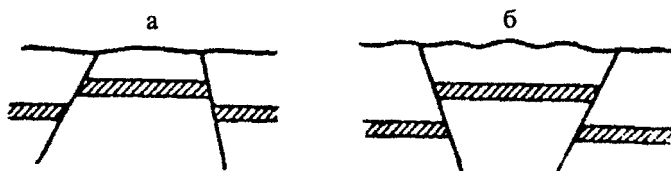


Рис. 9.30. Горст: а – ограниченный сбросами, б – ограниченный взбросами

шим количеством сбросов или взбросов. Горсты часто осложняют своды крупных структур антиклинальной формы, тогда их называют *горст-антиклиналями*, *горст-антиклинориями* (рис. 9.31), например, горст-антиклинорий Большого Кавказа.

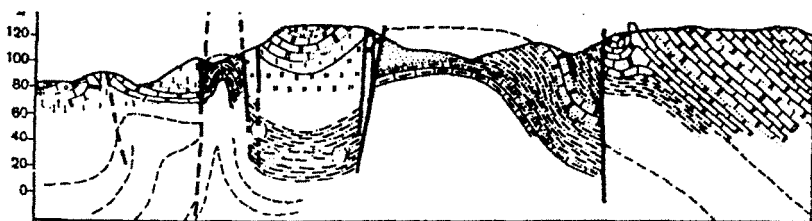


Рис. 9.31. Горст-антиклинали. Геологический разрез через хр. Каратау (по М.В. Гзовскому)

Компенсационные (клавиатурные) грабены и горсты — это сложные формы, в которых опущенные и приподнятые блоки чередуются, а их суммарная амплитуда примерно одинакова.

Ступенчатые разломы — это ряды примерно параллельных разломов, по которым смещение крыльев происходит в одном направлении, но каждый последующий блок смещается со все большей амплитудой, образуя ступенчатую форму. Среди ступенчатых разломов выделяют:

— *Ступенчатые сбросы*, приурочены обычно к краям платформ, склонам антеклиз, синеклиз, крупных сводов (рис. 9.32). Отдельным видом сбросовых систем являются *листрические сбросы* — это серия параллельных сбросов с примерно одинаковым падением сместителей. С глубиной они обычно выполаживаются и иногда сливаются в единый горизонтальный разлом.

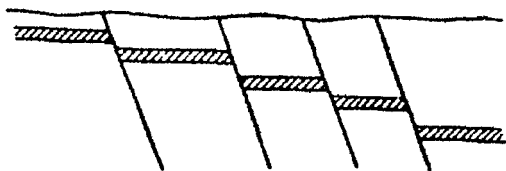


Рис. 9.32. Ступенчатые сбросы

— *Ступенчатые взбросы* образуются обычно в условиях преобладающего сжатия земной коры в складчатых регионах.

— *Ступенчатые (чешуйчатые) надвиги* образуются в условиях преобладающего сжатия земной коры пологопадающих жестких глыб (Шотландия) или в складчатых регионах (Западный Урал, Альпы). Западные и Центральные Альпы — это эталон надвигообразования (рис. 9.33). Именно с высоких вершин Альп французским геологом Эме Цивиалем в 1858–1882 гг. была впервые применена перспективная фотосъемка для документации геологических наблюдений над надвигами. Считается, что надвигообразование здесь происходило с Востока на Запад. Здесь развиты все виды аллохтонов (покровов перекрытия) — *гельветские, романские, пеннинские, австрийские* — характерные для описанных в этих районах. Автохтонные массивы, представляющие собой тектонические окна, или корни надвигов — Монблан, Аарский, Готардский. Во фронтальных частях надвигов в большом количестве встречаются экзотические глыбы,

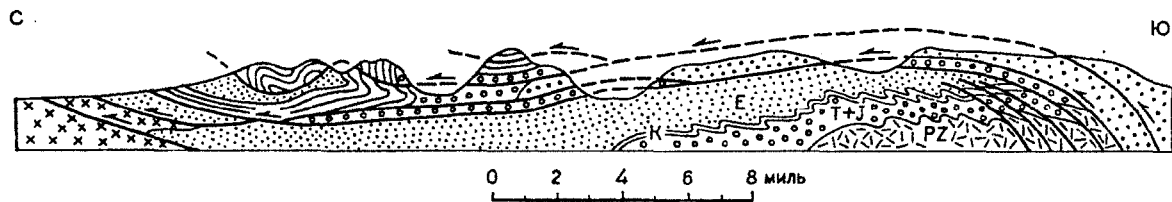


Рис. 9.33. Чешуйчатый надвиг в Швейцарских Альпах. Видны второстепенные сдвиги и деформации в аллохтоне (по Оберхользеру)

тектонические окна. В главных покровах насчитывается до семи больших складчатых чешуй-наволоков, образующих покровы *воздымания*, покровы *переброса* и *погружения*. Образование сложных покровных структур объясняется сильным субгоризонтальным или диагональным сжатием, причина которого приписывается обычно коллизии и субдукции. Но существует и другая возможность происхождения горизонтальных сжатий — это гравитационное скольжение масс по склонам поднятого фундамента. Для экспериментальной проверки этого механизма в лаборатории экспериментальной тектоники кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ было проведено физическое моделирование. В результате эксперимента были получены все виды складок и надвигов, наблюдаемых в Альпах (рис. 1.1.).

— Ступенчатые *сдвиги* образуют обычно кулисообразные сдвиговые системы. Блок, заключенный между двумя сдвигами, называется *блаттом* (сдвинутым блоком). Внутри сдвигов нередко образуются раздвиги диагонального и лестничного видов. Как правило, сместители сдвигов параллельны, но иногда веерообразны в условиях преобладающего сжатия земной коры в складчатых регионах (Западный Урал, Альпы) или пологопадающих жестких глыб (Шотландия). Сложные сочетания левых и правых сдвигов, как правило, возникают в зонах крупных глубинных разломов при повторных движениях по ним. Они образуют кулисообразные и лестничные ассоциации, нередко соединяющиеся между собой раздвигами, заполненными жилами и дайками (рис. 9.34).

9.4.11. Парагенезисы разломов и складок

Из-за того, что реальные горные породы и неоднородны, и анизотропны (поскольку сложены различными по своим хрупко-пластичным свойствам фрагментами, а концентрация напряжений в горных породах в их различных частях различна), в геологических телах могут развиваться одновременно и пликативные и дизъюнктивные дислокации. Ранее уже был рассмотрен пример такой структуры, называемой *будинаж*.

Чаще дизъюнктивные дислокации развиваются после пликативной, и в природе встречаются их закономерные сочетания. Самым показательным примером являются рассмотренные ранее надвиги и покровы. Другой пример — изгибание слоев в приразломных частях, рассмотренное ранее. По таким изгибам при отсутствии зеркал скольжения можно диагностировать направление перемещения по

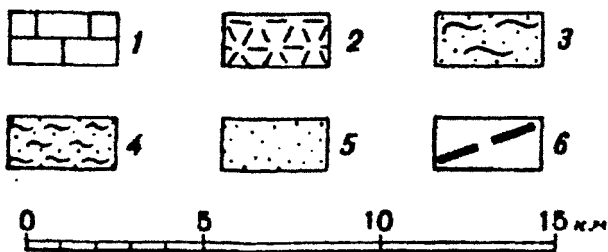
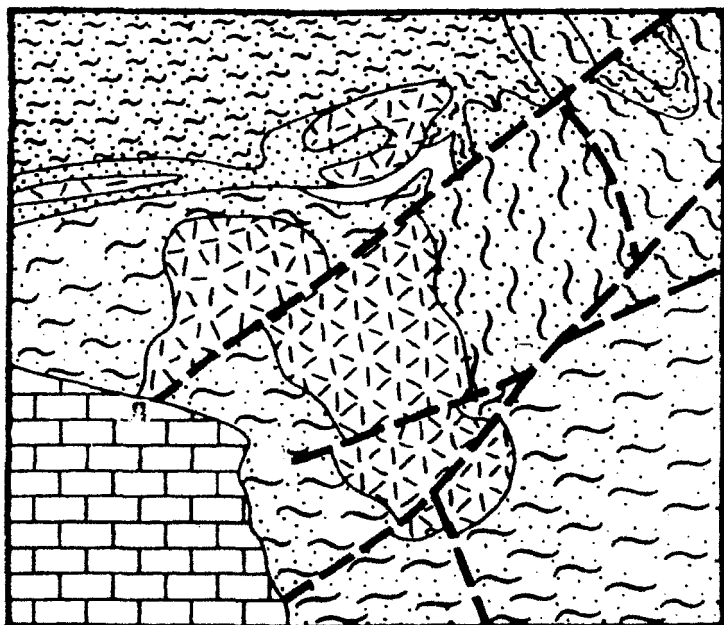


Рис. 9.34. Правые и левые сдвиги. Шотландское нагорье: 1 – известняки карбона, 2–5 – докембрийские породы, 2 – граниты, 3 – гнейсы, кварциты, 4 – сланцы, 5 – известняки, 6 – разломы (по Питчеру)

разлому. Наконец, это радиально концентрические системы трещин в сводах антиклинальных складок и соляных куполов и зоны трещиноватости, развивающиеся вдоль длинных осей валоподобных складок (рис. 9.35).

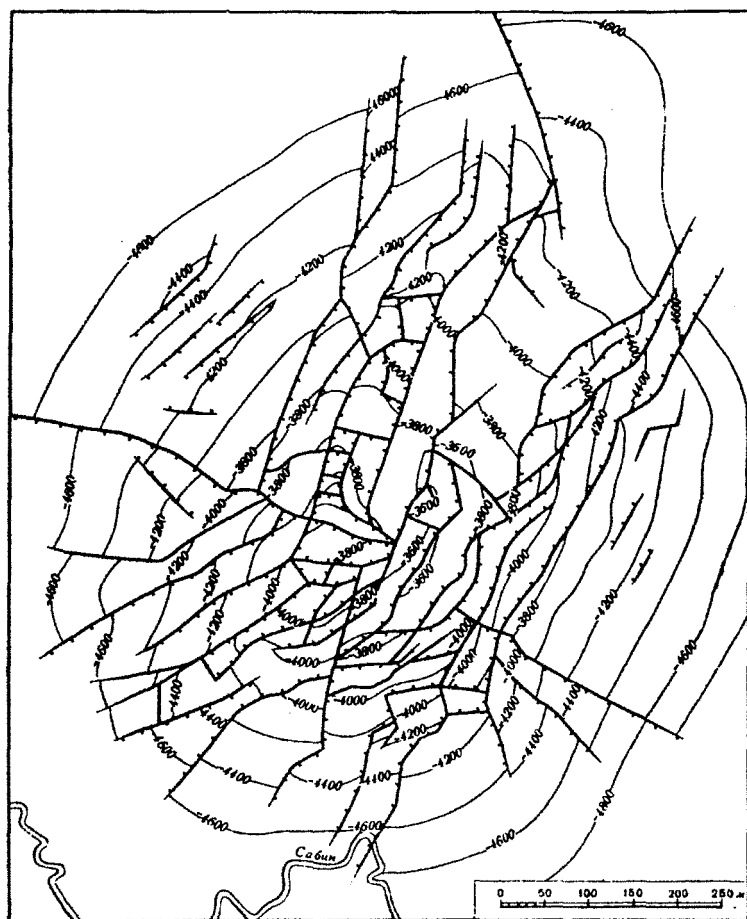


Рис. 9.35. Система радиальных и концентрических разрывов (черепаховая структура). Купол Хаукпис в Техасе, США. Изогипсы указывают абсолютные отметки опорного горизонта в футах, бергштрихи направлены в сторону падения разломов

Возможны также ситуации, когда образование крупных разломов по времени предшествует формированию складок — это образование горст-антиклиналей и грабен-синклиналей.

9.4.12. Распознавание разломов на картах, аэро- и космических снимках

Разломы выявляются на геологических разрезах, геологических картах, аэро- и космических снимках по сдвинутым друг относительно друга разорванным частям слоёв: жил, маркирующих горизонтов, и др.

Сбросы на геологической карте определяются по соприкосновению по линии разрыва разновозрастных пород. Сместитель всегда падает в сторону опущенного блока, в сторону более молодых пород. На геологической карте антиклинальной складки ядро в поднятой части более широкое и слагается относительно более древними слоями, чем в опущенной части. В эродированной синклинальной складке соотношения обратные — ядро шире в опущенном блоке и сложено более молодыми породами. В разрезах скважин, пробуренных через сброс, отдельные слои выпадут из разреза, а на структурной карте будет наблюдаться зияние, равное горизонтальной амплитуде (рис. 9.36).

Во взбросах и надвигах сместители наклонены в сторону относительно приподнятых и надвинутых блоков, следовательно породы по линии разрыва будут повторяться, а на структурной карте будет наблюдаться перекрытие, равное горизонтальной амплитуде (рис. 9.37). Антиклинальная эродированная складка в надвинутой части будет более широкой, чем перекрытая. В синклинальной складке в приподнятой ее части будет располагаться более узкая ее часть. При пологом сместителе и выраженном рельефе на геологической карте линия надвига будет иметь извилистое строение.

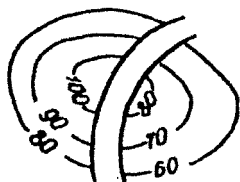


Рис. 9.36. Структурная карта сброса

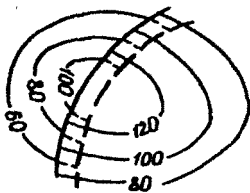


Рис. 9.37. Структурная карта взброса

Сдвиги на геологических картах характеризуются сдвигениями геологических границ. При этом ширина их ядер остается практически неизменной. На структурной карте наклонного сдвига линии разрыва перекрываются и расходятся слева и справа от оси складки (рис. 9.38).

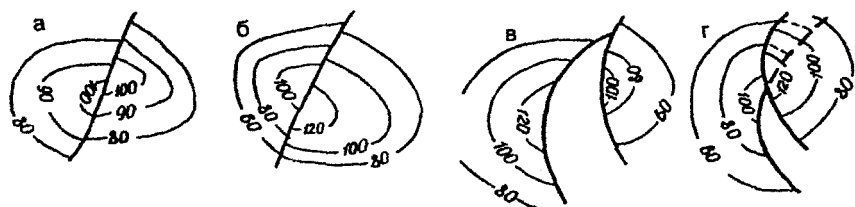


Рис. 9.38. Структурные карты сдвигов: а и б – вертикальных левого и правого, в – сбросо-сдвига, г – наклонного сдвига

Тектонические покровы (шарьяжи) имеют в плане различные сложные залегания автохтонной и аллохтонной частей структуры. Узнать их обычно можно по налеганию относительно древних пород на различные более молодые толщи, наличию клиппенов и тектонических окон.

Комбинированные разрывы при горизонтальном и наклонном залегании отличить почти невозможно, а при складчатом залегании они распознаются как по смещению осей складок, так и по расширению и сужению ядерных частей складок.

Грабены – простые и сложные в плане можно узнать по опущенному блоку, сложенному более молодыми породами и ограниченному двумя субпараллельными разрывами или их серией.

Горсты – простые и сложные в плане можно узнать на геологической карте по поднятому блоку, сложенному более древними породами и ограниченному двумя разрывами или их серией.

Определение элементов залегания поверхности сместителя ничем не отличается от аналогичных определений, описанных для наклонной плоскости. Определение величины смещения по различным данным приведено в описании структурных карт в части V.

Геологическое дешифрирование разломов. Разломы – это геологические структуры, наилучшим образом дешифрирующиеся на аэро- и космических снимках. «Фотогеничность» раз-

ломов обусловлена тем, что они являются линейными участками нарушенной сплошности пород, следовательно — участками пониженной прочности. Поэтому эти территории препарируются эрозией, в результате чего разломы чаще всего дешифрируются линейными депрессиями в рельефе, зонами повышенного увлажнения, коленообразными изгибами рек, выстраиванием фрагментов речной сети вдоль прямых линий и т.д. (рис. 9.39). Линии разрывных нарушений нередко сопровождаются изменением растительного покрова — более густой (обычно в аридных регионах) или менее интенсивной (в случае рудоносных, отравляющих почву разломов) растительностью, иногда просто другой — в случае избирательной приуроченности растительности к тем или иным химическим соединениям, которыми обычно бывают обогащены природные воды разломов. Над разломами, как правило, раньше стает снег, поэтому на весенних

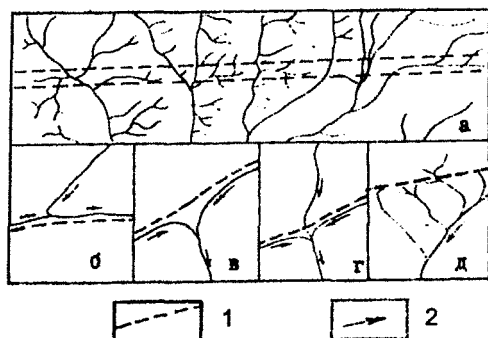


Рис. 9.39. Характерные для разломов рисунки речной сети, дешифрирующиеся на аэрофотоснимках: 1 — линии предполагаемых разрывных нарушений, 2 — направление течения реки

снимках они выражаются темными полосами, над ними часто висят прямолинейные цепочки облаков или наблюдаются просветы в облаках, или фиксируются прямолинейные границы облаков. Перемещения по разломам определяются по смещениям границ слоёв, сбросовыми уступами (рис. 9.40). Широкие зоны различных тектонитов и измененных пород, зоны смятия хорошо выделяются по световой тональности. Один и тот же разлом на изображениях разного масштаба выглядит совершенно по-разному. Например, Пшекиш—Тыр-

ныаузский разлом, расположенный в северном Приэльбрусье, на сканерных изображениях снимков со спутников серии Метеор и Космос (м-б 1:5 000 000—1:3 500 000) выглядит небольшим прямолинейным шрамом, на снимке, сделанном со спутника LANDSAT — бороздкой, а на перспективных аэроснимках видна прямолинейная речная долина — ущелье, сложенная раздробленными и перемятыми породами, разбитыми сериями разрывов меньшего размера.

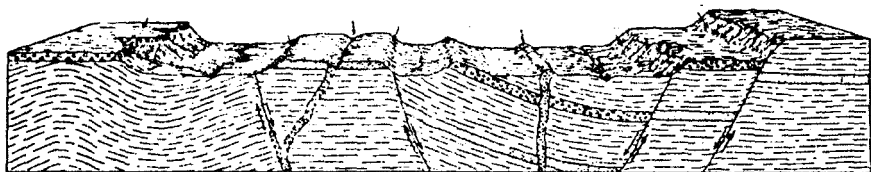


Рис. 9.40. Блок-диаграмма сильно расчлененного района, сложенного смятыми в складки и разбитыми сбросами горными породами, образующими в рельефе сбросовые уступы (по В. и К. Миллерам)

Именно мелкомасштабные космические снимки позволили увидеть как единое целое крупнейшие разломы и их сочетания. Например, Манычская зона глубинных разломов в докосмическую эру трактовалась как прогиб. На снимках удалось непосредственно наблюдать Уральский шов. Изучение аэро- и космических снимков позволило увидеть, что роль разломов различного размера и характера в строении земной коры сильно недоучитывалась, что нет такой территории, которая бы не была разбита системой разломов различной протяженности, характера перемещения и направлений на многочисленные блоки. Для установления смещения пород по линии разломов и определения типа разрывного нарушения по аэро- и космическим снимкам пользуются теми же правилами, что и при чтении структур на геологической карте.

9.4.13. Изображение разрывов, сочетаний разрывов и складок на геологических чертежах

Ниже приводится методика построения графической модели, согласованных друг с другом структурных карт и разрезов тех или иных структурных форм. Изображение разлома, осложняющего ту или иную структуру, в геометрическом смысле сводится к построе-

нию пересечения той или иной геологической поверхности и плоскости, отражающей разлом. Рассмотрим, как практически изобразить геологическую карту, разрез и структурную карту одной и той же структуры, осложненной разломом, на примере антиклинали, осложненной сбросом. Такие построения необходимо уметь делать студенту-нефтянику, так как они служат основой для изображения различных классов нефтяных и газовых залежей.

Антиклиналь, осложненная сбросом. Построение удобно начать с изображения антиклинальной складки на геологическом разрезе и выбрать опорную поверхность, по которой будет построена будущая структурная карта (рис. 9.41а). Стратиграфические подразделения и абсолютные отметки залегания слоёв условны и изображены произвольно. Затем следует построить по этому разрезу геологическую карту. Для этого точки пересечения геологических границ с рельефом на разрезе проецируются на линию разреза (АБ) будущей геологической карты. Вид складки в плане выбирается произвольно. В нашем примере выбрана прямая брахиморфная складка. Через полученные точки (обозначены на линии разреза крестиками) на карте проводятся геологические границы.

Изображение структурной карты сводится к построению криволинейной куполовидной топографической поверхности и наклонной плоскости. Начнем построение, например, с западной части складки. Строим структурную карту разлома, представляющую собой наклонную плоскость, которая изображается на структурной карте серией параллельных равноотстоящих друг от друга отрезков прямых (показаны на рисунке линиями с точками). Затем строим западную часть складки. Нам известны абсолютные отметки опорного горизонта на линии пересечения его с линией разреза. Проецируем эти точки на будущую линию АБ будущей структурной карты и проводим через полученные точки стратоизогипсы, очертания которых условны, но должны соответствовать очертаниям на геологической карте (рис. 9.41б). Далее находим точки пересечения одновысотных стратоизогипс разлома и западной половины складки. Еще одна точка, которую необходимо спроецировать, это точка пересечения разлома и складки на линии разреза (рис. 9.41б – О). Соединяем полученные точки плавной линией – линией пересечения разлома и западной половины складки. Получилась дуга, обращенная выпуклостью к западу. Затем на будущей структурной карте от точки О вправо откладываем (проецируем) величину горизонтального смещения разлома, эта же величина есть величина зияния. Получаем

точку O_1 . Через эту точку проводим плавную линию, параллельную линии пересечения разлома и западной части складки. Это будет линия пересечения разлома и восточной половины складки. Отметим на ней точки пересечения ее со стратоизогипсами поверхности разлома. Теперь проецируем на структурную карту точки пересечения опорной поверхности восточной половины складки и высотных отметок (рис. 9.41б₁). Наконец, соединяем одновысотные точки, образуясь с очертаниями геологических границ (рис. 9.41в). Таким образом, у нас получилась графическая модель антиклинали, осложненной сбросом, причем все три чертежа – геологическая карта,

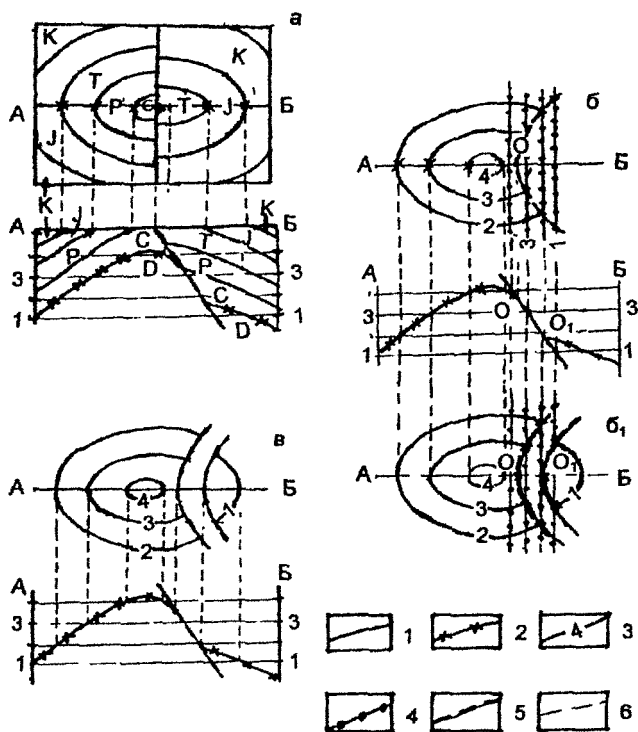


Рис. 9.41. Построение антиклинали, осложненной сбросом: 1 – геологические границы, 2 – маркирующий горизонт – кровля девона (условно), 3 – стратоизогипсы (условно), 4 – изолинии сместителя сброса, 5 – разлом, 6 – линии проецирования

разрез и структурная карта – изображают одно и то же геологическое тело. Величина зияния, крутизна и направление изгиба дуг сместителя получаются как точки пересечения поверхностей. И если разрез складки изображался произвольно и условно, то структурная карта получается в результате графических построений и конфигурация стратоизогипс и их пересечений обусловлена предыдущими построениями.

Чем положе разлом, тем более изогнуты дуги сместителя (рис. 9.42), а их направление соответствует направлению падения сместителя, если разломом пересекается антиклинальная складка. В случае вертикального разлома горизонтальная амплитуда (зияние) отсутствует, изображение разлома превращается в одну прямую линию и построение резко упрощается (рис. 9.42).

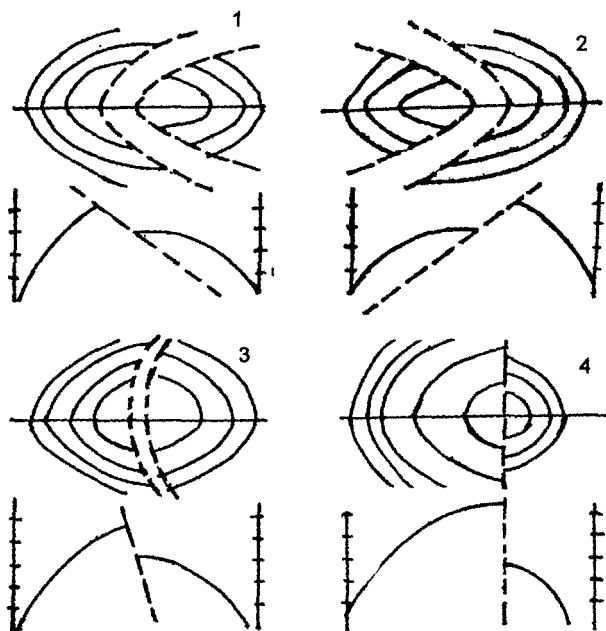


Рис. 9.42. Зависимость направления и изогнутости дуг сместителя от его падения (для антиклинали)

Построение складки, осложненной взбросом, аналогично описанному, только вместо зияния будет наблюдаться удвоение стратозоигипс в месте их перекрытия. Построения осложненных разломами других структурных форм проводятся по такой же методике.

9.4.14. Тектонодинамическая характеристика разломов

Анализ ориентировки ассоциаций разломов служит для восстановления полей палеонапряжений, для чего служит их *тектонодинамическая характеристика*. Разломы с перемещением крыльев вдоль плоскости сместителя (сдвиги, сбросы, взбросы, надвиги) по способу образования являются, как правило, сколами. Направление перемещения крыльев по сколам, а следовательно, и название разломов зависит от ориентировки в земной коре главных осей тектонических напряжений, определивших их формирование. Так, сбросы возникают при горизонтальном растяжении земной коры, а ось наибольшего сжатия при этом ориентирована вертикально. При таком же расположении осей формируются и раздвиги. По ним часто внедряются дайки. Взбросы же образуются при горизонтальном сжатии земной коры и относительном вертикальном растяжении. Сдвиги возникают при горизонтальной ориентировке осей сжатия и растяжения. (рис. 9.43). Надвиги формируются при косом (диагональном) положении осей главных нормальных напряжений к земной поверхности (горизонтальной плоскости). При таких же ориентировках образуются взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги.

Так как ориентировка и вид структурных форм во многом определяются ориентировкой главных осей напряжений, то анализируя структурные формы, можно восстановить ориентировку главных осей напряжений, их сформировавших, а зная ее — предсказывать кинематику тех разломов и складок, характеристика которых по тем

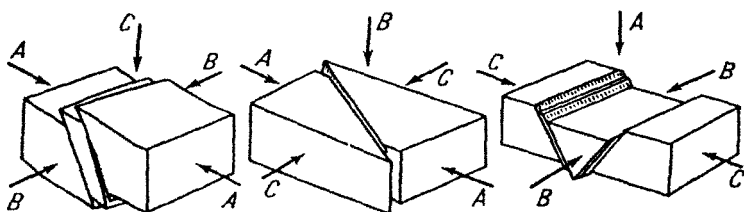


Рис. 9.43. Ориентировка главных осей напряжений и создаваемые ими типы разломов: А — направления наибольшего сжатия, В — средняя ось, С — ось наименьшего сжатия (по Ж. Гогелю с изменениями)

или иным причинам не установлена полевыми наблюдениями.

Еще раз обращаем внимание, что при тектонодинамическом анализе разломов следует учитывать следующие обстоятельства:

— Перемещение по крыльям может быть и часто бывает неоднократным и разнонаправленным. Поэтому при исследовании всегда следует оговаривать, о каких перемещениях, и следовательно, палеонапряжениях идет речь. Кроме того, образовавшийся разлом становится той ослабленной зоной, по которой могут разряжаться новые напряжения, не создавая своей собственной системы разрывов.

— Напряжения, формирующие конкретный разлом, относятся только к данному рангу разломов, и внутри него и в надсистеме, к которой данный разлом принадлежит, обычно бывают другие ориентировки напряжений, часто ориентированные под углами в 45° к основному разлому.

— Разлом своим формированием и существованием искажает поле напряжений.

Поэтому тектонодинамическую интерпретацию ассоциаций разломов следует проводить только при учете всех имеющихся в распоряжении геолога фактов и быть в своих выводах очень осторожным.

9.4.15. Значение разломов в геологии

Разломы играют очень важную роль в строении земной коры, хотя еще недавно им отводилась роль всего лишь нарушений складчатой структуры. В настоящее время, при внедрении в практику геологических работ аэро- и космических методов, роль разломов как самостоятельной геологической структуры, а также количество и пространственные закономерности распределения их парагенезисов являются объектом все более пристального изучения, а их значение все большим и самостоятельным.

В нефтегазовой геологии их роль заключается в том, что разломы могут, в зависимости от условий, быть экранами для образования залежей (рис. 9.44), а также могут разрушать ранее сформировавшиеся залежи. Кроме того, в настоящее время выделяется новый вид залежей углеводородов — жильный, приуроченный к зонам разломов.

Разломы являются путями поступления в земную кору глубинных рудоносных растворов (рис. 9.45) и тепловых потоков, необходимых для преобразования органического вещества в углеводороды. Поэтому их месторождения часто концентрируются вдоль зон крупных разломов.

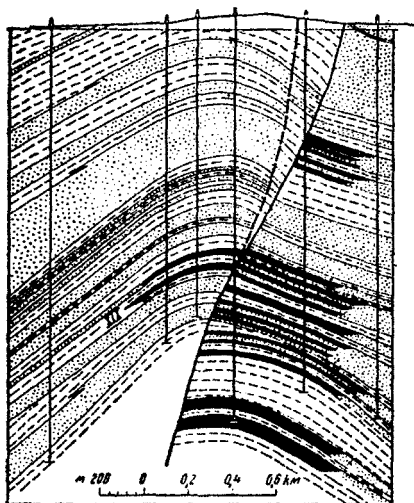


Рис. 9.44. Пример тектонически экранированного месторождения нефти. Разрез через месторождение Эхаби, Северный Сахалин (по В.А. Ратнеру)

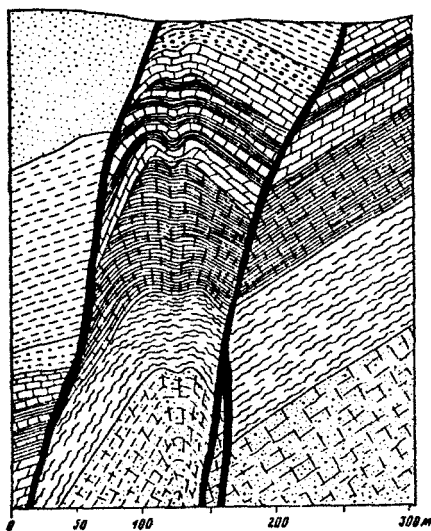


Рис. 9.45. Полиметаллические жилы Иоганн-Фридрих (Гарц, Германия), приуроченные к сбросам, прорезающим различные осадочные породы девона (по Е. Майеру)

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Что такое разломы?
2. Как образуются разломы?
3. Как изображаются разломы на геологической карте?
4. Как оканчиваются разломы?
5. Что представляет собой сместитель разлома?
6. Что такое тектонический меланж?
7. Как называются горные породы, образующие сместитель?
8. Что такое зеркала и борозды скольжения и что по ним можно определить?
9. Какие существуют виды разломов по направлению перемещения крыльев?
10. Как определяется возраст разломов и как оценить возраст перемещений по разлому?
11. Какие существуют виды разломов по глубине проникновения в земную кору?
12. Какие существуют виды разломов по размерам?
13. Какие существуют виды разломов по значимости?
14. Что такое глубинные разломы?
15. Что такое раздвиги?
16. Что такое сбросы?
17. Что такое взбросы?
18. Что такое надвиги, покровы и шарьяжи?
19. Что такое сдвиги и какие они бывают?
20. Что такое комбинированные разломы и какие они бывают?
21. Что такое грабены и какие они бывают?
22. Что такое горсты и какие они бывают?
23. Что такое грабен-синклиналь и горст-антиклиналь?
24. Что такое ступенчатые и листрические сбросы?
25. Как соотносятся между собой разломы и складки?
26. Как выглядят разломы на аэро- и космических снимках?
27. Как выглядят разные разломы на геологических и структурных картах?
28. Как построить складку, осложненную разломом, на геологической и структурной картах и геологическом разрезе?
29. При каких ориентировках главных нормальных напряжений образуются сбросы, взбросы, сдвиги, раздвиги?
30. Какое значение в структурной и нефтегазовой геологии имеют разломы?

ЧАСТЬ III. СТРУКТУРЫ НЕСТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ

Формы залегания магматических и метаморфических горных пород гораздо более разнообразны, чем осадочных, однако ввиду того, что залежи нефти и газа в них встречаются несоизмеримо реже, эти формы будут описаны более кратко. Так же, как и осадочные породы, геологические тела, образованные магматическими и метаморфическими породами, могут быть в первичном, ненарушенном залегании, то есть такими, какими они образовались в момент превращения из расплава в магматическую или при преобразовании в метаморфическую горную породу, или в нарушенном залегании, поскольку за свою историю и магматические, и, особенно метаморфические горные породы могут испытывать тектонические деформации — наклоняться, изгибаться и разрываться.

ГЛАВА 10. СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Магматические горные породы делятся на эффузивные (изверженные) и интрузивные (внедренные). Выделяются и переходные полуглубинные разности. Форма магматических тел во многом обусловлена их происхождением, тесно связана с составом и условиями поступления магмы. При изучении этих тел большую роль играют не только форма, но и соотношения с вмещающими осадочными толщами.

10.1. Формы залегания интрузивных горных пород

10.1.1. Общие представления об интрузивных телах. Границы (контакты) магматических тел

По условиям залегания среди интрузивных пород выделяются абиссальные (глубинные) и гипабиссальные (приповерхностные, застывшие на глубине 1,5–2 км) интрузии. Все интрузивные тела образовались из застывшей магмы в глубине земной коры и первоначально на поверхность земли не выходили. Только благодаря последующей эрозии и денудации, уничтожившей все вышележащие породы, интрузивы обнажаются на поверхности. По соотношению с вмещающими породами выделяются согласные, несогласные (секущие) и смешанные интрузии. Отдельно выделяются батолиты, природа и строение которых еще во многом загадочны.

Относительный возраст интрузий определяется по соотношению с возрастом вмещающих пород. Интрузия моложе самых молодых пород, которые она прорывает, и древнее самых древних, перекрывающих ее. Абсолютный возраст интрузий определяется радиоактивными методами (обычно калий-аргоновым и свинцовым). Контакты интрузивных тел бывают *резкие*, с четкими переходами между ними, и *постепенные*. Среди резких контактов выделяют *ровные*, *прямые* (рис. 10.1–А), *зубчатые* (рис. 10.1–Б), *угловатые* (рис. 10.1–В), *парные* (рис. 10.1–Г), *извилистые* (рис. 10.1–Д) и др.

Постепенные переходы на контактах осуществляются через полосчатые зоны (*послойно инъецированные контакты*), зоны метасоматически измененных пород (*метасоматические*). В контактовых зонах выделяются области измененного магматического тела — *эндоконтакт*, в котором часто встречаются обломки и куски измененных вмещающих пород — *ксенолитов* (ксенос — чужой), *краевые оторочки закала*, обычно сложенные скрытокристаллическими или микрокристаллическими породами. Кислые породы в краевых частях нередко приобретают полосчатое строение. Термально измененные прилегающие к интрузии вмещающие породы называются *экзоконтактом*.

По геометрическому соотношению с вмещающими толщами интрузивы и их контакты разделяют на согласные и несогласные. Среди последних иногда отдельно рассматривают секущие контакты. *Согласные* контакты характеризуются параллельным расположением поверхности контактирования магматических горных

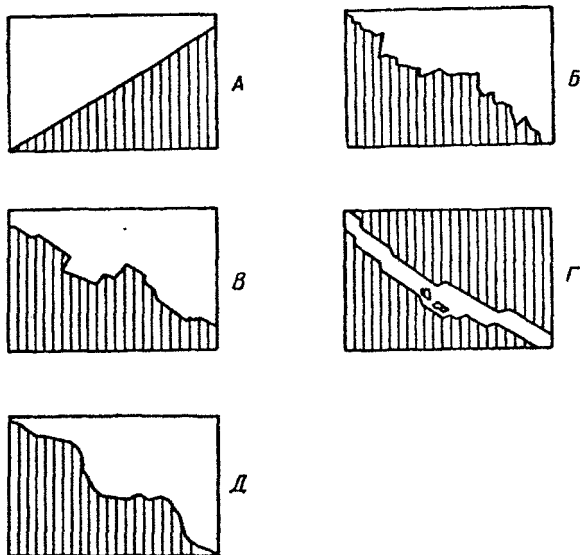


Рис. 10.1. Различные типы резких контактов в изверженных породах (вмещающая порода показана штриховкой): А – прямой, Б – зубчатый, В – угловатый, Г – парный, Д – извилистый (по Ф. Лахи)

пород с вмещающими, несогласные имеют непараллельное соотношение магматических и вмещающих пород. *Секущие (дискордантные)* контакты характеризуются прорывом вмещающих слоёв магмой. В разных своих частях интрузивы могут обладать различными типами контактов.

По физико-химическим воздействиям на вмещающие породы выделяются активные и неактивные контакты. Активные контакты разделяются на *магматически активные* и *механически активные*. Первые из них сопровождаются температурным и химическим воздействием на вмещающие породы, обычно с образованием экзо- и эндоконтактов и ксенолитов. При втором магма раздвигает стенки резервуара, канала, сминает, развальцовывает, катаклизует их, образуя зеркала скольжения. Неактивные контакты – обычно резкие и без каких-либо изменений вмещающих пород.

По генетическим соотношениям с вмещающими толщами выделяют *первичные* и *переработанные (вторичные)* контакты.

Среди первичных различают *интрузивные* — обусловленные непосредственно внедрением магмы, *метасоматические*, обязанные своим наименованием широкому развитию метасоматических преобразований горных пород на контакте. Вторичные контакты подразделяются на *стратиграфические*, связанные с перекрытием денудированной поверхности магматического тела осадочными толщами, и *тектонические*, связанные с контактированием различных блоков осадочных пород по разлому.

10.1.2. Внутренняя структура магматических тел. Прототектоника

Следы движения вещества в магматических телах проявляются в первой стадии внедрения и остывания вещества в виде элементов *прототектоники* — ранней тектоники, обусловленной вращением кристаллизующегося вещества и обломков. Во второй стадии главное значение приобретает остывание массива, которое приводит к образованию *первичных трещин*.

Прототектоника выражается в параллельной ориентировке минералов и включений, формирующих линейные, ленточные, цепочечные и плоскостные формы, образующие *директивные* текстуры. Линейные элементы показывают направление движения расплава, а плоские — положение поверхности контакта массива.

Первичные трещины образуются в результате остывания как магмы, так и лавы. Среди первичных трещин выделяют:

— *Пластовые* (L — Lager) трещины, параллельные контактам. Это трещины отрыва, возникающие при сокращении объема изверженной массы в ходе ее остывания.

— *Поперечные* (Q — Querk) трещины отрыва, располагающиеся параллельными длинными рядами перпендикулярно к первичным линейным текстурам. По поперечным трещинам нередко внедряются дайки и апофизы из остаточного расплава резервуара. Поперечные трещины пересекают линейные и плоскостные текстуры. Как правило, они поперечны по отношению к осям удлинения интрузивного массива или вулканического потока и зачастую расположены веерообразно или радиально-концентрически.

— *Продольные* (S — Spaltung) трещины, совпадающие по простиранию с ориентировкой линейных структур и обычно перпендикулярные пластовым и поперечным трещинам. Как правило, продольные трещины являются скрытыми или закрытыми, имеют небольшую протяженность и гладкие стенки (рис. 10.2).

В пластовых интрузивных телах и лавовых покровах встречается

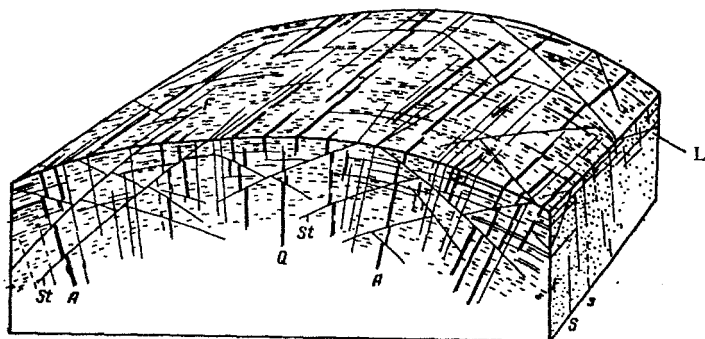


Рис. 10.2. Первичные трещины и директивные текстуры интрузивного массива: *F* – линейная ориентировка (директивная текстура); *L* – пологозалегающие трещины, параллельные контактам; *Q* – трещины поперечной системы; *S* – трещины продольной системы; *St* – сбросы, по которым смещены более древние трещины и жилы; *A* – жилы аплита, выполняющие раскрытые трещины отрыва (двойные линии) по Г. Клоосу

столбчатая отдельность четырехгранной и шестигранной форм. Призмы столбчатой отдельности располагаются перпендикулярно поверхности контакта или радиально-лучистыми системами. Призмы зачастую разбиты поперечными трещинами на отдельные «шашки».

В магматических телах, кроме главной системы первичных трещин, возникают также системы диагональных сколовых трещин, по которым происходят небольшие смещения трещин главной системы. Отличить первичную магматическую трещиноватость от наложенной тектонической можно по тому, пересекают ли трещины контакты магматического тела с вмещающими породами (у тектонической) или нет (у первичной). Этот признак не универсален, потому что, с одной стороны, тектонические трещины наследуют уже образованные первичные, а с другой – образующиеся трещины преломляются и искажаются на границах раздела различных сред. Первичные и наложенные трещины имеют зачастую важное практическое значение, так как с ними связано образование зон оруденения, подъем газов, минеральных и термальных вод, метасоматические изменения.

10.1.3. Согласные интрузии

Согласные интрузии имеют в основном согласные контакты с вмещающими породами. Как правило, это плоские плитообразные и линзовидные тела. Они встречаются в разнообразных геологических условиях и имеют различные размеры. Главные типы согласных интрузий – это силлы, лакколиты, факолиты, лополиты. Обычно это интрузии с маломощными контактовыми ореолами.

Силлы – плитообразные тела, залегающие параллельно напластованию вмещающих пород. Встречаются одноэтажные и многоэтажные силлы (рис. 10.3). Толщина силлов колеблется от нескольких сантиметров до сотен метров, а площадь распространения достигает десятков тысяч квадратных километров. Чаще всего силлы сложены основными породами, картируются в осадочном чехле платформ – Сибирской, Декан и др. Внедрение силлов фиксирует эпохи тектонической активизации платформ. Силлы образуют бронирующие горизонты, выветривание которых создает характерные формы рельефа, называемые «траппами».

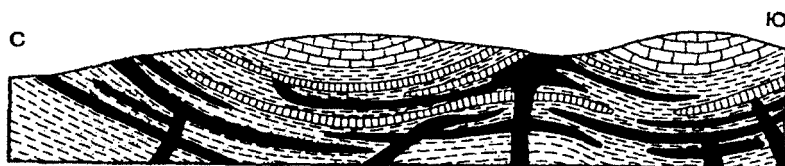


Рис. 10.3. Пластовые интрузивы диабазов (черное) среди нижнепалеозойских отложений близ г. Прага (по В.В. Белоусову)

Плитообразную форму силлов имеют также и кислые интрузивные тела Центрального Казахстана.

Лополиты – чашеобразные и блюдцеобразные тела размером от нескольких до сотен километров в поперечнике. Лополит – это типичная форма залегания основных, ультраосновных и щелочных интрузивных пород. Питание происходит в основном по трещинным каналам. Нередко лополиты образуют псевдослоистые формы, сложенные ультраосновной, основной и щелочной, а изредка и гранитной магмой (Бушвельдский лополит). Встречаются в осадочном чехле платформ, часто в днище синклиналей (рис. 10.4).

Лакколиты – небольшие грибообразные или караваеобразные

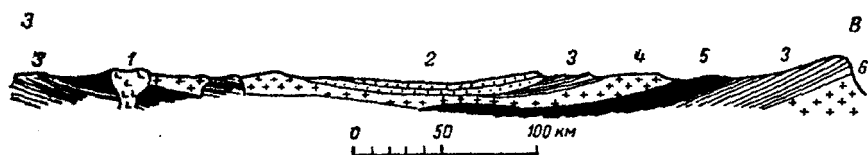


Рис. 10.4. Лополит Бушвельда: 1 – сиениты (наиболее молодая интрузия); 2 – система Карру; 3 – трансваальская система; 4 – граниты, гранофиры, фельзиты; 5 – нориты; 6 – древние граниты (по Г.Д. Ажгирею)

(не более 5 км в поперечнике) тела. Верхние, перекрывающие лакколит слои, в большинстве случаев, изогнуты в виде антиклинальных складок в соответствии с контуром лакколита. Они сложены, как правило, кислыми и средними породами. Лакколиты обычно застывают на небольшой глубине (500–3000 м), поэтому часто вскрыты эрозией и образуют одиночные горы. Не вскрытые эрозией лакколиты называются *криптолакколитами*. Они приподнимают над собой осадочные породы, формируя изолированные антиклинальные складки (рис. 10.5).

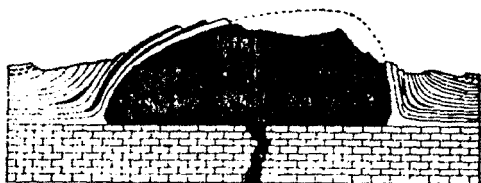


Рис. 10.5. Схема лакколита. Черным показаны интрузивные трахиты, вмещающие осадочные породы мезозоя показаны различной штриховкой (по Г.Д. Ажгирею)

Факолиты – интрузии серповидной или чечевицеобразной формы небольшого размера, внедренные в области пониженного давления между слоями в ядрах складок продольного изгиба. Их картируют в складчатых областях, часто в замках антиклиналей (рис. 10.6).

Ленточные интрузивы – обычно небольшого размера ассоциации, приуроченные к зонам крупных разломов, а также к шарнирам



Рис. 10.6. Докембрийские гранитные факолиты в Южной Африке: 1 – гранит, 2 – слюдяные сланцы, 3 – кварциты, 4 – мрамор (по Грэверсу и Фроммуцу)

линейных складок. Они являются тонко клиновидными ответвлениями от более крупных интрузивных тел или самостоятельными интрузиями.

10.1.4. Несогласные интрузии

Несогласные интрузии – тела, имеющие преимущественно несогласные, секущие контакты с вмещающими породами.

Штоки – несогласно залегающие интрузивные тела в форме столба с площадью выхода на поверхность менее 100 км². Обычно штоки имеют кислый или средний состав и встречаются в складчатых областях. Также форму штоков могут иметь подводящие каналы других интрузивных и эффузивных тел. Нередко штоки возникают на участках перекрещивания разломов (рис. 10.7).

Дайки и их ассоциации – тела, ограниченные параллельными стенками, образованные при заполнении магмой вертикальных или наклонных трещин отрыва в земной коре (рис. 10.8). Развиты в складчатых и активизированных платформенных областях, являются подводящими каналами для других интрузий. Мощность даек обычно невелика и в среднем колеблется от 0,5 до 5–6 м, а длина, соответственно – от сотен метров до километров. Знаменитая ги-

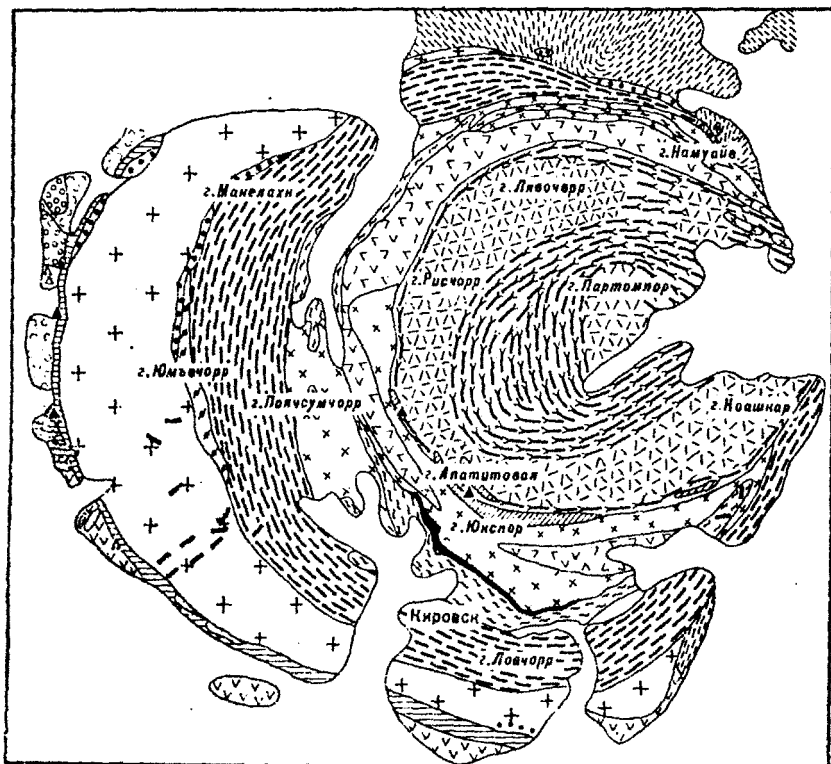


Рис. 10.7. Геологическая карта штока Хибины (тундра).
Разными знаками показаны различные породы

гантская дайка габбро-диабазы на Алдане имеет мощность 250 м и протягивается более чем на 100 км.

Дайки могут разветвляться, иметь согласные или секущие ответвления. Иногда они прерываются, выклиниваются, а затем — снова появляются. Такие дайки называются *четковидными*. Дайки могут быть самостоятельными геологическими телами, обычно образующимися в поздние этапы тектоно-магматической активности, могут представлять собой дериваты (отщепления) от более крупных интрузивов или быть корнями эффузивов. Они могут встречаться в виде

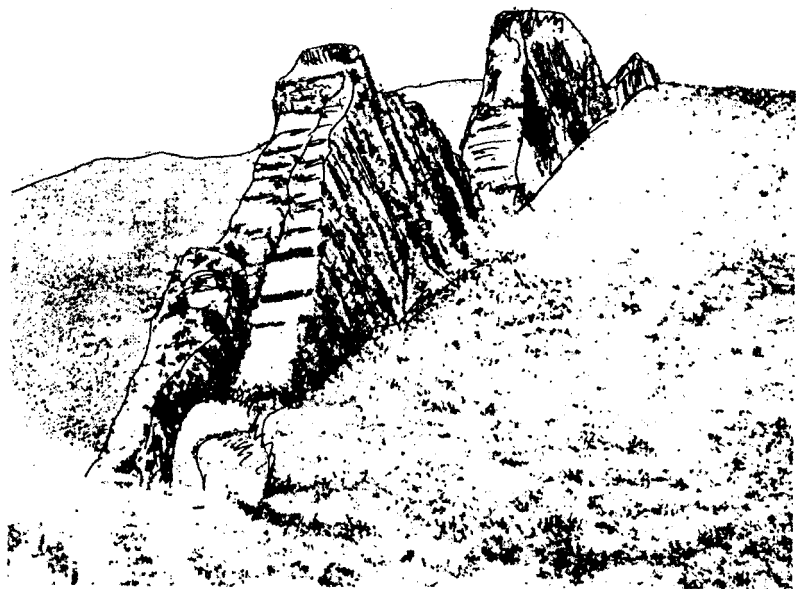


Рис. 10.8. Дайка трахиоандерита среди юрских песчаников. Перевал Джитым-ашу, Тянь-Шань (по И.В. Мушкетову)

единичных геологических тел или образовывать парагенезисы – закономерные сочетания. Дайки формируют параллельные, перекрещивающиеся, радиальные, концентрические, конические, цилиндрические системы (рис. 10.9), которые часто образуются при оседании кровли над магматическим очагом.

Жилы – извилистые плитообразные тела неправильной формы с менее ровными ограничениями, чем дайки. Состав жил разнообразен, чаще всего это продукты выделения из растворов газовых эманаций (кварцевые, кальцитовые, рудные жилы). Встречаются в различных геологических условиях. Понятие жилы более широкое, чем дайка. Мощность жил обычно колеблется от сантиметров до первых десятков метров.

Изредка, кроме того, выделяют:

Лофолиты – гребневидной формы вытянутые магматические диопиры, суживающиеся книзу. Гребень лофолита обычно узкий, заостренный, волнистый.

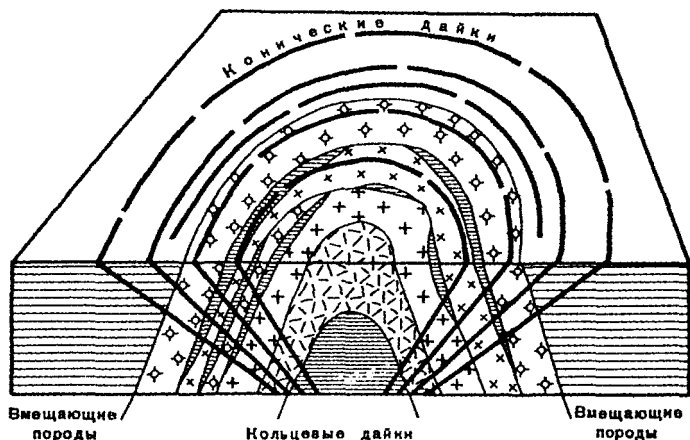


Рис. 10.9. Конические и кольцевые дайки Шотландии. Разные знаки – различные интрузивные породы (схема по Дж. Ричи)

– *Хоамолиты (бобовидные тела)* – магматические диапиры, имеющие бобовидную форму. По размеру хоамолиты обычно значительно больше, чем лофолиты. Снизу они, как правило, переходят в дайки.

Сталагмолиты – диапировые массивы, имеющие вид перевернутой капли, со сходящимися на глубине краями. Подробно описанные М.Ю. Лермонтовым в его романе «Герой нашего времени» горы в районе Кавказских Минеральных Вод являются такими магматическими диапирами.

– *Линзовые секущие тела* характерны для зон флексурных перегибов, расположенных над крупными разломами. Они обычно образуют кулисообразные прерывистые системы, вытянутые на сотни метров и километры.

Хонолиты – интрузии неправильной формы, непохожие ни на одну из перечисленных ранее форм (рис. 10.10).

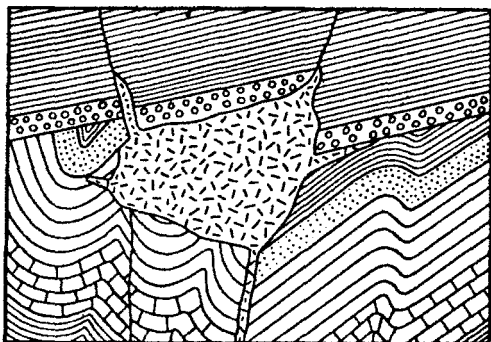


Рис. 10.10. Разрез внедрившегося по разлому хонолита, нарушившего вмещающую породу в результате давления магмы (по Ф. Лахи)

10.1.5. Батолиты

Батолиты – гигантские массивы гранитных пород, достигающие тысяч квадратных километров в поперечнике, внедренные в земную кору. Очертания батолитов в плане, как правило, представляют собой неправильные овалы, длинная ось которых соответствует простиранию складчатых комплексов (рис. 10.11). Загадкой до сих пор остается исчезновение того осадочного вещества, в которое внедри-

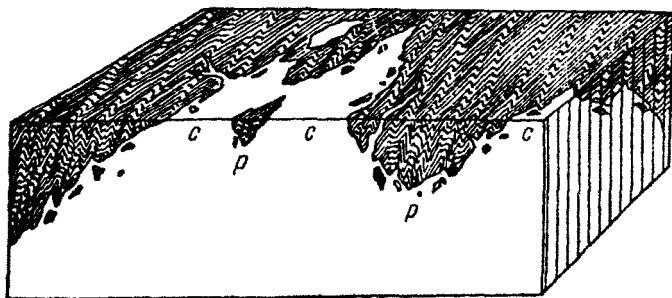


Рис. 10.11. Блок-диаграмма части батолита (белый цвет) и вмещающей его породы: с – купол, р – останцы кровли; в приконтактной части батолита видны включения осадочной породы (по Ф. Лахи)

лась гранитная магма. Некоторые считают, что батолиты проплавливают это вещество и ассимилируют его, другие полагают, что батолиты образуются в результате метасоматического замещения осадочных пород. Окончательно этот вопрос до сих пор не решен. Встречаются батолиты в складчатых областях. *Апикальная* (верхняя) часть батолитов имеет куполовидную, аркообразную, плоскую или сложную форму. В батолите выделяют следующие самостоятельные части:

Апофизы — крупные тела клинообразной формы, отходящие в стороны от основного интрузива. Апофизы могут быть согласными и секущими по отношению к вмещающим породам.

Батолитовые штоки — это части крупных секущих интрузивных тел, в виде столбов отходящие от батолита вверх. Площадь их достигает 10 км². Верхняя куполовидная часть штоков называется *боссом*.

10.1.6. Частично согласные магматические тела

Этмолиты (греч. — воронка) — воронкообразные, несогласные, секущие суживающиеся вниз интрузивные тела с вогнутой апикальной частью, которая может быть согласна с вмещающими породами. В плане этмолиты обычно изометричны, реже — вытянуты. Похожи на лополиты.

Гарполиты (греч. — серп) — крупные секущие или частично согласные, уплощенной формы интрузивы, в вертикальном разрезе напоминающие серпообразное тело (рис. 10.12). Апикальная часть гарполита выпуклая, имеющая отдельные выступы и впадины. Она нередко напоминает поверхность батолита. Нижняя поверхность гарполита вогнутая, горизонтальная или полого наклоненная в сторону питающего канала.

Сфенолит (греч. — клин) — клинообразное, вытянутое в плане и расширяющееся кверху тело, соизмеримое с батолитом.

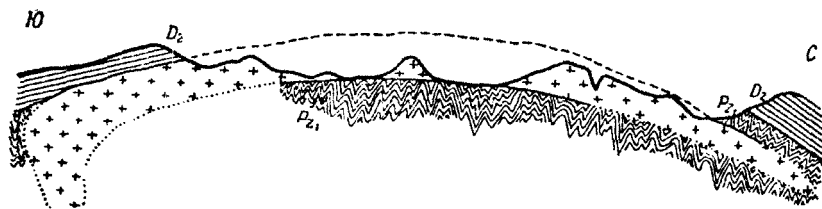


Рис. 10.12. Гарполит. Гранитный интрузив в юго-западном Алтае (по Г.Д. Ажгирею)

10.2. Формы залегания полуглубинных (субвулканических) горных пород

К субвулканическим (связующим) интрузивным телам относятся приповерхностные магматические формы, имеющие явную связь с поверхностными вулканическими аппаратами. Различными авторами выделяются многочисленные и разнообразные тела, из которых упомянем лишь наиболее распространенные.

Некки — вулканические жерловины — трубообразные и расширяющиеся кверху каналы, заполненные сплошной лавовой или пирокластической породой. В нижней части некки иногда переходят в дайки. Диаметры некков обычно не превышают сотен метров.

Диатремы (трубки взрыва) — представляют собой гигантские цилиндрические, иногда расширяющиеся кверху воронкообразные каналы. Характерны для ультраосновных пород. Трубки взрыва, как правило, сложены пирокластическими, обломочно-магматическими породами. Диаметры их бывают самыми различными — от сотен метров до десятков километров. Они часто включают алмазы и другие минералы, образованные при высоком давлении: гранаты, стিশовит, коэссит и др. Большое количество трубок взрыва встречается среди трапповых плато в Якутии, в Африке, Индии и других странах (рис. 10.13).

Апофизы и языки — мелкие инъекции магмы в виде слепо заканчивающихся ответвлений от основных магматических тел неправильной формы.

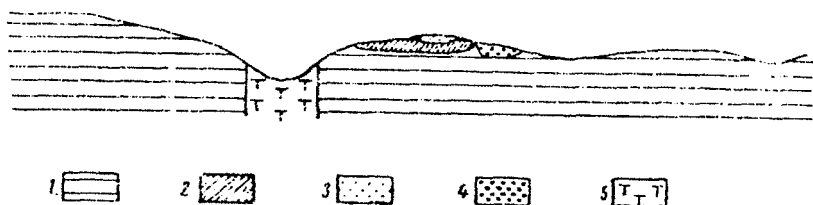


Рис. 10.13. Геологический разрез через алмазоносную трубку «Мир», Якутия: 1 — доломиты, известняки, мергели нижнего ордовика; 2 — глины, глинистые пески, алевролиты и угли нижней юры; 3 — песчаные, песчано-гравийные и песчано-галечные отложения нижней юры; 4 — песчано-гравийно-галечные и каолиновые отложения кайнозоя; 5 — кимберлиты. Вертикальный размер — 100 м (по Е.Н. Елагиной, Н.В. Кинд, П.Ф. Потапову)

10.3. Формы залегания эффузивных и туфогенных горных пород

Эффузивные горные породы образуются при излиянии на поверхность и застывании лав — жидких продуктов вулканической деятельности. Существуют два основных типа вулканических излияний — трещинный и центральный.

С трещинным типом излияния связаны обычно *лавовые покровы*, распространенные иногда на огромных площадях и имеющие выдержанную — достигающую иногда сотен метров — мощность. Покровы нередко ассоциируют с комплексами силлов (траппы Средне-Сибирского плоскогорья). Образованы они породами преимущественно основного и среднего состава. Крупные покровы, распространенные на больших площадях, называются *платопокровами* (чаще всего это *платобазальты*).

С центральным типом излияний обычно связывают образование сравнительно узких лавовых *потоков*, имеющих форму языков, рукавов, которые по мере удаления от очагов излияния уменьшаются по толщине и выклиниваются. Длина языков может колебаться от сотен метров до 150 км. При центральном типе наземного вулканизма лавы накапливаются вблизи вулканических аппаратов. При этом лавы основного состава образуют протяженные потоки, с выдержанной мощностью и ровными волнистыми поверхностями. Лавы кислого и среднего состава образуют потоки с глыбовыми нагромождениями кусков остывшей корки покрова. Они имеют небольшую протяженность и изменчивую толщину. Это приводит к образованию вокруг кратера вулкана высоких вулканических *конусов* с крутыми склонами. Газовые пузыри, возникающие под коркой потоков, могут образовывать камеры и туннели, достигающие в длину километров, а на поверхности — купола и валы.

При подводных излияниях лавы в них образуется характерная шаровая отдельность.

При извержениях очень вязкой кислой лавы образуются, как уже говорилось, экструзивные тела — вулканические *купола* (*горнито*) — массы лавы, поднявшиеся из жерла вулкана в виде купола и уже неспособные к дальнейшему течению. Высота таких куполов достигает 1 км при поперечнике основания 2—2,5 км с крутыми склонами и плоским основанием. В качестве примера укажем Вулканический конус в Северном Вайоминге «Башня Дьявола». Гигантская столбча-

тая отдельность образовалась при охлаждении массива. Толщина отдельных колонн в среднем 2 м и достигает толщины 5 м (рис. 10.14).

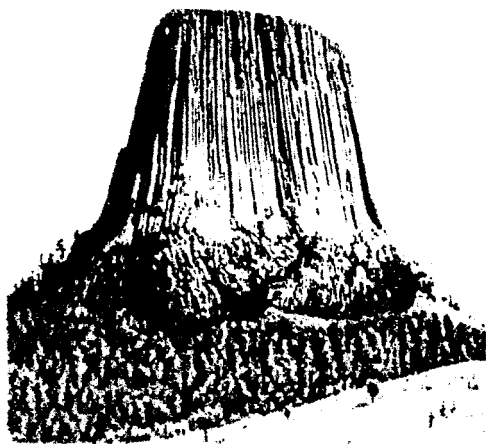


Рис. 10.14. Вулканический конус в Северном Вайоминге «Башня Дьявола» (по А. Аллисону и Д. Палмеру)

К экструзивным телам относятся также *иглы* — а, *вулканические пробки* (купола, столбы — б простые и сложные — в) (рис. 10.15). При

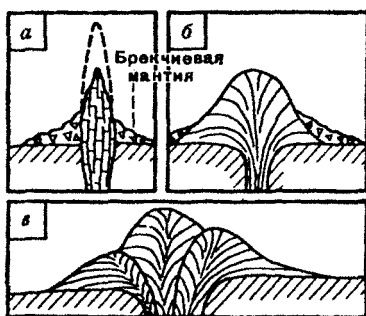


Рис. 10.15. Типы экструзивных массивов: а — игла, или обелиск; б — купол; в — сложный купол (по В.В. Белоусову)

вулканических извержениях лава может не только излиться или сформировать обелиски, но и взлететь в воздух, а затем осесть в виде туфов — *пирокластических* (огненнообломочных) слоёв. Ближе к центру выброса (кратеру) откладывается крупнообломочный материал — вулканические бомбы, лапилли. Чем дальше от источника выброса, тем более мелкие откладываются обломки — песок и пепел. Сочетания слоёв разнообразного пирокластического материала, образованные в разные фазы вулканической деятельности, формируют слои *вулканических туфов*. Водные пирокластические отложения называются *туффитами*.

Эффузивные горные породы изображаются на геологических картах и разрезах так же, как и осадочные породы, в соответствии с их возрастом, составом и отражаются на стратиграфической колонке. Состав вулканогенных пород наносится на карту черным цветом.

Вулканические конусы и их строение. Как уже говорилось, мощности эффузивных образований к центру излияния возрастают, образуя *вулканические конусы*. По всеобщему мнению, это самые красивые горы на Земле: Фудзияма, Эльбрус, Арарат, Килиманджаро — все это вулканические конусы. Обычно они образованы перемежающимися лавовыми потоками и пирокластическими слоями. Конусы вулканов имеют высоту от нескольких десятков метров до нескольких километров и ширину до 10 км. Самая характерная структурная форма вулканов — это *кальдера* — большой, изометричный чашеобразный провал на месте обрушившегося конуса вулкана. Кальдеры отличаются от кратеров большими размерами, в оседание вовлекается не только центральная часть вулканического конуса, но и его склоны и окружающие территории. Осевшие части окружены сбросами, кольцевыми и дугообразными дайками. На плоском дне кальдеры образуются новые, более молодые конусы. Остатки древнего разрушенного вулкана, образующие кольцевой вал вокруг молодого вулканического конуса, называется *соммой*, а ложбина между соммой и внутренним конусом — *атрио* (рис. 10.16). Основными причинами образования кальдеры являются или опускание вулканического конуса по сбросам над вулканическим резервуаром, из которого произошел отток магмы, или обрушение свода в результате взрыва при интенсивном выделении газов.

На рис. 10.17 приведена схема соотношений между интрузивными и эффузивными геологическими телами.

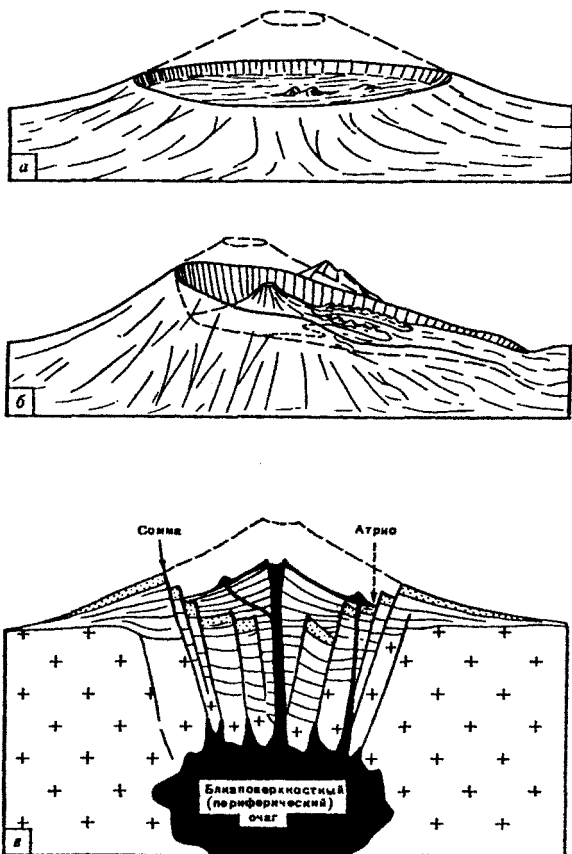


Рис. 10.16. Морфология и внутреннее строение кальдер: а – закрытая (концентрическая) кальдера Нгоронгоро, Танзания, площадь 300 км²; б – открытая (эксцентрическая) кальдера Меру, Танзания, площадь 40 км²; в – схематический разрез кальдеры с молодым вулканом внутри: 1 – сомма, 2 – атрио, 3 – близповерхностный (периферический) очаг

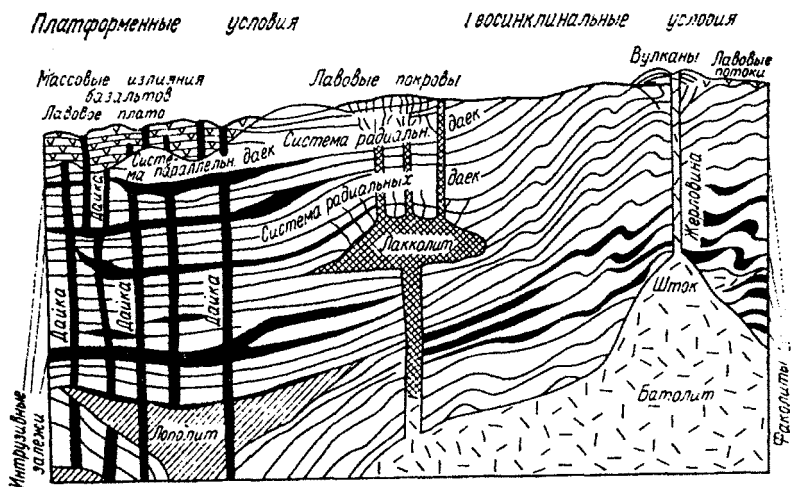


Рис. 10.17. Схема главнейших форм залегания интрузивных и эффузивных пород (по Г. Тиррелю с изменениями)

10.4. Тектонические дислокации магматических пород

Выше описаны первичные формы залегания магматических пород. Под влиянием тектонических деформаций может видоизменяться форма и внутренняя структура этих пород, причем для разных структур по-разному.

Поскольку преимущественная форма залегания эффузивных пород — это пластовые, постольку и дислокации, наблюдаемые в таких породах, сходны с дислокациями, наблюдаемыми в слоистых толщах. Так же, в общем, деформируются и пластовые интрузии.

Иначе обстоит дело с интрузиями другой формы. Тело под влиянием деформации не сминается в складки, а укорачивается в направлении главных сжимающих усилий и удлиняется в направлении минимальных сжимающих усилий. Если деформируемая порода в данных условиях пластична, она деформируется без нарушения связности. Такие условия возникают при региональном, или термальном метаморфизме. Если же интрузивный массив ведет себя как хрупкое тело, он будет разбит разрывами различного размера.

Так как интрузивные тела и вмещающие его слоистые толщи деформируются по-разному, на их границе происходят срывы различного размера.

В зонах контакта интрузива с вмещающими породами во многих случаях наблюдаются следы воздействия внедряющегося массива во вмещающие породы – складки и разрывы.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Как определяется возраст интрузии?
 2. Какие существуют виды контактов интрузивных пород?
 3. Что такое эндо- и экзоконтакт?
 4. Что такое ксенолиты?
 5. Какие элементы текстуры интрузивного массива относятся к прототектоническим и какую информацию несет их ориентировка?
 6. Какие выделяются первичные трещины интрузивов и какую информацию несет их ориентировка?
 7. Что такое согласные интрузии и какие тела к ним относятся?
 8. Что такое несогласные интрузии и какие тела к ним относятся?
 9. Что такое батолиты?
 10. Что такое частично согласные интрузии и какие тела к ним относятся?
 11. Что такое полуглубинные магматические тела и какие тела к ним относятся?
 12. Что такое лавовые покровы и чем они характеризуются?
 13. Что такое лавовые потоки и чем они характеризуются?
 14. Что такое вулканические купола и чем они характеризуются?
 15. Что такое вулканические туфы и чем они характеризуются?
 16. Что такое туффиты и чем они характеризуются?
 17. Каково строение вулканических конусов?
 18. Что такое кальдера?
-

ГЛАВА 11. СТРУКТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Метаморфические тела обычно имеют формы тех пород, из которых они образовались. Однако отдельные типы метаморфизма образуют специфические формы.

Структурные формы пород регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. *Глубинная складчатость* образуется в условиях высоких температур и давлений на глубинах порядка 10 км. В этих условиях практически все породы приобретают пластичность, массы пород деформируются как единое целое и образуют дисгармоничные складки течения. При образовании глубинных складок характерны повторные деформирующие усилия, ориентированные по различным направлениям, поэтому такие складки имеют сложную фестончатую форму крыльев и извилистую форму осей. При глубинной складчатости одновременно со смятием пород происходит их перекристаллизация и метаморфизм, часто развивается кливаж.

Одной из характерных форм глубинной складчатости являются *гранито-гнейсовые купола и валы*, картируемые в фундаменте древних платформ (рис. 11.1). Они представляют собой крупные (десятки и сотни километров в поперечнике) пологие поднятия, образованные этими породами. Межкупольные пространства заполнены смятыми в мелкие складки метаморфическими сланцами разной степени метаморфизма (рис. 11.2). Образование куполов обусловлено инверсией плотностей (аналогично образованию соляных диапиров), так как граниты и гнейсы легче вмещающих их метаморфических пород. Гранито-гнейсовые купола и валы имеют большое значение для нефтегазовой геологии, так как над ними в осадочном чехле нередко образуются купола и валы, которые служат ловушками для нефти и газа.

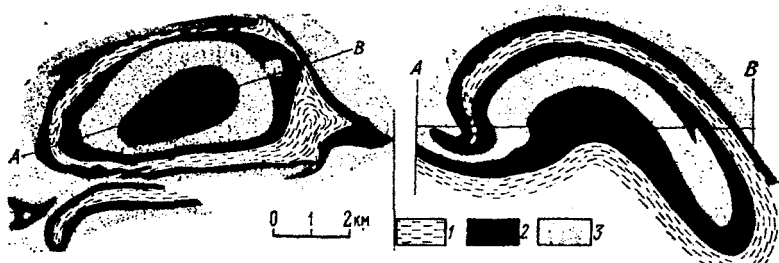


Рис. 11.1. Геологическая карта и разрез купола Товкуссап, Гренландия: 1 – амфиболовые гнейсы, 2 – амфиболиты, 3 – амфиболовые гнейсы (по Berthelsen) (по Красному и Эзу, 83)

Структурные формы пород динамометаморфизма. Породы динамометаморфизма, представляющие собой передробленные глыбы, брекчию, щебень, закатанные в глинистую массу того же состава образуют структурные формы, соответствующие сместителю разлома. Такие породы имеют название *тектонический меланж* (рис. 11.3). Очень часто это плотно прилегающие друг к другу тела

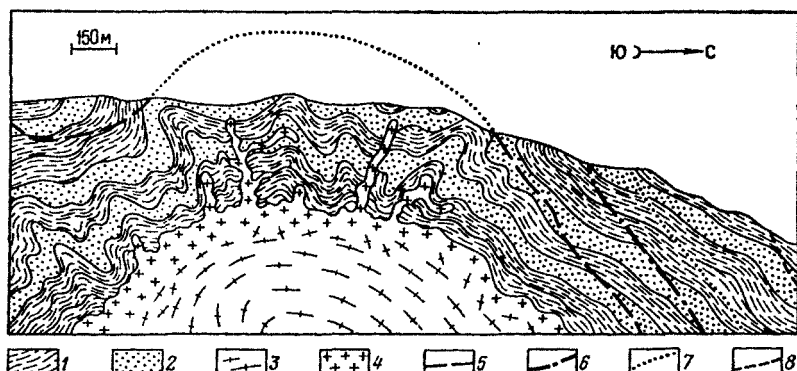


Рис. 11.2. Разрез через восточный склон Бурпалинского гранито-гнейсового купола, вскрытый на правобережье р. Каларский Калкан: 1 – кварц-биотитовые сланцы, 2 – кварциты, 3 – биотитовые гранито-гнейсы, 4 – пегматоидные граниты и пегматиты, 5 – изограды зон контактового метаморфизма, 6 – биотит-силлиманитовая, 7 – андалузит-кордиеритовая, 8 – андалузит-ставролитовая (по А.М. Лейтесу, В.С. Федоровскому) (Эз, 83)

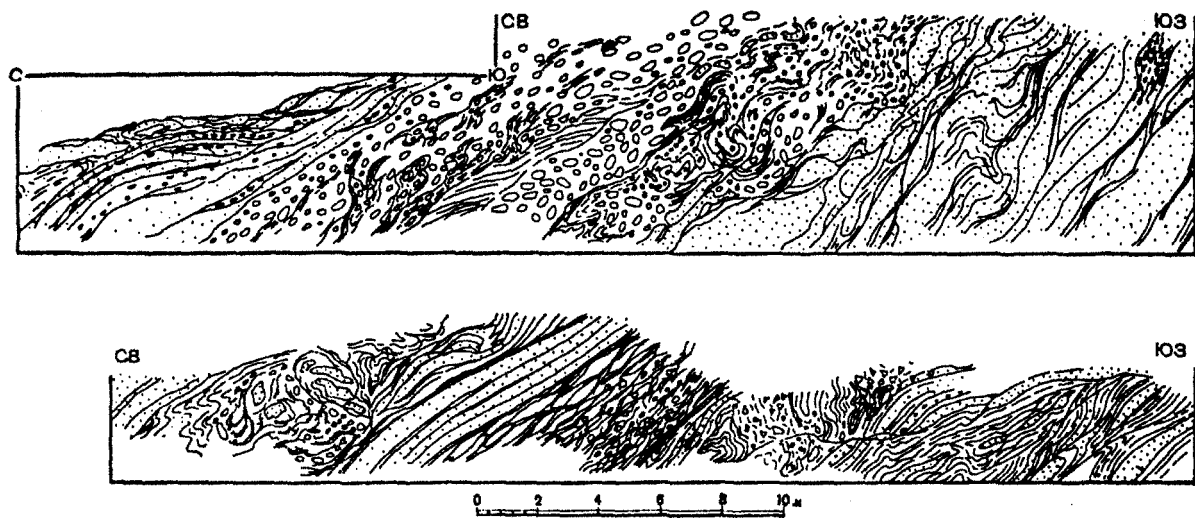


Рис. 11.3. Примеры тектонического меланжа. Динариды (по И.И. Белостоцкому)

линзовидной формы с длинными осями, в общем, параллельными сместителю (рис. 11.4).

Структурные формы пород термометаморфизма (контактового метаморфизма). Породы термометаморфизма образуют вокруг интрузивного тела ореолы большей или меньшей мощности. Их форма и размер зависят от формы и размеров вызвавшего метаморфизм тела, устойчивости к термальному воздействию вмещающих пород и степени их неоднородности. Характерной особенностью пород термального метаморфизма является расплывчатость их внешнего контакта.

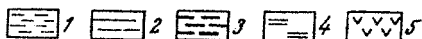
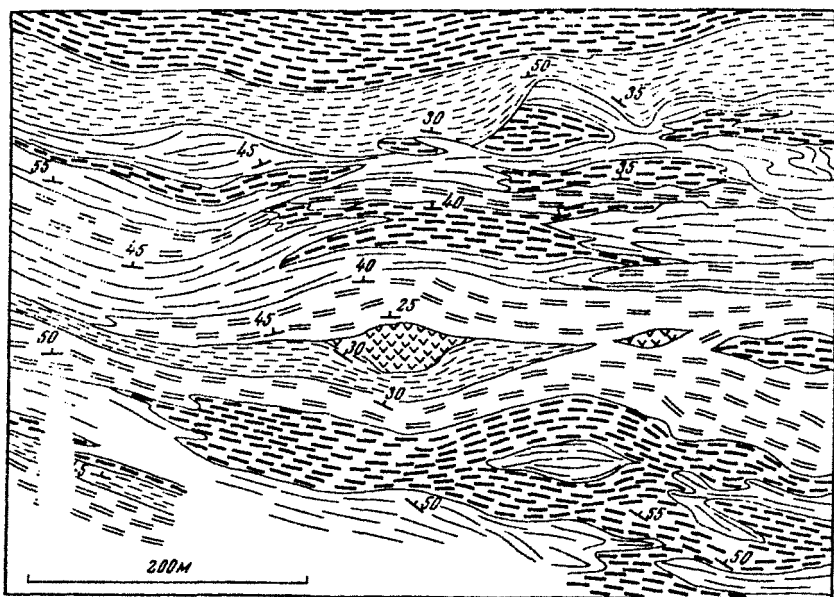


Рис. 11.4. Разлинзование в толще магматизированных пород беломорского комплекса (Кольский полуостров): 1 – биотит-амфиболовые гнейсы, 2 – кианит-гранат-амфиболовые гнейсы, 3 – двуслюдяные гнейсы, 4 – биотитовые гнейсы, 5 – габбро и амфиболиты. Ориентировка штриховых знаков соответствует сланцеватости (по Т.М. Гептнер)

Структурные формы пневматолитового и гидротермального метаморфизма обусловлены, главным образом, формой тех зон трещиноватости и разломов, которые являются путепроводами для газовых эманаций (при пневматолитогенезе) и горячих водных растворов (при гидротермальных изменениях) исходных горных пород.

Регрессивный метаморфизм (диафторез) образуют самостоятельные структурные формы, как правило, в древних корях выветривания (описаны ранее, при описании несогласий).

Вопросы для проверки усвоения материала:

1. Какие структурные формы характерны для пород регионального метаморфизма и ультраметаморфизма?
 2. Какие структурные формы характерны для пород динамометаморфизма?
 3. Какие структурные формы характерны для пород контактового метаморфизма?
 4. Какие структурные формы характерны для диафтореза?
 5. Какие структурные формы характерны для пород пневматолитового и гидротермального метаморфизма?
-

ГЛАВА 12. СТРУКТУРЫ ТЕЛ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Месторождения полезных ископаемых являются результатом действия как экзогенных, так и эндогенных процессов. Они могут быть либо *сингенетическими* (возникшими одновременно с горной породой), либо *эпигенетическими* (сформировавшимися после ее образования).

Границы тел полезных ископаемых. Выявление формы полезного ископаемого начинается с описания его границ, которые могут быть:

- *резкими*, когда тело полезного ископаемого четко отделяется от вмещающей породы;
- *постепенными*, когда полезное ископаемое переходит сначала в оруденение, затем в слабоминерализованные породы, и, наконец, сливается с вмещающими породами;
- *невидимые*, когда оруденение представлено мелкой вкрапленностью, незаметной без специальных приборов.

По геометрической форме среди тел полезных ископаемых выделяют *изометрические* — имеющие одинаковые размеры в трех направлениях, *трубообразные* (столбообразные) — вытянутые в одном направлении, *плитообразные* — вытянутые в двух направлениях и *сложные*, представляющие собой их комбинацию.

Изометрические тела. К ним относятся следующие формы полезных ископаемых:

Штоки — изометрические тела поперечником не менее нескольких десятков метров. Не следует путать штоки — тела полезных ископаемых со штоками магматических тел, которые имеют трубообразную форму. Чаще всего штоки характерны для сингенетических осадочных месторождений (рис. 12.1).

Гнезда — маленькие (первые метры) штоки (рис. 12.2).

Карманы (мешки) и почки — контактовые тела, представляющие собой как бы половинки штоков (карман) или гнезд (почка) (рис. 12.2).

Линзы и чечевицы — несколько сплюснутые в одном направлении штоки и карманы (рис. 12.3).

Залежи — неправильной формы линзы, однако чаще термином «залежь» называют любую локализацию полезного ископаемого. Например, штокообразная залежь, рудная залежь, нефтегазовая залежь, сводовая залежь и т.д.

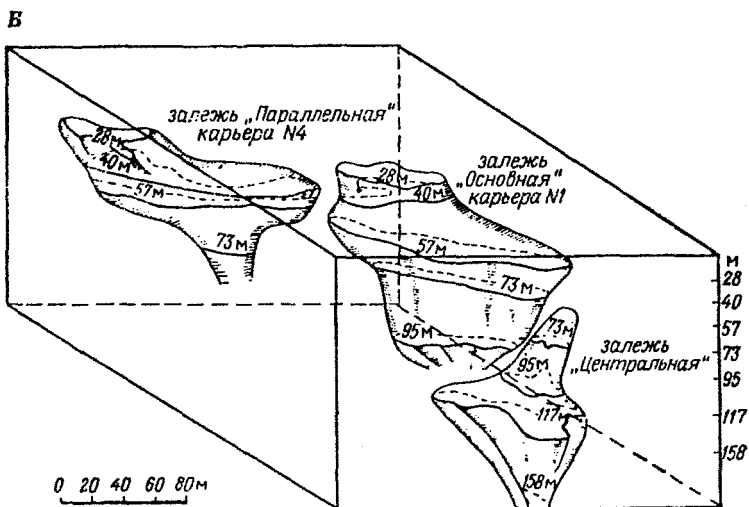


Рис. 12.1. Штоки Кривого Рога (по Гершойгу)

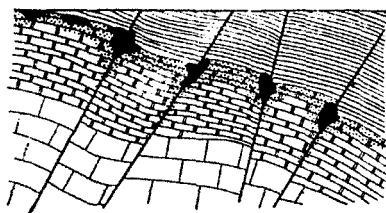


Рис. 12.2. Гнезда руды в минерализованной породе (по В.И. Смирнову)

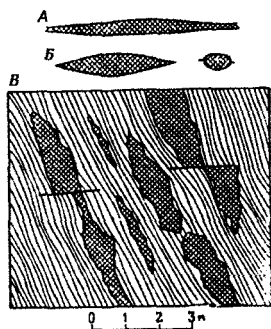


Рис. 12.3. Линзы и чечевицы: А — линза (разрез), Б — чечевица (разрез), В — линза (план)
(по П.М. Татарину)

Штокверки — сложные тела, состоящие из сети пересекающихся между собой мелких рудных жилок и прожилков, сопровождаемых вкрапленностью рудных минералов. В целом форма такого прожилково-вкрапленного оруденения изометрична. Штокверки характерны для трещинных структур (рис.12.4).

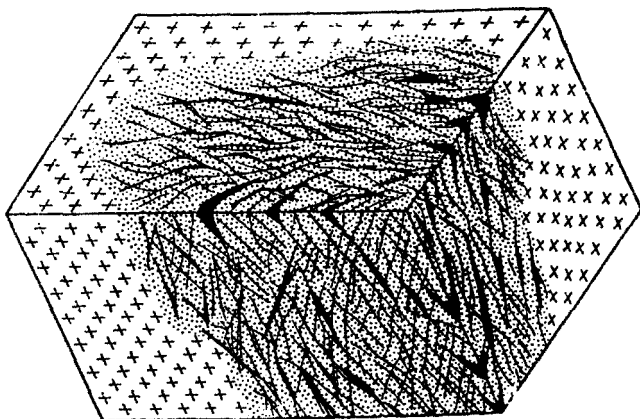


Рис. 12.4. Штокверк (по В.И. Смирнову)

Трубообразные (столбообразные) тела — встречаются сравнительно редко. Самым ярким примером являются алмазоносные трубки, о которых уже рассказывалось ранее.

К трубообразным телам также относятся седловидные жилы, в которых минеральные массы заполняют пустоты, образовавшиеся в сводах антиклиналей при складкообразовании, если оно предшествовало оруденению. Седловидные жилы иногда протягиваются на расстояние до 20 км. (рис. 12.5).

Элементы залегания трубообразных рудных тел состоят из азимута и угла погружения, которые меряются так же, как элементы залегания любого вектора.

Плитообразные (пластообразные) тела — самый распространенный вид тел полезных ископаемых, среди которых выделяются жилы и пласты.

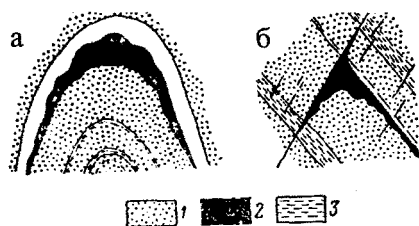


Рис. 12.5. Седловидные залежи: 1 — песчаник, 2 — кварц, 3 — сланец; а — типичная (по А.В. Великому), б — ложная (по Риккарду)

Жила — это тело полезного ископаемого, заполнившее трещину в каких-либо горных породах. Жилы могут быть простые (рис. 12.6а) и сложные (рис. 12.6б). Поверхность, по которой жила соприкасается с вмещающей породой, называется *зальбанд*, небольшие ответвления называются *апофизами*. Длина жил обычно составляет десятки и первые сотни метров, а мощность — десятки сантиметров и первые метры. Однако известны жилы, протяженностью в километры, а мощностью в десятки метров. Уменьшение мощности жилы называется *пережимом*, а уменьшение до нуля — *выклиниванием*. Выклинивание жилы иногда имеет сложный разветвляющийся характер (рис. 12.6в). Увеличение мощности жилы называется *раздувом*. Жилы с большими раздувами штокообразной формы называют *камерными* (рис. 12.6г). Если раздувы в жиле следуют один за другим на некотором расстоянии, такая жила называется *рубцовой* (рис. 12.6е), если пережимы идут один за другим без разрыва и резко выражены, такие жилы называются *фестончатыми* (рис. 12.6ж), если раздувы идут один за другим — *четковидной* (рис. 12.6д). Часто встречаются *лестничные (ступенчатые)* жилы, состоящие из серии коротких рудных жилок, ориентированных перпендикулярно зальбанду, как перекладки на веревочной лестнице.

Прожилковые и жильные зоны представляют собой маленькие пересекающиеся прожилки, в целом имеющие плитообразный характер. Обычно они имеют большую, чем жилы, мощность и в среднем бедное оруденение.

Осадочный слой полезного ископаемого называется *пластом* и для него характерны все свойства слоя. В виде пластов залегают россыпи, соли, железные руды, марганец, торф, горючие сланцы, каменный уголь и другие ископаемые. С пластами связаны многие месторождения нефти и газа. Пластами называются также залежи, приуроченные к поверхности несогласия.

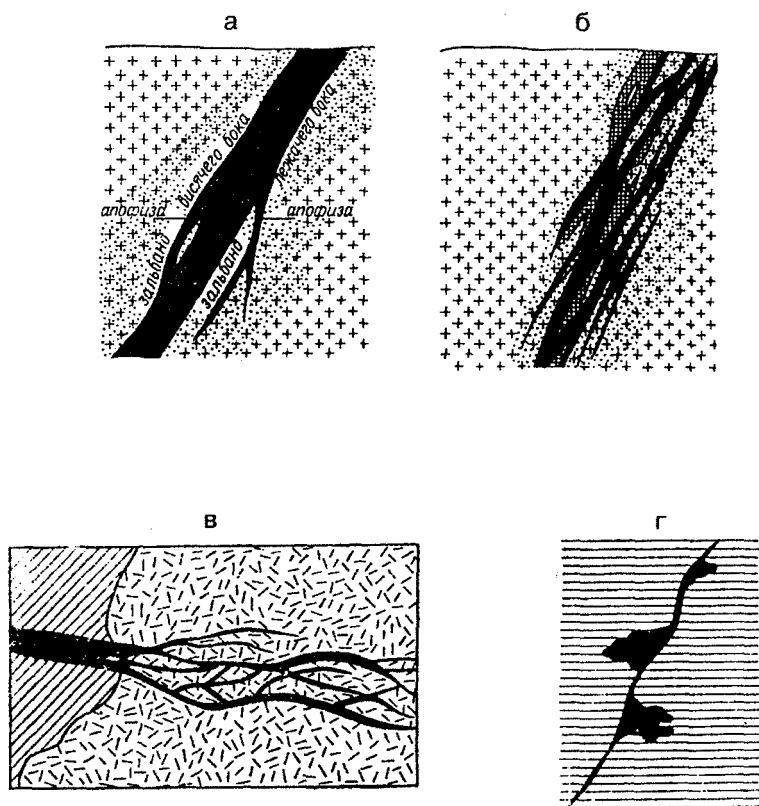


Рис. 12.6. Жилы и их виды:
 а – простая,
 б – сложная (по В.И. Смирнову),
 в – разветвление жилы (по К.И. Богдановичу),
 г – камерная жила (по В.И. Смирнову)

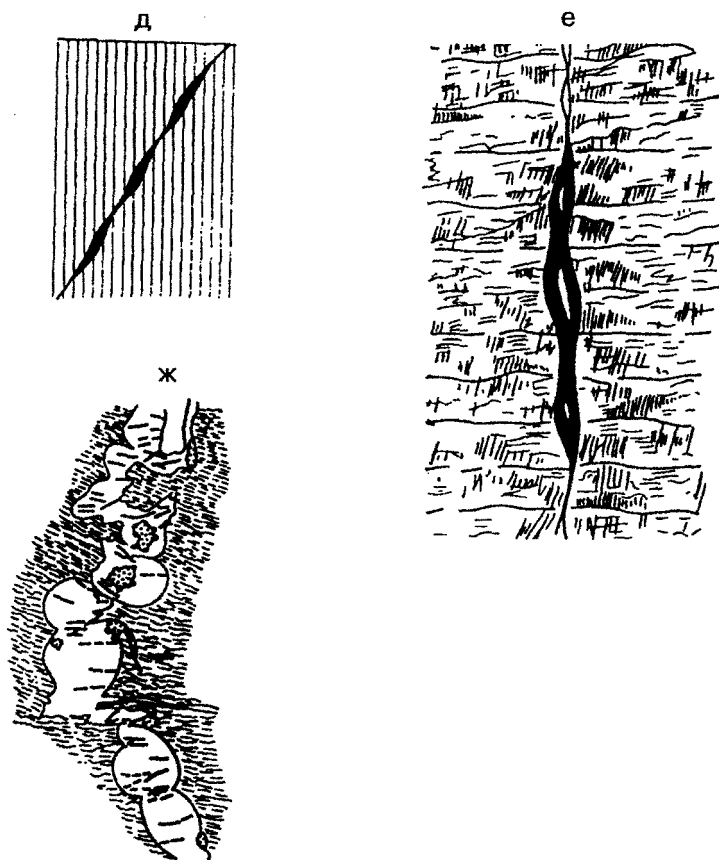


Рис. 12.6. Жилы и их виды:
д – четковидная жила (по В.И. Смирнову),
е – рубцовая жила (по К.И. Богдановичу),
ж – фестончатая жила (по П.М. Татаринovu)

Пластообразные залежи сходны с пластами, но отличаются от них меньшей выдержанностью, прерывистостью.

Лента — согласное рудное тело, ограниченное почти параллельными поверхностями, у которого длина больше ширины в десятки и сотни раз.

Плащеобразные залежи похожи по морфологии на пластообразные и по генезису связаны с корами выветривания и контактового метаморфизма.

Рудные тела сложной формы представляют собой совершенно неправильные тела, состоящие из системы более мелких тел.

По соотношению с вмещающими породами выделяются контактные рудные тела, приуроченные к контакту между различными геологическими телами (рис. 12.7), согласные, совпадающие с напластованием осадочных пород (рис. 12.8), и секущие рудные тела, несогласно пересекающие вмещающие геологические тела (рис. 12.9).

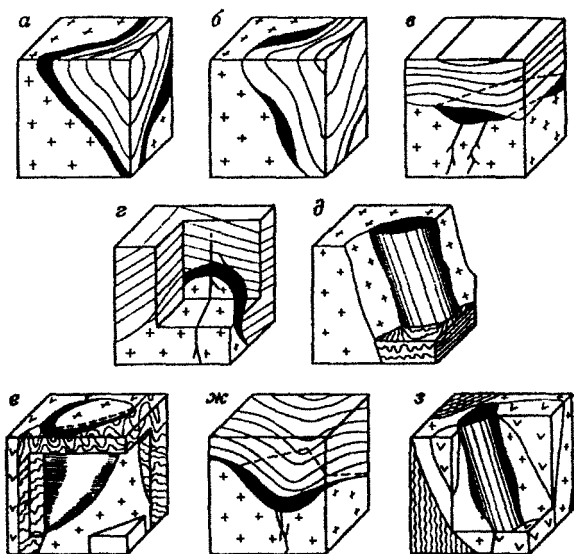


Рис. 12.7. Контактные рудные тела: а, б — пластообразная залежь, в — лента, г — куполовидная, д — столбовидная, е — обертывающая жила, ж — корытообразная залежь, з — дайковый столб (по А.В. Королеву и П.А. Шехтману)

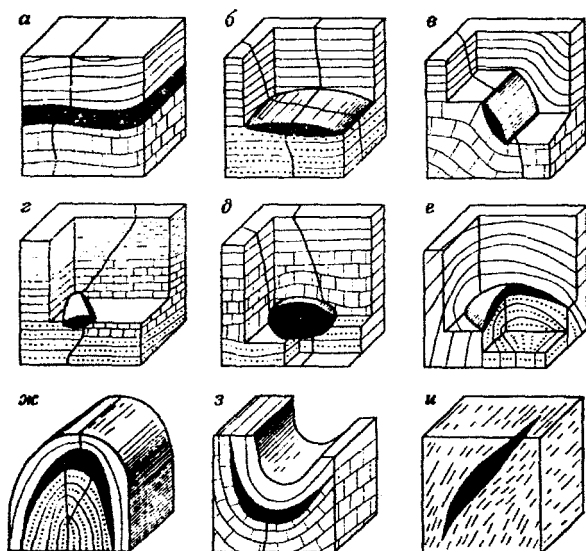


Рис. 12.8. Согласно рудные тела: а – рудный пласт, б – рудная залежь, в – лента, г – брусковидное тело, д – рудное гнездо, е – куполовидная залежь, ж – седловидная залежь, з – корытовидная залежь, и – флексурная линза (по А.В. Королеву и П.А. Шехтману)

Рудные жильные тела не бывают одинаково богаты полезным компонентом на всем протяжении. Наиболее богатые части жилы называются *рудными столбами*. Рудные столбы небольшого размера в зависимости от их формы называются *кустами*, *гнездами* или *карманами*.

Относительный возраст рудных жил и даек устанавливается по их взаимному пересечению.

Элементы залегания плитообразных рудных тел состоят из азимута и угла падения, так же, как для пластов, а также углов *склонения* и *скатывания (ныряния)*. Эти элементы измеряются в тех случаях, когда в плоском теле выделяется ось (наибольшая длина) данного тела. Угол склонения – это угол между линией простирания и осью рудного тела. Этот угол находится в косой по отношению к горизонту плоскости. Угол между осью тела и горизонтальной плоскостью называется углом склонения (скатывания). Это угол наклона рудного тела.

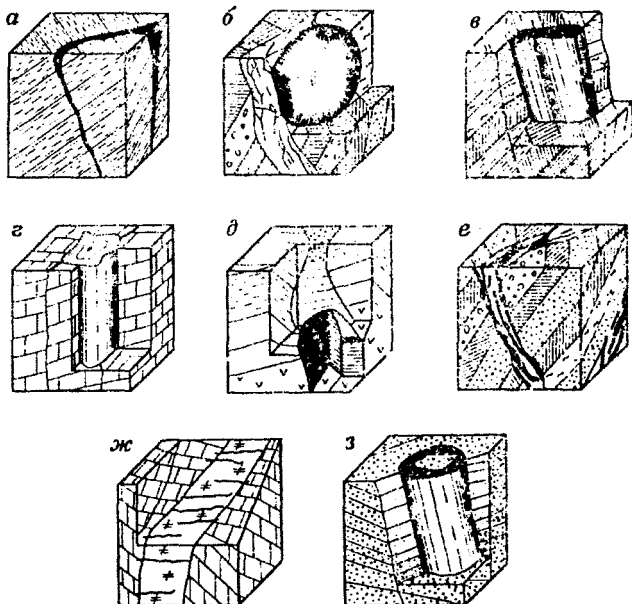


Рис. 12.9. Секущие рудные тела: а – жила, б – рудный диск, в – рудный столб, г – трубчатая жила, д – шток, е – сложная жила, ж – лестничные жилы, з – кольцевая трубчатая жила

Вопросы для проверки усвоения материала:

1. Как разделяются тела полезных ископаемых по соотношению времени формирования горной породы и тела полезного ископаемого?
2. Какие бывают границы полезных ископаемых?
3. Какие бывают изометрические рудные тела?
4. Какие бывают трубообразные рудные тела?
5. Какие бывают плитообразные рудные тела?
6. Какие бывают контактовые рудные тела?
7. Какие бывают согласные рудные тела?
8. Какие бывают секущие рудные тела?
9. Как определяется относительный возраст рудных тел?
10. Что такое элементы залегания рудных тел?

ЧАСТЬ IV. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ГЛАВА 13. СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ И СТРУКТУРНЫЕ ЯРУСЫ

Некоторые из региональных стратиграфических несогласий разделяют резко отличающиеся по составу, характеру складчатости и типу метаморфизма толщи, фиксируя значительные изменения в тектоническом режиме между накоплением верхних и нижних слоев. Такие толщи называются *структурными этажами*.

Структурный этаж — это комплекс горных пород (или часть разреза), обладающий единством структурного плана, сходным региональным метаморфизмом и магматизмом. От выше- и нижележащих толщ, обладающих другими структурным планом и степенью метаморфизма, он отделен угловым несогласием (рис. 13.1).

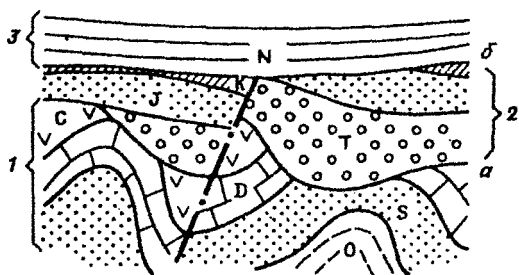


Рис. 13.1. Структурные этажи: а, б — поверхности несогласия, 1–3 — структурные этажи (по Г.С. Январеву)

Структурные этажи, отвечающие циклам развития земной коры, начинаются опусканием, осадконакоплением и кончаются поднятием, деформацией пород, формированием разрывов, магматизмом с последующим перерывом в осадконакоплении и, наконец, разрушением пород. Выше- и нижележащие этажи разделены угловым и азимутальным несогласиями, перестройкой структурного плана и, чаще всего — складчатости. Структурный этаж отвечает одному циклу тектоно-магматической активизации. Для Европы эти циклы называются: байкальский, каледонский, герцинский, альпийский.

На платформах выделяют два (фундамент и осадочный чехол) (рис. 13.2) или три (фундамент, промежуточный и осадочный чехлы) этажа, а в складчатых областях их количество может достигать и четырех, в зависимости от числа циклов тектоно-магматической активизации. Внутри этажей выделяются структурные *ярусы*, *подъэтажи* и *подъярусы*. Они разделяются параллельными или угловыми несогласиями, отвечающими перерывам в осадконакоплении и размыву горных пород без существенной перестройки структурного плана территории и смены тектонического режима.



Рис. 13.2. Двухъярусное строение платформ: а — осадочный чехол, б — фундамент (цоколь) (по В.Н. Павлинову и др.)

Термин «*структурный ярус*» иногда употребляют в качестве синонима термина «*структурный этаж*», иногда для обозначения части структурного этажа. Это термин менее определенный, чем «*структурный этаж*». *Структурные подъэтажи* и *подъярусы* — части структурных ярусов и этажей. В литературе встречается также понятие *тектонический этаж*. Иногда его используют как синоним структурного этажа, но правильнее этим понятием обозначать совокупности структурных этажей в складчатых системах, характеризующихся общностью развития. В литературе, посвященной нефтегазности, нередко терминами «*структурный этаж*» или даже «*тектонический этаж*» неправильно обозначают части осадочного разреза, разделенные угловыми несогласиями — то есть *подъэтажи*.

При построении профилейных геологических разрезов через площадь, на которой выделяется более одного структурного этажа, разрез строится поэтапно, начиная с самого молодого. Структуры каждого этажа имеют свою форму, и подошва более молодых этажей является верхней границей распространения пород нижних этажей (как рельеф). Геологические границы нижележащих этажей по возможности трассируются, прослеживаются с учетом их строения под подошвой вышележащих этажей.

Понятие структурного этажа отличается от понятия структурно-геологической (фациальной) зоны. Этажи выделяются на одной площади и отвечают этапам ее геологического развития во времени. *Структурно-фациальные зоны* – смежные территории, различающиеся историей геологического развития, разделенные тектоническим несогласием, чаще всего надвигом. Покровы (шарьяжи) приводят к тому, что на площади одной карты могут соседствовать несколько различных структурно-фациальных зон, совмещенных друг с другом вследствие перемещений по крупным разломам.

ГЛАВА 14. ИЕРАРХИЧЕСКИЕ КЛАССИФИКАЦИИ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

Наблюдатель-геолог видит на Земле структуры различного размера, сформировавшиеся в различное время и образующие системную иерархию (соподчинение). Структуры малого размера могут осложнять более крупные, например спорадические антиклинальные складки на горизонтальном осадочном чехле, или сплошь заполнять все пространство более крупной структуры. Маленькие элементарные структуры, наблюдающиеся непосредственно в обнажениях, обычно захватывают маломощные толщи, а структуры большого размера, как правило, захватывают значительную часть осадочной обложки или полностью всю стратисферу. В строении самых крупных — планетарных (глобальных) структур участвует целиком вся земная кора.

Сложная взаимосвязь разноранговых структур и геологических процессов, а также постоянное развитие геологической науки, связанное с усовершенствованием методик исследований, накоплением новых данных, привели к тому, что существует множество классификационных названий, учитывающих различные признаки одного и того же явления или структуры. Различные наименования геометрически сходных структур бывают обусловлены различиями в теориях их происхождения и различиями тех исходных данных, на основе которых они были выявлены. Поэтому одна и та же крупная структурная форма в различных работах и описаниях может иметь различные наименования. В литературе сейчас соседствует множество классификаций крупных структур. С некоторой условностью, их можно разделить на три группы: геодинамическую, геофизическую и морфологическую (структурную).

14.1. Геодинамическая классификация

Геодинамическая классификация построена на основе геодинамической модели тектоники плит, которая сейчас интенсивно развивается и модифицируется. В качестве структур первого порядка (самых крупных), в соответствии с этой классификацией, над мантией выделяются *литосферные плиты* — гигантские (тысячи километров в поперечнике) относительно жесткие, развивающиеся как единое целое участки литосферы, разделенные линейными подвижными зонами с повышенной тектонической, сейсмической и вулканической активностью (рис. 14.1). Относительно друг друга литосферные плиты перемещаются преимущественно в горизонтальном направлении. Всего выделяются семь главных литосферных плит Земного шара: Евроазиатская, Австралийская, Антарктическая, Тихоокеанская, Северо- и Южно-Американские и Африканская. Внутри них иногда выделяют более мелкие плиты. В структурном и географическом плане литосферные плиты включают и континенты (сушу) и океаны. Существуют океанические, континентальные и смешанные литосферные плиты. В зависимости от взаимных перемещений плит, зоны, разделяющие литосферные плиты, различаются по строению и имеют свои названия.

Если литосферные плиты раздвигаются (перемещаются в противоположных горизонтальных направлениях), между ними возникают зоны *спрединга*, представленные *рифтовыми системами* (например, Срединно-Атлантическая). Рифтовые системы разделены на сегменты гигантскими разломами-сдвигами, называемыми *трансформными разломами*.

Если плиты перемещаются навстречу друг другу, возникают зоны субдукции и коллизии. *Зона субдукции* возникает, если одна литосферная плита надвигается (наползает) на другую. Последняя по наклонной плоскости погружается в недра Земли. Поверхность, по которой она погружается называется *зоной Бенъофа* и характеризуется повышенной сейсмичностью. Например, Тихоокеанская плита погружается под Евроазиатскую. Граница проходит с севера на юг через Камчатку, Сахалин, Курилы, Японию. Край погружающейся плиты опускается, уходит под мантию и постепенно горизонтальные перемещения трансформируются в мантийные вертикальные. Когда две плиты сталкиваются без преимущественного погружения одной из них, возникают *зоны коллизии* — дробления, метаморфизма пород, воздымания земной коры и интенсивного роста гор. Напри-

мер, Анды (Кордильеры) возникли на границе Тихоокеанской и Американских плит, а Гималаи – на границе столкнувшихся и спаившихся более мелких Сибирской и Индокитайской плит. Если две плиты скользят друг относительно друга в виде сдвига, такие границы называются *трансформными*.

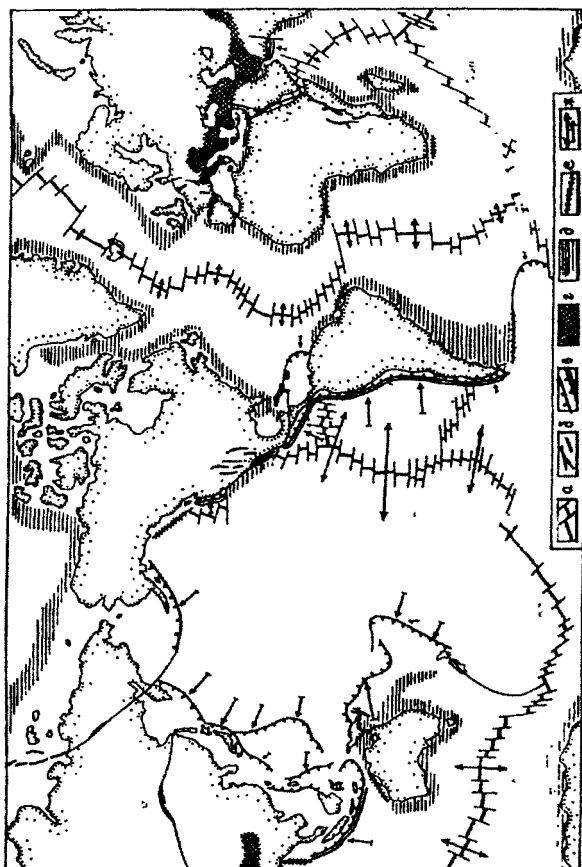


Рис. 14.1. Важнейшие литосферные плиты на поверхности Земли: *а* – зоны спрединга и трансформные разломы, *б* – континентальные рифты, *в* – зоны субдукции, *г* – зоны коллизии, *д* – пассивные континентальные окраины, *е* – трансформные континентальные окраины, *ж* – векторы относительных движений литосферных плит (по В.Е. Ханну и М.Г. Ломизе с упрощениями)

В зависимости от строения земной коры в литосферных плитах выделяют океанические и континентальные структуры. Эти структуры не всегда совпадают с очертаниями континентов и океанов, ибо во многих местах прибрежная часть океана (континентальный шельф) — это залитая водой часть континента.

Океанические структуры характеризуются следующими признаками:

1. В целом океаны представляют собой синформную (синклиналичную) структуру поверхности геоида (рис. 14.2).

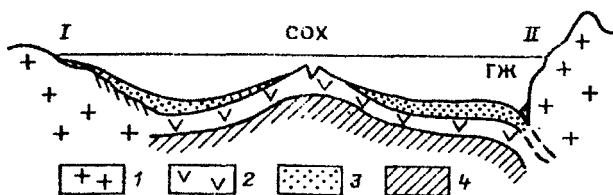


Рис. 14.2. Схема строения океанической коры и континентальных окраин: СОХ — срединно-океанический хребт, ГЖ — глубоководный желоб, I — окраина атлантического типа (пассивная), II — окраина тихоокеанского типа (активная), 1 — гранитный слой, 2 — базальтовый слой, 3 — осадочный слой, 4 — мантия (по Г.С. Январеву)

2. Осадочные породы не метаморфизованы и практически не подвергались складчатости.

3. Возраст осадочных пород в основном не превышает мелового и закономерно изменяется — чем ближе к срединно-океаническим хребтам, тем моложе самые древние породы (рис. 14.3).

4. Толщина земной коры в океанических структурах меняется — от 0 в срединно-океанических хребтах до 10–15 км в прибрежных зонах.

5. Исключительно основной вулканизм. Линия, разделяющая области проявления основного и кислого вулканизма, называется *андезитовой линией*.

Континентальные структуры характеризуются следующими признаками:

1. В целом континенты представляют собой антиформную (антиклиналичную) структуру поверхности геоида.

2. В составе земной коры, хотя бы в нижних ее частях, всегда

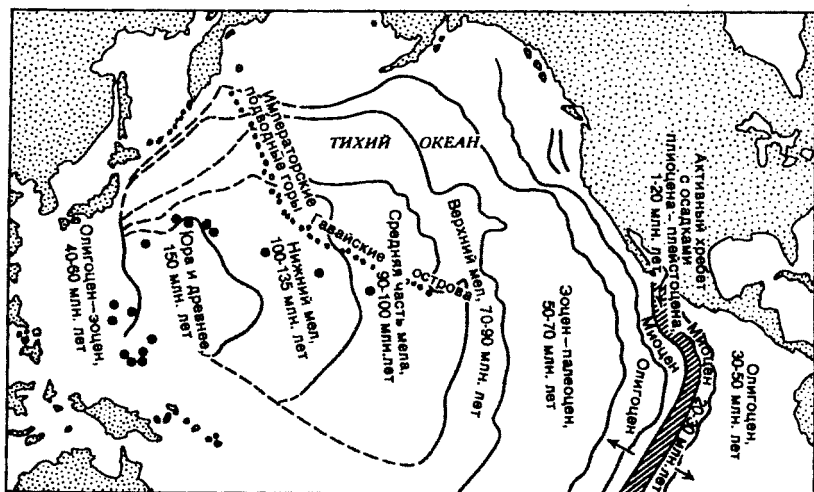


Рис. 14.3. Карта возраста осадков океанического дна на площади между осью спрединга в Восточно-Тихоокеанском поднятии (современные осадки) и западной частью Тихого океана (осадки юрского возраста). Кружками обозначены точки глубоководного бурения с судна «Гломар Челленджер» рейс 6 (по А. Аллисону и Д. Палмеру)

присутствуют метаморфизованные и смятые в складки толщи. Соответственно в составе земной коры континентов выделяют области разновозрастной складчатости общего смятия возрастом от карельской до альпийской. Те области, где складчатые процессы завершились давно, превратились в платформы, а молодые складчатые области (мезозойские и кайнозойские) являются горными странами.

3. Возраст осадочных и метаморфических пород может колебаться от четвертичного до архейского и закономерно изменяется — чем глубже, тем, как правило, обнаруживаются более древние породы.

4. Астеносфера либо не выражена, либо выражена плохо (рис. 14.4).

5. Толщина земной коры не менее 30–35 км, а иногда достигает 70–75 км.

6. Присутствует как кислый, так и основной магматизм. Состав основных пород отличается от основных пород океанов.

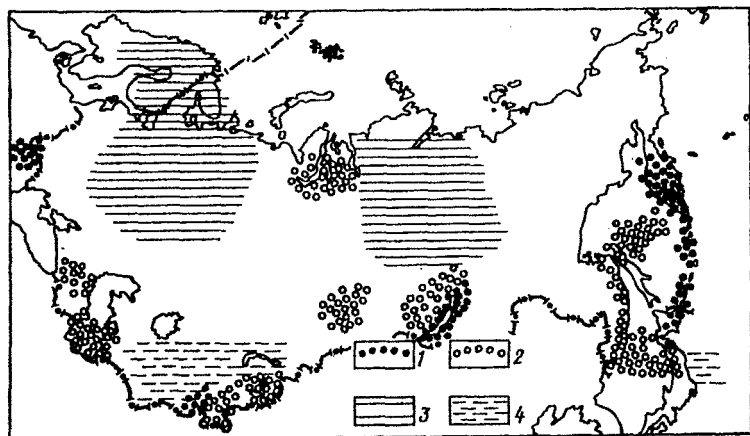


Рис. 14.4. Схема распространения астеносферы на территории России и прилегающих областей по данным сейсмических и магнитотеллурических исследований. Области развития астеносферы: 1 — достоверные, 2 — предполагаемые; области, где астеносфера отсутствует; 3 — достоверные; 4 — предполагаемые (по В.З. Рябому)

Кроме больших континентов, выделяются микроконтиненты — некоторые участки в океанах, имеющие кору континентального типа, например, о. Мадагаскар, поднятия Ломоносова, Менделеева в Ледовитом океане и др.

14.2. Геофизическая классификация

По данным геофизических методов, Земля разделяется на оболочки по комплексу физических свойств, главное из которых — разная скорость прохождения сейсмических волн от поверхности до центра Земли. По этому параметру выделяются внутреннее и внешнее ядро, мантия, состоящая из множества отдельных слоев, литосфера, земная кора. Земная кора, в свою очередь, делится на континентальную (трехслойную) и океаническую (двухслойную), в которых прослеживаются более тонкие слои. При этом в одних местах границы между слоями выделяются более, а в других — менее четко. Океаническая кора, кроме того, обладает следующими геофизическими особенностями:

1. Верхняя мантия океанов имеет хорошо выраженную астеносферу (слой Гутенберга).
2. Повышенный тепловой поток.
3. Полосовое магнитное поле.

14.3. Морфологическая (структурная) классификация

Морфологическая (структурная) классификация рассматривает основные элементы земной коры, главным образом, по ее внешним признакам. Самые крупные из них – надранговые *континенты и океаны* выделяются по тем же признакам и характеризуются теми же особенностями, что и у геодинамических классификаций.

Континенты и океаны состоят из структур 1 ранга – платформ, складчатых поясов (геосинклиналей), рифтовых систем и областей возрожденной тектонической активности (эпиплатформенных орогенов). Каждая из вышеперечисленных структурных форм состоит из более мелких, характерных для той или иной структуры, форм.

14.3.1. Иерархия структурных форм континентальных платформ

Платформы – тектонически относительно устойчивые несейсмичные структуры континентальной земной коры со слабым магматизмом. В строении платформ выделяются два структурных этажа: *фундамент*, сложенный дислоцированными метаморфическими породами, прорванными интрузиями, и *осадочный чехол*, состоящий из слабо дислоцированных (за исключением территорий развития солянокупольной тектоники и грязевого вулканизма), почти неизменных осадочных пород преимущественно морского генезиса (рис. 13.2).

При характеристике платформ, в первую очередь, учитывается возраст складчатости фундамента. *Древними платформами (кратонами)* называются платформы с фундаментом, сформированным в докембрии, например, Русская, Восточно-Сибирская. Платформы, в состав фундамента которых входят породы палеозоя и мезозоя – *молодые*. При их характеристике к обозначению возраста складчатости – каледонский, герцинский, мезозойский добавляется приставка «эпи» – эпипалеозойская, эпикаледонская, эпигерцинская.

Фундамент древних платформ сложен гранитами и метаморфическими породами глубоких стадий регионального и ультраметаморфизма и смятых в складки горизонтального и вертикально-

го течения. Обычно фундамент разбит разломами на вертикальные блоки, как клавиши перемещающиеся друг относительно друга и в большей или меньшей степени, отраженные в складках осадочного чехла (глыбовая, отраженная складчатость, складчатость облекания). Поверхность несогласия обычно сложена выветрелыми трещиноватыми горными породами, в которых могут образовываться залежи нефти и газа. Иногда между фундаментом и осадочным чехлом выделяют *промежуточный комплекс*, или *промежуточный структурный этаж* — комплекс пород, со свойствами, переходными от фундамента к платформе. В этих толщах также встречаются залежи нефти и газа.

Осадочный чехол на древних платформах, как правило, характеризуется значительным количеством стратиграфических несогласий, наличием нескольких структурных подъэтажей. Мощность осадочного чехла древних платформ достигает 2–3 км, а в отдельных местах — 10 км (рис. 14.5). Как правило, очертания структурных форм на различных структурных этажах различаются между

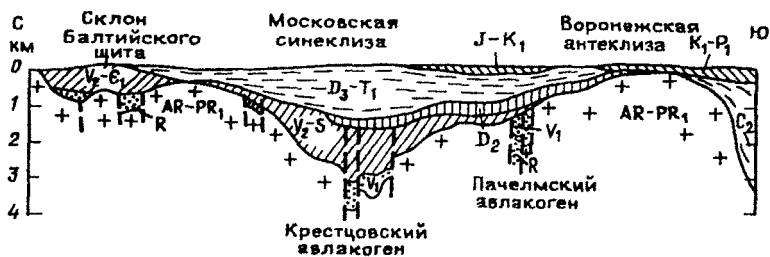


Рис. 14.5. Меридиональный профиль Русской плиты (по Е.Е. Милановскому с упрощениями)

собой, поэтому, характеризуя какую-либо структуру необходимо обязательно указывать, какая структурная поверхность имеется в виду (рис. 14.6).

В молодых платформах фундамент обычно сложен смятыми в складки метаморфическими породами. Чем моложе платформа, тем меньшие стадии метаморфизма у слагающих фундамент пород. Территории, перешедшие к платформенному этапу развития после завершения мезозойской складчатости обычно имеют маломощный

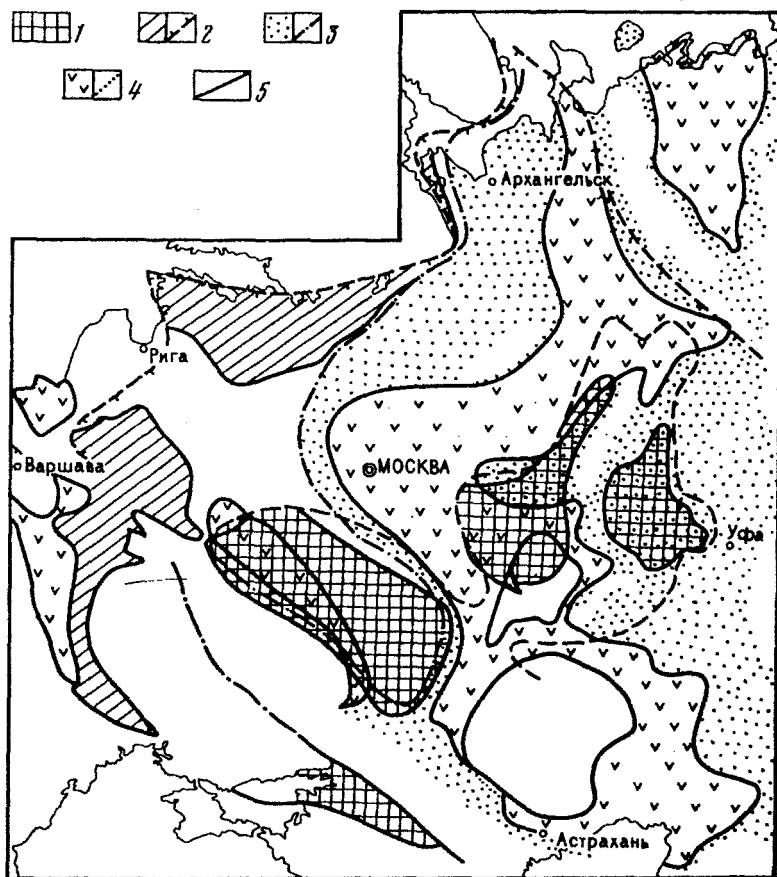


Рис. 14.6. Очертание синеклиз и антеклиз на Восточно-Европейской платформе: 1 – антеклизы по современной структуре фундамента, 2 – синеклизы валдайского времени и их границы под более молодыми отложениями (бергштрихи направлены в сторону синеклиз), 3 – синеклизы в конце карбона, 4 – синеклизы в поздней юре, 5 – разломы (по М.В. Муратову)

осадочный чехол и называются мезозоидами. Территории альпийской складчатости еще не завершили своего складчатого развития, поэтому альпийских платформ не бывает. В осадочном чехле на мо-

лодых платформах стратиграфических несогласий обычно меньше, и мощность чехла редко достигает 1 – 1,5 км. Очертания структурных форм на различных структурных подъэтажах повторяют как друг друга, так и рельеф фундамента. Промежуточный структурный этаж для них характерен так же, как и для древних платформ.

Типичный рельеф платформ – равнинный, местами холмистый. В мезозоидах рельеф обычно более расчлененный, чем на эпипалеозойских, и, тем более, древних платформах.

Внутриплатформенные структуры 2 ранга. На платформах выделяются щиты и плиты.

Щиты – части платформ, лишенные осадочного чехла или обладающие маломощным чехлом. Это объясняется тем, что щиты в своей истории испытывали преимущественно устойчивые воздымания. Многочисленными разрывами щиты разбиты на более мелкие блоки. Примеры – Алданский, Украинский, Балтийский щиты.

Плиты – части платформ, перекрытые мощным (тысячи метров) осадочным чехлом. Это объясняется тем, что плиты в своей истории испытывали преимущественно устойчивые погружения. Плиты – основные месторождения залежей нефти и газа (рис. 14.7).

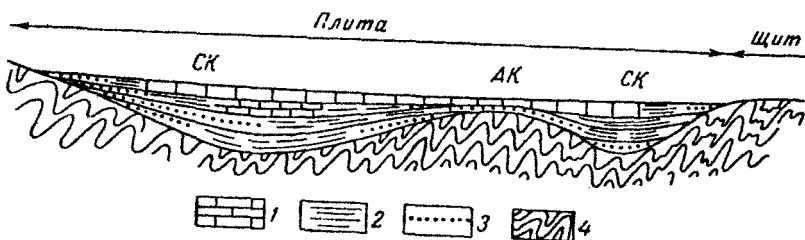


Рис. 14.7. Схематический геологический разрез платформы: 1 – известняки, 2 – глины, 3 – пески, 4 – фундамент (складчатое основание). СК – синеклизы, АК – антеклиза (по Г.И. Сократову)

Ввиду того, что размеры плит чрезвычайно велики, углы наклона на крыльях малы, а Земля – круглая, углы падения слоев в центральных частях синеклизы могут иметь антиформный характер (рис. 14.8).

Структуры платформ 3 ранга. Внутри плит выделяют более мелкие структуры. Их площади могут превышать сотни тысяч

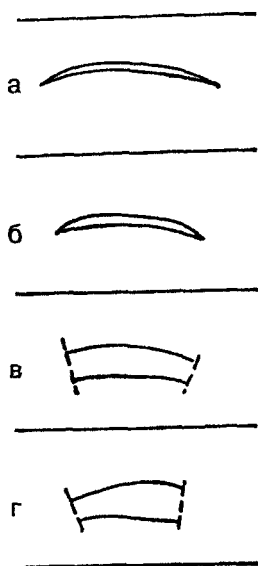


Рис. 14.8. Поперечная форма плит: а – Западно-Сибирская плита, б – Большой артезианский бассейн (Австралия), в – Туранская плита, г – Скифская плита (по В.А. Кулындышеву)

квадратных километров, а размеры – сотен километров в поперечнике. К ним относятся *синеклизы*, геологически отрицательные структуры. Наклон крыльев синеклиз – 1° и менее, до $0,5^\circ$, хотя краевые части синеклиз иногда образуют резкие флексуры. Мощность чехла в пределах синеклиз 3–5 км, а в некоторых случаях достигает 10 км. Фундамент под ними обычно прогибается. Иногда (Прикаспийская, Мексиканская синеклизы) в них оказывается редуцированным и гранитно-гнейсовый слой. Почти всегда, примерно под центральной частью синеклиз, в фундаменте выделяются *авлакогены* – гигантские погребенные грабены длиной в сотни и шириной десятки километров. Глубина залегания фундамента в центральной части авлакогена достигает 10–12 км. Разломы, образующие грабен, нередко проникают и в осадочный чехол. Такую сложную структуру, состоящую из авлакогена и расположенной над ним синеклизы, чтобы подчеркнуть их единство, называют *грабен-синеклизой* или

грабен-синклиналию. В осадочном чехле на крыльях синеклиз над авлакогенами часто формируются меньшие по размерам *флексуры* (рис. 14.9) и *валы*. Последние представляют собой цепочки изометрических антиклиналей — *куполов* и *синклиналей* — *мульд*, а также *седловин*, высотой в десятки и шириной сотни метров и километры. Именно такие купола и валы являются основными ловушками для нефти и газа.

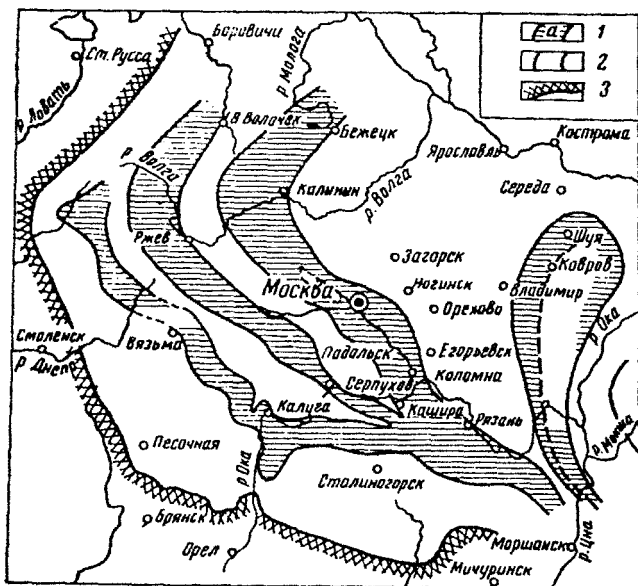


Рис. 14.9. Флексуры — структурные террасы на южном и западном крыльях Московской синеклизы: 1 — районы увеличения углов падения пород каменноугольного возраста, 2 — зоны пологого залегания (террасы), 3 — западная граница синеклизы (по В.А. Жукову)

Кроме погружений, на плитах выделяются *антеклизы* — внутри-платформенные пологовыпуклые поднятия, обычно смежные с синеклизами, того же ранга и размера. Под антеклизмами часто расположены крупные выступы фундамента (горсты), перекрытые осадочным чехлом небольшой мощности (1–1,5 км). Разломы, образующие горст, часто проникают в осадочный чехол. Такую сложную структуру, состоящую из выступа фундамента и расположенной над

ним антеклизы, чтобы подчеркнуть единство этой структуры, называют *горст-антеклизой* или *горст-антиклиналью*. Примеры – Белорусская, Воронежская, Ангаро-Ботуобинская, Байкало-Хетская. Вершины антеклиз часто называют сводом. Так же, как и на синеклизах, осадочный чехол в их пределах обычно осложнен валами, куполами, флексурами.

Следующий класс характерных структурных элементов платформ – *желоба* – вытянутые прогибы с пологими склонами, длиной в сотни километров и шириной 50–30 км. Пример – Пурский жёлоб в Западной Сибири.

Крупнейшие незамкнутые структурные формы, обычно расположенные на краю платформ, имеющие форму моноклинали или флексуры называются *склонами*. Примером является Восточно-Уральский склон в Западной и Ангаро-Ленский в Восточной Сибири. Сочленяющие синеклизы и антеклизы структурные формы иногда выделяют в самостоятельные структуры, называемые *крупными седловинами* (например, Кустанайская).

Структуры платформ 4 ранга. Это пликативные дислокации меньшего размера – площадью около 100 000 кв.км и поперечными размерами примерно 100х300 км. К ним относятся изометричные замкнутые положительные структуры, называемые *сводами*. Примерами сводов являются Татарский, Сургутский, Непско-Сонский, Байкитский. С ними связаны крупнейшие месторождения нефти и газа.

К изометричным замкнутым отрицательным структурам 4 ранга относят *впадины*. Примеры – Мелекесская, Юганская впадины. Удлиненные тела этого порядка – *крупные валы, зоны линейных поднятий* – зачастую содержат нефть и газ. Примерами могут служить Прикумская зона поднятий, Центрально-Мангышлакско-Устюртская зона поднятий. Удлиненные отрицательные тела – это *крупные прогибы*.

Полузамкнутые структурные формы 4 порядка – *выступы* – геометрически представляют собой структурные носы. Примером выступов может служить Щучинский выступ в Западной Сибири. Структурные заливы называются обычно *незамкнутыми впадинами* (Кулундинская впадина в Западной Сибири). Среди структур 4 порядка выделяются также *седловины* (Карачинская на Мангышлаке).

Незамкнутые структурные формы 4 ранга – *моноклинали, ступени, структурные террасы*, например, Приаргинская в Западной Сибири, Шапахтиская (Мангышлак).

Структуры платформ 5 ранга – это образования еще меньшего размера. Площадь их колеблется в пределах 3 000 кв. км. Линейные размеры имеют в поперечнике около 25 км – изометричные и до 300 км – линейные. К ним относятся *купола*, *мульды* – изометричные структуры, *валы*, *прогибы* – линейные структуры, *структурные носы*, *структурные заливы* (рис. 14.10), *уступы*, *флексуры*, *перемычки (седловины)*.

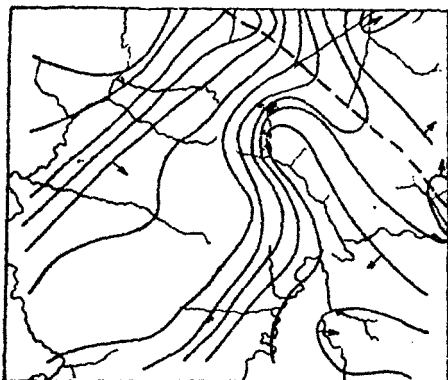


Рис. 14.10. Структурный нос и структурный залив на Тресвянско–Петровской полосе поднятий (по Е.В. Чибриковой)

Структуры 6 ранга (*локальные*) – имеют площадь примерно 250 кв. км и размеры в несколько километров (удлиненные – десятки километров). Структуры, принадлежащие шестому порядку, имеют те же названия и геометрию, что и принадлежащие 5 порядку.

Приведенный перечень структурных форм дан по В.Н. Наливкину и не является единственно возможным. В научной литературе встречаются и иные названия и пределы ранжирования структурных элементов платформ.

Структуры, особенно первых порядков, чаще всего конседиментационные. В общем, чем крупнее структура, тем она более долгоживущая. При переходе от более крупных иерархических уровней к более мелким закономерно увеличиваются и характерные углы на

крыльях складок. Например, средние углы на крыльях синеклиз и антеклиз не превышают долей градуса, у сводов и валов — это несколько градусов, а у локальных структур могут достигать десятков градусов и даже быть вертикальными (диапировые складки и соляные купола).

14.3.2. Характерные особенности тектонического строения платформенного чехла

Платформенный чехол развивается на складчатом основании, являющемся его цоколем, фундаментом, для которого характерны все черты строения геосинклинали, за исключением рельефа и активного вулканизма. В геологии пока не выработано однозначных представлений об условиях образования фундамента древних платформ. Особенности платформенного режима развития территории отражаются в строении осадочного чехла, отделенного от складчатого основания несогласием.

Складчатость платформенного чехла развита прерывисто, в виде отдельных куполов и брахиантиклиналей или их групп. По кинематике — это складчатость преимущественно поперечного изгиба, нередко конседиментационная. На отдельных горизонтальных срезах складки могут иметь различные плановые очертания.

Нередко антиклинальные формы платформ — своды и валы являются основанием для рифовых массивов.

В районах накопления соленосных отложений в них развиваются соляные диапиры — купола, валы, штоки.

Разрывы в целом образуют мозаичную сеть, смещения по ним выражены незначительно. Данные геологического дешифрирования космических снимков показывают, что для платформ характерна довольно густая сеть *линеаментов*, отражающих разрывы с некартируемыми амплитудами перемещений по ним, зоны дробления (рис. 14.11).

Магматизм представлен трапповой разновидностью (основные силлы и покровы базальтов).

Характерны плавные, постепенные изменения фациального состава и мощностей осадочных пород.

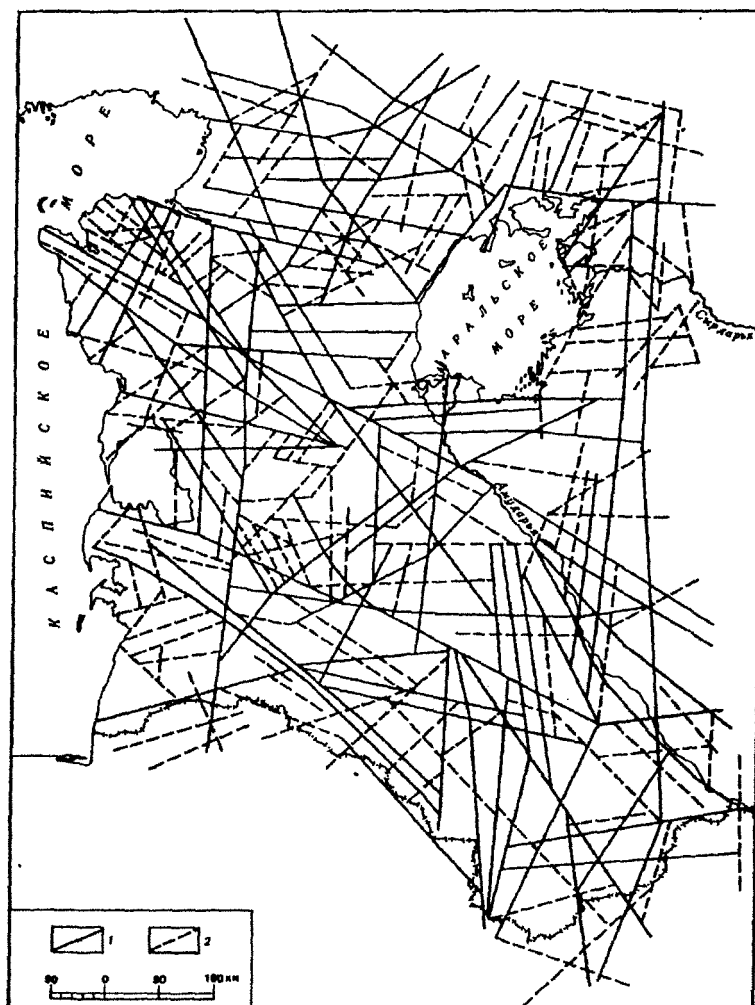


Рис. 14.11. Линеаменты Туранской плиты, отдешифрированные на мелкомасштабных космических снимках: 1 — секущие структуры 1 порядка, 2 — не выходящие за пределы структурных элементов 1 порядка (по П.В. Флоренскому)

14.3.3. Границы платформ. Предгорные прогибы и краевые швы

Платформы граничат со смежными образованиями либо через предгорные прогибы, либо через краевые швы.

Предгорные (краевые, передовые) прогибы. Иногда эти понятия обозначают различные структуры, но мы будем рассматривать их как синонимы. Предгорные прогибы развиваются на тех границах, где фундамент платформ достаточно глубоко погружен – на плитах, синеклизах и т.д. Они характеризуются очень большими мощностями осадочных толщ и дифференцируются на отдельные впадины, разделенные кулисообразно располагающимися поднятиями, ориентированными диагонально по отношению к длинной оси впадины. Для предгорных прогибов характерны линейная, гравитационная и куполовидная виды складчатости. Они осложнены многочисленными дополнительными складками различного морфологического облика, в том числе – сундучными и веерообразными. Дизъюнктивные дислокации, осложняющие складчатость это – пологие разрывы-надвиги и поддвиги, количество которых увеличивается по мере приближения к поднятиям, окаймляющим прогибы. По направлению к платформе гребневидные складки сменяются моноклиналью. Кроме того, для предгорных прогибов характерна куполовидная складчатость. В отличие от линейных, куполовидные складки расположены, на первый взгляд, хаотически, однако все же линии, проведенные через их оси, позволяют объединять их в системы – иногда изгибающиеся и перпендикулярные к генеральным тектоническим направлениям соседней геосинклинальной системы. Антиклинали располагаются четковидно или кулисообразно, нередко погружаясь в одном направлении. Системы куполовидных антиклиналей часто располагаются на линиях крупных разломов, а также разделяются блюдцеобразными широкими синклиналями. Куполовидные складки иногда являются диапировыми, с ядром протыкания и типичными для них сопряженными структурами – многообразными разрывами, грязевыми вулканами.

Краевые швы представляют собой зоны глубинных разломов, отделяющих платформу от смежных складчатых систем. Часто по краевым швам последние бывают надвинуты на платформу.

14.3.4. Иерархия структурных форм складчатых областей

Между соседними платформами расположены или складчатые (геосинклинальные) области или рифтовые системы.

Геосинклинальные области — охватывают обширные пространства, разделяющие на протяжении геотектонических циклов прилежащие платформы. Например, герцинская геосинклинальная область в палеозое разделяла древние Русскую и Сибирскую платформы, Тавро-Кавказская альпийская геосинклинальная область располагается между Русской и Аравийской платформами. После завершения геосинклинального цикла развития геосинклинальные области превращаются в складчатые. Складчатые области соответствуют зонам субдукции и коллизии по геодинамической классификации. Геосинклинальные области разделяются на *геосинклинальные системы*, различающиеся историей своего развития — например, Уральская геосинклинальная система, геосинклинальная система Большого Кавказа. После завершения своего развития геосинклинальные системы превращаются в *мегантклинории* (мегантклинорий Большого Кавказа) и *мегасинклинории* (Куринская впадина).

Геосинклинальные системы делятся на отдельные *геосинклинали* и *геоантиклинали*, которые представляли соответственно прогибы и относительные поднятия на фоне общего погружения геосинклинальной системы. В целом геосинклинали имеют линейные и овальные формы, со значительным преобладанием длины над шириной. В геосинклиналях накапливаются значительно большие мощности осадочных толщ по сравнению с геоантиклиналями. Так, например, в геосинклиналях Большого Кавказа мощность нижнего мела в различных участках составляет от 1 до более чем 2 км, тогда как в геоантиклиналях Северо-Западного Кавказа она едва составляет 300 м. Для геоантиклиналей характерно выпадение из разреза отдельных стратиграфических горизонтов, присутствующих в смежных геосинклиналях.

Среди геосинклинальных прогибов иногда выделяют *внешние* (*миогеосинклинали*), примыкающие к смежной платформе, и *внутренние* (*эвгеосинклинали*).

Для миогеосинклиналей характерна сравнительно слабая магматическая активность, у них практически отсутствует региональный метаморфизм. Эвгеосинклинали характеризуются высокой степенью магматической активности — и интрузивной и эффузивной, значительной степенью регионального метаморфизма.

Завершая геосинклинальное развитие геосинклинали и геоантиклинали превращаются в *синклинории* и *антиклинории* шириной от десятков до первых сотен километров. Синклинорий — это сложный комплекс складок, имеющий в целом синклинальное строение. Ан-

тиклинорий — сложный комплекс складок, имеющий антиклинальное строение. Синклинии и антиклинории могут быть *унаследованными* (синклинии от геосинклиналей, антиклинории от антиклиналей) и *обращенными* (синклинии от антиклиналей, антиклинории от геосинклиналей) (рис. 14.12). Иногда сложные синклинии называются *межгорными прогибами* (например, Куринский прогиб Кавказа). Для межгорных прогибов характерны лагунные, угленосные, соленосные, молассовые отложения в верхних частях разреза.

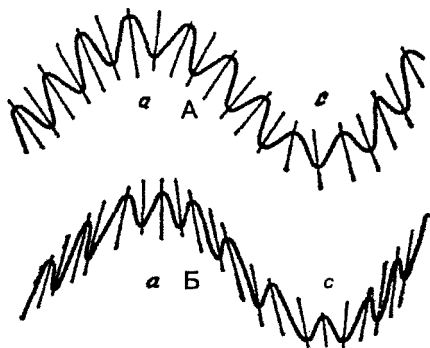


Рис. 14.12. Схемы строения различных видов антиклинорий (*a*) и синклинорий (*c*), сформировавшихся в условиях: *A* — унаследованного развития, *B* — обращенного развития

Крылья таких структур, в свою очередь, смяты в синклинальные и антиклинальные складки более мелкого ранга. Часто они бывают осложнены горстами и грабенами и называются, соответственно, горст-антиклинориями и грабен-синклинориями. Для межгорных прогибов, с их гигантскими мощностями характерны те же локальные складки, в том числе и явления диапиризма, которые были описаны при рассмотрении предгорных прогибов.

Внутренняя структура складчатых поясов чрезвычайно сложная. Зоны интенсивной линейной складчатости, магматизма и метаморфизма чередуются с зонами сравнительно слабодислоцированных пород без проявлений магматизма. Широко проявлена разрывная тектоника. Встречаются отдельные участки, образованные несвойственными району экзотическими породами. Они называются *средними массивами (террейнами)*.

14.3.5. Характерные особенности тектонического строения складчатых (геосинклинальных) областей

Складчатость геосинклинальных областей преимущественно линейная, продольного изгиба. Характерны сходные ориентировки их осевых поверхностей. Широко распространены наклонные и опрокинутые складки, осложненные надвигами. Формирование складчатых структур в складчатых зонах совершается обычно в течение нескольких фаз складчатости, в результате чего в складчатой системе может быть выделено несколько структурных этажей. Отдельные структурные этажи проявляются независимо в пределах разных синклиналей и антиклиналей. Разрывы имеют широкое распространение и обычно образуют как согласные длинным осям складок, так и поперечные системы. Часто встречаются надвиги. В глобальном масштабе геосинклинальную систему можно рассматривать как гигантский глубинный разлом. Магматизм широко распространен как в эффузивном, так и в интрузивном виде. Состав магматических пород разнообразен — от ультраосновного до кислого. Характерны резкие изменения фациального состава и мощностей вкосте простирающихся складчатых областей. Рельеф, как правило, сильно расчлененный. Абсолютные отметки могут достигать 8000 м, а расчлененность рельефа — 1500 м. Горные хребты, в основном, протягиваются вдоль геосинклинальных систем. Речные долины обычно пересекают их. На заключительных стадиях развития геосинклиналей тектоническая активность затухает, и рельеф выравнивается. Геосинклинальные системы становятся складчатыми.

Нефтегазоносность складчатых областей связана, как правило, с антиклинальными складками синклинориев.

14.3.6. Континентальные рифтовые системы

Континентальные рифтовые системы — это, как правило, системы линейно вытянутых грабенов планетарного масштаба, выходящие на дневную поверхность. Примеры — Байкальская система, Красное Море. Ограничивающие грабены системы субпараллельных разломов часто являются листрическими сбросами. Ширина опущенных блоков на континентах колеблется от нескольких до десятков километров, а в океанах — до сотен километров. Для рифтов характерна современная сейсмическая и вулканическая активность основного состава. Заполнены рифтовые впадины либо рыхлыми

кайнозойскими отложениями, либо водой. Рифты соответствуют зонам спрединга с геодинамической точки зрения.

14.3.7. Области возрожденной тектонической активности

Области возрожденной тектонической активности представляют собой структуры, образующиеся в результате возрождения активных тектонических движений в отдельных частях платформ (тогда они называются *эпиплатформенные орогены*) или складчатых областей. Примеры – Памир, Тянь-Шань, Плато Путорана, Лабино-Малкинская моноклиальная зона. Для таких структур характерны тектонические поднятия, интенсивная разломная тектоника. При этом разбитые разломами блоки земной коры испытывают разноамплитудные вертикальные движения. В результате возникают горные системы с поднятиями и впадинами. В рельефе они выражаются чередованием плосковершинных горных сооружений и межгорных впадин, выполненных обломочными континентальными отложениями. Другой особенностью рельефа гор и впадин является наличие ярко выраженных ярусов рельефа. Как для областей возрожденной тектонической активности, так и для складчатых областей характерно различное число структурных этажей – от одного до четырех. Как правило, породы верхнего структурного этажа лежат субгоризонтально, а нижних – смяты в складки.

14.3.8. Океанические структуры

В океанах аналогами платформ являются глубоководные (абиссальные) равнины – *талассократоны* – глубоководные котловины. Талассократоны располагаются между *материковым подножием* или *глубоководными желобами* – с одной стороны и *срединно-океаническими хребтами* – с другой. Фундамент талассократонов сложен основными и метаморфизированными (серпентиниты) ультраосновными породами и разбит разломами на блоки, которые смещены друг относительно друга на сотни метров и осложнены вулканами. Осадочный чехол на них, состоящий из илов, глин и карбонатных пород мощностью десятки и сотни метров (до 1 км), субгоризонтальным плащом практически без тектонических нарушений покрывает любые неровности фундамента. В отдельных периферийных зонах осадочный чехол нередко осложнен грязевым диапиризмом.

На фоне котловин выделяются внутриплитные поднятия и подводные горы, которые иногда выходят на дневную поверхность, об-

разуя острова. Многие горы приурочены к зонам разломов и их пересечениям. Подавляющее большинство подводных гор (до 97%) — вулканического происхождения. Некоторые из них представляют собой грандиознейшие сооружения. Например, высочайшая вершина Земли — Джомолунгма возвышается над окружающими горами примерно на 3,5 км, а вулканический остров Гавайи над дном океана на 9,2 км.

Подводные горы с уплощенными вершинами — *гайоты* названы по имени американского геолога и географа А. Гюйо (Guyot). Особенно много гайотов в Тихом океане — в его центральной части и в заливе Аляска. Уплощенные вершины, как полагают ученые, связаны с субаэральной денудацией вершин, поэтому положение их вершин относительно современного уровня моря свидетельствует о тектонических перемещениях. Сложены гайоты вулканическими породами, сверху нередко венчаются коралловыми постройками.

Коралловые рифы образуют атоллы, и, в зависимости от знака тектонических движений, эволюция их может идти разными путями (рис. 14.13). Например, в условиях устойчивого тектонического погружения вулканического острова (1) на его подводных склонах поселяются кораллы (2), образующие вдоль его берега береговой риф, который со временем разрастается, образует барьерный риф (3). При дальнейшем погружении вулкана, образуется коралловый атолл с остаточным вулканическим островом в середине лагуны (4), затем образуется нормальный атолл с аккумулятивными островами, насаженными на кольцевой риф (5). Если прогибание продолжается, то в дальнейшем на этом месте образуется атолл с подводной кольцевой постройкой, с редкими и незначительными по размерам островами (6б), подводный атолл (7б) и, наконец, гайот кораллового происхождения (8б). Если после достижения стадии 5 морское дно начало испытывать восходящие движения (или понизился уровень моря), то нормальный атолл превращается в островной атолл (6а). Кольцевой барьер такого атолла называется «*рим*». Затем атолл становится реликтовым, лагуна превращается в озеро в центре острова (7а), завершается цикл образованием поднятого реликтового атолла, превратившегося в известняковый остров. Внутриплитные поднятия также образуют подводные банки и подводные плато, поднимающиеся над средним уровнем дна на 2—3 км.

Главной особенностью рельефа океанского дна является планетарная система *срединно-океанических хребтов*, протягивающаяся через все океаны Земли (рис. 14.1). Ширина хребтов 1—2 тыс. км, вы-

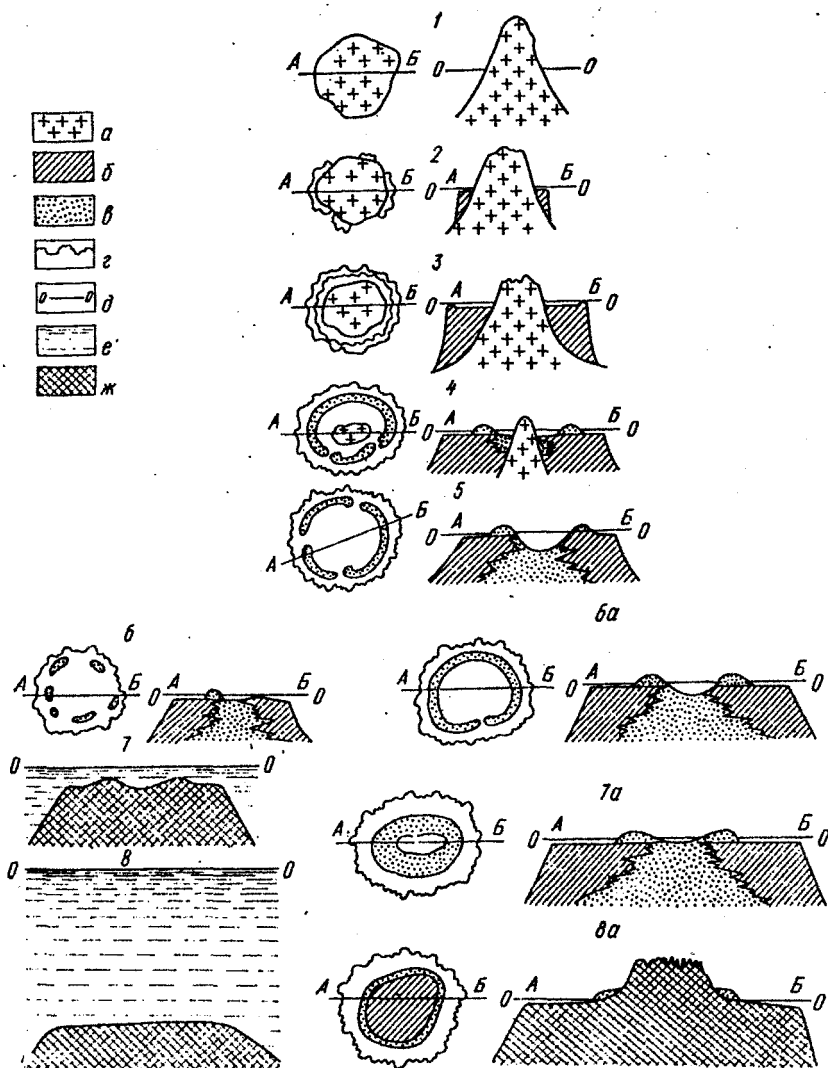


Рис. 14.13. Схема эволюции коралловых рифов (объяснение в тексте): а – вулканические породы; б – коралловые известняки (на разрезах); в – рыхлые осадки, слагающие острова и днища лагун; г – коралловый риф (на плановых рисунках); д – уровень океана; е – толщина воды; ж – древние коралловые известняки (на разрезах) (по О.К. Леонтьеву)

сота над окружающим дном океана — до 4 км. Осевые части хребтов выражены узкими 20–30 км *рифтовыми* зонами, представляющими собой раздвиги. Срединно-океанические хребты характеризуются высокой сейсмичностью. В некоторых местах (Восточно-Тихоокеанское поднятие, Срединно-Атлантический хребет южнее Исландии) вместо грабенов-рифтов картируются горсты. Все срединно-океанические хребты пересечены многочисленными *трансформными* (потому что по ним происходит трансформация раздвигов в сдвиги) разломами. Самые крупные трансформные разломы, пересекающие не только океанское дно, но и прослеживающиеся на континентах, называются *магистральными*.

Описанные структуры характерны для зон спрединга (по геодинамической классификации).

Окраинные части талассократонов на границах их с континентами имеют геологическое строение двух типов — пассивные и активные (рис. 14.1 и 14.2). Но и для тех и для других характерны значительные скорости осадконакопления, благоприятные для последующего формирования нефтегазовых месторождений.

Пассивные окраины расположены по краям Атлантического, Северного Ледовитого и Индийского океанов. Им свойственен постепенный переход от прибрежной равнины через шельф, континентальный склон, по которому проходит граница континента и океана, к континентальному подножию.

Активные окраины расположены по периферии Тихого океана (Циркумпацифик). Они характеризуются сейсмической и вулканической активностью. Среди активных окраин выделяют окраины островодужного и андийского типа.

Окраины островодужного типа представляют собой переходную зону (*транзиталь, зона крашинга*). Характерным примером транзитали является северное и западное побережье Тихого океана. Она состоит из глубоководных котловин окраинных морей, островных дуг, глубоководных желобов. Все эти структуры характерны по геодинамической классификации для зон субдукции.

Существуют два типа глубоководных котловин окраинных морей — расположенные между материковым шельфом и островной дугой (Охотское, Берингово), и находящиеся между двумя островными дугами (Филиппинская котловина). Форма окраинных морей обычно изометричная или овальная. Равнинная поверхность, сложенная горизонтально залегающими осадками, осложняется ступенчатыми блоковыми поднятиями. Некоторые окраинные моря

характеризуются трещинными излияниями базальтов. Такие моря называются *активными*.

Островные дуги — это гигантские системы надводных и подводных горных хребтов, образующих одинарные, двойные, тройные или разветвляющиеся системы поднятий длиной от 1000 до 4000 км. Одинарные островные дуги — линейно ориентированные подводные валообразные поднятия, по гребню и склонам которых насажены вулканические конусы. Иногда вершины конусов выступают над уровнем моря и образуют гирлянду островов. Некоторые дуги обращены выпуклостью в сторону океана; другие (Новогебридская) — в сторону от океана или не имеют строгой ориентировки. В основном островные дуги обращены выпуклостью к востоку. В строении островных дуг важнейшее значение имеют разломы и связанные с ними складки. Вал дуги состоит из системы сегментов, разделенных поперечными разломами и образующих нередко ступенчатые системы и грабены. К пересечению разлома и осевой линии дуги нередко приурочены эпицентры землетрясений, вулканические аппараты. Внутри двойных дуг присутствуют глубокие впадины. Бывает, что острова сложены складчатыми структурами осадочного происхождения, нередко флишевого состава. Но главным образом островные дуги сложены вулканическими породами и являются областями наиболее активного современного вулканизма (80% современных действующих вулканов Земли приурочено именно к островным дугам). Состав лавы, как правило, андезитовый. Несмотря на единое название, в структурном и генетическом смысле островные дуги представляют собой разнообразные образования. Как правило, островодужная система состоит из собственно островных дуг и *линз (призм) аккреции (подводных поднятий)*. Линзы аккреции располагаются на внешней стороне дуги и сложены толщами сложно дислоцированных толщ, смятых и разорванных разломами взбросового и надвигового типа.

Глубоководные желоба — располагаются вдоль склонов островных дуг со стороны океана. Это гигантские тектонические образования до 6000 км длиной, 20 км шириной и 11 км глубиной. Крутизна их склонов 10–25° со стороны континента и 3–8° со стороны океана. На продольных профилях рельефа глубоководных желобов нередко обнаруживаются поперечные ступени и пороги, вероятно связанные с подвижками земной коры по разломам. Некоторые глубоководные желоба имеют поперечные ответвления, возможно, связанные с поперечными разломами.

Глубоководные желоба активно заполняются осадками — тонкими терригенными, вулканогенными, диатомовыми илами, красными глинами. Сравнительно большая мощность осадков оказывается со стороны борта, прилегающего к островной дуге. Для этих осадков характерны подводнооползневые складки и складки, образованные турбидитовыми потоками.

Глубоководные желоба по геофизическим данным представляют собой шовные структуры — со стороны океана характер земной коры океанический, со стороны континента — континентальный. В континентальных окраинах *индийского* типа отсутствуют окраинные моря и островные дуги, а глубоководные желоба примыкают к окраине континента.

Несмотря на то, что океаны занимают 2/3 поверхности планеты, его геологическая изученность еще очень невелика, поэтому приведенные сведения, несомненно, будут дополняться и уточняться.

* * *

В упрощенном виде иерархическая классификация структурных форм приведена в табл. 14.1. В ней более подробно рассмотрены те тектонические структуры, с которыми может быть связана нефтегазоносность.

Таким образом, Земля — не застывший в безмерном Космосе круглый булыжник, расслоенный подобно луковице. Земля — подвижная иерархически неоднородная на всех масштабных уровнях подвижная самоорганизующаяся система. Мы наблюдаем различные структуры Земли на различных стадиях ее развития, поэтому они так разнообразны и так неповторима каждая структура.

Иерархическая классификация структурных форм

Земля						
надпорядковые структуры						
Континенты трехслойный тип земной коры, поднятие				Океаны двухслойный тип земной коры, в целом крупное прогибание		
1 порядок						
Геосинклинальные (складчатые) области Подвижные территории с линейным тектоническим стилем (<i>Альпийская геосинклинальная область</i>)			Платформы Стабильные территории с изометричным тектоническим стилем (<i>Восточноевропейская платформа</i>)			
2 порядок						
Геосинклинальные (складчатые) системы (<i>Геосинклинальная система Большого Кавказа</i>)			Щиты Осадочный чехол отсутствует или маломощен (<i>Балтийский щит</i>)		Плиты Имеется мощный (до 10 км) осадочный чехол (<i>Западно-Сибирская плита</i>)	
3 порядок						
Геосинклинали, синклинории, межгорные прогибы	Геоантиклинали, антиклинории	Срединные массивы	Краевые швы	Антеклизы (<i>Воронежская антеклиз</i>)	Синеклизы (<i>Прикаспийская синеклиза</i>)	Желоба (<i>Пурский</i>)
4 порядок						
Своды (<i>Сургутский</i>)	Впадины (<i>Мелекесская</i>)	Зоны линейных поднятий (<i>Прикумская</i>)		Полузамкнутые и незамкнутые структурные формы (<i>Тобольский структурный нос</i>)		
5 порядок						
Купола	Мульды	Валы	Прогибы	Полузамкнутые и незамкнутые структурные формы		
6 порядок						
Локальные складки различной морфологии						

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Что такое структурный этаж?
 2. Что такое структурный ярус, подъэтаж и подъярус?
 3. Что такое иерархия структурных форм?
 4. Что такое литосферные плиты?
 5. Что такое платформа?
 6. Что такое фундамент платформы?
 7. Что такое осадочный чехол платформы?
 8. Что такое кратон?
 9. Чем отличаются древние платформы от молодых?
 10. Что такое щит?
 11. Что такое плита?
 12. Что такое синеклиза и антеклиза?
 13. Что такое авлакоген?
 14. Какие структуры относятся к структурам 3 и 4 порядка?
 15. Какие структуры относятся к структурам 5 и 6 порядка?
 16. Какие структуры наиболее перспективны для поисков нефти и газа?
 17. Какие особенности характерны для структур платформенного чехла?
 18. Какими особенностями обладают границы платформ?
 19. Что такое геосинклинальные области и из каких структур они состоят?
 20. В какие структуры превращаются геосинклинальные области, системы, геосинклинали?
 21. Что характерно для структур геосинклинальных областей?
 22. Чем характеризуются континентальные рифтовые системы?
 23. Что такое эпиплатформенные орогены?
 24. Какие структуры наиболее характерны для океанов?
 25. Какие структуры Земли наиболее благоприятны для поисков в них месторождений нефти и газа?
-

ЧАСТЬ V. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТОГРАФИЯ И ДРУГИЕ МЕТОДЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Кто не строит карту, тот не геолог.

Леопольд фон Бух

Геологическая картография используется во всех геологических дисциплинах, представляющих свои результаты на геологических картах и других геологических чертежах, а в структурной геологии ее роль особенно велика. Исходный фактический материал геологи получают в виде разрозненного набора точек наблюдений, обнаженных отрезков поверхностей и линий, а оперируют в своих действиях цельными объектами, построенными в процессе картирования — слоями, складками, блоками, массивами, вулканическими аппаратами. Поэтому картировочные понятия и методические приемы обязательная составная часть любого геологического обобщения.

ГЛАВА 15. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ И ДРУГИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЧЕРТЕЖИ

15.1. Общее представление о геологических чертежах

Геологическим называется любой чертеж, в графической форме передающий геологическую информацию. Геологические чертежи представляют собой геологические модели. Важнейшими из них являются разнообразные геологические карты. Геологические карты, в самом общем смысле слова, составляют обширное семейство, которое входит в еще большую группу карт природных условий. Кроме

них, существуют и другие группы карт, например, карты планет, звездного неба, исторические и т.д. Многие вопросы, относящиеся к геологическим картам, изучаются в курсе геодезии и топографии. Здесь мы рассмотрим лишь те стороны картографии, которые относятся к геологическим исследованиям, и в том виде, в каком они необходимы геологам.

Геологическая карта – это уменьшенное, обобщенное условное графическое изображение геологических тел и их признаков, процессов и явлений на топографической основе. Существуют другие геологические чертежи, сходные с картами, а именно:

Геологические схемы – картографические изображения, созданные без использования топографической основы.

Геологические картосхемы – изображения с упрощенно-обобщенными, схематизированными очертаниями объектов.

Геологические планы – картографические изображения, точно привязанные к местности, но при привязке не учитывающие кривизну Земли. Обычно это детальные (крупнее 1:5000) изображения.

Любая карта – это:

– Систематический каталог геологической информации, так как на ней показано, где и какие объекты находятся на местности. Поэтому по геологическим картам можно проводить измерения, складывать, вычитать и производить с ними другие математические действия.

– Графический текст, на котором с помощью совокупности условных знаков изображены геологические тела и их взаимные природные сочетания. Этот текст можно прочитать, перевести на профессиональный язык. Поэтому по картам можно делать геологические описания.

– Графическая модель закартированного участка земной коры. Поэтому карты можно преобразовывать, строить по одним картам другие, делать обобщения и прогнозы.

На рис. 15.1 приведен упрощенный фрагмент геологической карты масштаба 1:25 000. По этой карте можно определить, какая горная порода выходит на дневную поверхность в каждой конкретной точке (карта выступает как систематический каталог информации). Расположение изображенных на карте слоёв отражает существование двух несогласно залегающих толщ. Более древняя образует складку, прорванную вертикальной дайкой и разбитую вертикальным сдвигом, и позднее перекрытую горизонтально залегающей толщей (карта выступает как графический текст). Приведенный



Рис. 15.1. Фрагмент геологической карты (объяснение в тексте).
(по Э. Гринли и Х. Вильямсу)

фрагмент отражает строение выделенного участка земной коры с точки зрения состава и формы геологических тел, их границ, взаимных соотношений и истории формирования (карта представляет собой графическую модель).

Иногда картируемые явления проецируют не на горизонтальную, а на наклонную плоскость, что позволяет лучше выявить структурные носы и структурные заливы. Такие карты называются *наклонными* (рис. 8.7 и 8.10).

Кроме геологических карт, в геологии широко применяются *геологические разрезы*, представляющие собой сечения земной поверхности вертикальной плоскостью. Разрезы более наглядно, чем карты, передают строение толщ, показывают соотношения геологических объектов во времени. Под термином «разрез» фигурируют различные графические чертежи.

— Разрезы, представляющие собой графические зарисовки в сравнительно крупном масштабе соотношений геологических тел, наблюдаемых при полевых исследованиях в обрывах. Обычно они называются *разрезами обнажений* (рис. 15.2), а если эти описания служат основой для изучения геологии района, то они называются *опорными разрезами*. Методика их составления изучается на геологической практике.

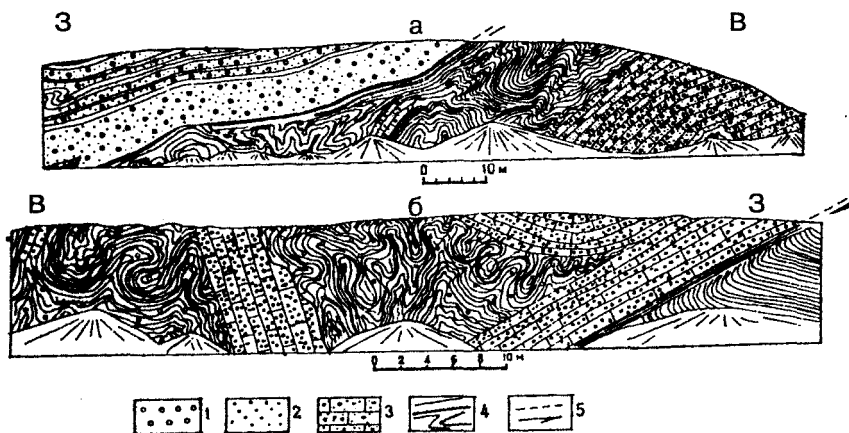


Рис. 15.2. Примеры разрезов обнажений. Южный Урал. Складки и надвиги в артинских породах: 1 – массивные конгломераты, 2 – песчаники, 3 – слоистые конгломераты, 4 – песчаники и алевролиты, 5 – направление перемещения пород вдоль поверхностей срывов, согласных со слоистостью (по Н.П. Плюснину)

– Разрезы, строящиеся по данным бурения скважин (рис. 15.3) и сейсмических профилей. На таком разрезе может отсутствовать возрастная и частично литологическая характеристика толщ, о которых нет фактических данных. Такие разрезы часто встречаются при нефтегазогеологических работах.

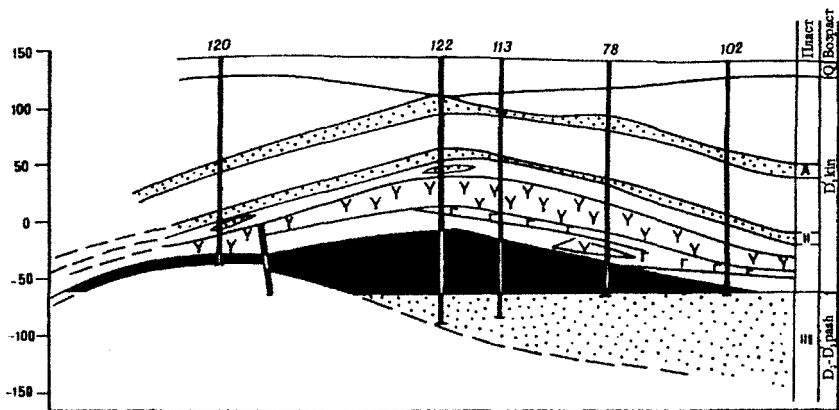


Рис. 15.3. Разрез Ярегского месторождения, построенный по данным бурения скважин (по А.И. Ечевистову)

Некоторые виды карт сопровождаются *стратиграфической колонкой* — графическим изображением обобщенной последовательности напластований стратифицированных толщ картируемой территории. Она имеет вид длинного прямоугольника, шириной 2 см, в котором сверху вниз пропорционально их толщине условными знаками выделены осадочные, вулканические и метаморфические породы и их соотношения. Колонка иногда закрашивается в цвета, соответствующие их стратиграфической принадлежности, иногда остается черно-белой. Если какая-либо однородная по составу толща имеет очень большую толщину, она показывается в разрезе в сокращенном виде, что изображается двойной извилистой линией — в колонке как бы «вырывается» кусок. Колонка сопровождается пояснительным текстом, организованным в таблицу, где указывается стратиграфическая принадлежность выделенных подразделений, их толщина, описывается состав и перечисляются характерные окаменелости.

Наиболее употребительные условные знаки стратиграфической колонки приведены в Приложении 4, а «шапка» колонки — на рис. 15.5.

Система	Отдел	Индекс	Литология пород	Толщина, м	Описание пород
---------	-------	--------	-----------------	------------	----------------

15.5. «Шапка» стратиграфической колонки

Значительно реже для изображения геологических тел строятся *блок-диаграммы* — графические объемные изображения участка земной коры. На передней и боковой сторонах блок-диаграммы показываются геологические разрезы, а на верхней стороне — нередко объемная геологическая карта (рис. 9.40). Блок-диаграммы наглядно иллюстрируют геологическое строение территории, но искажения, возникающие при переводе планового изображения карты в перспективную или аксонометрическую проекцию делают их практически неприменимыми в профессиональных интересах. Они мо-

гут использоваться только в демонстрационно-иллюстративных целях. Некоторые виды «прозрачных» блок-диаграмм нашли широкое применение в геолого-разведочном деле. Для примера приведено изображение рудных тел железорудного месторождения (рис. 15.6) на системе блок-диаграмм.

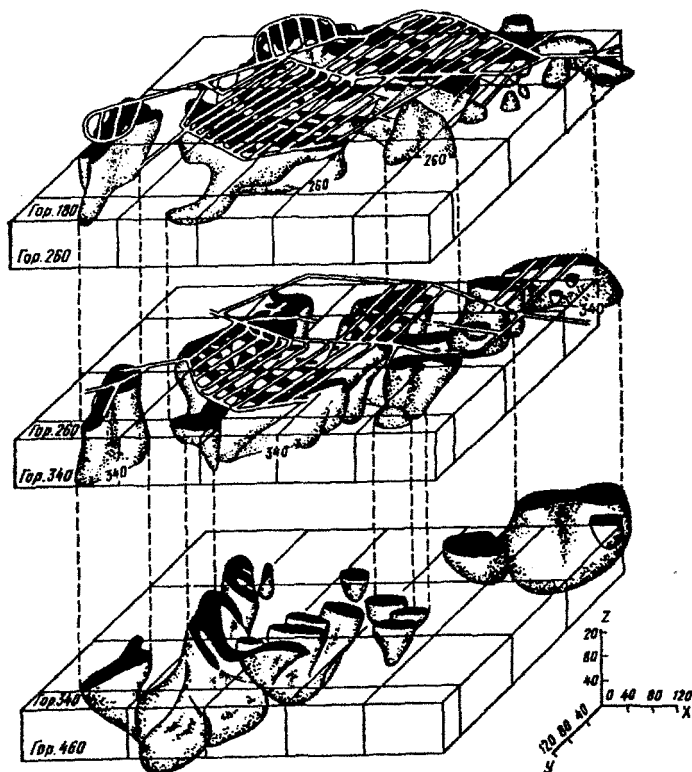


Рис. 15.6. Изображение рудных тел железорудного месторождения и горных выработок (по М.И. Данилову).

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Что такое геологическая карта?
 2. Какие существуют сходные с картой геологические чертежи и чем они от нее отличаются?
 3. Для чего может служить геологическая карта (функции карты)?
 4. Что такое геологический разрез и какие геологические разрезы бывают?
 5. Что такое стратиграфическая колонка и для чего она служит?
 6. Что такое блок-диаграмма и в чем ее назначение?
-

15.2. Виды геологических карт

Геологические карты классифицируются по различным признакам-основаниям классификации. В табл. 15.1 приведена сводная классификация геологических карт по различным классифицирующим признакам. В выделенных ячейках указаны наиболее важные для геологов-нефтяников и используемые в структурной геологии геологические карты.

15.2.1. Виды геологических карт по содержанию

Содержание карты – это то, что на ней изображено с помощью картографических знаков. Обычно среди геологических карт выделяются следующие классы, среди которых существуют многочисленные группы и подгруппы.

1. Биостратиграфические (геологические, дочетвертичных образований).
2. Литологические, фациальные, формационные.
3. Тектонические (в т.ч. структурные, новейшей и современной тектоники и др.).
4. Геоморфологические, четвертичных отложений.
5. Геофизические – аномалий магнитного поля, аномалий гравитационного поля и т.д.
6. Геохимические.
7. Полезных ископаемых, в т.ч. металлогенические, нефти и газа, гидрогеологические и т.д.
8. Палеогеологические и палеогеографические.

Главные виды геологических карт

Классифицирующий признак	Виды карт						
	По разделам геологических наук						
1. Содержание	биостратиграфические		литологические, фациальные		тектонические и структурные	и так далее...	
2. Масштаб	Обзорные – мельче 1:1 000 000		Мелкомасштабные 1:1 000 000, 1:500 000		Среднемасштабные 1:200 000, 1:100 000	Крупномасштабные 1:50 000, 1:25 000 Детальные 1:10 000 и крупнее	
3. Картируемое время	Ретроспективные			Актуальные		Прогнозные	
4. Ведомственная принадлежность	Государственные			Ведомственные		Частные	
5. Назначение	Научно-справочные		Оперативные		Демонстрационные	Учебные и так далее...	
6. Способ изображения	Проекция с числовыми отметками					Картодиаграмм	Пересечения (способ качественного фона)
	Изолиний	Ареалов	Количественного фона	Картограмм	Точечный		
7. Степень теоретического обобщения	Первичные			Переходные		Аналитические	
8. Тип геологических систем	Статические				Динамические		
9. Использование ЭВМ	Традиционные				Числовые		

Кроме того, существует огромное количество разнообразных карт различных параметров недр, например, толщин (мощностей), нефтенасыщенности, пористости и т.д.

Ниже кратко охарактеризованы некоторые из наиболее употребительных геологических карт.

Геологические (биостратиграфические) — основной вид геологических карт. Их главным содержанием являются линии пересечения границ разновозрастных комплексов осадочных и метаморфических пород, а также магматических пород различного состава с дневной поверхностью. Биостратиграфические карты обязаны своим происхождением английскому инженеру В. Смиту и основаны на открытом им биостратиграфическом принципе. Основным параметр картирования в этом случае — возраст геологических образований. Основа изображения — линии пересечения геологических границ с земной поверхностью. Возраст осадочных и метаморфических образований и состав магматических пород показываются цветом в соответствии с *международной шкалой* и дублируются буквенными и цифровыми обозначениями. Эти карты дополняются изображениями и других геологических объектов — значками элементов залегания геологических тел и разрывов, состава осадочных и метаморфических пород, стратоизогипс опорных горизонтов и месторождений полезных ископаемых, находок фауны и флоры и т.д., предусмотренными соответствующими инструкциями, проектом и программой карты.

Литология осадочных и вулканогенных пород показывается в зависимости от детальности (масштаба) карты. На картах масштаба 1:1 000 000 и мельче выделяются только морские и континентальные отложения, на картах масштаба 1: 200 000 — обобщенные литологические характеристики толщ, на картах 1:50 000 литология показывается сравнительно подробно. Условные знаки для таких карт приведены в Приложении 4. В настоящее время геологические (биостратиграфические) карты — основной документ, отражающий результаты изучения геологического строения регионов. При составлении биостратиграфических карт недостаточно точно нанести границу между литологическими разностями горных пород. Необходимо установить относительный возраст картируемых толщ на основании палеонтологического определения находок окаменелостей. При детальном картировании, при отсутствии руководящих ископаемых и в ряде других случаев международных единиц стратиграфической шкалы оказывается недостаточно и геологам приходится пользо-

ваться местными стратиграфическими подразделениями. Соотношения между ними приведены в табл. 15.2.

Государственные геологические карты. Понимание роли геологического картирования как необходимого этапа изучения и освоения территорий еще в XVIII веке привело к созданию государственных геологических служб, ведущих систематическую полилистную геологическую съемку. В результате такой работы создается Государственная геологическая карта. Границы листов карт выбираются в стандартной разграфке топографических карт. Карта составляется по единой легенде и по единой методике, закрепленной в инструкциях. При геологических исследованиях территория сначала изучается в мелком масштабе (1:1 000 000 — 1:500 000), а затем — во все более крупном. В 1939 г. была принята программа изучения СССР Государственной геологической съемкой масштаба 1:1 000 000. Эта карта в сложнопостроенных районах составлялась в масштабе 1:500 000. Составление Государственной геологической карты СССР масштаба 1:1 000 000 в целом закончилось в 50-х годах, но совершенствование методики картирования и повышение требований к геологическим картам вызвали необходимость их пересмотра. Сейчас созданы многие листы новой серии Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000.

Начиная с 1954 г. в нашей стране началось систематическое изучение геологического строения ее территории в масштабе 1:200 000 (1:100 000 для сложнопостроенных районов). Они служат первичным материалом для создания большинства производных геологических карт — формационных, тектонических и многих других. Государственная геологическая съемка масштаба 1:200 000 не только послужила главным источником сведений о геологическом строении страны: выработанная для нее методика работ явилась тем технологическим каркасом, который используется для организации большинства других видов работ.

В середине 70-х годов для ускорения регионального изучения страны в практику геолого-съемочных работ была введена *групповая геологическая съемка*, ведущаяся не по одному, а по группе (5–7) листов, объединенных общностью геологического строения. Введение групповой съемки оказалось возможным благодаря широкому внедрению в практику геолого-съемочных работ геофизических, геохимических и главное — аэро- и космометодов, широкому использованию авто- и авиатранспорта. Картирование последнего листа карты масштаба 1:200 000 было завершено в 1983 г.

Таблица 15.2

**Соотношения местной и региональной стратиграфических шкал
по объему в зависимости от масштаба геологических карт**

Масштаб	Дробность стратиграфического расчленения		Пример
	Международная шкала	Местная шкала	
1:20 000 000 и мельче	Система, отдел	Комплекс, серия, свита, формация	Нижний мел
1:20 000 000 – 1:7 500 000	Отдел, ярус	Толща	Валанжинский
1:7 500 000 – 1:2 500 000	Ярус	Серия, подсвита	Березовская
1:1 000 000 и крупнее	Зона	Пачка	Глинисто-кремнистая

Разработка и совершенствование стратиграфических схем, необходимость изучения новых видов полезных ископаемых заставляет, в ряде случаев, возвращаться к заснятым ранее площадям для их *пересъемки, доизучения и обновления.*

Государственная геологическая съемка масштаба 1:50 000 (1:25 000 для сложнопостроенных районов) — «Геокарта 50» — характеризует новый этап геологического изучения страны. Карты крупного масштаба создавались и ранее, но картирование производилось на отдельных разобщенных площадях. Программа «Геокарта 50» направлена на планомерное сплошное изучение страны с отчетливо выраженной поисковой направленностью и изданием карт и регламентирована инструктивными документами. В зависимости от особенностей района и его предварительной изученности можно выбрать один из видов работ — групповую съемку, полистную съемку, геологическое доизучение площадей, аэрофотогеологическое картирование, глубинное и объемное геологическое картирование.

Аэрофотогеологическое картирование (АФГК) проводится в районах с хорошей дешифрируемостью и на хорошо изученных ранее полевыми работами территориях. Оно основывается в основном на использовании материалов аэрофотосъемки и данных предшествующих работ. Полевые наблюдения проводятся в ограниченном количестве для проверки результатов дешифрирования. *Глубинное геологическое картирование (ГГК)* ставится в районах с относительно широким развитием покровных отложений, особенно в районах, где предполагается существование «слепых», не выходящих на дневную поверхность месторождений полезных ископаемых. Глубинное геологическое картирование требует повышенного объема геофизических и буровых работ. Основная схема методики картирования та же, что и при работах масштаба 1:200 000. Отличия заключаются в основном в более широком применении дистанционных методов, предварительном геофизическом изучении района, проведении работ на опорных и ключевых участках.

На геологической карте показываются не только поля распространения пород определенных стратиграфических подразделений, но и в пределах их — пластов различного литологического состава, прослеженных на местности; нестратифицированных метаморфических образований; интрузий; зон меланжа; измененных пород, коры выветривания, техногенных пород и полезных ископаемых. Геологические границы и разрывы выделяются по степени достоверности и морфологическим особенностям.

В результате государственной геологической съемки составляется комплект карт, включающий карты дочетвертичных отложений, четвертичных отложений, карты со снятыми отложениями того или иного возраста, структурные и другие, предусмотренные в каждом отдельном проекте.

Тектонические карты изображают строение и тектонические движения земной коры или ее участков. Сведения о тектонике можно «прочитать» и на многих других геологических картах, однако на тектонических она показана непосредственно и является главным их содержанием. На различных тектонических картах основным картируемым параметром является либо относительный или абсолютный возраст (время формирования) тех или иных структур — возраст завершающей складчатости (рис. 15.7), время появления земной коры разного типа, либо форма какого-либо геологического тела. Последние чаще всего показывают на структурных — самых важных картах для геологов-нефтяников. Иногда на тектонических картах изображают тип и иерархию структур. Тектонические карты отражают и суммируют знания о современных формах тектонических структур, направленности и движущих силах их развития. Тектонические карты — важный документ, используемый в прогнозе распределений нефти и газа в земной коре.

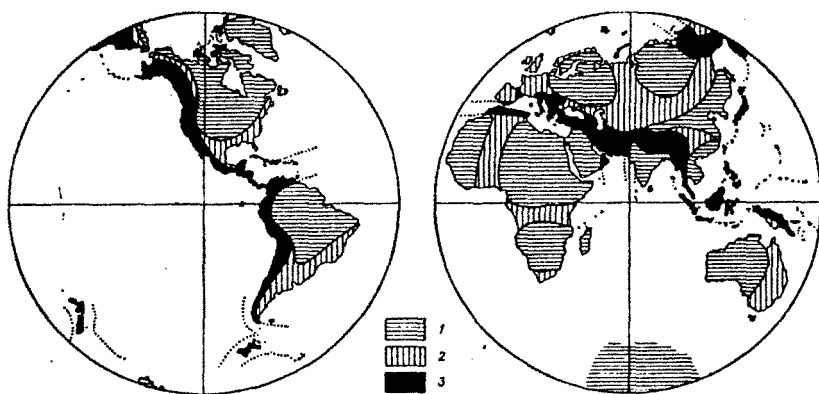


Рис. 15.7. Тектоническая карта Земли: 1 — архейды, 2 — палеозоиды, 3 — альпиды (по Л. Коберу, 1928 г.)

Первые тектонические карты появились в начале XIX века. Они использовались для изображения главных структурных особенностей строения слабоизученных территорий. На них показывали линии простирания хребтов (согласно контракционной теории, совпадающих с простиранием разновозрастных складок), намечали оси складок и линии тектонических разрывов. К концу XIX века на картах начал находить свое место принцип историзма – регионы стали выделяться по возрасту складчатости. В это же время появляются и палеотектонические карты, изображающие последовательность, распространение и знак движений земной коры в какой-либо период времени. В это же время зародилась и другая их разновидность – карты равных толщин (изопахит). Авторы не связывали их с тектоническими движениями, а использовали их только для выяснения морфологии угленосных толщ, то есть первоначально они рассматривались как карты полезных ископаемых. Содержание тектонических карт обогащалось новым фактическим материалом. При палеотектонических реконструкциях завоевали признание методы формационного анализа. Основная тектоническая идея начала XX века – геосинклиальная теория продиктовала и главный объект картирования – возраст складчатости. Несмотря на то, что при составлении конкретных тектонических карт возникли затруднения, связанные с реальной неодновременностью, несинхронностью эпох складчатости в разных регионах, типизация складчатости по возрасту – архейская, протерозойская, рифейская, байкальская, каледонская, герцинская, мезозойская и альпийская – была основным и традиционным содержанием тектонических карт.

Современные тектонические карты очень разнообразны. Это обусловлено, с одной стороны, дальнейшим развитием тектоники и созданием большого количества подробных карт различных регионов, а с другой – внедрением в геологию тектоники плит и, вследствие этого, – созданием карт, в основу содержания которых положен принцип возраста образования континентальной коры.

Среди тектонических карт выделяются следующие их виды:

1. Тектонические схемы. Их составляют либо для производственных целей, и тогда они характеризуются относительной односторонностью при сравнительной полноте отражения выбранного предмета исследования; либо для иллюстрации научной работы, и такие схемы отличает комплексное и разнообразное содержание; либо для иллюстрации докладов, отчетов, научных статей.

2. Структурные карты наиболее объективно отражают геологическое строение. Они имеют особо важное значение при поисках нефти и газа и других полезных ископаемых осадочного происхождения. Структурные формы на таких картах могут изображаться изолиниями, контурами, закраской или штриховкой. Иногда все три способа применяются одновременно, но чаще всего структурные карты строятся в изолиниях.

3. Карты тектонического районирования изображают морфологию структур, историю развития земной коры и отдельных ее участков. Наибольшее распространение получили карты, в основу легенды которых положен возраст складчатости. Если складчатые структуры перекрыты пологозалегающими толщами, их толщина показывается в изолиниях, иногда подчеркнутых оттенком раскрасок. Штриховыми обозначениями изображаются отдельные особенности формаций, выходящих на дневную поверхность — континентальные и вулканогенные формации; особыми знаками изображаются разломы и оси складок. На картах, показывающих строение океанов, легенда, как правило, изображает формы его рельефа.

4. Нефтяников в основном интересуют региональные тектонические карты платформ, которые обычно имеют отчетливо выраженное двухэтажное строение (фундамент и осадочный чехол). На таких картах в первую очередь должен быть показан платформенный комплекс. Платформенные структуры разного порядка сравнительно просты, поэтому для их изображения удобно применять изолинии для рельефа подошвы платформенного комплекса и основных поверхностей несогласия. Проявления неотектонических процессов изображают либо с помощью отдельной структурной карты поднеогеновой поверхности, либо штриховыми знаками на тектонической карте показываются районы эпиплатформенного эпигенеза.

5. Палеотектонические карты изображают тектоническое строение в определенный период геологической истории. Как правило, это — момент завершения складчатости, конец перерыва в осадконакоплении, то есть это — ретроспективная картина режимов и тектонических ситуаций определенного геологического времени. Среди палеотектонических карт выделяют палеоструктурные карты, изображающие в изолиниях поверхность того или иного горизонта для определенной эпохи. Кроме того, строят палеогеологические карты какого-либо момента геологической истории. Как правило, они составляются на моменты существенных перестроек

геологического строения (складчатость, смена режима осадконакопления, крупный размыв).

6. Обзорные тектонические карты — это грандиозные обобщения, которые строятся на основании обширного фактического материала. Наиболее совершенными из палеотектонических карт являются карты Атласа территории СССР в масштабе 1:5 000 000, вышедшие в 1977 г. под редакцией Т.Н. Спижарского. На них изображены палеотектонические обстановки для пяти времен — позднего протерозоя (3 карты), раннего и позднего кембрия. Эти карты являются важнейшим материалом для прогнозирования нефтегазоносности недр.

Карты четвертичных отложений и геоморфологические карты. Еще сравнительно недавно четвертичные отложения рассматривались как «наносы», мешающие познанию условий залегания более древних толщ. Такой подход устарел. Помимо важности изучения четвертичных отложений как части геологического разреза, исследование их важно для поисков экзогенных месторождений полезных ископаемых, инженерно-строительных работ. Для нефтяников четвертичные отложения представляют особый интерес, так как они отражают новейшие тектонические движения, изучение которых необходимо при поисках нефтегазоносных структур унаследованного или инверсионного развития. Карты четвертичных отложений, как правило, входят в комплект карт Государственной геологической съемки. В большинстве стран карты четвертичных отложений построены по стратиграфо-генетическому признаку. Цветом на них показан генезис отложений, оттенками цвета — возраст, крапом — состав. В России для карты четвертичных отложений не существует унифицированной легенды.

Геоморфологические карты также входят в обязательный комплект карт при государственной геологической съемке. Геоморфологическая карта характеризует основные черты современного земного рельефа — его возраст, формы, генезис. Иногда составляются узко специализированные геоморфологические карты, отражающие преимущественно какую-либо особенность рельефа — возраст, количественные характеристики уклонов, расчлененности и т.д. Так как между формами рельефа и типами четвертичных отложений существует тесная связь, карты четвертичных отложений часто совмещаются с картами геоморфологическими, что отражается в их легенде.

Геоморфологические карты важны для нефтяника, потому что рельеф формируется при взаимодействии эндогенных и во многом обусловленных ими экзогенных факторов. Геолога нефтегазового профиля интересуют в основном аномалии рельефа, обусловленные структурообразующими движениями. Исключив аномалии рельефа, обусловленные составом пород и другими причинами, он предполагает на выбранной площади локальную тектоническую структуру. Популярность применения геоморфологических методов для поисков нефти и газа обусловлена их дешевизной, оперативностью составления и доступностью. Геоморфологические исследования — это один из экспресс-методов предварительного изучения региона в целях нефтегазовой геологии. Важная особенность геоморфологических методов — возможность непрерывных наблюдений по площади (с помощью материалов дистанционных съемок). В основном для целей нефтяной геологии из геоморфологии выделилась область, называемая «структурной геоморфологией» (со своим комплектом карт). Наиболее простая группа методов структурной геоморфологии — морфометрические методы изучения рельефа.

Карты толщин (изопахит и изохор) изображают распределение по площади значений толщины отложений определенного возрастного интервала, конкретного геологического тела (пласта, свиты, тела полезного ископаемого). Изопахиты — это линии равных истинных мощностей. Изохоры — линии равных вертикальных мощностей. Карты толщин бывают двух типов.

— Карты *палеотолщин (палеомощностей)*. На этих картах в областях накопления отложений показывают в изопахитах их характер и распределение по данным бурения, а затем полученные результаты экстраполируют в зоны, где эти отложения полностью или частично уничтожены последующими геологическими процессами. Такие карты позволяют судить о характере колебательных движений за изучаемый период времени на территориях накопления осадков и об объеме отложений, возможно, генерировавших углеводороды.

— Карты *толщин, реально существующих* в настоящее время. Кроме изопахит на них обычно изображаются зоны денудации (размыва, изменения толщины в результате уплотнения пород). Эти карты позволяют судить о форме и размерах ловушек углеводородов.

Разновидность карты толщин — карта схождения, изображающая интервал абсолютных отметок между двумя структурными поверхностями: верхней — опорной, с хорошо изученным рельефом, и нижней, картируемой. С ее помощью структурная карта опорной

поверхности пересчитывается в структурную карту нижней слабо изученной бурением картируемой поверхности. Смысл карты схождения в том, что толщины (интервалы между двумя структурными поверхностями одного тела) изменяются более плавно, чем форма самой поверхности. Карты схождения строят в вертикальных толщинах (изохорах). Они характеризуют изменения толщин между этими структурными поверхностями и служат для прогноза глубинной структуры нефтегазоносных объектов.

Карты полезных ископаемых и перспектив нефтегазоносности обязательно входят в комплект Государственной геологической карты. На них изображаются основные фактические данные о месторождениях и проявлениях полезных ископаемых. Карты служат для выяснения связи между месторождениями, проявлениями полезных ископаемых и породами стратифицированных толщ, интрузивными комплексами или структурными формами. Они являются основой для определения направления дальнейших более детальных геолого-съёмочных работ; предварительной оценки района в отношении постановки поисковых или разведочных работ; составления металлогенических, прогнозных и других специальных карт. Карта составляется на геологической основе соответствующей государственной геологической карты с полной геологической нагрузкой. В отличие от последней, геологическая нагрузка карты полезных ископаемых отражается в более бледных тонах.

Разновидность карты полезных ископаемых — карта перспектив нефтегазоносности изображает области различной степени перспективности для поисков нефти и газа. На таких картах показывают величины выбранных критериев нефтегазоносности. Выбор комплекса критериев для каждой конкретной карты зависит от масштаба, размера оцениваемых объектов, изученности региона, его геологических особенностей и других причин. Карта перспектив нефтегазоносности — один из главных обобщающих документов, позволяющих дать первоначальную оценку возможного открытия скоплений нефти и газа в регионе.

Литологические карты — исторически первый вид геологических карт. Впервые они были опубликованы в Англии Христофором Пэком в 1736 г. На них изображаются области выхода на дневную поверхность осадочных пород — их состав, характерные включения, геохимические особенности, эпигенетические преобразования. Геологические границы отражают характер перехода одних пород в другие — переслаивание, выклинивание, фациальное замеще-

ние и др. Существует целый ряд карт, сходных с литологическими. К ним относятся карты фаций, на которых условными знаками показываются обстановки осадконакопления. Часто составляют совмещенные литолого-фациальные карты, потому, что именно литологический состав и характер слоистости пород, а также окатанность, сортированность и другие литологические особенности пород и характеризуют обстановки осадконакопления.

Здесь упомянуты лишь карты, наиболее часто встречающиеся при структурно-геологических и нефтегеологических исследованиях.

15.2.2. Масштаб геологических карт

Масштаб – важнейший параметр геологической карты. Именно масштаб диктует детальность геологического изучения территории. Так как карты составляются на уже имеющейся топографической основе, то и масштаб геологических карт обычно привязывается к масштабу топографической карты. Встречаются и исключения, например, карты масштаба 1:1 500 000. В табл. 15.3 приведена характеристика основных параметров геологических карт по масштабу. Как правило, геологическое изучение территорий начинают с мелкого, а затем переходят к все более крупному масштабу, выбирая на основе уже имеющихся данных территории первоочередных детализационных работ. Впоследствии на детально изученной территории могут вестись обобщающие мелкомасштабные работы.

15.2.3. Классификация по картируемому времени

Геологические карты могут относиться к прошлому (ретроспективные), настоящему (актуальные) и будущему (прогнозные).

– *Ретроспективные* карты изображают прошлое. Они показывают, какой была геологическая (палеогеологические карты) или географическая (палеогеографические карты) ситуация, форма геологических тел – палеоструктурные карты к определенному моменту в прошлом. Как правило, палеогеологические карты составляются для эпох существенных перестроек геологического строения – эпох складчатости, смены режима осадконакопления, крупного размыва.

Ретроспективные карты и палеогеологические разрезы широко применяются в нефтегазовой геологии.

– *Актуальные* карты изображают геологическую ситуацию в настоящий момент. Это наиболее широко распространенный вид карт.

Характеристика геологических карт различного масштаба

Масштаб	Название	Преимущественные способы составления	Содержание	Применение
1:1 000 000 и мельче	Обзорные	Обобщение и компиляция	Изображение геологии территорий от крупных регионов до Земли в целом	Демонстрационное и научно-справочное. Получение общего представления о пространственных закономерностях закартированных объектов
1:1 000 000 – 1:500 000	Мелко-масштабные	Обобщение, геологическая съемка	Изображение геологии территорий крупных регионов – 250 000 кв.км – нефтегазоносных провинций, областей	Научно-справочное. Получение предварительного представления о горно-геологических перспективах территории
1:200 000 – 1:100 000	Средне-масштабные	Геологическая съемка, доизучение площадей, обновление карт, тематические и ведомственные работы	Региональные карты различного содержания – подробное изображение выходов на дневную поверхность горных пород различного состава и возраста, всех видов полезных ископаемых	Научно-справочное. Обоснование перспектив поисков полезных ископаемых, выявления рудных тел, локальных потенциально нефтегазоносных структур
1:50 000 – 1:25 000	Крупно-масштабные	Государственная групповая геологическая съемка, обновление карт, аэрофотогеологическое, глубинное геологическое и объемное геологическое картирование, тематические и ведомственные работы	Подробные карты выходов на поверхность горных пород, всех видов полезных ископаемых, структурных поверхностей, карт со снятыми отложениями, всех видов полезных ископаемых. Карты внутреннего строения рудных полей и локальных структур	Выделение площадей для поисков и составление тематических карт, выделение объектов для разведки
1:10 000 и крупнее	Детальные	Тематические и ведомственные работы	Детальные карты и планы характеризующие, геологическое строение площадей	Составление проектов разведки, разработки и инженерных работ

– *Прогнозные карты* показывают предполагаемую с той или иной степенью вероятности геологическую ситуацию или возможность проявления геологических явлений в будущем. Например, карта прогноза землетрясений показывает, где и когда произойдут землетрясения, прогноза полезных ископаемых – где могут быть найдены те или иные полезные ископаемые и т.д.

15.2.4. Виды карт по ведомственной принадлежности

По ведомственной принадлежности геологические карты делятся на государственные, ведомственные и частные.

– *Государственная геологическая карта* составляется как результат государственной геологической съемки – главного источника информации о геологическом строении территории. Про государственную карту в основном было рассказано ранее.

– *Ведомственные геологические карты* – это карты, составляемые в интересах и по тематике различных ведомств и научных программ, в том числе и долгосрочных международных. Например, многолистная международная тектоническая карта Европы создавалась свыше 15 лет, а в состав ее авторов и редакторов вошло более 100 человек. Такие карты создаются на основе разработанных для их составления методик и систем условных знаков. В приложении 5 приведены наиболее употребляемые условные знаки, рекомендуемые для карт нефтегеологического содержания.

– *Частные карты* – это любые карты, которые создаются отдельными лицами и небольшими коллективами для иллюстрации разнообразных геологических работ, в том числе отчетов, курсовых работ, дипломов, научных статей и т.д. Частные карты, схемы, тематические карты – это именно те геологические чертежи, которые постоянно приходится составлять студентам самостоятельно.

15.2.5. Виды карт по назначению

Главнейшие по назначению виды геологических карт это:

– *научно-справочные* – предназначенные для справочных целей, изучения особенностей изображаемых явлений и объектов при научных исследованиях и практической деятельности, измерений и создания других картографических материалов по ним;

– *оперативные* – предназначенные для решения текущих производственных задач, обычно это рукописные или компьютерные карты;

— демонстрационные карты — составляются и используются для распространения технической информации и иллюстрации каких-либо геологических сведений. Их содержание определяется конкретной темой. Часто для таких целей используются картосхемы;

— учебные карты — обычно служат для обучения, их содержание приведено в соответствие с учебными курсами. Примером таких карт являются учебные геологические карты, являющиеся видоизмененными картами дочетвертичных отложений из комплекта Государственной геологической карты.

15.2.6. Виды карт по способу изображения картируемой действительности

По способу изображения картируемой действительности все карты можно разделить на два принципиально разных вида:

— Проекций с числовыми отметками — когда какой-либо один признак недр представляется в виде топографической поверхности и изображается в изолиниях или в виде картодиаграммы. Например, структурные карты изображают в изолиниях рельеф определенной стратиграфической поверхности, карты мощностей — толщину геологического тела и т.д. На такую карту как на структурную основу можно проецировать в виде дополнительных условных знаков другие параметры тел — например залежь (рис. 15.8).

— Пересечений — когда изображается сечение различных геологических тел или их признаков какой-либо поверхностью, чаще всего поверхностью дневного рельефа (государственные геологические карты) или поверхностью несогласия, или плоскостью (обычно горизонтальной на каком-либо гипсометрическом уровне). Можно также спроецировать на горизонтальную плоскость несколько срезов на разных гипсометрических уровнях. Такой прием часто применяется в нефтегазовой геологии (рис. 15.9). По такой карте можно определить, что, пробуравив скважину в пределах контура 1, мы получим из нее только воду, в контуре 2 — воду и нефть, в контуре 3 — нефть, и, наконец, в контуре 5 — газ.

Иногда на одном листе бумаги совмещаются карты, построенные разными способами — например, на учебной геологической карте совмещены:

— топооснова, которая является картой в изолиниях (поверхностью с числовыми отметками);

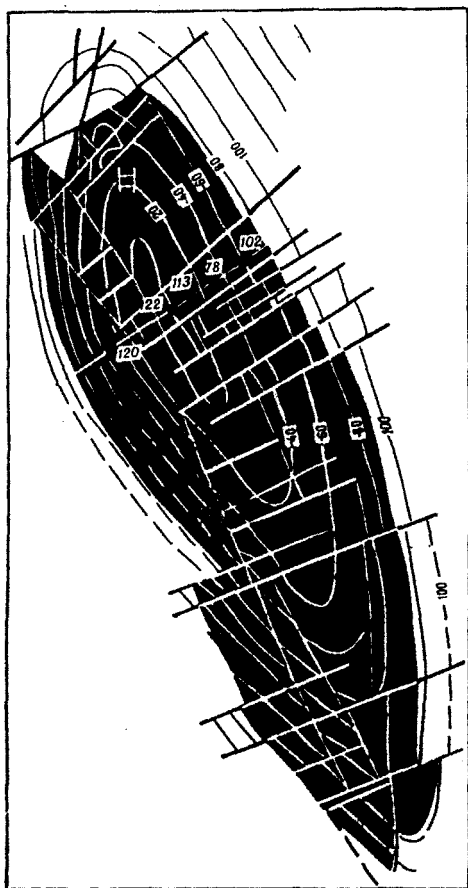


Рис. 15.8. Нефтяная залежь пашийского горизонта Ярегского месторождения (по В.А. Левченко)

- карта среза границ стратиграфических подразделений и магматических тел;
- иногда структурная карта по какой-либо, каким-либо еще поверхностям напластования.

15.2.7. Виды карт по степени теоретического обобщения и типам геологических систем

По степени теоретического обобщения карты разделяют на следующие виды:

— *Первичные* — карты наблюдения, документальные карты с минимальным обобщением. На таких картах обычно показывают исходный фактический материал — это карты размещения скважин, карты точек наблюдений, карты геологического дешифрирования и т.д. К ним же относятся и все топографические карты.

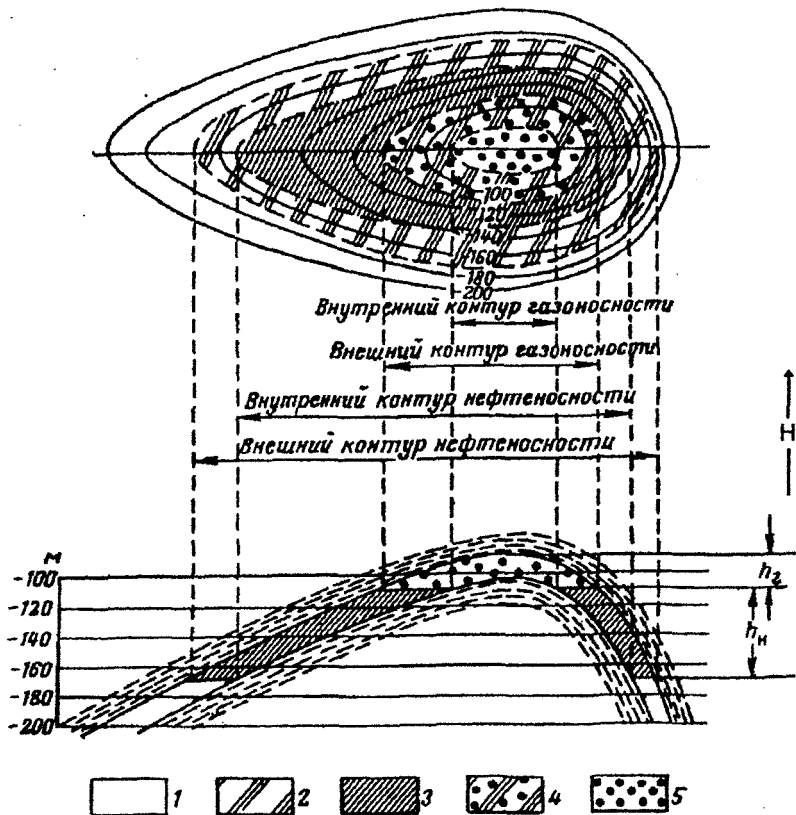


Рис. 15.9. Схематическая структурная карта с изображением параметров нефтегазовой залежи (объяснение в тексте)

– *Переходные* – карты, на которых первичный материал обобщен в виде геологических границ или как-то иначе. Это структурные карты, карты срезом и т.д.

– *Аналитические* – это карты, которые создаются на основе интерпретации первичных и переходных карт. Примером служат тектонические карты, карты дрейфа континентов, другие карты, главным содержанием которых являются умозаключения, представления авторов о геологическом строении территории. Именно в аналитических картах наилучшим образом проявляется сущность карт как моделей действительности.

По типу геологических систем карты делятся на:

– *Статические* – изображающие геологические явления, на которых не учитываются изменения, происходящие с геологическими телами, например, литологические карты.

– *Динамические* – карты процессов, на которых показываются движения, например, карты скоростей новейших тектонических движений.

15.2.8. Классификация карт по использованию ЭВМ

По использованию ЭВМ карты разделяют на следующие виды:

– *Традиционные* – обычные, составленные на бумаге карты или атласы карт, сопровождаемые объяснительной запиской.

– *Числовые* – еще их называют нормированные или компьютерные карты. Эти карты представляют собой продукты, создаваемые ГИС – географическими информационными системами. По существу, это базы данных, состоящих из объединенной описательной и графической информации. Каждый прямоугольник – самое маленькое подразделение легенды традиционной карты или признак недр составляет *слой* компьютерной карты. В каждой точке карты этот признак представлен координатами и величиной данного признака недр. В настоящее время компьютерные системы производства карт практически уничтожили ручные работы по рисованию, черчению, фотомеханическому воспроизведению карт. Они все интенсивнее внедряются в технологию создания карт, в методику работы с картами. Это требует организации исходных материалов геологического картирования в виде, удобном для последующей обработки на компьютере. Вопросы приложения ЭВМ к геологическому картированию рассматриваются в курсах «Применение математических методов и ЭВМ в геологии» и «Геоинформатика». Компьютерная карта представляет собой визуализированную в графическом виде геоло-

гическую информацию, поэтому все, что изложено в настоящем учебнике касательно традиционных карт, относится и к компьютерным.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. По каким признакам классифицируются геологические карты?
 2. Как классифицируются карты по содержанию?
 3. Как классифицируются карты по масштабу?
 4. Как классифицируются карты по картируемому времени?
 5. Как классифицируются карты по ведомственной принадлежности?
 6. Как классифицируются карты по назначению?
 7. Что такое карты срезом и карты топографических поверхностей?
 8. Как классифицируются карты по степени теоретического обобщения?
 9. Как классифицируются карты по использованию ЭВМ?
-

15.3. Генерализация геологических карт

Генерализация – главное свойство карт, так как карта – уменьшенное, *обобщенное* условное изображение геологических тел и их признаков, процессов и явлений на топографической основе, *отбираемых и характеризующихся в соответствии с назначением каждой конкретной карты*. Курсивом выделены признаки, характеризующие генерализацию карты.

Генерализация – отбор и обобщение изображаемых на карте объектов в соответствии с тематикой, назначением, масштабом карты и особенностями картируемых объектов и явлений.

Объекты, подлежащие изображению на карте, отбирают и обобщают. Из всего, что есть, из признаков недр в каждой конкретной точке выбирают только то, что должно быть закартировано.

Соответствие тематике означает, что на разных по содержанию картах изображают различные свойства геологических тел. Например:

– на литологической карте показывают состав выходящих на дневную поверхность горных пород;

— на структурной — абсолютные отметки геологической граничной поверхности;

— на биостратиграфической — возраст стратифицированных толщ, выходящих на дневную поверхность, и состав интрузий и т.д.

Соответствие назначению означает, что разные по назначению карты имеют разную тематическую нагрузку. Например, научно-справочная карта будет более подробной, чем демонстрационная, а с учебной карты необходимо исключить те характеристики геологического строения, которые еще не изучены студентом.

Соответствие масштабу означает, что на мелкомасштабных и обзорных картах изображают только крупные или обобщенные объекты.

Соответствие особенностям картируемых объектов, явлений и территорий означает неравноправие выделяемых объектов. Например, на карте полезных ископаемых для территорий с неустановленной нефтегазоносностью должны быть показаны все обнаруженные признаки углеводородов, тогда как на картах такого же масштаба в нефтегазоносных районах показывают только значительные или неизвестные ранее нефтегазопроявления. В пустынных и засушливых районах на гидрогеологической карте должны быть показаны все водопроявления, тогда как на карте такого же масштаба и назначения для района, например, Карелии — только наиболее крупные. При картографической генерализации используют отбор и обобщение картируемых объектов (рис. 15.10).

Отбирают картируемые объекты, руководствуясь нормами и цензами отбора. Конкретные значения цензов и норм отбора устанавливаются соответствующими инструкциями и методическими руководствами.

Нормы отбора указывают, какую часть, долю картируемых явлений показывают на карте. Например, при геологической съемке замеры тысячи элементов залеганий слоев, но показывают на карте очень небольшую их часть. При горизонтальном залегании — совсем мало, при наклонном — несколько больше, а при складчатом — больше всего, чтобы можно было бы показать геологическое строение района. При применении норм отбора подход к картируемым явлениям — статистический. Например, элементы залегания на складках должны характеризовать особенности ее (складки) залегания, обязательно быть на центриклиналях и периклиналиях и равномерно располагаться на крыльях.

Цензы отбора бывают исключающие и избирательные.

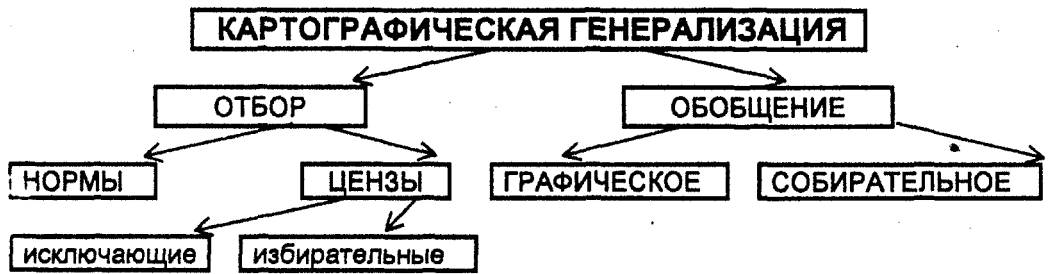


Рис. 15.10. Картографическая генерализация

Исключающие цензы указывают, какие объекты исключают с карты. На геологических картах исключают все объекты площадью менее четырех квадратных миллиметров в масштабе карты, маломощный покров четвертичных отложений с карты дочетвертичных отложений и т.д.

Избирательные цензы указывают, какие объекты должны обязательно присутствовать на карте. Например, если геологическое тело имеет размер меньше 4 кв. мм в масштабе карты, но связано с какими-либо полезными ископаемыми, его все равно показывают. При применении норм отбора подход к картируемым явлениям – индивидуальный.

Обобщают объекты, графически объединяя картируемые явления или укрупняя их ранг. *Графическое обобщение* состоит в избирательном упрощении плановых очертаний изображаемых объектов – линейных и площадных, при котором сохраняются особенности очертаний, характерных для данного объекта, и отличающие его признаки. Графическая генерализация тесно связана с понятиями геометрической точности и тематической верности. *Геометрическая точность* – это степень соответствия местоположения точки на карте ее местоположению в действительности. Геометрическая точность карты должна быть возможно большей, что обеспечивает возможно более точный показ картируемого объекта на карте, в его очертаниях и размерах. Благодаря геометрической точности обеспечивается правильное взаимное расположение объектов и сохраняется расстояние между ними в масштабе карты. *Тематическая верность* обеспечивает передачу картируемой действительности в ее главных, типических чертах. Чтобы сохранить требование тематической верности, на картах изображают детали исчезающе малые, но важные по значению, используя, например, внесмаштабные знаки или преувеличивая (утрируя) характерные детали. Требования географической точности повышаются к картам, предназначенным для измерений и проектирования (средне- и крупномасштабные карты), тогда как требования тематической верности выступают на первый план на демонстрационных, мелкомасштабных и обзорных картах.

Собирательное обобщение заключается в укрупнении рангов картируемых объектов и исключении самых мелких из них. Например, чем мельче масштаб геологической карты, тем более крупные стратиграфические подразделения на них показываются (таблица 15.2, 15.3).

Различные виды генерализации связаны между собой.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Что такое картографическая генерализация?
 2. Что такое нормы отбора?
 3. Что такое цензы отбора?
 4. Какие бывают виды обобщений?
 5. Что такое картографическая точность?
 6. Что такое тематическая верность?
-

15.4. Структура карты и ее компоненты

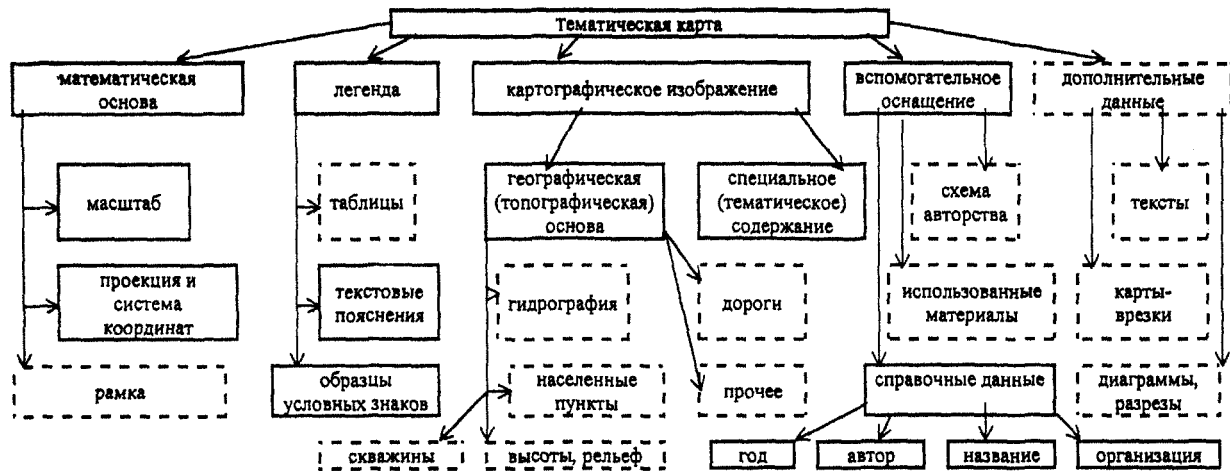
Любая тематическая карта состоит из следующих частей: математической основы, картографического содержания и справочных данных. Иногда на картах присутствуют еще и дополнительные сведения (рис. 15.11).

15.4.1. Математическая основа

Математическая основа — это математический закон, по которому строится соответствие точек на карте точкам на местности. Это соответствие задается ее координатами. В геодезии и топографии используются как географические, так и прямоугольные координаты. Именно наличием математической основы карта отличается от других плановых геологических чертежей. Иногда она присутствует на карте в явном, а иногда — в неявном (скрытом, латентном) виде. Этот математический закон никак не описан на карте, но был использован при ее составлении. Математическая основа карты состоит из масштаба карты, ее проекции и рамки.

Масштаб — это отношение длины отрезка на изображении к длине горизонтальной проекции того же отрезка на поверхности референц-эллипсоида. Практически для определения масштаба берут отношение длины отрезка на карте к длине горизонтального проложения на местности. Для удобства пользователя на картах помещают одновременно численный, именованный и графический (линейный) масштабы.

Численный масштаб — это дробь с числителем 1, указывающая, сколько единиц на местности соответствует такой же единице на карте (например, масштаб 1:50 000 означает, что 1 сантиметр, дюйм, вершок и т.д. на карте соответствует 50 000 сантиметрам, дюймам,



В сплошных рамках помещены обязательные элементы карт, в пунктирных – необязательные

Рис. 15.11. Структура тематической карты

вершкам и т.д. на местности). Чем больше знаменатель численного масштаба, тем масштаб мельче.

Именованный масштаб указывает длину отрезка на местности, соответствующего единице длины на карте. Например, в 1 см – 1 км (масштаб 1:100 000) или в 1 дюйме – 2 мили и т.д.

Графический (линейный) масштаб вычерчивается на картах в виде отрезка со штрихами, на которых надписаны соответствующие значения длин на местности. Линейный масштаб облегчает измерения и незаменим, если карты репродуцируют – и в результате уменьшают или увеличивают. Так как в настоящее время картографические материалы чаще всего хранятся в компьютере в виде базы данных и визуализированная картинка не всегда выводится на печать, а рассматривается на дисплее с произвольным увеличением, поэтому любые графические документы должны сопровождаться линейным масштабом.

Невооруженный глаз может различить на карте отрезок не менее 0,1 мм. Горизонтальный отрезок на местности, соответствующий на карте 0,1 мм, называется *точностью* масштаба. Например, точность масштаба карты 1:50 000 – 5 м, 1:1 000 000 – 100 м и т.д. Знать точность масштаба карт необходимо для того, чтобы понимать, с какой точностью на карту нанесены изображенные на ней объекты. Масштаб топографической основы для геологических карт выбирается в зависимости от масштаба картографических работ. Обычно рабочий масштаб для удобства берут вдвое крупнее, чем отчетный.

Картографическая проекция – это математически определенный и однозначный способ изображения поверхности земного эллипсоида на плоскости. При этом поверхность эллипсоида при совмещении его с плоскостью как бы деформируется, поэтому углы и (или) площади фигур на карте искажаются. При изображении больших территорий любая проекция дает ощутимые искажения. В каждом конкретном случае выбирается или изготавливается такая проекция, которая дает минимальные искажения картируемой территории. Как правило, на картах написано, какая проекция была использована при ее составлении. В основном в России используются несколько картографических проекций, применяемых для разных масштабов карт:

– проекция МИИГАиК, на основе которой построены большинство обзорных карт СССР и России масштаба 1:2 500 000 и мельче. На ней минимальны искажения территории СССР в среднем.

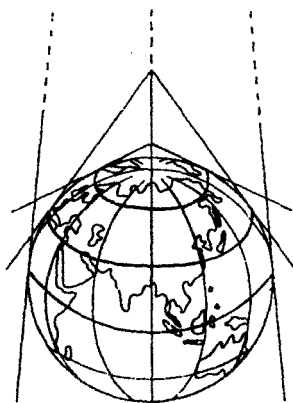


Рис. 15.12. Поликоническая проекция

— поликоническая, используемая для изготовления карт масштаба 1: 1 000 000 (рис. 15.12). Карта выполняется на многих листах, и каждый лист этой карты имеет форму, близкую к трапеции, но основания этой трапеции не прямые, а являются дугами. Из таких листов собрать единую карту без разрывов и искажений невозможно.

— равноугольная поперечная цилиндрическая проекция Гаусса, используемая для карт масштабов 1:500 000 и крупнее (рис. 15.13).

Так как карты различных масштабов строятся в различных проекциях, попытки совместить изображения различных карт изначально разных масштабов, приведенных к одному изменением размера, приводят к искажениям и несбивкам.

Зашифрованная численно буквенная система обозначений местоположения и масштаба листов многолистной карты называется ее *номенклатурой*. В России принята унифицированная номенклатура, построенная на листе масштаба 1:1 000 000.

Поверхность глобуса, разрезанная по меридианам на зоны

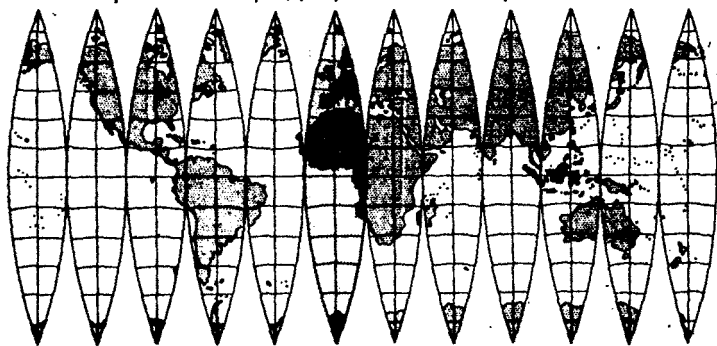


Рис. 15.13. Проекция Гаусса

Номенклатура многолистных карт – в России основана на международной разграфке листов карты масштаба 1:1 000 000, который занимает 4° по широте и 6° по долготе.

Номенклатура листа масштаба 1:1 000 000 строится следующим образом.

Поверхность Земного шара параллелями от экватора через 4° делится на ряды, которые обозначаются заглавными буквами от А до У (от экватора к северу и югу), а меридианами через 6° делится на колонны, которые нумеруются арабскими цифрами, начиная от меридиана с долготой 180° в направлении с запада на восток (рис. 15.14). Обозначение номенклатуры листа масштаба 1:1 000 000 складывается из латинской буквы, которой обозначен ряд, и числа, обозначающего колонну, например, *N-37*. (На этом листе располагается Москва). Территория России занимает в основном площади листов от L на юге до S на севере и от 36 на западе до 2 западного полушария на Чукотке. Построенная по такому принципу номенклатура дает два набора обозначений, одинаковых для северного и южного полушарий, но так как Россия расположена в северном полушарии, то в данном случае оно и имеется в виду. В противном случае следует оговорить наименование полушария. Выше 64° и 80° широты листов занимают по долготе 12° и 24° соответственно, то есть являются сдвоенными и счетверенными. Номера колонн в их номенклатурах записываются через запятую (*Q -38,39*).

Номенклатура карт более крупного масштаба строится на основе листа 1:1 000 000. Чтобы получить масштаб 1:500 000 – надо разбить лист 1:1 000 000 на 4 части и обозначить их заглавными буквами русского алфавита – А, Б, В, Г (*N-37-В*). Чтобы получить масштаб 1:200 000, надо разбить лист 1:1 000 000 на 36 частей (матрица 6x6) и обозначением их римскими цифрами I, II...XXXV, XXXVI, например, *N-37-XXIII*. Чтобы получить масштаб 1:100 000 – надо разбить лист 1:1 000 000 на 144 части (матрица 12x12) и обозначить их арабскими цифрами 1, 2,...143, 144, например, (*N-36-3*). Чтобы получить масштаб 1:50 000, надо разбить лист 1:100 000 на 4 части и обозначить их заглавными буквами русского алфавита А, Б, В, Г (*N-36-3 –А*).

Чтобы получить масштаб 1:25 000, надо разбить лист 1:50 000 на 4 части и обозначить их маленькими буквами русского алфавита – а, б, в, г (*N-36-3 –Г-г*).

Чтобы получить масштаб 1:10 000, надо разбить лист 1:25 000 на 4 части и обозначить их арабскими цифрами 1, 2, 3, 4 (*N-36-3 – Г-а - 1*).

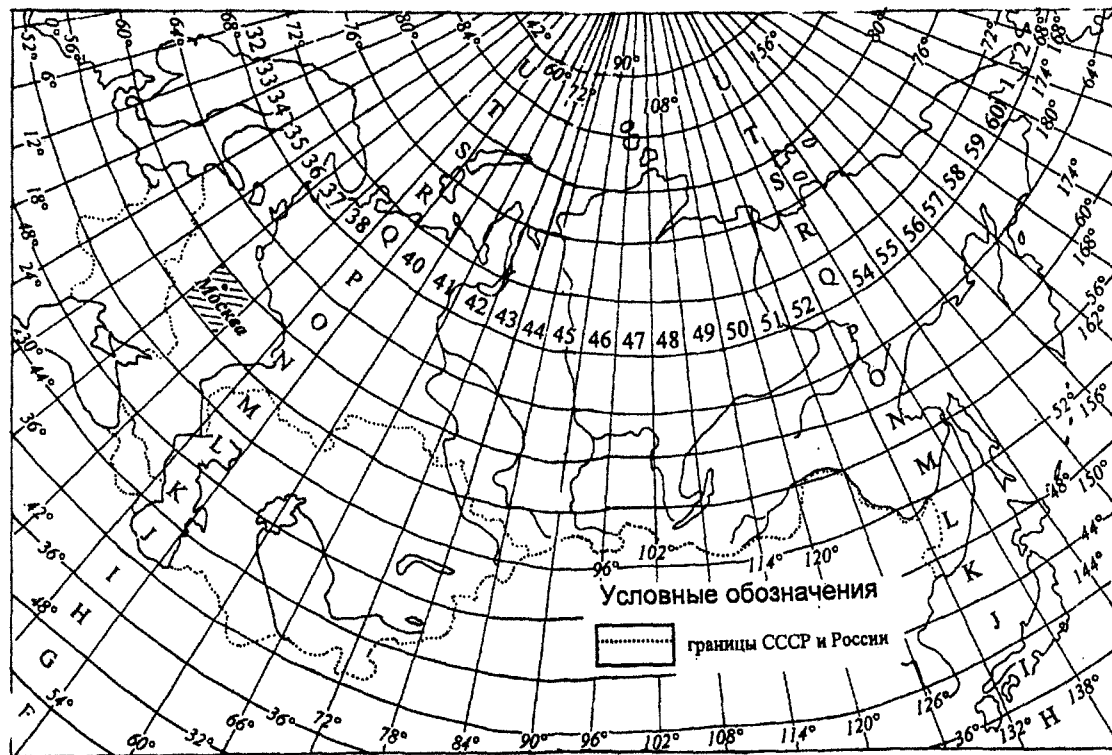


Рис. 15.14. Разграфка территории России и сопредельных районов на листы масштаба 1:1 000 000

Образование номенклатуры карт более крупных, чем 1:100 000, масштабов приведено на рис. 15.15.

Рамка карты отделяет картографическое изображение от зарамочной части. Чаще всего рамка бывает прямоугольной или трапециевидной, но иногда она имеет форму многоугольника. Как правило, вертикальная сторона рамки направлена на север, но это не обязательно. Если вертикальная рамка на карте не меридиональна, на карте обязательно должна присутствовать линия меридиана или ли-

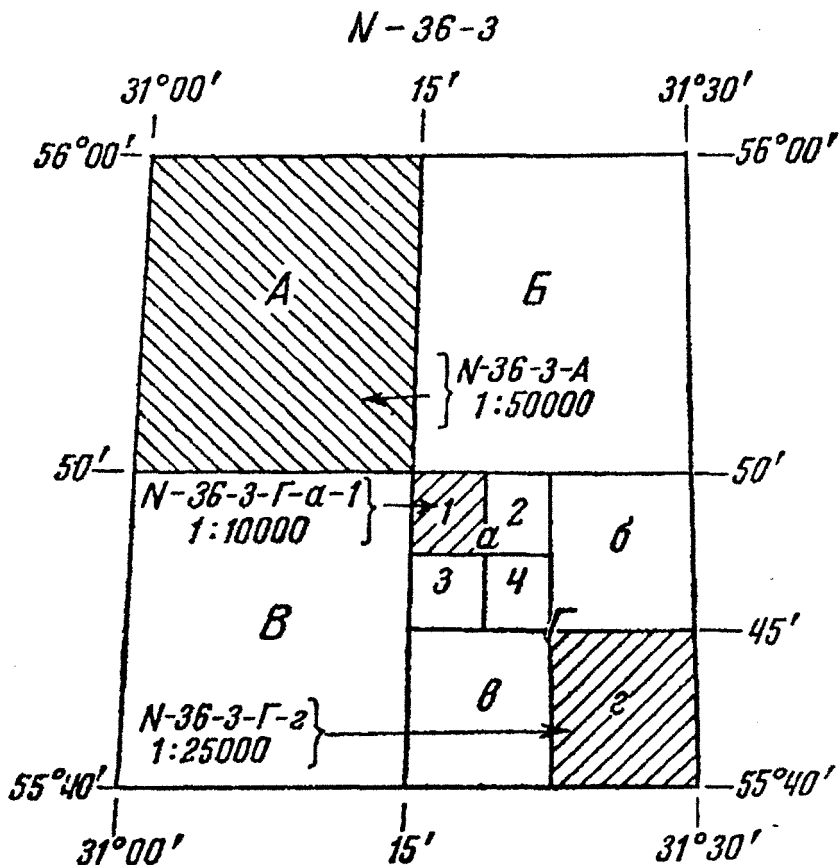


Рис. 15.15. Построение номенклатуры на основе листа 1:1 000 000

ния, указывающая на север. Обычно на рамке помещается координатная сетка — для карт 1:1 000 000 и мельче — геодезическая система координат — долгота и широта. Для масштабов 1:500 000 и крупнее — как геодезическая, так и прямоугольная системы координат, т.е. километровая сетка, привязанная к центральному меридиану зоны.

15.4.2. Легенда — система условных знаков геологических карт

Использование термина «легенда» связано с именем знаменитого голландского картографа XVII в. Меркатора, который, составляя карты Африки, пользовался не только непосредственными данными, полученными от путешественников, но и пересказами, услышанными ими, т.е. вторичными сведениями. Комментарии к описаниям и ссылки на них Меркатор помещал на полях карт под названием «Легенда». Система условных обозначений легенда — это сердце любой карты, ее «словарь», расшифровывающий все буквенные, графические и цветовые символы на карте. Легенда состоит из условных знаков, текстовых пояснений и таблиц. *Условный знак* представляет собой образец картографического знака, используемого для картирования того или иного объекта. Он включает графический символ и численно-буквенный индекс, помещенный в прямоугольнике размером 0,7х1,5 см. *Текстовое пояснение* помещается справа от условного знака и содержит краткую характеристику обозначаемого объекта. *Таблицы* могут присутствовать, а могут и отсутствовать на картах, они представляют собой особый вид легенд, называемый матричным.

Самый простой вид легенды — это *легенда-перечисление*, которая является систематизированным перечнем условных знаков. Условные обозначения в такой легенде группируются от более важных, составляющих существо карты, к второстепенным и дополнительным. Более сложна легенда-классификация, представляющая собой *ранжированный, иерархически соподчиненный перечень условных знаков*. В ней выделяются свои классы, группы и более дробные единицы. Например, в условных обозначениях к учебным геологическим картам сначала выделяются осадочные и метаморфические породы, сгруппированные по стратиграфическим подразделениям от молодых к древним, затем — магматические породы, литологический состав пород и прочие знаки. Самой сложной и одновременно самой удобной является *матричная легенда*, на которой можно показывать одновременно два независимых признака картируемого явления,

например, состав и возраст пород или формацию и тип складчатости. Такие легенды представляют собой таблицы, в которых по столбцам откладываются значения одного признака, а по строчкам — другого.

Проектируя условные знаки, руководствуются определенными принципами, разрабатываемыми картографией. Для большинства геологических карт системы условных знаков унифицированы инструкциями. При самостоятельном составлении геологических карт следует ориентироваться на условные знаки сходных по содержанию и масштабу государственных карт.

15.4.3. Картографическое изображение

Картографическое изображение — это то, что находится внутри рамки карты. Картографическое изображение геологической карты состоит из топографической (географической) основы и специального содержания.

Топографическая основа (топооснова) — это та топографическая карта, на которую наносится специальное геологическое содержание. Топографической называют основу карт масштаба крупнее 1:1 000 000. Более мелкомасштабную основу называют географической. Исходная топографическая или географическая карта очень загружена цветными условными знаками, поэтому при использовании делают разреживание ее содержания. При этом топооснова должна обеспечивать легкую и надежную привязку специального содержания карты, не перегружая ее. В табл. 15.4 показаны главные отличия топоосновы геологических карт от исходной географической, или топографической карты.

Специальное (тематическое) содержание геологических карт — это то, ради чего они и составляются. Оно передается с помощью условных знаков — графических символов, применяемых для обозначения различных объектов и их характеристик. Системы условных знаков образуют особый искусственный язык — язык карт. Условные знаки могут изображать предметы (триангуляционный пункт, скважина), явления (рельеф, перспективность территории на нефть или газ), процессы (новейшие тектонические движения).

Каждый конкретный условный знак выполняет на карте две функции — указывает на вид объекта и плановое его положение. Сочетание условных знаков на карте показывает сочетание и взаимосвязь различных геологических объектов, процессов и явлений, формирует пространственный образ их сочетаний, а следовательно, дает но-

**Топооснова геологических карт
и ее отличие от топографической (общегеографической) карты**

Компоненты карты	Отличие от топографической карты
Рельеф и высотные отметки	Карты одинаковы
Гидросеть	Отсутствует характеристика скорости течения, ширины и глубины рек
Населенные пункты	Отсутствует характеристика и разбивка по кварталам
Дорожная сеть	Отсутствует характеристика
Растительный покров и его характеристики	Не показывается

вые сведения сверх тех, которые заключены в отдельных знаках. Это обуславливает *эмергентные* свойства карт. Например, взаимное расположение значков элементов залегания на крыльях складки позволяет распознать ее на карте, что невозможно сделать по одному знаку.

15.4.4. Вспомогательное оснащение и дополнительные данные

Во вспомогательное оснащение карт входят справочные данные, оно также может включать схемы использованных материалов и изученности. *Справочные данные* – это заголовок карты, автор, год, место составления и (или) издания. Кроме того, в справочных данных может указываться ведомственная принадлежность организации, в которой составлялась карта или авторов, а также редакторы карты, номенклатура, вид проекции и другие сведения. У государственных и ведомственных карт справочные данные регламентируются инструкциями. *Схема авторских макетов*. Карты на большие территории, создающиеся многочисленным коллективом авторов, обычно состоят из отдельных территорий, закартированных под руководством различных исследователей. Схема расположения авторских макетов представляет собой небольшую схему, где показаны площади которые были закартированы теми или иными авторами. *Схема изученности* обычно представляет собой небольшую схему, на которой условными знаками показаны площади предшествующих геологических работ, размещение геофизических профилей и т.д.

Дополнительные данные могут присутствовать, а могут и не быть на карте. Это различные текстовые и цифровые пояснения, например, о методике составления карты; диаграммы и разрезы, которые могут сопровождать карту; карты-врезки, показывающие отдельные фрагменты карты более подробно или место данной карты в общей структуре региона.

На государственных и некоторых ведомственных картах дополнительные данные регламентируются соответствующими инструкциями и программой карты. Например, на Государственной геологической карте масштаба 1:200 000 к дополнительным данным относятся стратиграфическая колонка и геологический разрез, обязательно присутствующие на карте.

15.4.5. Компонировка карты

Компировка – это расположение рамки карты относительно изображенной на карте территории, размещение названия карты, ее легенды, дополнительных и других данных. Компировка проектируется с учетом формата будущей карты, на свободных от картографического изображения частях листа.

Вертикальная рамка карты ориентируется обычно на север, хотя возможны и отступления от этого правила. Заголовок, как правило, помещается сверху и справа, условные обозначения – справа и внизу. Остальные сведения размещаются на свободных участках листа с учетом эстетических требований и логической целесообразности. Для серии производных карт одной и той же территории (атласа) компоновку делают унифицированной. В многолистных картах заголовки, вспомогательное оснащение, дополнительные данные и легенду, как правило, размещают на отдельном листе. Для государственных и ведомственных карт компоновка регламентируется соответствующими инструкциями и программой карты.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Перечислите составные части тематической карты и назовите среди них обязательные.
2. Что такое математическая основа карты и в чем она выражается?
3. Что такое масштаб и какие бывают его виды?
4. Что такое точность масштаба, как и зачем определяется его величина?
5. Что такое картографическая проекция, как она выбирается?
6. Почему иногда не совпадает плановое положение одних и тех же объектов, скопированных с разных карт?
7. Что такое разграфка и номенклатура карт? Составьте номенклатуру любой карты масштабов 1:1 000 000, 1:500 000, 1:100 000, 1:50 000, 1:25 000. Определите географические координаты в углах этих карт.
8. Что такое рамка карты и для чего она служит?
9. Что такое легенда карты, какие бывают ее виды и каковы основные принципы проектирования легенды?

10. Что такое топографическая основа геологической карты? Для чего она служит и каковы основные принципы ее проектирования?
 11. Что входит в специальное содержание геологической карты?
 12. Что входит во вспомогательное оснащение геологической карты?
 13. Что входит в справочные данные геологической карты?
 14. Что такое компоновка карты и каковы основные ее принципы?
-

ГЛАВА 16. МЕТОДИКИ ПОСТРОЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

В зависимости от условий составления, содержания, масштаба, степени теоретического обобщения и других условий методики составления различных карт значительно отличаются друг от друга. Карта может составляться большим коллективом в течение многих лет – например, целая армия геологов и помогавших им инженеров и рабочих других специальностей (от буровиков до авиаторов) в течение нескольких десятилетий составляла Государственную геологическую карту СССР масштаба 1:200 000. А может – одним автором за 1–2 дня (например, демонстрационная карта к научному докладу). Созданная карта может быть отправлена в фонды, а может готовиться к типографскому тиражированию. Дело геолога – создать рукописный (или компьютерный) оригинал карты. Технология создания оригинала новой карты называется авторскими работами.

16.1. Построение карт в изолиниях (структурных)

Из всех видов карт в геологии нефти и газа чаще всего используются карты в изолиниях. В изолиниях изображаются нефтенасыщенность, коллекторские свойства пластов, их эффективные мощности, пластовые давления и многие другие параметры. Но самыми распространенными в нефтегазовой геологии являются *структурные карты* – одна из разновидностей геологических карт в изолиниях. Они отображают в стратозигогипсах положение геологической граничной поверхности (кровли или подошвы пласта) относительно уровня моря. *Стратозигогипсы* – это линии, соединяющие на плане точки с одинаковыми абсолютными отметками геологической граничной поверхности, проведенные через равные высотные интервалы.

Другими словами, структурная карта — это карта подземного рельефа геологической граничной поверхности. Структурные карты хорошо поддаются алгоритмизации и последующему построению на ЭВМ. Методика построения структурных карт применима для любых карт в изолиниях. Структурные карты позволяют оценивать и анализировать условия залегания граничных поверхностей как в пределах крупных регионов, так и на отдельных разведочных площадях и месторождениях нефти и газа. Две структурные карты — кровли и подошвы позволяют охарактеризовать строение и условия залегания одного слоя, прогнозировать наличие или отсутствие ловушек для залежей нефти и газа. Несколько структурных карт позволяют установить взаимное расположение различных геологических граничных поверхностей, например, совпадение или смещение сводов локальных поднятий. При наличии разрывных дислокаций на структурной карте показываются линии пересечения структурной поверхности с ними (рис. 15.8).

Структурная карта дает представление о строении недр и возможность правильно и целенаправленно планировать проведение поисковых и разведочных работ, определять контуры открытых скоплений нефти и газа, оценивать их запасы и проектировать разработку месторождений. Структурные карты строятся по данным бурения, или по геофизическим профилям.

В зависимости от качества и количества исходных данных, а также геологического строения района чаще всего пользуются следующими методами построения структурных карт: инвариант, способом треугольников, схождения и профилей. При применении любого из методов сначала необходимо определить масштаб будущей карты и величину сечения изолиний.

В геологической практике масштаб структурной карты обычно обусловлен геологическими задачами и обоснованностью фактическим материалом. Наиболее распространенные масштабы: 1:5000, 1:10 000, 1:25 000, 1:50 000 и 1:100 000. Затем на топооснову наносят расположение скважин. На практике количество точек (скважин), необходимых для построения структурной карты, варьируется от 0,6–0,3 на 1 км² для масштаба 1:200 000 до 6–12 для масштаба 1:10 000.

При выборе сечения изогипс, основным правилом является достаточная детальность карты и неперегруженность ее лишними линиями. При пологом залегании геологической граничной поверхности оно обычно берется равным 5 или 10 м, для крутопадающих по-

верхностей – 25, 50 и 100 м. Сечение определяется также и масштабом карты: чем крупнее масштаб карты, тем меньше сечение изогипс, а также количеством скважин, по данным которых построена данная карта. Существуют различные подходы к выбору сечения стратоизогипс, но в общем необходимо, чтобы в зонах самого большого сгущения изогипс просвет между ними был бы не менее 2 мм, иначе они сольются. В тех случаях, когда стратоизогипсы оказываются слишком редкими, между ними на отдельных участках можно проводить дополнительные, с половинным сечением. Как правило, для построения учебных структурных карт бывает достаточно 10 стратоизогипс. Тогда для определения их сечения необходимо вычислить разность между максимальной и минимальной абсолютными отметками структуры (с учетом знаков), полученное число разделить на 10 и округлить.

Обычно сечение изогипс округляется до 5, 10, 25, 50, 100 и т.д.

Затем следует, проанализировав фактический материал, установить примерную форму структуры, наметить ее ось, линии максимальных и минимальных отметок. Для простейших оценок руководствуются обычно следующими признаками:

– если в центральной части площади абсолютные отметки геологической опорной поверхности больше, чем на ее периферии – перед нами антиклиналь;

– если в центральной части площади абсолютные отметки меньше – синклиналь;

– если значения абсолютных отметок имеют тенденцию уменьшаться в каком-либо направлении – перед нами моноклиналь.

16.1.1. Построение структурных карт методом инвариантных линий и скатов

Это самый простой метод построения структурных карт. Он наиболее успешно применяется в тех случаях, когда изображаемая структурная поверхность имеет облик горного хребта или долины. После определения сечения стратоизогипс и выбора высотных отметок последовательность работы следующая.

1. Анализируют высотные отметки и выделяют *инвариантные линии* – как скелет изображаемой поверхности. Эти инвариантные линии соответствуют линиям «водоразделов», или «тальвегов», на поверхности структуры (рис. 16.1а,б).

2. Намечают линии скатов (склонов) будущей поверхности, в ос-

новном перпендикулярно линиям инвариант (рис. 16.1в). Удобно, если линии скатов проходят через скважины.

3. На линиях инвариант и скатов путем линейной интерполяции отмечают точки, соответствующие выбранным для данной карты абсолютным отметкам стратоизогипс.

4. Соединяют одноименные отметки плавными линиями, начиная от самой высокой или самой глубокой, следя за тем, чтобы стратоизогипсы не пересекались.

5. Надписывают стратоизогипсы в их разрывах (рис. 16.1г).

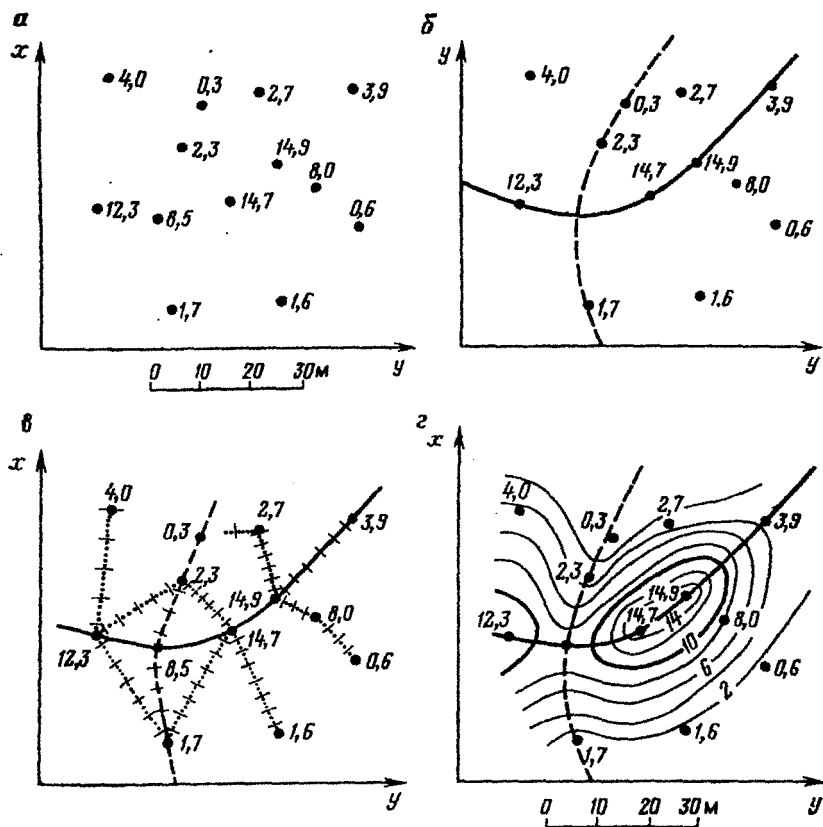


Рис. 16.1. Последовательность построения на плане изолиний топографической поверхности методом инвариантных линий (по В.А. Букринскому)

16.1.2. Построение структурных карт методом треугольников

Метод треугольников — один из наиболее распространенных способов построения структурных карт в геологической практике. Чаще всего он применяется, если территория разбурена равномерной сетью скважин, а картируемые структурные формы предполагаются изометричными или брахиморфными. Этот метод заключается в том, что структурная форма представляется в виде системы плоскостей, каждая из которых строится по трем точкам. На рис. 16.2 показано такое представление поверхности P по пяти скважинам. Эта поверхность представлена четырьмя треугольниками ABC , BCD , DCE , ECA .

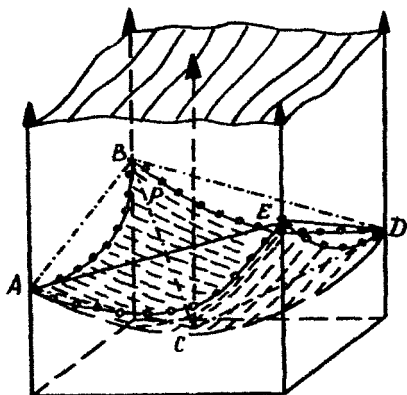


Рис. 16.2. Представление произвольной поверхности, вскрытой пятью скважинами, системой треугольников

При применении метода треугольников после нанесения скважин, определения сечения стратоизогипс и общего анализа структуры приступают собственно к построению структурной карты. Работа проводится в следующей последовательности:

Разбивка на треугольники. Для этого соединяют между собой точки расположения смежных скважин, в результате чего получается система треугольников. При этом можно соединять только те скважины, между которыми поверхность залегает моноклинально. Стороны треугольников не должны пересекаться друг с другом и

не должны пересекать ось структуры, а треугольники должны быть как можно более равносторонними. Вдоль каждой стороны треугольника предполагается равномерное изменение абсолютной отметки пласта. На рис. 16.3 приведен вариант возможной разбивки площади на треугольники.

Линейная интерполяция — пропорциональное деление расстояния между скважинами согласно выбранному сечению строатозогипс (рис. 16.3). Для этого нужно найти те места на отрезках между скважинами, где должны проходить изогипсы (при выбранном сечении). Различные приемы линейной интерполяции описаны в приложении «Интерполяция».

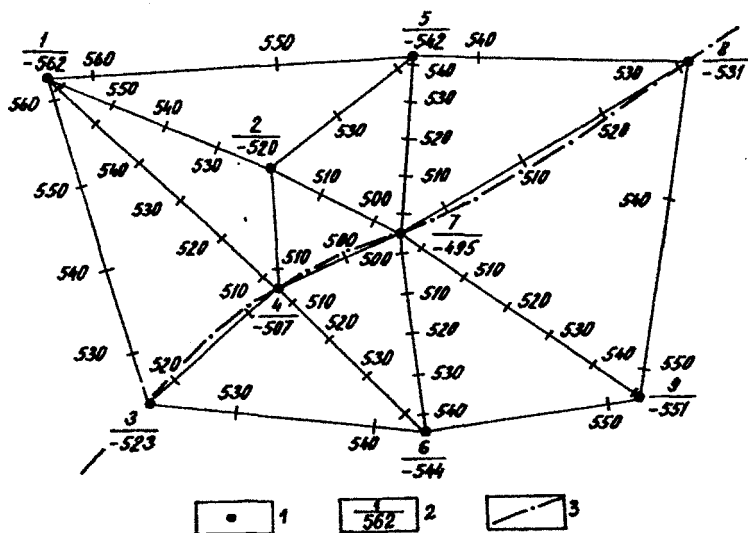


Рис. 16.3. Разбивка площади на треугольники и интерполяция: 1 — скважина, 2 — номера скважин и абсолютная отметка маркирующего горизонта, 3 — предполагаемая ось складки

Построение строатозогипс. Полученные на сторонах треугольников значения изогипс для удобства построения карты надписываются, и одноименные значения соединяются плавными линиями, начиная от максимальных или минимальных значений строатозогипс. Значения приведенных глубин изогипс подписываются в

их «разрыве», причем основание цифр должно быть направлено вниз по наклону структурной формы (рис. 16.4). При одинаковой крутизне геологической поверхности (одинаковом угле падения) изогипсы пройдут на одинаковом расстоянии друг от друга. При уменьшении углов падения расстояния между изогипсами увеличиваются (они как бы расходятся), а при увеличении — уменьшаются (наблюдается их сгущение) точно так же, как это происходит с заложением пласта или горизонталями рельефа.

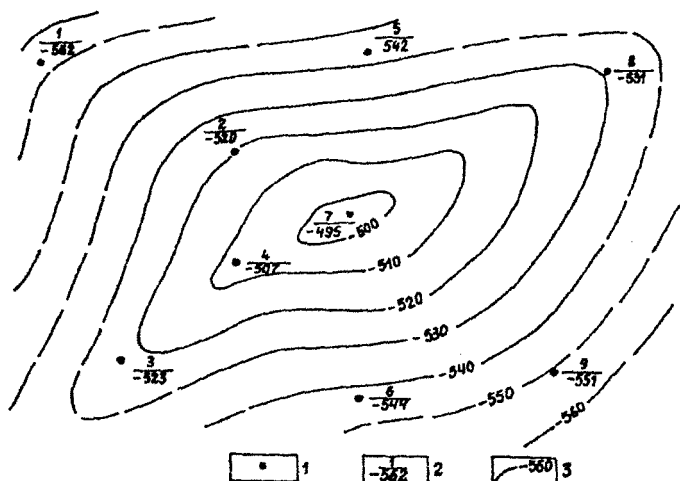


Рис. 16.4. Построение стратоизогипс

16.1.3. Построение структурных карт методом схождения

Метод схождения применяется в тех случаях, когда для построения структурной карты недостаточно данных по скважинам.

При поисково-разведочных работах верхние горизонты, как правило, изучены бурением гораздо лучше, чем нижние, глубоко залегающие пласты. Поэтому на практике при построении структурных карт более глубокозалегающего горизонта по единичным скважинам, используют, кроме этих данных, и структурную карту вышележащего горизонта. Этот метод получил название метода схождения. Применение этого метода возможно в том случае, если исследуемый

горизонт вскрыт ограниченным числом глубоких скважин (не менее чем 3—4), равномерно расположенных по площади, а по одному из горизонтов верхней части осадочного чехла имеется структурная карта, точность которой обоснована большим количеством фактического материала. Метод схождения применим в районах с простым тектоническим строением. Он особенно важен в районах с несоответствием структурных планов по различным граничным геологическим поверхностям. Метод схождения нельзя применять в районах развития рифовых массивов, а также в зонах выклинивания отдельных комплексов пород, при некомпенсированном осадконакоплении и перерывах в осадконакоплении и размывах. Этот метод находит обязательное применение на первых этапах поисково-разведочных работ.

Сущность метода заключается в изучении характера изменения вертикальных мощностей между двумя геологическими поверхностями — первой (опорной), по которой имеется подробная структурная карта, и второй (картируемой), по которой ее следует построить. Следовательно, предварительным этапом в построении структурной карты методом схождения является построение карты равных вертикальных мощностей (карты изохор). Точность построения структурной карты по нижней поверхности зависит от достоверности карты вертикальных мощностей. Однако, в любом случае, она позволяет судить о соответствии или смещении свода структуры, а также наметить места расположения новых поисковых и разведочных скважин на изучаемой площади.

Для построения структурной карты по более глубоко залегающей геологической поверхности *Б*, вскрытой малым количеством скважин, необходимо сначала построить структурную карту по верхней граничной поверхности *А*, которая в достаточной степени изучена бурением методом инвариант или методом треугольников, так как мощность менее подвержена изменениям, чем структурная поверхность.

В скважинах, вскрывших обе геологические поверхности, определяют вертикальные толщины комплекса пород, заключенного между поверхностями *А* и *Б*. Для этого в каждой из этих скважин из альтитуды верхней поверхности *А* нужно вычесть альтитуду нижней поверхности *Б*. Полученные значения мощностей отложений подписать у соответствующих скважин.

1. Разбить отрезки между скважинами на треугольники аналогично тому, как это делалось в предыдущей работе.

2. Провести интерполяцию между скважинами и соединить точки с одинаковыми значениями толщин плавными линиями, получая карту (изохор), отражающую закономерности изменения вертикальных расстояний между указанными поверхностями. Сечение изохор по возможности должно соответствовать сечению изогипс карты верхней поверхности (рис. 16.5).

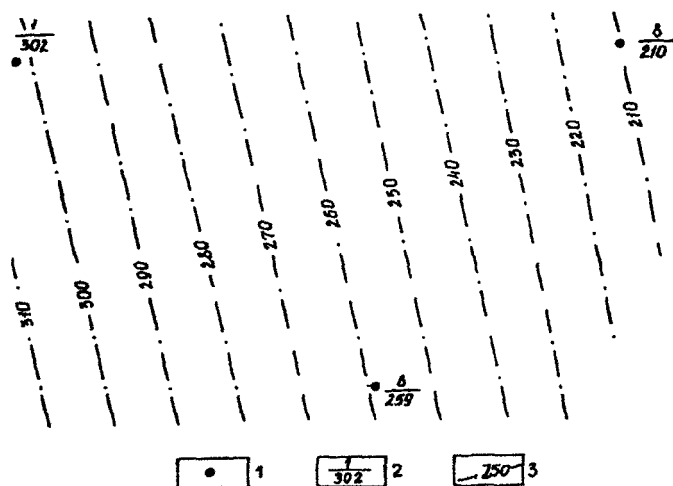


Рис. 16.5. Карта вертикальных мощностей (карта изохор): 1 — скважины; 2 — номера скважин и вертикальные мощности толщи, заключенной между поверхностями А и Б; 3 — изохоры — линии равных вертикальных мощностей

Если градиенты изменения толщин между скважинами значительны или, наоборот, слишком малы, можно изменить сечение изохор, но это несколько усложнит построение структурной карты по нижней граничной геологической поверхности.

3. Совместить структурную карту верхней граничной геологической поверхности А (рис. 16.4) с картой изохор. В точках пересечения изохор со стратоизогипсами поверхности А путем вычитания находят значения абсолютных отметок поверхности Б. В зависимости от положения граничных геологических поверхностей относительно нулевой поверхности (уровня моря) могут получиться положительные или отрицательные значения приведенных глубин поверхности Б (рис. 16.6).

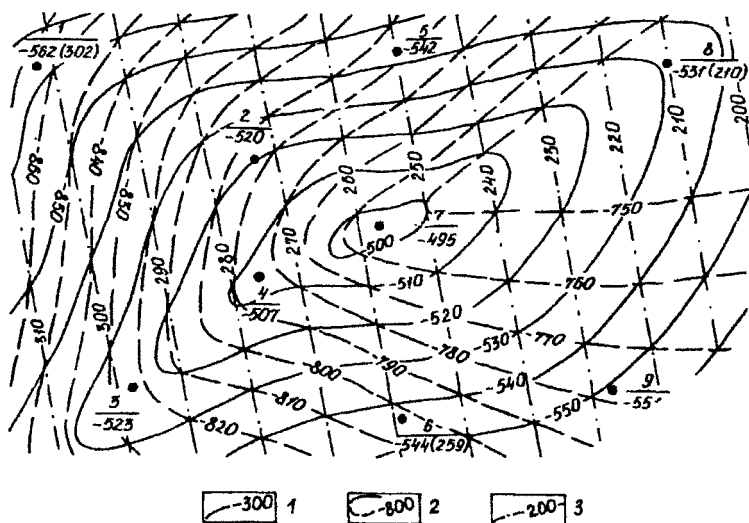


Рис. 16.6. Структурная карта, построенная методом схождения: 1 – стратоизогипсы поверхности *A*, 2 – изохоры, 3 – стратоизогипсы поверхности *B*

4. Соединить плавными линиями точки, имеющие одинаковые приведенные глубины поверхности *B*. В результате получится структурная карта по этой нижней поверхности. Описанное проведение изогипс для поверхности *B* возможно при условии одинакового сечения изолиний поверхности *A* и карты изохор. При их разном сечении после определения приведенных глубин залегания поверхности *B* в промежуточных точках необходимо провести между ними дополнительную интерполяцию, предварительно выбрав сечение стратоизогипс.

5. Подписать значения стратоизогипс.

16.1.4. Построение структурных карт методом профилей

Метод профилей, как правило, применяется в сложных в тектоническом отношении районах, и является основным при построении структурных карт, так как и буровые скважины, и сейсмические работы проводятся в основном по профильной системе. Этот метод особенно важен при изучении геологического строения нефтяных и

газовых месторождений, имеющих разрывные нарушения, так как дает возможность трассировать на плане дизъюнктивные дислокации. А это, в свою очередь, позволяет правильно прогнозировать размещение залежей. Профили скважин закладываются обычно по ряду поперечных (вкrest предполагаемого простирания структур), реже — продольных профилей. Иногда эти ряды соединяются связующим профилем, располагаемым перпендикулярно им. Для построения структурной карты методом профилей необходимо иметь по изучаемой площади минимум три геологических профильных разреза, которые составляются по данным пробуренных скважин в масштабе строящейся карты.

На разрезах исходя из целей и задач работы выделяется геологическая поверхность — кровля опорного (маркирующего) или продуктивного горизонта, по которой необходимо построить структурную карту (рис. 16.7). Если картируемая территория разбита разломом на два блока, то плоскость разрывного нарушения (за исключением случая его вертикального положения) дает на плане две проек-

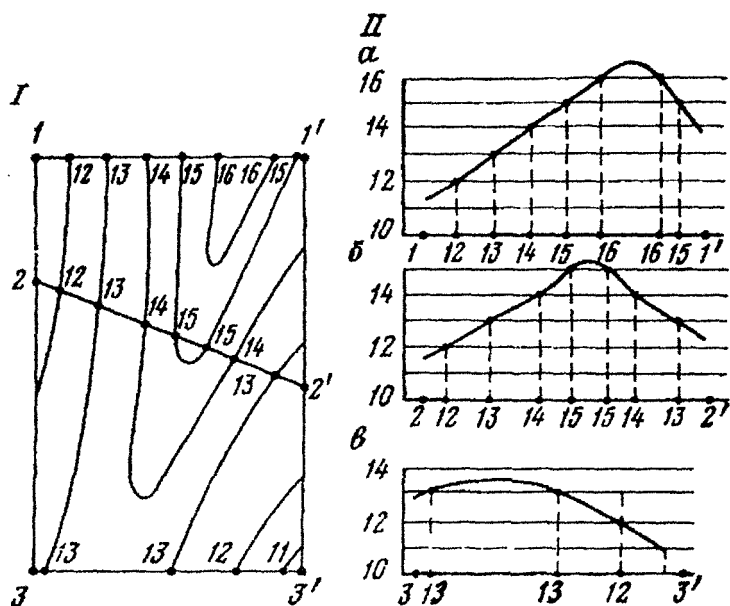


Рис. 16.7. Построение структурной карты I методом профилей. Профили II: а — 1 - 1', б — 2 - 2', в — 3 - 3' (по В.А. Букринскому)

ции следов пересечения с ним кровли пласта, которые являются границами блоков локального поднятия (складки): одна – верхнего, а другая – относительно опущенного. Разрыв сплошности геологической поверхности на структурной карте отображается разрывом изогипс. Порядок построения структурной карты методом профилей следующий.

На планшете (или плане местности), где обозначены точки расположения пробуренных скважин, показать линии расположения профилей.

На каждую из линий профилей перенести абсолютные отметки маркирующего горизонта. Для этого отложить от края разреза расстояния, соответствующие точкам пересечения маркирующего горизонта последовательно со всеми пересекаемыми им горизонталями. Построить линии изогипс выбранной геологической поверхности.

16.2. Построение карт методом количественного фона

При составлении карт методом количественного фона сначала составляется карта в изолиниях. Затем промежутки между изолиниями закрашиваются в принятые для этих интервалов значений цвета или заполняются соответствующим крапом. При этом следует учитывать физиологические особенности восприятия изображений.

Число одноцветных градаций (оттенков) на карте не должно превышать семи. Если необходимо показать большее количество градаций, можно сделать двухцветную шкалу. В ней оптимально все более яркими оттенками теплого цвета (красного, коричневого) показать интервалы возрастающих положительных значений или значений, больших среднего. Все более яркими оттенками холодного цвета (голубого, лилового, зеленого) показать интервалы возрастающих отрицательных значений или значений, меньших среднего. Если есть необходимость пользоваться многочисленными цветами, их желательно расположить в последовательности расположения спектральных цветов – от фиолетового до красного и коричневого.

При выборе оттенков цветов часто более интенсивно закрашивают участки с большими значениями признака, как на хорошо знакомых всем географических картах показываются высоты и глубины рельефа. Однако, например, на тектонических картах при изображении мощностей осадочного чехла на платформах, оттенки цвета обратные – чем глубже залегает фундамент, тем бледнее оттенок. Мы как бы хуже видим глубины.

Если карта черно-белая, то используют крап или штриховку. При этом исходят из того же принципа — чем больше значение картируемого признака, тем интенсивнее должны быть крап или штриховка. Отрицательным значениям соответствует горизонтальная штриховка, положительным — вертикальная. К этому правилу также не следует подходить догматически. В тех случаях, когда карта дополняется точечными и линейными знаками, целесообразно более интенсивным крапом заполнить участки, на которых меньше дополнительных знаков.

16.3. Построение карт методом качественного фона

При составлении карт методом качественного фона сначала на карту наносятся точки (области), в которых известен картируемый признак. Затем промежутки между одинаковыми признаками закрашиваются в принятые для данного признака цвета или заполняются соответствующим крапом. Граница между областями с различными признаками проводится на середине расстояния между ними или ищутся дополнительные косвенные признаки картируемых границ, или проводятся дополнительные исследования по поиску картируемой границы. Если картируются выходящие на дневную поверхность породные тела, большую помощь при составлении карты оказывают материалы аэрокосмических съемок (МАКС).

Особенности восприятия изображений учитывают так же, как и ранее, однако при использовании метода качественного фона соседние площади должны быть возможно более контрастными. Число одноцветных градаций (оттенков) на карте не должно превышать семи, иначе их чрезвычайно трудно различать между собой.

В тех случаях, когда необходимо картировать пересечение топографических поверхностей (например, пересечение наклонно залегающих слоев и рельефа), работу начинают с построения молодых (верхних) геологических границ.

16.4. Построение карт по геологическим описаниям

При горизонтальном залегании слоев поверхности их напластования практически совпадают с горизонтальными плоскостями, поэтому очертания геологических границ повторяют горизонтали рельефа, параллельны или совпадают с ними. Задача изображения

геологических границ, следовательно, сводится к проведению геологической границы, найденной хотя бы в одной точке по склонам по одной и той же высоте. Если на территории имеется несколько возвышенностей, склоны которых включают высоту найденной границы, она пройдет по всем склонам. Понятие «горизонтальное залегание» условно, так как идеально горизонтальные поверхности на слоения в земной коре не встречаются.

Карта наклонно залегающих пластов строится по данным опорных полевых наблюдений с помощью «заложения».

Опорные наблюдения, как правило, делаются на контактах горных пород различного геологического возраста. В точках наблюдений геологами описаны эти контакты, выделены слои (проведена стратификация пород), охарактеризованы их строение и состав, проведены замеры элементов залегания.

Последовательность работы при этом следующая.

1. Выделить структурные ярусы – комплексы согласно залегающих толщ, разделенных несогласиями.

2. Определить заложение для толщ верхнего структурного яруса. По данным заложения построить геологические границы.

3. Построить геологические границы нижнего структурного яруса. Для этого необходимо определить заложение для его толщ и по полученной его величине построить геологические границы до пересечения их с несогласием верхнего.

Карта складчатых толщ также строится по данным опорных полевых наблюдений с помощью «заложения» в опорных точках. Построение ведется от молодых геологических образований к древним, в порядке, обратном их формированию. При этом территорию следует разбить на элементарные площадки, на которых залегание можно считать однородным, построить вышеуказанным способом геологические границы на элементарных площадках, а затем сгладить получившиеся углы плавными линиями с учетом имеющихся элементов залегания в отдельных точках.

Если территория разбита разломами, сначала выделяются блоки, на которые она разбита, затем геологическая карта строится отдельно по каждому блоку.

4. Расставить индексы и раскрасить стратиграфические подразделения в принятые для них цвета, а также сделать соответствующую штриховку (на геологических картах масштабов крупнее 1:100 000 условными знаками показывается не только стратиграфическая принадлежность, но и литологический состав слагающих их подразделений).

16.5. Построение картограмм, картодиаграмм и локализованных диаграмм

С помощью *картограмм* изображают изменение по площади какого-либо одного признака, так же, как и при использовании карт в изолиниях. Картограммы применяют в тех случаях, когда признак меняется резко или прерывисто. Последовательность работы при этом следующая:

1. Выделить на карте элементарные ячейки. Как правило, элементарные ячейки делаются одинаковыми и имеют правильную геометрическую форму (квадраты, треугольники, шестиугольники), но, если это по каким-либо причинам невозможно (например, если распределение исходных данных очень неравномерно по площади и в одних квадратах их получается намного больше, чем в других), они могут быть различными. Если элементарные ячейки очень велики, в них попадает большое число исходных данных и карта получается достоверной, но очень огрубленной. В случае малого размера элементарных ячеек карта будет детальной, но вариации значений в каждой элементарной ячейке могут оказаться случайными. Существуют специальные статистические методы для выбора размера элементарных ячеек, но практически необходимо выбрать такую сеть, чтобы число наблюдений было бы не меньше, чем число элементарных ячеек. Территорию карты с нанесенными данными разбивают на выбранные элементарные ячейки.

2. Создать шкалу и выбрать интервалы картограммы. Шкалы картограмм бывают равномерные и неравномерные. Для правильного выбора шкалы следует построить частотный график или гистограмму значений признака. Для этого по оси абсцисс отложить значения признака, замеренные для каждой элементарной ячейки, а по оси ординат — сколько раз это значение встретилось. Если точки на графике распределились равномерно — шкалу следует сделать равномерной. Если на графике образовалось несколько максимумов — необходимо поделить ось абсцисс (будущую шкалу) так, чтобы значения разных максимумов попали в разные части шкалы, кроме того, в отдельные части должно попасть примерно одинаковое количество (7–10) точек.

3. Выбрать условные знаки для выделенных интервалов, используя те же принципы, которые описаны для метода количественного фона — для большего значения признаков выбирается более интенсивная раскраска или штриховка.

4. Составить картограмму. После проделанной подготовительной работы составление картограммы сводится к закраске отдельных элементарных ячеек в присвоенные им цвета или штриховке.

Картодиаграммы представляют собой диаграммы, изображающие какой-либо признак недр, расположенные в тех точках карты, к которому относится данная диаграмма. Таковы, например, диаграммы химического состава вод по Сулину на гидрогеологических картах.

Локализованные диаграммы – это диаграммы, изображающие какой-либо признак недр характерный для определенной области (например, элементарной ячейки), расположенные в центральной части элементарной ячейки. Таковы, например, розы-диаграммы трещиноватости, построенные по результатам дешифрирования МАКС.

Картодиаграммы часто не отличают от локализованных диаграмм.

16.6. Составление государственных геологических карт (геолого-съёмочные работы)

16.6.1. Этапы и стадии геолого-съёмочных работ

Государственная геологическая карта составляется в процессе Государственной геологической съёмки – главного источника наших знаний о недрах. Геолого-съёмочные работы производятся в следующей последовательности:

1. Опережающие работы
2. Проектирование
3. Организация и подготовительные работы
4. Полевые работы
5. Ликвидационные работы
6. Составление полевого отчета и приемка полевых материалов
7. Камеральная обработка материалов и составление промежуточного отчета
8. Составление окончательного отчета и составление оригинал-макета карты для издания и объяснительной записки к нему.

3, 4, 5, 6 пункты могут повторяться в зависимости от запланированного числа сезонов работы.

Работа обычно выполняется геолого-съёмочной партией, состоящей из нескольких геолого-съёмочных и поискового отрядов. В со-

став партии обычно входят: начальник, несколько геологов, несколько техников (коллекторов), несколько рабочих. В партии, ведущие радиометрические наблюдения, включаются техники-геофизики. Партия может иметь и другие отряды – геоморфологический, гидрогеологический, стратиграфический...

Геологические партии, выполняющие работы на близких площадях, объединяются в экспедиции, при которых организуются химические, петрографические, шлиховые, спектральные и другие лаборатории; стратиграфические, петрографические, геофизические, гидрогеологические и другие тематические партии; ремонтно-механические мастерские и материально-транспортные базы.

Опережающие работы заключаются в подготовке материалов, необходимых для проведения геолого-съемочных работ. Это создание необходимых топографических карт, проведение аэрофотсъемочных работ, геофизических и геохимических, если это необходимо, съемок.

Проектирование работ основывается на знакомстве с литературными и картографическими материалами предшествующих работ по району. В проекте обосновывается выбор масштаба и площади, отражаются условия проведения геолого-съемочных работ, сложность геологического строения региона, его обнаженность, проходимость, дешифрируемость аэрофотоматериалов. На основании сложившегося у составителя проекта представления о геологическом строении района и вероятности развития тех или иных видов полезных ископаемых определяются конкретные задачи, требующие разрешения, и определяется комплекс и объемы необходимых работ, а также методика их проведения; проектируется организация работ. Предусматриваются геофизические, гидрогеологические, горные и буровые работы. В общем случае любой проект включает в себя следующие пункты:

1. Задачи исследований.
2. Виды работ.
3. Объемы, очередность и методики проведения работ.
4. Ожидаемые результаты.
5. Предполагаемые затраты.

Подготовительный период содержит научную и организационно-хозяйственную подготовку к работам. Научная подготовка включает критическое изучение результатов предыдущих исследований по району, знакомство с минералогической, петрографической, палеонтологической коллекциями, получение и геологическое дешиф-

рирование материалов аэрофотосъемок. В результате намечаются предполагаемые полевые маршруты, места базы и стоянок. Составляются предварительная геологическая карта района работ с нанесенными на ней известными выходами полезных ископаемых, схема геоморфологии, сводная схематическая стратиграфическая колонка. Таким образом, полевая работа заключается в проверке, исправлении, уточнении и дополнении той гипотетической модели геологического строения района, которая создается еще до начала картирования.

Организационно-хозяйственные мероприятия подготовительно-го периода заключаются в подборе работников, получении снаряжения, оборудования, продовольствия; проверке и юстировке приборов, транспортировке к месту работы, организации базы работ.

Полевые работы рекомендуется начинать с рекогносцировки. При рекогносцировочных работах необходимо создать условия для обзорного знакомства с местностью. Для этой цели наиболее удобны аэровизуальные наблюдения, позволяющие быстро получить представление о поверхности, обнаженности, геологических и поисковых объектах. Аэровизуальные наблюдения могут сопровождаться посадками на землю для осмотра интересующих геолога объектов. Такие работы называются аэродесантными.

Непосредственное знакомство с веществом картируемой территории начинается с детального изучения разреза пород, слагающих картируемую площадь. Изучение разреза занимает 15–25% времени от общей продолжительности полевого периода. Разрезы изучают для выяснения стратиграфической последовательности отложений, их толщины; изучения палеонтологически обоснованного возраста отложений, изучения вещественного состава отложений, выделения перерывов в осадконакоплении, угловых несогласий, уяснения положения в разрезе интрузивных образований, полезных ископаемых; выделения свит и опорных горизонтов. В результате составляется предварительная стратиграфическая колонка района. Опорным горизонтом может быть пласт, заметно отличающийся от вмещающих пород каким-либо признаком — цветом, составом, текстурой или другими признаками и распространенный (прослеживающийся) по всей или большей части района съемки. Желательно, чтобы опорный горизонт был фотогеничным.

Затем проводится площадное геологическое картирование. Делается это или методом наращивания площади или методом сгущения, что зависит от конкретных условий. Опорные горизонты должны

быть нанесены на полевую, а затем на окончательную геологическую карту. Планирование маршрутов геологической съемки ведется, в основном, методом пересечений; для особо важных границ применяется прослеживание по простиранию.

Стратиграфическое расчленение толщ производится как можно более детально. Отдельные слои показываются, если на карте или разрезе ширина их выхода занимает полосу шириной не менее 1 мм. В противном случае они объединяются с другими подразделениями, или показываются вне масштаба. Опорные горизонты показываются вне масштаба.

В районах со слабым развитием четвертичных отложений они показываются на карте в долинах рек, имеющих ширину более 2 мм на карте, в конусах выносов, занимающих площадь более $0,5 \text{ см}^2$ в масштабе карты.

Стратиграфическое расчленение осадочных пород палеонтологически обосновывается. При отсутствии руководящей фауны стратиграфическое положение свиты определяется местом ее в разрезе и сопоставлением с палеонтологически охарактеризованными свитами в смежных районах. В маршрутах геологические наблюдения производятся непрерывно.

Положение *геологических границ* должно быть определено с точностью, не меньше чем 4 мм в масштабе карты. То есть границы считаются обоснованными, если они наблюдаются непосредственно в обнажениях, отмеченных на карте, или находятся между двумя точками наблюдения, удаленными друг от друга на результирующей карте не более чем на 4 мм, или уверенно отдешифрированы на аэрофотоснимках. При этом необходимо, чтобы границы были бы обоснованы и по простиранию маршрутами, отстоящими друг от друга не более чем на 1,5–2,5 см в масштабе карты при выдержанном направлении границ или на 0,5–1,0 см в масштабе карты при неправильной форме границ. При хорошей дешифрируемости допускается разрядка маршрутов не более чем до 5 см в масштабе карты при простом геологическом строении и до 2,5–3,5 см при геологическом строении средней сложности. Геологические маршруты планируются в зависимости от геологической ситуации. Применение геометрически правильной и равномерной сети в общем случае методически неверно. Маршруты должны сгущаться на опорных участках, участках особо сложного строения и перспективных в отношении полезных ископаемых. Опорные, эталонные, ключевые

участки размещают так, чтобы охарактеризовать все разнообразие геологических обстановок картируемой территории с учетом ландшафтной зональности. Все маршруты выполняются с использованием материалов аэрофотосъемки, на которые заранее наносятся все необходимые ориентиры (опознаки) и предварительные геологические данные.

Различные геологические образования изучаются в процессе геологической съемки независимо от их размеров, но на геологической карте показываются лишь те из них, которые имеют размеры в поперечнике не менее 2 мм в масштабе карты, если они изометрические; и шириной менее 1 мм, если они линейно вытянуты. Большое число мелких контуров, расположенных поблизости друг от друга, изображается на карте обобщенным контуром. Если малые геологические образования существенны для геологической характеристики района, их показывают вне масштаба в увеличенном виде (до 2 мм в масштабе карты).

Полевые карты составляются непосредственно в маршруте с непрерывным наращиванием заснятой площади. По возвращении из маршрута все заснятые в течение дня знаки обводятся несмываемой тушью. В *полевые дневники* в маршруте наносятся все полевые наблюдения, измерения, описания разрезов, зарисовки и сводки наблюдений. *Описание обнажений* производится непосредственно на месте наблюдения. *Описание разрезов* может проводиться как сверху вниз, так и снизу вверх, но с обязательным указанием порядка описания. В конце дня в дневнике должна быть сделана сводка всех наблюдений за день с изложением главных выводов. Наблюдения всегда должны четко отличаться в записях от выводов и предположений.

Ежедневную *камеральную* обработку материалов проводят для систематизации и предварительного обобщения наблюдений. Ее делают ежедневно в вечерние часы, в ненастные дни и по мере необходимости. Отношение числа полевых и камеральных дней 3–5:1 в простых районах и 2:1 – в сложных районах. Окончательная камеральная обработка материалов заключается в изучении всего собранного коллекционного материала, выполнении анализов и изучении их результатов, коррекции и дополнении новыми данными полевых дневников, уточнении и редактировании полевой карты, составлении сводной геологической колонки, геологических разрезов, отчета, который утверждается и передается в фонды.

16.6.2. Итоговые документы геологической съемки

В процессе геологической съемки создаются следующие документы.

Геологическая карта, исправленная и уточненная на основе дополнительных камеральных работ. На геологическую карту с полевой не переносятся пометки рабочего характера — точки наблюдения, вспомогательные геологические подразделения. Карта должна быть увязана со всеми соседними картами. На геологической карте показываются геологические границы, тектонические нарушения, элементы залегания пород в количестве, достаточном для понимания геологической структуры, линии геологических разрезов, разведочные и опорные скважины, стратоизогипсы опорных горизонтов, некоторые другие данные, предусмотренные инструкцией.

Справа за рамкой карты вычерчиваются — условные знаки с индексами и кратким пояснительным текстом. Генезис и главные типы пород показываются в индексе одной-двумя строчными буквами слева от индекса системы (м — морские, l — лагунные, с — континентальные, мс — смешанные морские и континентальные, г — рифовые, f — флишевые, t — туфогенные, h — угленосные).

Слева от карты масштабов 1:200 000 и крупнее помещается стратиграфическая колонка. Если разрез сильно изменчив, составляют две или более колонок. Интрузивные породы в колонке показывать можно, но не обязательно. Геологические разрезы проводятся через всю площадь листа вкrest основного простираения пород и должны захватывать наиболее типичные и тектонически сложные участки геологической карты. Допускается составление разрезов по ломаным линиям, но с наименьшим количеством точек излома. В случае малой толщины допускается объединение на разрезе двух или более стратиграфических подразделений с обязательным включением в легенду дополнительных обозначений.

Разрезы вычерчиваются под нижней (южной) рамкой карты. На каждом разрезе показываются линия уровня моря, на обоих концах разреза — шкалы вертикального масштаба. На концах разреза и в точках их излома ставятся буквенные обозначения — большие буквы русского алфавита. Географические ориентиры, через которые проходит линия разреза, указываются сносками и сопровождаются надписями названий ориентиров.

Геологический отчет — это сводка и обобщение всех полевых и камеральных наблюдений. Отчет состоит из следующих глав:

1. Введение, в котором указывается географическое и административное положение района, обоснование постановки геологических работ, геологическое задание, структура партии, объем работ, площадь съемки, номенклатура листов, характеристика использованной топоосновы и фотоматериалов, фотогеничность различных частей района, участие различных авторов в полевой работе и обработке материала.

2. Географическое описание района характеризует рельеф, степень его пересеченности, абсолютные и относительные отметки долин и водоразделов, особенности речной сети, обнаженность, климат, растительность, население, экономические особенности, состояние горной промышленности, пути сообщения. Глава иллюстрируется гипсометрической схемой, фотографиями, аэрофотоснимками типичных форм рельефа.

3. Геологическая изученность района включает хронологический обзор результатов всех видов работ, проводившихся в районе. При этом отмечается все принципиально новое, что вносилось каждой работой. Иллюстрируется картой геологической изученности.

4. Стратиграфия представляет собой систематизированное описание всех развитых в районе стратифицированных образований, начиная с древнейших и кончая четвертичными. Описываются литология, главнейшие представители флоры и фауны с указанием мест их нахождения и фамилиями лиц, их определивших, обоснование толщины, возраста, фациальных различий, перерывов и угловых несогласий. В главе приводится описание разрезов, послуживших основанием для главных выводов.

5. Петрология посвящена характеристике магматических и метаморфических пород. Указываются – возраст, форма залегания, контакты, краевые и жильные фации, взаимоотношения с вмещающими породами, связь вулканических явлений с тектоническими процессами. Группы и разновидности пород описываются в генетическом и возрастном порядке: состав, структура, текстура, минералогическая характеристика, возрастные взаимоотношения пород, характеристика процессов гидротермального и контактового метаморфизма. Для осадочных пород приводится сводка результатов микроскопических исследований, механических, минералогических, химических анализов.

6. Тектоника. Рассматриваются – общее строение района с выделением тектонических зон и описанием форм тектонических нарушений – складок, разрывов, кливажа и др.; последовательность

тектонических процессов и их характер, направления перемещения масс, связь с вулканизмом. Глава сопровождается разрезами, зарисовками, схемами.

7. Геоморфология. Приводится систематическое описание всех типов и характерных форм рельефа, данные об их распространении, характер экзогенных процессов состава пород и тектоники района. Обосновывается генезис рельефа, указывается и обосновывается его возраст, последовательность и основные этапы формирования. Если современные физико-географические процессы создают резкие особенности ландшафта, они также указываются. Это могут быть деятельность моря, оползание, заболачивание. Приводятся данные о новейших тектонических движениях, их пространственной связи с древними тектоническими структурами. Глава иллюстрируется профилями, зарисовками, фотографиями, геоморфологической картой.

8. Полезные ископаемые. Основу главы составляет описание закономерностей распределения полезных ископаемых на территории по группам. Характеризуются все ранее известные и вновь обнаруженные полезные ископаемые. Описывается связь полезных ископаемых с определенными литологическими комплексами, стратиграфическими подразделениями и структурными формами, магматическими и контактово-метаморфическими процессами; связь россыпей с рельефом и рыхлыми отложениями; выделяются ореолы рассеяния минералов, минеральные ассоциации.

Дается оценка общих перспектив района и определяется направление дальнейших поисковых и разведочных работ; указываются наиболее благоприятные площади для последующих более детальных работ. Глава иллюстрируется зарисовками.

9. Подземные воды. В главе характеризуется водоносность различных комплексов пород, указываются типичные водопункты с их характеристиками (химизм, дебит, изменение режима); описываются минеральные и термальные источники.

10. Заключение. Освещается общий итог работы, ее значение в отношении полезных ископаемых, намечаются очередные задачи геологического изучения района.

Обязательные *графические приложения* к отчету:

1. Геологическая карта с геологическими разрезами.
2. Сводная стратиграфическая колонка или колонки.
3. Карта полезных ископаемых и шлихового опробования.
4. Геоморфологическая карта.
5. Карта фактического материала.

6. Карта водопунктов (в безводных районах).
7. Карта изученности (в тексте отчета).
8. Альбом отдешифрированных аэрофотоснимков.
9. Карта (или графики) результатов геофизических исследований.

Если это предусмотрено геологическим заданием, то составляются дополнительные карты.

После завершения всех работ по площади картирования составляется *объяснительная записка к геологической карте*, структура которой отличается от структуры отчета. Она содержит:

1. Введение, где указываются — республика, край, область, географические координаты, географическая характеристика, сведения о геологической изученности с перечнем и оценкой качества главных использованных материалов; сведения о проведении специальных работ.

2. Стратиграфия содержит сначала краткую характеристику сводного разреза всего района, затем — подробное фациально-литологическое и палеонтологическое описание каждой выделенной стратиграфической единицы от более древних к молодым. Указывается их толщина, соотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями, фациальные изменения по простиранию.

3. Интрузивные образования. Описываются петрография и возраст интрузивных пород. Указываются формы тел, их контакты, процессы метаморфизма, последовательность эффузивных и интрузивных процессов; роль вулканизма, метаморфизма, метосоматоза и гидротермальных процессов в образовании рудных месторождений.

4. Тектоника. Характеризуются основные черты строения территории, области поднятий и опусканий, главные структурные формы, их морфология, возраст, направления перемещений, фазы складчатости, характер колебательных движений.

5. Геоморфология. Содержит описание истории последних (рельефообразующих) геологических периодов, закономерности размещения полезных ископаемых, связанных с рыхлыми отложениями.

6. История геологического развития района содержит последовательное описание условий осадконакопления, эпох складчатости с указанием ориентировки главных осей напряжений, эпох магматизма.

7. Полезные ископаемые — раздел представляет собой объяснительную записку к карте полезных ископаемых, в которую входят: общий обзор всех видов полезных ископаемых, геологическая характеристика главных месторождений, типичных для данной

территории; перспективы и рекомендации по направлению дальнейших поисково-разведочных работ, характеристика водоносности.

16.7. Алгоритм составления геологической карты

Как мы видим, геологические карты весьма разнообразны по характеру, содержанию, масштабу и множеству других параметров, поэтому невозможно детально расписать универсальную методику их составления. Тем не менее, алгоритм создания любой карты можно свести к следующему.

1. Формулируется назначение карты. Для этого необходимо ответить на следующие вопросы: Зачем нужна данная карта? Кто будет ею пользоваться? Что важнее – точность, обилие данных или наглядность? Будет ли карта тиражироваться? Будет ли она цветной?

2. Выбирается математическая основа карты – масштаб и проекция. Подготавливается такая географическая (топографическая) основа, на которой легко было бы привязать будущие элементы специального содержания, но так, чтобы они не загромождали будущую карту.

3. Подготавливаются источники – фактический материал будущей карты. Картографические материалы приводятся к одному масштабу и проекции, в графическую форму переводятся текстовые материалы, дешифрируются МАКС.

4. Проектируется легенда и специальное содержание будущей карты. Для этого:

– Составляется список подлежащих изображению объектов, которые классифицируются, и продумываются способы их изображения.

– Составляется черновой макет карты, уточняется сочетаемость различных знаков, читаемость геологических объектов. Корректируется легенда.

– Картируемые объекты наносятся на карту, которая оформляется. При оформлении легенды необходимо следить за логичностью ее построения – начинается легенда с главных элементов специального содержания, затем помещаются дополнительные знаки и кончается она знаками географической основы.

– При необходимости проектируются элементы дополнительных данных – разрезы, карты-врезки, стратиграфические колонки,

схемы использованных материалов, авторские макеты, необходимые текстовые материалы.

— Карта оформляется — на ней надписывается заголовок, указывается авторство, год и место создания карты.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. По каким данным строятся структурные карты?
 2. В каких случаях применяется метод инвариант для построения структурных карт?
 3. В каких случаях применяется метод треугольников для построения структурных карт?
 4. В каких случаях применяется метод схождения для построения структурных карт?
 5. В каких случаях применяется метод профилей для построения структурных карт?
 6. В чем заключается метод количественного фона для построения геологических карт?
 7. В чем заключается метод качественного фона для построения геологических карт?
 8. В каких случаях строят картограммы, картодиаграммы и локализованные диаграммы?
 9. Каковы организационные принципы проведения государственной геологической съемки?
 10. Какова технология проведения государственной геологической съемки?
 11. Каковы основные итоговые графические документы геологической съемки?
 12. Какие главы входят в отчет и каково их содержание?
 13. Чем отличается отчет о геологосъемочных работах от объяснительной записки к геологической карте?
 14. Каков алгоритм составления произвольной карты геологического содержания?
-

ГЛАВА 17. ПОСТРОЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

Кроме геологических карт, в структурной геологии широко применяются *геологические разрезы*. Как уже говорилось в главе 15, разрезы бывают трех видов, и строятся они на основе различных исходных данных и по различным методикам.

1. Разрезы, представляющие собой графические зарисовки в сравнительно крупном масштабе соотношений геологических тел, наблюдаемых при полевых исследованиях или в скважинах. Обычно они называются *разрезами обнажений и опорными разрезами, разрезами скважин*. Методика их составления изучается на геологической практике.

2. Разрезы, строящиеся по данным бурения скважин. Такие разрезы обычны при нефтегазогеологических работах. Нередко при их построении используются также данные сейсмопрофилирования. Эти разрезы представляют собой интерполяции между разрезами скважин.

3. Разрезы, строящиеся по геологической карте, нередко с привлечением данных бурения и геофизических данных.

17.1. Построение геологических разрезов по данным бурения

Обычно по данным бурения разрезы строятся на разведочно-эксплуатационном этапе геолого-разведочных работ, когда в пределах площади пробурено достаточное количество скважин. Направление разрезов определяется геологическими задачами. Наиболее выразительными являются разрезы, построенные вкрест простирания структурной формы. Кроме того, линии геологического разреза выбираются так, чтобы на них попало максимальное количество про-

буренных скважин. Вообще, разрезы строят по прямым линиям, если же скважины не стоят на одной прямой линии, возможно построение геологических разрезов по ломаным линиям или же скважины «сносят» на линию разреза. При «сношении», проецировании скважины на линию разреза следует вносить поправку на изменение абсолютной отметки устья скважины.

Методика построения несколько отличается при построении разреза территории горизонтального (простого) и сложного геологического строения, в том числе с разрывами.

Последовательность построения геологического разреза следующая.

1. Подготовительные работы – анализ исходного материала, выбор скважин и масштаба построений. В геологии, особенно нефтегазовой, сведения, доставляемые бурением, очень дороги и ценны. При проектировании линии геологического разреза обычно стремятся использовать все возможные скважины и провести разрез через их максимальное количество. Поэтому разрез нередко представляет собой ломаную линию. Как правило, строится несколько разрезов. На изометричных структурах – в виде креста, на линейных – в виде нескольких коротких разрезов вкрест простирания структуры и одного пересекающего их разреза по простиранию, увязывающего отдельные профили в единое целое.

При выборе масштаба следует руководствоваться принципами наглядности и точности. Если разрез строится для справочно-информационных целей, он может быть большего размера (более крупного масштаба). Горизонтальный масштаб обычно бывает задан масштабом работ. Разрез должен поместиться на листе бумаги и быть легко обозримым – не более 1,0–1,5 м. Удобно привязываться к размеру стандартного листа чертежной бумаги. Далее значение линейного размера бумаги делят на максимальный размер разреза на местности, округляют полученную дробь и приводят ее к виду $1 : n\ 000 \dots$. Полученная величина будет искомым горизонтальным масштабом.

Вертикальный масштаб выбирается исходя из различных, часто противоречивых требований. При равенстве вертикального масштаба горизонтальному (то есть масштабу карты, по которой строится разрез) часто не удается отразить на чертеже важные детали геологического строения – маломощные пласты, малоамплитудные перегибы слоев и т.д. Отсутствие на чертеже этих, имеющих большое практическое значение деталей, лишает геологический разрез необходи-

мой наглядности, познавательной и практической ценности. В таких случаях необходимо строить геологические разрезы с преувеличением вертикального масштаба над горизонтальным.

Инструкции предписывают вертикальные масштабы геологических разрезов выбирать так, чтобы толщины отображаемых на разрезе стратиграфических комплексов на чертеже были не менее 1 мм.

В табл. 17.1. приведены минимальные вертикальные толщины, которые могут быть показаны в различных масштабах. Поэтому часто возникает необходимость преувеличения вертикального масштаба над горизонтальным.

Таблица 17.1

Минимальные вертикальные толщины, которые могут быть показаны на геологических разрезах

Вертикальный масштаб	Минимальная толщина слоя, м
1:500 000	500
1:200 000	200
1:100 000	100
1: 50 000	50
1: 25 000	25
1: 10 000	10
1: 5 000	5
1: 1 000	1

При преувеличении вертикального масштаба над горизонтальным возникают искажения углов наклона и толщин (мощностей) слоёв. При небольших углах и преувеличениях вертикального масштаба искажения зрительно не очень заметны, а при больших искажениях возрастают (рис. 17.1). Геологическое строение, показанное на разрезе, становится при этом совершенно не похожим на реальность. Поэтому приняты предельно допустимые превышения вертикального масштаба над горизонтальным. Они зависят от максимальных истинных углов падения, наблюдаемых по линии строящегося геологического разреза. Максимально допустимые преувеличения вертикального масштаба над горизонтальным в зависимости от наклонов пласта приведены в табл. 17.2. Практически, при выборе вертикального масштаба применяется комплексный подход, учитывающий масштаб геологической карты, общую толщину разреза, толщину отдельных стратиграфических комплексов, углы наклона слоёв, эрозионную расчлененность территории. Некоторые мало-

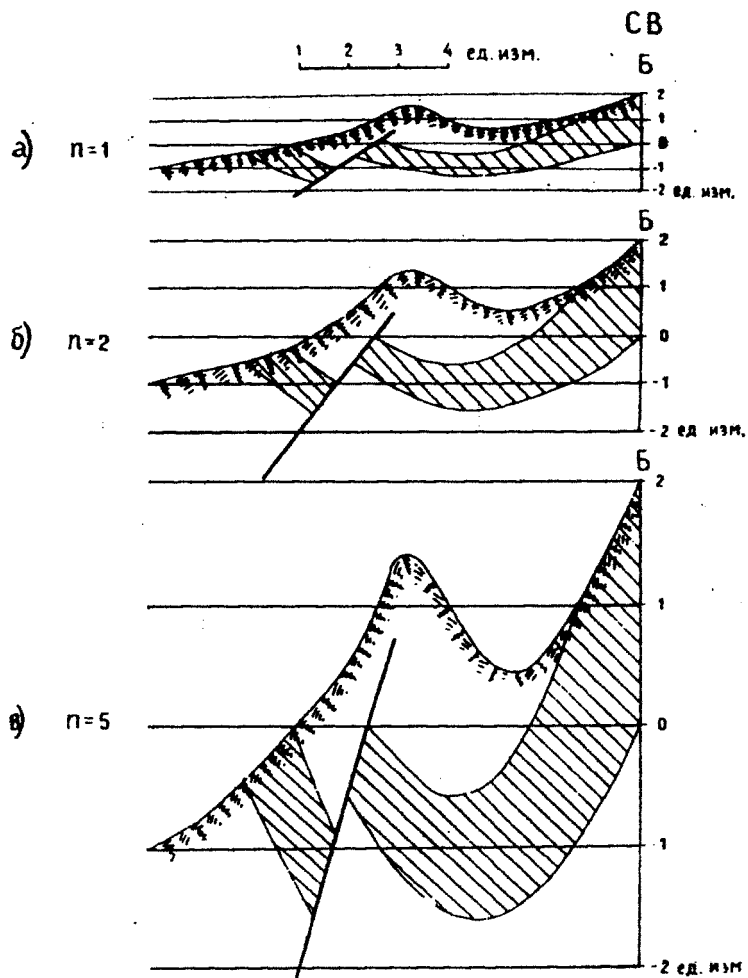


Рис. 17.1. Искажения очертаний формы топографических и геологических объектов на геологических разрезах, построенных с преувеличением вертикального масштаба над горизонтальным (по Ю.А. Сударикову)

Таблица 17.2

Максимально допустимые искажения (N) вертикального масштаба

Углы падения по линии разреза	до 10°	10°-20°	20°-30°	30°-1°30'	1°30' - 3°	3°-6°	6°-15°	15°-20°	20°-25°	>25°
Максимально допустимые искажения (N)	200 и более	100-200	50-100	25-50	10-25	5-10	2.5-5	2-2.5	1-2	1

мощные, но важные для понимания геологического строения территории слои допускается на геологическом разрезе показывать вне масштаба (толщиной 2 мм). В других случаях объединяют согласно лежащие слои в единую толщу.

Таким образом, для выбора вертикального масштаба следует определить размер тех минимальных слоёв, которые обязательно должны быть показаны на разрезе. Нефтяникам обычно приходится иметь дело с пологозалегающими слоями небольшой мощности, и они преувеличивают вертикальный масштаб в десятки и более раз. При этом наклоны в доли градуса превращаются в крутозалегающие структуры. Чтобы избежать этого, при построении разрезов рекомендуется исказить вертикальный масштаб в минимальной степени — лишь бы только показать картируемые слои.

Нередко неинформативную часть разреза большой мощности просто исключают из чертежа, показывая это двойной волнистой линией (рис. 17.2).

2. Далее работа идет в следующей последовательности.

а) Проводят серию вертикальных линий, соответствующих стволам выбранных скважин. Расстояния между линиями соответствует расстоянию между скважинами в выбранном масштабе. Слева на чертеже должны располагаться скважины, на местности расположенные западнее, справа — восточнее. Если же разрез строго меридионален, то северные скважины располагаются справа (рис. 17.3).

б) Справа и слева от крайних скважин вычерчивают вертикаль-

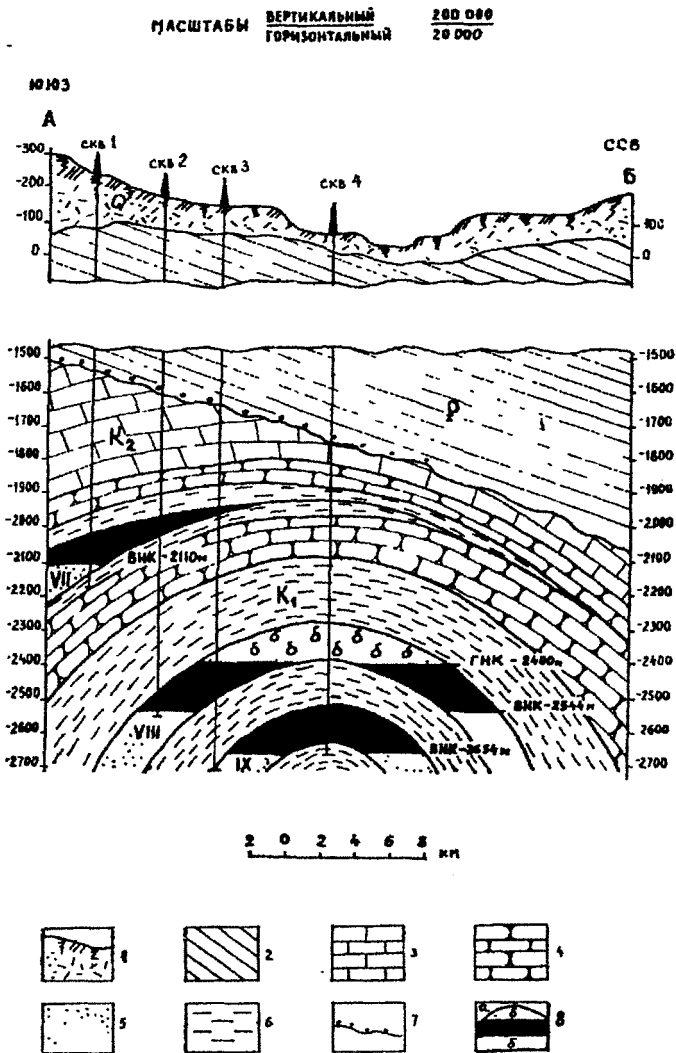


Рис. 17.2. Пример геологического разреза, построенного по данным бурения. Газо-нефтяное месторождение Кирга: 1 – суглинки; 2 – глины песчанистые; 3 – известняки; 4 – песчаники плотные; 5 – песчаники рыхлые; 6 – глины; 7 – поверхность размыва; 8 (а) газ, (б) – нефть. (по Ю.А. Сударикову)

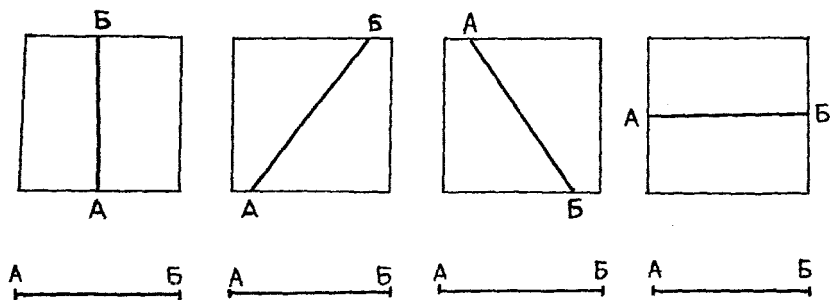


Рис. 17.3. Ориентировка направления разреза на чертеже

ные линии, ограничивающие разрез. Обычно их прочерчивают на расстоянии 0,5–1,0 см от скважин.

в) Проводят горизонтально базисную (нулевую) линию, соответствующую уровню моря, или условную базисную линию, соответствующую самой большой глубине, вскрытой скважинами в данном разрезе. На вертикальных линейках с правой и с левой стороны вычерчивают выбранный вертикальный масштаб.

г) Наносят на базовую линию в выбранном масштабе положения стволов скважин.

д) Вдоль стволов скважин вверх от нулевой линии в вертикальном направлении в масштабе откладывают альтитуды (абсолютные отметки) устьев скважин. Полученные точки соединяют плавной линией – это будет топографический профиль.

е) В каждой скважине от уровня земной поверхности откладывают глубины залегания отложений каждого стратиграфического комплекса. Для этого, приложив линейку нулевой отметкой к точке альтитуды скважины и не сдвигая ее, отмечают положение всех геологических границ и забоя в каждой скважине. То же повторяют для каждой скважины. Полученные одноименные границы соединяют плавными линиями. Точки забоя между собой соединять не следует, так как это не геологическая граница (рис. 17.4).

ж) Стратиграфические подразделения надписывают соответствующими индексами и раскрашивают в присвоенные им цвета. Оформляют работу согласно существующим правилам.

Если на территории, разрез которой строится, предполагаются разрывы, построение несколько усложняется. Разрывы разного ки-

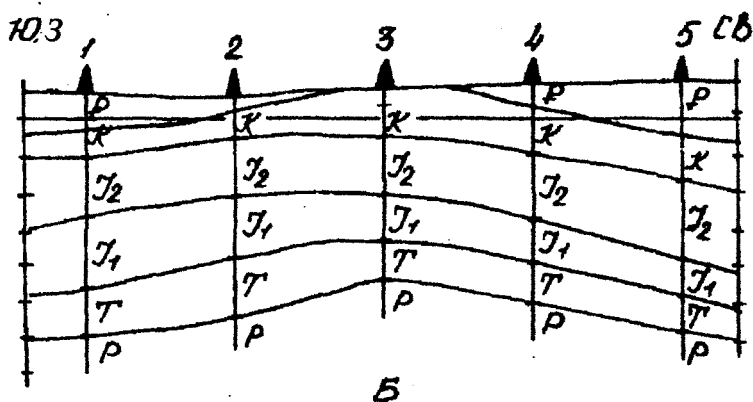
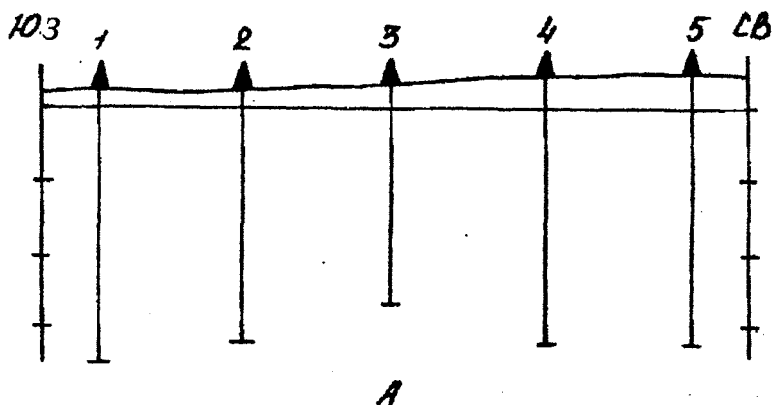


Рис. 17.4. Последовательность построения геологического разреза по данным бурения

нематического типа, пересекая слои, смещают их по-разному. При пересечении сбросом — из разреза выпадают отдельные слои, при пересечении их взбросом разрез, на отдельных участках, напротив, удваивается (рис. 17.5).

Методические приемы построения геологического разреза с разрывами (сбросами, взбросами) в основном (первые 5 пунктов) те же,

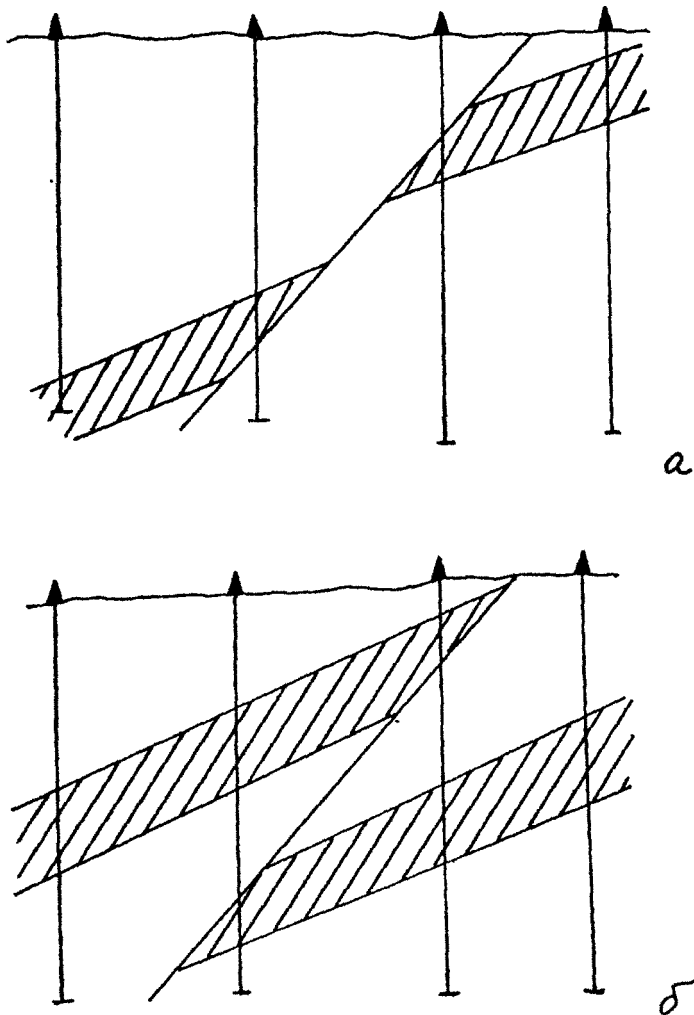


Рис. 17.5. Выпадение из разреза скважин слоёв или уменьшение мощности при нарушении их сбросом (а) и удвоение разрезов при нарушении слоёв взбросом (б)

что и описанные в предыдущей работе. Геологические границы следует проводить, увязывая разрезы каждых двух соседних скважин,

начиная с крыльев или периклиналей складки. Особое внимание надо обращать на аномалии в последовательности залегания пластов и изменении толщин, а также гипсометрического положения отдельных пластов. Анализ этих аномалий позволяет найти в разрезах скважин аномальные (критические) точки, через которые проходит плоскость сместителя дизъюнктивной дислокации, и определить тип этого разрывного нарушения.

Признаками того, что скважина пересекает поверхность разрывного нарушения, могут служить:

— выпадение отдельных частей разреза, в частности, пласта или его части — сброс;

— двукратное повторение разновозрастных отложений или аномальное увеличение толщины какого-либо пласта — взброс.

При этом уменьшение толщины пластов при наличии сброса в опущенном крыле происходит за счет приподошвенной его части, а в приподнятом — прикровельной части.

В практике поисково-разведочных работ на нефть и газ часто встречаются ситуации, когда скважины не пересекают поверхность разрывного нарушения. В этом случае признаком разрывного нарушения является резкое изменение в гипсометрическом положении разновозрастных пластов в разрезах соседних скважин.

Если информация о местоположении и типе разрывного нарушения отсутствует, оно проводится на середине расстояния между скважинами. Если подошва одних и тех же отложений встречена в разрезе скважины дважды, точку залегания под более древними отложениями более молодых следует отметить особо, например, красным цветом, так как, вероятно, здесь может пройти взброс.

3. Полученные одноименные отметки между соседними скважинами соединяют плавными линиями. В тех участках, где плавную линию провести затруднительно, следует проверить, не может ли проходить на этом месте разлом. Для этого удобно поместить между скважинами прозрачную линейку и перемещать ее в различных направлениях и под различными углами до тех пор, пока ее положение не покажет положение разлома.

4. Стратиграфические подразделения подписать соответствующими индексами и раскрасить в присвоенные им цвета. Работа оформляется согласно существующим правилам. Пример оформления работы приведен на рис. 17.6.

Нередко при прохождении скважин вещественный состав горных пород и их стратиграфическая принадлежность определяются

Масштабы: горизонтальный 1:10 000
вертикальный 1:10 000

100 0 100 200 300 М

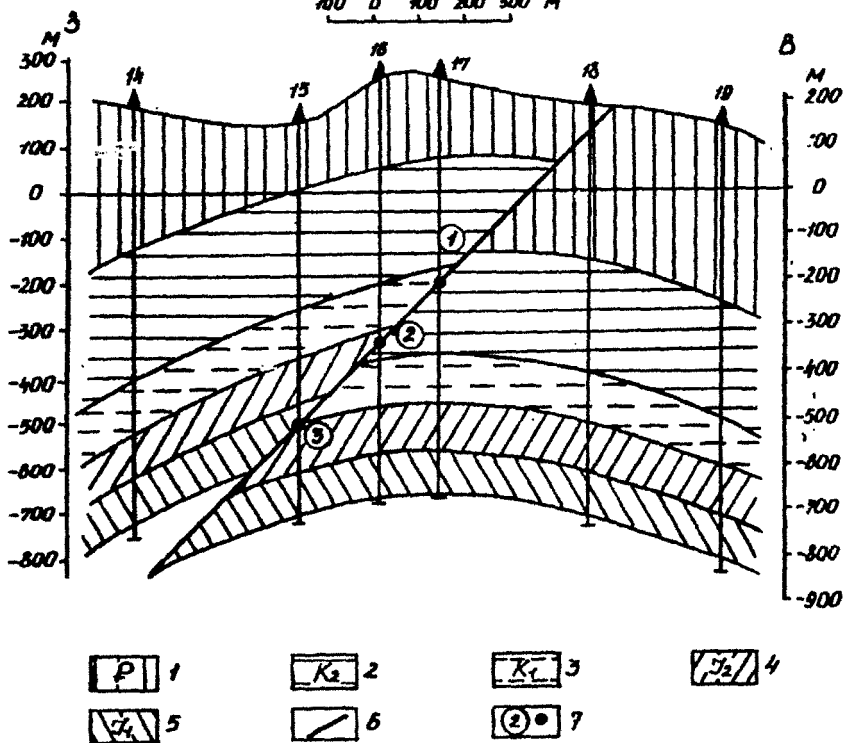


Рис. 17.6. Геологический разрез территории, осложненный взбросом: 1 – палеогеновая система; меловая система, 2 – верхний отдел, 3 – нижний отдел; юрская система, 4 – средний отдел, 5 – нижний отдел; 6 – разрыв; 7 – «критические» точки

только для заданных горизонтов. В этом случае геологические разрезы строятся фрагментарно. Изображаются только те горизонты, которые охарактеризованы фактическим материалом, а части разреза, оказавшиеся неизученными, остаются в виде белых полос (рис. 15.3). Нередко также, особенно в тех случаях, когда взаимоотношения разрезов смежных скважин остаются неоднозначными, разрезы делаются «прерывистыми» – изображаются данные бурения в виде колонки в окрестностях ствола скважины, и одноименные границы

соединяются между собой линиями: сплошными – при уверенной интерполяции, и прерывистыми – в случае неоднозначной, неуверенной интерполяции.

17.2. Построение геологических разрезов по геологической карте

Разрез, построенный по геологической карте – это модель-интерпретация, которая не всегда бывает однозначна.

Учебные и производственные задачи при построении геологических разрезов по геологической карте несколько различаются. На производстве геологические разрезы строят как дополнительную графическую модель, чтобы наиболее полно показать геологическое строение территории, на них наносят те сведения, которые не нашли в полном виде отражения на геологической карте. А так как и карта, и разрез изображают один и тот же геологический объект, то все геологические границы должны быть согласованы. Учебные задачи построения геологического разреза заключаются в обучении студентов объемному видению строения недр, умению за плоским изображением геологических тел на земной поверхности увидеть строение глубин, поэтому разрез строится по данным только геологической карты.

Технология построения геологических разрезов в том и другом случае одинакова и включает следующую последовательность действий.

1. Выбор направления геологического разреза. Направление разреза выбирается так, чтобы он наиболее полно и наглядно отображал главнейшие особенности геологического строения площади и условия залегания развитых в ее пределах полезных ископаемых. При горизонтальном залегании слоев разрез должен проходить через максимальную и минимальную отметки рельефа; при наклонном и складчатом – вкрест простирания горных пород и пересекать наиболее характерные структурные формы. В районах с изменчивым структурным планом разрез строят перпендикулярно к господствующему простиранию. При азимутальных несогласиях, когда слои различных структурных этажей имеют различные простирания, направление для геологического разреза выбирают вкрест простирания нижнего комплекса, дислоцированность которого обычно более сложная и в большей мере нуждается в графическом показе. От это-

го правила отступают, если верхний комплекс занимает значительную часть карты, а нижний виден лишь в редких эрозионных окнах. В таком случае направление геологического разреза выбирается вкрест простирания верхнего комплекса. Размещается на листе бумаги геологический разрез следующим образом: западный, северо- и юго-западный, а также южный концы его помещаются слева, восточный, юго-, северо-восточный и северный — справа (рис. 17.3).

2. Выбор горизонтального и вертикального масштабов разреза. Горизонтальный масштаб геологического разреза, как правило, должен соответствовать масштабу геологической или структурной карты. Но при необходимости он может быть увеличен или уменьшен. Вертикальный масштаб при необходимости может быть преувеличен. Условия и пределы преувеличения вертикального масштаба над горизонтальным подробно обсуждались в разделе 17.1.

3. Градуирование вертикального масштаба. На стандартном листе миллиметровой бумаги слева, на некотором расстоянии (2–3 см) от левого края, провести вертикальную масштабную линию. По линии геологического разреза на карте найти максимальную высотную отметку рельефа местности, например, 1420 м. Если, например, выбранный вертикальный масштаб разреза 1:50 000 (в 1 см 500 м), тогда сечение высотных отметок следует взять через 500 м (1 см), поэтому крайняя верхняя точка на вертикальной масштабной линии будет иметь отметку 1500 м. Отступив от верхней кромки листа бумаги на расстояние, достаточное для заголовка работы и указания масштабов (не менее 5 см), нужно поставить точку и вписать ее абсолютную отметку «1500м». Вниз по этой линии через 1 см показать точки с отметками 1000, 500, 0 и т.д. От точки с нулевой отметкой проводят вправо горизонтальную базисную линию (линию отсчета высотных отметок, или линию уровня моря), по протяженности равную длине линии геологического разреза. Для удобства работы на вертикальную линию можно нанести отметки, кратные величине сечения горизонталей карты (их значения подписаны под нижней ее кромкой). Например, «сплошные горизонталы проведены через 80 м». Справа от базисной линии строят вертикальную масштабную линейку, аналогичную левой (рис. 17.7).

4. Построение топографического профиля.

Первый способ. На базисную линию (уровень моря) перенести все точки пересечения линии геологического разреза с горизонталями рельефа. В соответствии с вертикальным масштабом разреза построить вертикальные проекции высотных отметок, поднимая

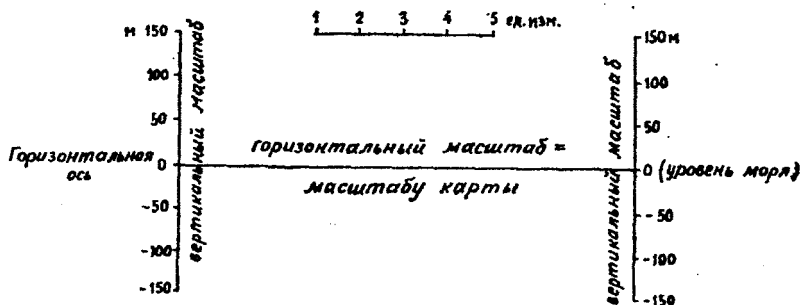


Рис. 17.7. Построение «рамки» геологического разреза и градуирование вертикальных осей

значения точек на высоту, соответствующую отметкам горизонталей рельефа. Соединить полученные точки плавной линией (если на карте не показаны обрывы). В результате получается кривая топографического профиля.

Второй способ. Базисную линию разреза приложить к линии разреза на карте так, чтобы соответствующие концы совместились. На край штрихами нанести все горизонтали топоосновы, пересекаемые на карте линией разреза. Около каждой из них подписать высотные отметки. Точки базисной линии вертикально спроектировать на чертеж до их высоты в выбранном масштабе и полученные точки соединить плавной линией, которая и является топографическим профилем геологического разреза. Может получиться так, что линия разреза несколько раз пересечет одну и ту же горизонталь рельефа. Тогда точки пересечения соединить плавной кривой с учетом граничных отметок рельефа на карте выше и ниже горизонтали. После построения профиля рельефа земной поверхности линию рельефа и масштабные линейки следует закрепить (обвести) тушью или тонкой гелевой ручкой и убрать промежуточные построения (рис. 17.8).

5. Перенос на разрез геологической информации.

Перенести на нулевую линию топографического профиля, а затем на топографический профиль точки пересечения геологических (стратиграфических и тектонических) границ с линией разреза и рядом надписать индексы соответствующих стратиграфических под-

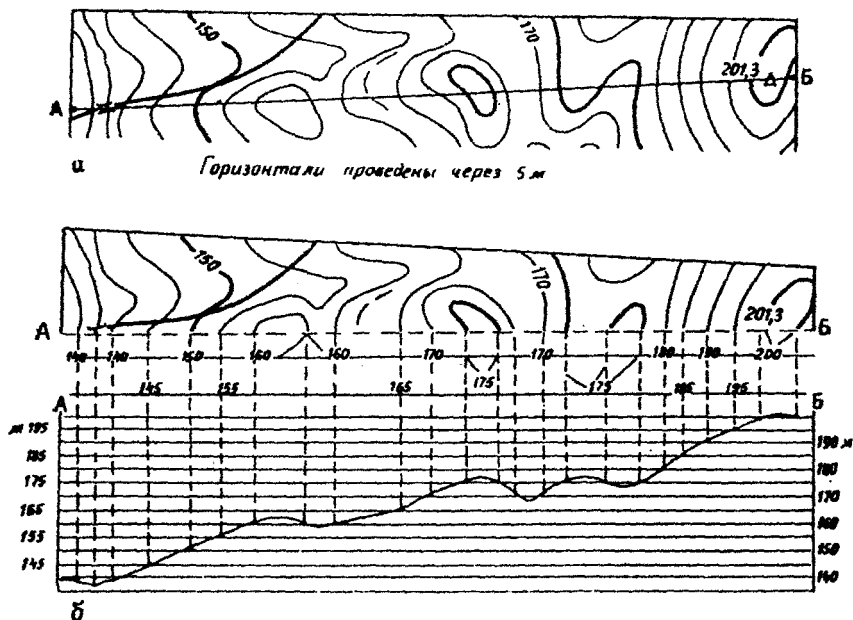


Рис. 17.8. Построение топографического профиля для геологического разреза (по Ю.А. Сударикову)

разделений (рис. 17.9). При складчатом залегании полезно также нанести оси складок.

Если на линии разреза или вблизи нее (не далее 2 см в масштабе карты) расположены скважины, перенести их на линию разреза. Для этого в точках пересечения линии разреза со скважинами в принятом вертикальном масштабе строят разрезы скважин и отмечают на них положение геологических границ. Если на геологической карте приведена структурная карта какого-либо горизонта, ее также следует перенести на геологический разрез способом, аналогичным построению топографического профиля.

На нулевую линию перенести точки с известными элементами залегания. Для этого в каждой точке, где разрез пересекает значок элемента залегания на карте, постройте вектор угла падения, откладывая его с помощью транспортира вниз от горизонтальной линии. Если таких точек мало, можно использовать значения элементов за-

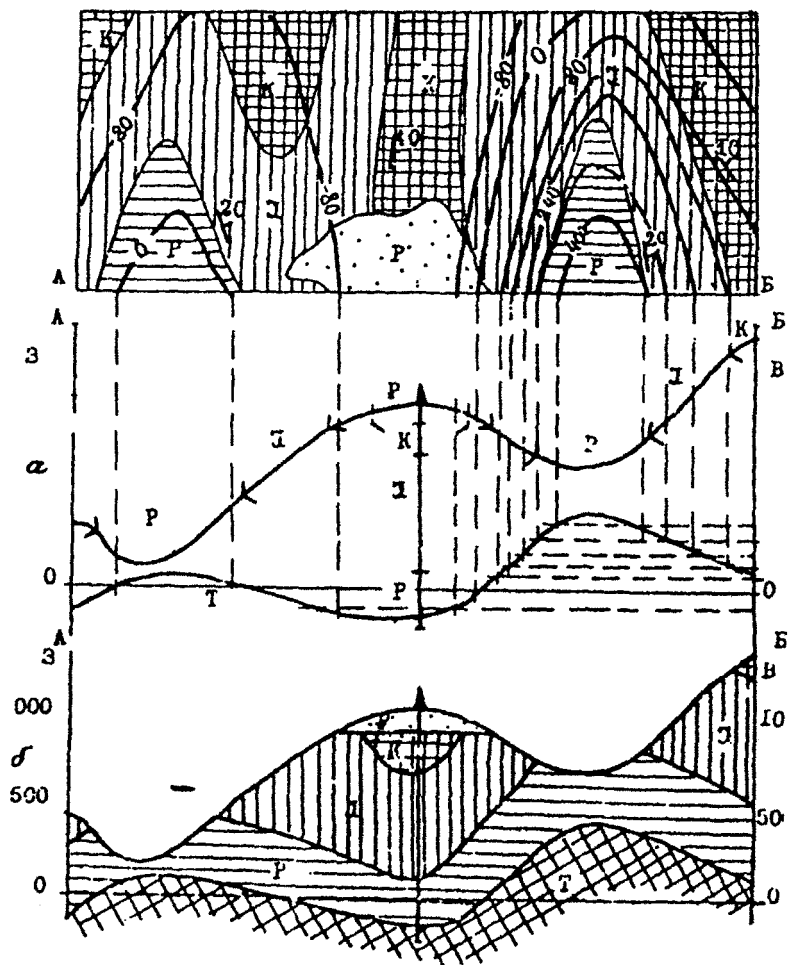


Рис. 17.9. Перенос на разрез геологической информации

легания в точках, расположенных на некотором расстоянии от линии разреза (не более 2 см). Такой перенос можно делать, если значения элементов залегания достаточно устойчивы. Перенос можно осуществлять по линии простирания (рис. 17.10а) или по дуге (рис.

17.10.б), центр которой лежит на пересечении линии падения с линией разреза.

При преувеличении вертикального масштаба над горизонтальным скорректированный угол можно вычислить по формуле:

$$\operatorname{tg} \varphi = n \operatorname{tg} \alpha,$$

где φ – исправленный угол падения; α – истинный (исходный) угол падения, n – величина преувеличения.

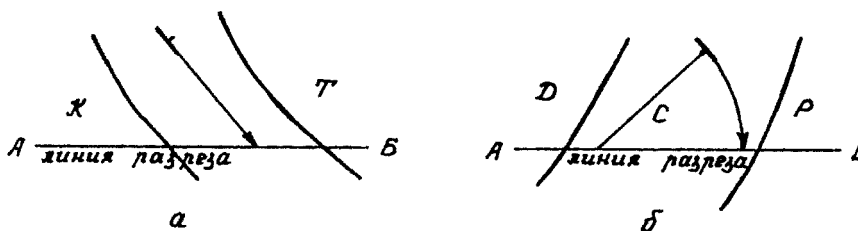


Рис. 17.10. Перенос на разрез элементов залегания:
а – параллельный, б – по радиусу

Также его можно определить по номограмме (рис. 17.11) и по табл. 17.3.

Если на картах с наклонным или складчатым залеганием направление линии геологического разреза не совпадает с азимутом падения пород, то видимый на разрезе угол падения меньше истинного и необходимо внести коррекции в изображение углов на разрезе, ко-

Таблица 17.3

Коррекция углов падения при преувеличении вертикального масштаба над горизонтальным (округленно)

n	Истинные углы°									
	0°30'	1°	2°	5°	10°	20°	30°	45°	60°	90°
	Скорректированные углы°									
2	1°	2°	4°	10°	20°	35°	50°	65°	77°	90°
5	2°	5°	10°	25°	40°	60°	70°	80°	83°	
10	5°	10°	20°	40°	60°	75°	80°	85°	87°	
25	12°	24°	40°	65°	77°	85°	86°	88°	89°	
50	25°	40°	60°	75°	83°	87°	88°	89°	89°	
100	40°	60°	75°	85°	87°	88°	89°	89°	90°	

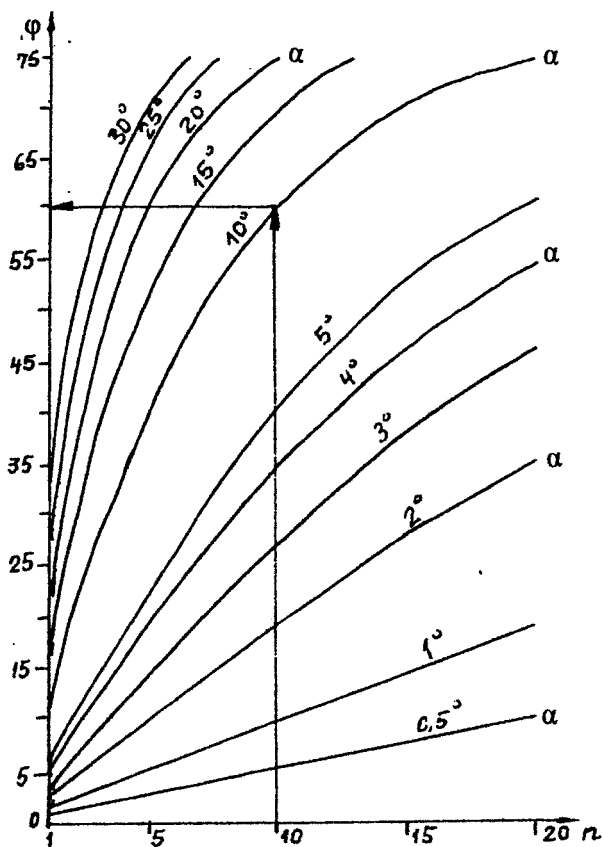


Рис. 17.11. Диаграмма для нахождения скорректированных углов падения при увеличении вертикального масштаба над горизонтальным. Отношение знаменателя вертикального масштаба к знаменателю горизонтального масштаба — n

торые можно вычислить по формуле:

$$\operatorname{tg} \alpha_s = \operatorname{tg} \alpha \cos \gamma,$$

где α_s — угол падения пласта в косом сечении (видимый, или скорректированный угол);

α — истинный (исходный) угол падения пласта;

γ — угол косого сечения (угол между линией геологического разреза и азимутом падения пласта).

Скорректированный угол можно определить также по номограмме (рис. 17.12). При угле косого сечения меньше 30° и угле падения пласта меньше 30° видимые углы мало отличаются от истинных, поэтому их коррекцию можно не производить.

6. Построение геологических границ. Проанализировать по всей карте условия залегания геологических тел, установить число структурных этажей, выделить несогласия, возможные типы разрывов и складок и их простираение. Сосчитать все антиклинальные и синклинальные складки и другие дислокации, пересекаемые линией разреза. Выделить участки опрокинутого залегания слоев.

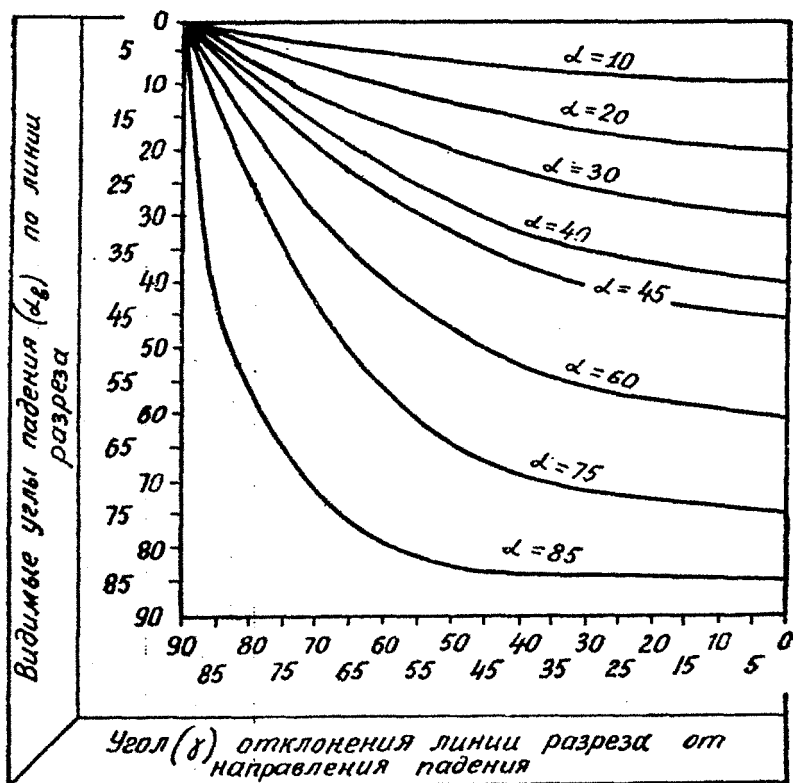


Рис. 17.12. Диаграмма для нахождения скорректированных углов падения при отклонении линии разреза от направления падения

Геологические границы строят в следующей последовательности:

– Провести линии разломов (если они присутствуют на разрезе). Далее геологические границы строят отдельно в каждом самостоятельном блоке, разделенном разломами.

– Одноименные границы соединить плавными линиями – через точки выхода геологических границ на земную поверхность по направлению угла падения пород. Начинать от молодых пород, с синклинальных складок, от верхних структурных этажей к нижним. При встречном падении одной границы, выходящей на поверхность в двух точках, последняя смыкается при погружении плавной (при отсутствии дополнительных данных) дугой. Толщины толщ и их элементы залегания могут варьировать в небольших пределах, ширина выхода стратиграфических подразделений на земную поверхность и их фиксированное положение в разрезах скважин переносятся точно.

При построении геологического разреза следует помнить:

– горизонтальному залеганию пород верхнего структурного этажа на геологической карте, как правило, сопутствует повышение рельефа местности;

– толщины пород, выходящих на земную поверхность в ядрах синклиналей и антиклиналей, всегда меньше их значений, указанных в литолого-стратиграфической колонке, так как они подвергались размыву;

– увеличение на геологической карте ширины выхода пласта на земную поверхность указывает на уменьшение угла его падения.

7. Оформление работы. Названия стратиграфических подразделений на разрезе обозначить соответствующими индексами и закрасить в принятые для данных толщ цвета. Сделать зарамочное оформление (ориентировка, масштабы вертикальный и горизонтальный – численный и линейный, условные обозначения, заголовок, автор).

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Какие существуют разновидности разрезов?
2. Как располагается на листе бумаги разрез по странам света?
3. Как выбираются вертикальный и горизонтальный масштабы разреза, если он строится по данным бурения?

4. Как изображаются на разрезах слои, если они не могут быть показаны в масштабе построения?
 5. Каковы признаки сброса и взброса в разрезах скважин, по которым строится геологический разрез?
 6. Как выбирается направление и место геологического разреза при построении его по геологической карте?
 7. На какое расстояние можно переносить на разрез скважины?
-

ГЛАВА 18. АЭРОКОСМИЧЕСКИЕ (ДИСТАНЦИОННЫЕ) МЕТОДЫ В СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ

Аэрокосмические (дистанционные) методы — обширная группа, которая включает в себя неконтактные методы изучения природы, в том числе и ее геологического строения. В настоящее время дистанционные методы используются при геолого-съёмочных работах всех масштабов, как тематических, так и региональных, а также при поисках полезных ископаемых. Применение дистанционных методов в геологии обусловлено тем, что ландшафт, в той или иной мере, определяется геологическим строением местности, и, следовательно, в его изображении запечатлена и геологическая информация. Дистанционные методы позволяют увидеть геологические объекты и явления в их единстве и взаимосвязях с другими природными объектами: геоморфологическими, геоботаническими и др. Так, возникшие исторически первыми аэрометоды дали возможность рассматривать как единое целое отдельные обнажения горных пород, а космометоды — на объективной основе обобщать разрозненные сведения о геологическом строении обширных территорий. Дистанционные методы, будучи косвенными, не заменяют и не отменяют наземных исследований, а лишь дополняют их. Информация, установленная с помощью аэрокосмических работ, непременно должна сопоставляться с информацией, получаемой контактными, наземными методами. Из многочисленного арсенала аэрокосмических методов, основными для геологов являются фото- и телесъёмки в видимой и ближней инфракрасной частях спектра. Сведения, получаемые аэрокосмическими методами, используются при оценке ресурсов Земли как в глобальном, так и в региональном масштабах. Наиболее эффективно аэро- и космические снимки применяются при геологическом картировании, изучении тектонического строения, геоморфологических исследованиях.

Современный ландшафт, изображение которого анализируется геологом — это результат совместного действия эндогенных и экзогенных сил. Формы проявления этих сил зависят от вещественного состава, геологической истории, интенсивности и направленности современных тектонических движений, климата и множества других факторов, в том числе и антропогенных.

18.1. Главные свойства аэрокосмических изображений

Разрешающая способность (детальность) — минимальная величина предмета наземной поверхности, который различим на снимке. Их размер — более 0,2 мм на изображении. Тогда для космического снимка масштаба, например, 1:100 000 это будут объекты размером 20 м. Именно эти размеры бывают нередко приведены в справочниках, характеризующих съемки. Однако так можно лишь увидеть объект как точку. Распознать и охарактеризовать его в таком масштабе не удастся.

Обзорность — это площадь той местности, которая видна на одном снимке. Благодаря обзорности материалов дистанционных съемок геологические объекты видны в их естественных границах и соотношениях.

Интеграция и генерализация материалов аэрокосмических съемок. Генерализация — это визуальное усиление, на изображении особенностей ландшафта обусловленное общими для больших территорий причинами. Интеграция — визуальное обобщение на изображении разрозненных объектов.

На небольших фрагментах особенности ландшафта часто незаметны, но тем сильнее проступают те особенности фотоизображения, которые обусловлены общими для больших территорий причинами. Происходит как бы визуальное обобщение разрозненных объектов. Например, большая увлажненность и, как следствие, более густая растительность вызывает более темный фон изображения в областях тектонических погружений (интеграция), линейная направленность гидросети разных порядков и других компонентов ландшафта свидетельствует о глубинных разломах (генерализация). С генерализацией связано явление «просвечивания» или «рентгеноскопический эффект», наблюдающийся иногда на космоснимках платформенных областей: на фотоизображении дешифрируются дислокации фундамента, не отраженные очевидным образом в плат-

форменном чехле. Считается, что небольшое изменение теплового потока, влажности и других физических параметров над дислокациями фундамента, не фиксирующееся другими методами, приводит к небольшим, но систематическим изменениям компонентов ландшафта, которые можно отдешифровать на снимках. Понятия интеграции и генерализации близки и часто перекрываются.

Благодаря интеграции и генерализации на изображениях различного масштаба видны геологические объекты, процессы и явления различного размера. Поэтому для наиболее полной интерпретации геологического строения в практике геологического дешифрирования применяются наборы изображений различных масштабов. Разница масштабов изображений, на которой проявляется новая информация зависит от различных причин, но как правило это 2,5–3,5 кратная величина. Набор изображений с такой разницей масштабов называется масштабной этажеркой. Мы как бы смотрим на Землю с разных полок гигантской этажерки.

18.2. Области применения аэрокосмических методов

При геологической съемке (геологическом картографировании) применение аэро- и космических снимков соответствующего масштаба позволяет:

1. На единой фотооснове сопоставлять и обобщать данные предшествующих исследований, различных геологических, буровых, геофизических, геохимических методов.

2. Рационально планировать проведение наземных работ, в том числе геофизических и дорогостоящих буровых работ.

3. Трассировать геологические границы, выделять области с различными неотектоническими режимами.

4. При поисках полезных ископаемых, особенно таких, которые вызывают аномалии в спектральном составе земного излучения, применение специальных дистанционных методов дает иногда замечательные результаты.

5. Космические снимки позволяют ускорить составление новых карт и уточнить имеющиеся, повысить их точность и нередко наполнить их новым содержанием.

6. Космические снимки помогают выделять складчатые дислокации, разрывные нарушения, рифтовые зоны, кольцевые структуры различного генезиса и размеров, направления планетарной и ре-

гиональной трещиноватости. Через маломощный осадочный покров могут «просвечивать» дислокации лежащих ниже геологических образований.

7. Космические снимки дают возможность прослеживать области современного осадконакопления, долины современных и древних рек, ледники, оконтуривать территории, занятые вечной мерзлотой, выделять области современного вулканизма, мелководные участки шельфа.

Таким образом, применение дистанционных методов, с одной стороны, позволяет получать информацию о геологическом строении, часто недоступную другим методам, а с другой стороны — повышает эффективность традиционных геологических и других методов.

18.3. Геологическое дешифрирование аэро- и космических снимков

18.3.1. Основные принципы геологического дешифрирования

Геологическим дешифрированием аэрокосмоснимков называется извлечение из них информации о геологическом строении территории, то есть опознание геологических объектов и расшифровка геологического строения изображенной на снимке территории. При геологическом дешифрировании чаще всего используется контрастно-аналоговый принцип, основанный на предположении, что в одинаковых условиях одинаковые геологические объекты выглядят на аэрокосмических снимках сходным образом. Наиболее успешно геологическое дешифрирование применяется:

— при предварительном знакомстве с геологическим строением территории;

— при тектоническом районировании и уточнении представлений о структурном плане исследуемой территории, выяснении взаимного расположения элементов геологического строения и их подчиненности (соразмерности), трассировании фотолинеаментов и выяснении их тектонической природы;

— для более обоснованной геологической интерпретации данных геофизических съемок;

— для выявления зон возможного нефтегазонакопления и локальных тектонических поднятий;

— при геоморфологическом районировании, стратиграфическом и фациальном расчленении четвертичных отложений и образованных ими форм рельефа;

— при выборе направлений (территорий) и групп метод для наиболее рационального размещения геолого-геофизических исследований при поиске полезных ископаемых.

В методике геологического дешифрирования аэро- и космических снимков много общего. В том и в другом случае геологическую информацию получают благодаря изучению фотоизображения ландшафта, отражающего на снимках изменения фототона, фоторисунка, гидросети и рельефа. Вместе с тем, дешифрирование космо- и аэроснимков имеет существенные различия, обусловленные разным масштабом съемки, степенью генерализации, обзорностью. При изучении аэрофотоснимков (АФС) можно получить объемное изображение рельефа местности, а при изучении космических изображений (КС) рельеф выражен значительно хуже. Фототон на аэрофотоснимках в основном зависит от цвета и отражательной способности пород, выходящих на поверхность. На космоснимках фототон в большей степени обусловлен формами рельефа за счет интеграции темного фототона теньями от неровностей рельефа. Поэтому крупные хребты на космоснимках часто выглядят более темными по сравнению с равнинами.

При изучении стереопар аэроснимков рельеф является важным дешифровочным признаком, так как микро- и макроформы рельефа обычно зависят от литологического состава пород, их способности сопротивляться выветриванию. На мелкомасштабных и сверхмелкомасштабных космических снимках особенности изображения рельефа зависят в значительно большей степени от характера и интенсивности неотектонических движений. Из-за того, что обычный, средний размер геологических объектов, показываемых на геологических картах (складок, разрывов, интрузивных тел), превышает поле обзора аэроснимков, эти геологические тела не воспринимаются при дешифрировании как единое целое. На космических снимках с большим полем зрения можно проще узнавать геологические объекты по их форме и взаимному расположению.

Если полная проверка результатов дешифрирования одного аэроснимка, охватывающего площадь в несколько квадратных километров, требует нескольких дней, то только для частичной проверки результатов дешифрирования космического снимка нужны недели и месяцы, а иногда и годы.

18.3.2. Дешифровочные признаки геологических объектов

Как уже указывалось, современный ландшафт всегда, в той или иной мере, отражает геологическое строение и историю геологического развития местности. Дешифровочные признаки геологических объектов — это особенности фотоизображения, отражающие геологическое строение. Они могут проявляться в изменении следующих характеристик изображения.

Фототон — степень потемнения снимка. Он может меняться от белого, через все оттенки серого, до черного. На черно-белых снимках видны пятна и полосы различного фототона, которые формируют фотоизображение. Рассматривая такое фотоизображение, можно опознавать запечатленные на снимке объекты. Фототон каждой конкретной местности зависит от ее цвета (точнее отражательной способности), шероховатости, степени увлажненности, почв, растительности снимаемой территории, а также от условий съемки и фотографической обработки применяемого фотоматериала. Участки одинакового фототона могут располагаться друг относительно друга по-разному, образуя фоторисунок.

Фоторисунок — это взаимное расположение одинаковых участков фототона. При описании фоторисунка обычно употребляют прилагательные: однородный, зернистый, полосчатый, струйчатый, пятнистый и т. д. Характерные типы фоторисунков приведены на рис. 18.1.

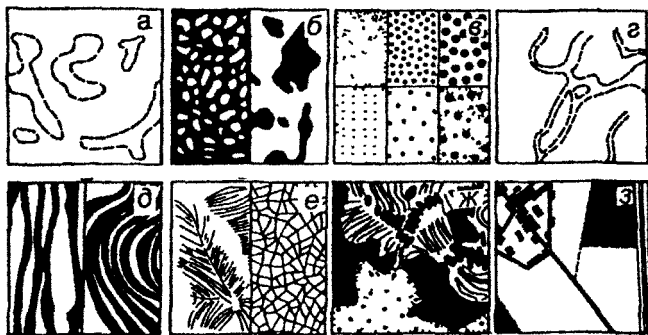


Рис. 18.1. Типы фоторисунков: а — пятнистый, расплывчатый; б — пятнистый; контрастный; в — точечный; г — полосчатый, расплывчатый; д — полосчатый, контрастный; е — линейный (дендритовый, решетчатый); ж — мозаичный комплексный; з — антропогенный (техногенный)

Гидросеть является важнейшим индикатором геологического строения. Она легко опознается на снимках. Ее рисунок часто зависит от геологического строения.

Параллельный тип гидросети (рис. 18.2), при котором реки на значительном расстоянии текут приблизительно параллельно друг другу, часто приурочен к выдержанным по простиранию крутопадающим горизонтам слабо устойчивых к выветриванию пород. Водораздельные пространства обычно сложены в таких случаях устойчивыми к выветриванию породами.

Решетчатый (рис. 18.3), или прямоугольный (рис. 8.43г) тип гидросети, отличается единым направлением главных водотоков и впадением боковых водотоков под углами, близкими к прямым. Решетчатый рисунок в большинстве случаев отмечается в зонах распространения параллельных складок, в строении которых принимают участие породы различной устойчивости так же, как и при параллельном рисунке.

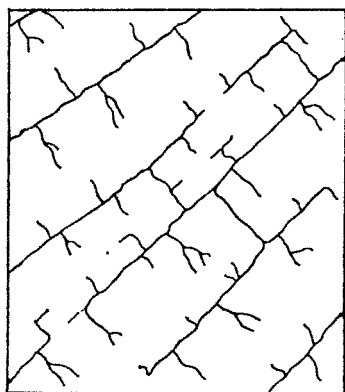


Рис. 18.2. Параллельный тип гидросети (по В. и К. Миллерам)

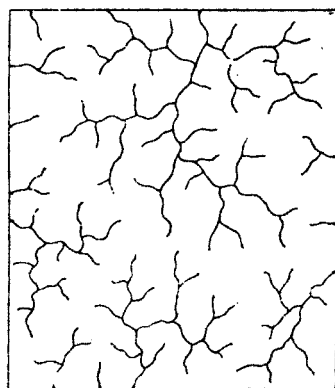


Рис. 18.3. Решетчатый тип гидросети (по В. и К. Миллерам)

Шпалерный тип (рис. 7.7) гидросети характеризуется наличием согласных направленных водотоков различной протяженности, принимающих с обеих сторон многочисленные, но небольшие притоки. Он часто развивается в моноклинально залегающих слоях с разной твердостью. Основные русла соответствуют выходам более мягких

частей разреза и расположены по простиранию. Боковые притоки, перпендикулярные основным, располагаются в направлении падения слоев (большая часть притоков) или восстания (меньшая часть притоков). При самых крутых залеганиях толщи, сложенной породами разной твердости, может развиваться гидросеть асимметрично-шпалерного типа (рис. 7.7б). В отличие от предыдущего случая (рис. 7.7а), при крутом падении слоев основные русла развиваются по направлению падения.

Дендритовидный тип (рис. 6.5) гидросети развивается обычно в тех случаях, когда на поверхность выходят породы, близкие по прочности, и не имеется отчетливо выраженных ослабленных направлений. Это могут быть области распространения массивных кристаллических глубоко метаморфизованных пород или одного пологозалегающего прочного слоя.

Кольцевой (концентрический) (рис. 8.43) и радиально-концентрический типы гидросети свидетельствуют о наличии устойчивых к денудации изометрических выходов пород, часто интрузий или о присутствии на данной территории пликативной дислокации. Над новейшими тектоническими поднятиями, часто имеющими унаследованное строение, как правило, образуются участки с центробежным (рис. 8.43б) (реки текут от общего центра к периферии), центростремительным (рис. 8.43в) (реки текут от периферии к центру) или с округлым (рис. 8.43а) рисунком речной сети. Взаимное положение речных долин и контуров новейших поднятий может быть весьма различным (рис. 18.4).

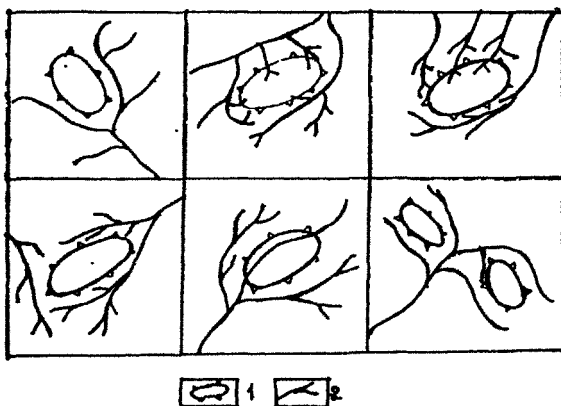


Рис. 18.4. Соотношение речной сети и контуров новейших поднятий:

1 — тектонические поднятия, 2 — гидросеть (по А.Е. Михайлову и Н.С. Рамму)

Рисунок речной сети часто отражает и проявления дизъюнктивных дислокаций. На них указывают спрямленные участки русел рек, особенно в тех случаях, когда эти спрямленные участки, выстраивающиеся вдоль одной прямой линии, принадлежат различным рекам или даже рекам различных систем. Некоторые примеры речной сети, позволяющие выделять разрывные нарушения, приведены на рис. 18.5.

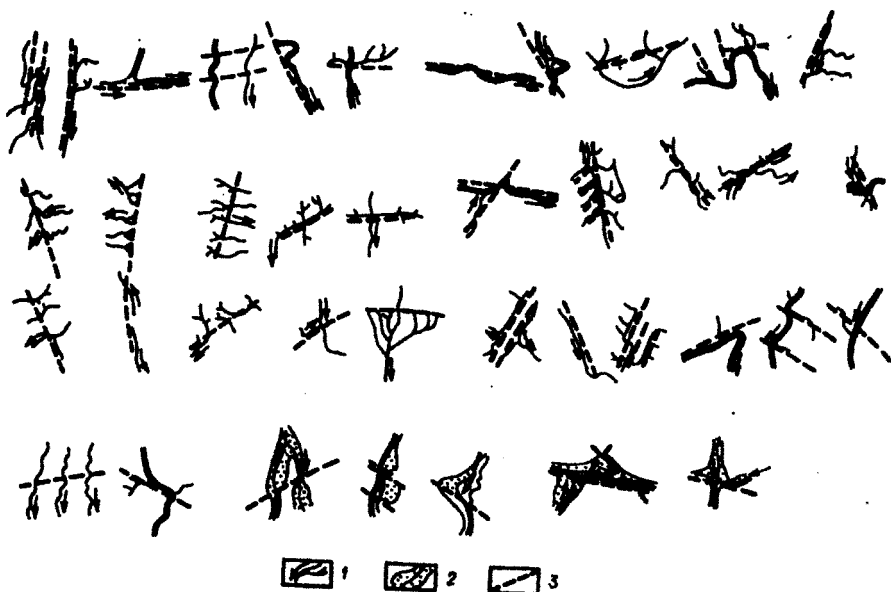


Рис. 18.5. Отражение разрывов в рисунке речной сети: 1 — гидросеть, 2 — поле аллювиальной аккумуляции, 3 — линии предполагаемых разрывных нарушений (по Г.И. Раскатову)

В отдельных случаях плановый рисунок гидросети на среднемасштабных аэрофотоснимках позволяет отдешифрировать и замыкания пликативных дислокаций (рис. 18.6). Изучать гидросеть удобнее всего на мелкомасштабных аэрофотоснимках или крупномасштабных и среднемасштабных космоснимках.

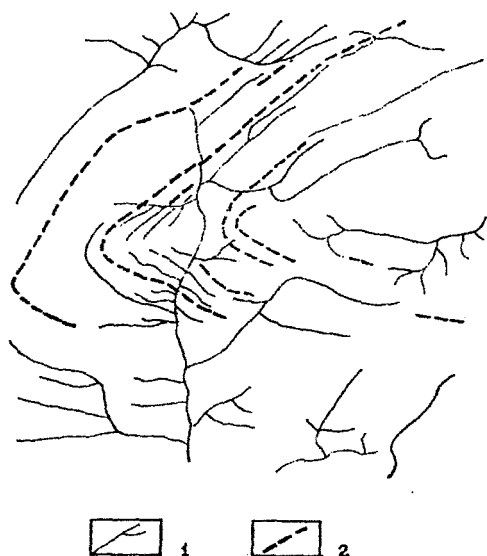


Рис. 18.6. Отражение в речной сети замыкания складки: 1 – гидросеть, 2 – структурные линии

Анализируя фототон, фоторисунок и рельеф, опознавая в деталях фотоизображения элементы ландшафта, делают выводы о геологическом строении изображенных на снимках территорий. При этом в зависимости от того, насколько изучаемая территория закрыта современными наносами, растительностью, подвержена антропогенным изменениям, выделяют открытые, полуоткрытые и закрытые территории, эффективность применения аэрокосмических методов на которых резко различна.

18.3.3. Дешифрирование открытых территорий

Открытыми называются территории, на которых горные породы в значительной степени обнажаются непосредственно на поверхности Земли, не скрыты современными осадками, растительным покровом или толстым слоем почвы. Такие районы обычно наиболее благоприятны для изучения. На их снимках, как правило, отчетливо и непрерывно видны отдельные слои пород, отличающиеся цветом

или формами рельефа. Относительно более прочные породы часто образуют положительные формы рельефа, менее прочные – отрицательные. По расположению следов слоистости на снимке опознаются пликвативные дислокации, по нарушению сплошности – дизъюнктивные. По форме выходов и геометрическим соотношениям со слоистыми толщами, характеру трещиноватости (для крупномасштабных аэроснимков) дешифрируются интрузивные породы.

Стереоскопическая модель местности в открытых районах может служить объемной геологической картой, на которой не хватает только стратиграфических индексов и элементов залегания пород (которые определяются при инструментальном геологическом дешифрировании). При дешифрировании снимков мелкого масштаба отдельные маломощные слои исчезают от наблюдения, но становятся заметными однородные пачки слоёв и свиты. На мелкомасштабных снимках различимы не мелкие дизъюнктивные дислокации, а большие разломы, не маленькие складки, а крупные, соразмерные масштабу изображения.

18.3.4. Дешифрирование полузакрытых территорий

Полузакрытыми называются территории, на которых обнажения горных пород разобщены современными осадками, растительностью или толстым слоем почвы. В этих условиях при дешифрировании в значительно большей степени приходится не просто опознавать геологические объекты, а анализировать фотоизображение. В полузакрытых районах обычно лучше обнажены гипсометрически приподнятые участки, которым отвечают либо выходы относительно более твердых пород (на аэроснимках), либо неотектонические поднятия (на космоснимках). Например, на крупномасштабном аэроснимке, изображающем склон горы, которая сложена чередующимися мягкими глинистыми сланцами и более прочными известняками, будут видны положительные формы рельефа, приуроченные к обнаженным известнякам и отрицательные формы рельефа, образованные мягкими глинистыми сланцами. Если же взять мелкомасштабный космический снимок, захватывающий территорию Восточного Кавказа и Закавказья, можно увидеть, как здесь чередуются поднимающиеся и опускающиеся тектонические блоки. Поднимающиеся участки слагают гипсометрически приподнятые части территории и более обнажены (Боковой хребет); их сменяют межгорные долины, покрытые мощным слоем четвертичных отложений.

В полузакрытых районах опознавать геологические объекты приходится по отдельным фрагментам, мысленно воссоздавая их в целом. Очень важно при этом правильно протрассировать, протянуть выделенные на открытых участках геологические границы через закрытые участки. При таком прослеживании необходимо учитывать изменение рельефа, который является наиболее стойким дешифровочным признаком. При дешифрировании осадочных толщ в полузакрытых районах, важное значение имеют фотомаркирующие горизонты — слои или пачки пород, протягивающиеся на большие расстояния и хорошо выделяющиеся на снимке. Эти горизонты могут выделяться по микроформам рельефа, цвету, формам отдельности, стойкости к выветриванию и любым другим хорошо заметным признакам. Они должны быть очень индивидуальными и легко отличаться от других горизонтов, расположенных выше и ниже по разрезу или в других фациальных зонах. Очевидно, что при дешифрировании крупномасштабных аэроснимков или мелкомасштабных космических снимков фотомаркирующими горизонтами становятся разные геологические объекты — отдельные слои на аэроснимках и пачки слоев на космоснимках. Фотомаркирующие горизонты — это те реперы, к которым привязываются при опознавании другие части разреза.

Надежность дешифрирования дизъюнктивных дислокаций в полузакрытых районах различна: разрывы со смещением дешифрируются легче, чем без смещения; сбросы дешифрируются лучше, чем взбросы.

Пликативные дислокации дешифрируются по изгибам слагающих их слоёв. В этом случае важно не перепутать видимый изгиб трассируемого моноклинально залегающего слоя при пересечении его со склоном и истинный изгиб слоев, образовавшийся при пликативной дислокации этого слоя. При работе со стереомоделью отличить моноклинально залегающие слои от изогнутых обычно не составляет труда.

При геологическом дешифрировании снимков горных районов надо помнить, что одинаковые объекты будут выглядеть одинаково только на «одноименных» склонах (склонах, одинаково ориентированных по отношению к странам света, в одном и том же поясе вертикальной климатической зональности).

18.3.5. Дешифрирование закрытых территорий

Закрытыми называются такие территории, на которых обнажения дочетвертичных горных пород практически отсутствуют, а земная поверхность полностью покрыта современными осадками, мощным слоем почвы, рыхлых осадков, растительностью. Дешифрирование закрытых территорий — процесс значительно более сложный, чем открытых и полузакрытых территорий. Далеко не все геологические объекты здесь опознаются. Но все, что можно отдешифрировать в закрытых районах, — очень важно, потому что для получения геологической информации другими методами (геологическими, геофизическими, буровыми) требуется еще больше времени и средств. Опознавание литологии осадочных пород в таких районах обычно невозможно, кроме особо благоприятных случаев. Например, карстовые углубления в разного рода карбонатных породах часто проявляются в ландшафте большей увлажненностью и, следовательно, пятнами более темного фототона. Иногда, особенно в неблагоприятных для нее условиях, растительность является индикатором литологического состава. Например, в северной части таежной зоны на Сибирской платформе сосновые леса, дешифрирующиеся по относительно более светлому фототону и формам теней одиночных деревьев, приурочены, в основном, к выходам песчаников, а еловые — к местам развития преимущественно глинистых пачек. Выходы карбонатных и ультраосновных пород, как правило, сопровождаются угнетением растительного покрова из-за избытка щелочей в почве.

В закрытых районах при дешифрировании аэрокосмоснимков приходится почти полностью полагаться на анализ связей между геологическим строением территории и теми особенностями ландшафта, которые могут отразиться на поверхности. Иногда это цепочка связанных друг с другом признаков, состоящая из нескольких логических звеньев. Например, в пустынях и полупустынях зоны дизъюнктивных дислокаций часто служат и зонами повышенной циркуляции воды, следовательно, отличаются большей увлажненностью. Вследствие этого, в таких зонах сильнее развита растительность, и на снимках они выражаются узкими полосками более темного фототона. Еще пример: область неотектонического поднятия характеризуется более интенсивной речной эрозией, следовательно, глубина врезов рек и ручьев будет относительно большей, и поэтому на мелкомасштабных космических снимках фоторисунков таких территорий выглядит более зернистым, чем окружающий.

Общие закономерности связи геологического строения и особенностей фотоизображения имеют исключения. Например, для многих районов установлено, что области прогибания, которые одновременно являются областями аккумуляции современных осадков, на космоснимках имеют относительно более светлый фототон, потому что современные осадки обычно светлее горных пород. Но на западной части Предкавказья фотоизображение, соответствующее современной молассе (осадкам, образующимся при разрушении Кавказа и накапливающимся на предгорной равнине), имеет относительно более темный цвет из-за большей увлажненности и, следовательно, более густой растительности.

18.3.6. Дешифрирование акваторий

Аэрокосмическое изучение шельфовых зон осуществляют, в основном, по той же методике и с применением тех же видов съемок, что и на суше. Доказана возможность распознавания геологических объектов на аэроснимках до глубины в несколько десятков метров, а при космических съемках — до глубины в 100—150 м. Основным фактором, влияющим на глубинность метода, является прозрачность (чистота) воды.

На морском дне, как и на суше, дислоцированные осадочные породы, состоящие из пластов различного вещественного состава, узнаются по полосчатому фоторисунку, отражающему переслаивание пород. Замыкания складок дешифрируются по дугообразному, изгибающемуся рисунку полос. Разломы фиксируются по отобразившимся в виде прямых линий трещинам, по обе стороны которых располагаются области с различным фототоном или фоторисунком.

Подводные грязевые вулканы, которые часто являются спутниками нефтепроявлений, легко распознаются по концентрическим формам фоторисунка и по выходам газов, отчетливо наблюдаемым на снимках.

Одинаковые геологические объекты, отдешифрированные на морском дне, могут иметь различный облик. Как уже отмечалось, прямые линии на фотографиях морского дна часто фиксируют разломы. Иногда вдоль разломов образуются открытые трещины, которые в дальнейшем могут заполниться скоплениями ракушек светлого тона, и тогда на снимках эти линии отобразятся светлым фототоном. Иногда трещины заполняются илом, зарастающим морской травой. Фототон такого разлома будет более темным, чем окружающий. Те же трещины, заполненные каким-либо устойчивым матери-

алом, могут образовывать положительные формы рельефа (нептунические дайки).

Прямыми линиями на снимках могут отображаться не только разломы, но и, например, следы размывающего действия вихревых движений воды, вызванных вращением винтов судов на мелководьях. Эти следы также часто заполняются ракушками.

При дешифрировании геологического строения акваторий очень важно отличать изображение морского дна от объектов, расположенных в толще воды (скопления плавающих водорослей, планктона, продукты выброса подводных грязевых вулканов) или на поверхности воды (блики, нефтяные пятна, тени от облаков, полосы пены). Основным отличием служит то, что объекты на морском дне совершенно не видны при перспективной съемке, в отличие от объектов, расположенных на поверхности вод. Кроме того, эти объекты обычно подвижны, и уловить изменения их местоположения можно сравнивая снимки двух соседних рядов (маршрутов залета). Некоторые из этих объектов очень специфичны. Например, пятна (пленки) нефти на поверхности воды гасят волны. Поэтому при сильном ветре участки моря, покрытые пленкой нефти, отличаются более сглаженной поверхностью, отсутствием барашков и часто — бликов. Наличие постоянных пятен нефти вне районов эксплуатируемых месторождений может указывать на нефтеносность пород, слагающих морское дно на данном участке.

Для того чтобы опознать по снимку ту или иную породу, необходимо установить особенности фотоизображения, характерные именно для нее. Для этого сначала на побережье материка и островах изучается разрез. Особое внимание уделяется тем свойствам пород, которые создают их внешний облик. Затем фоторисунок того или иного пласта, горизонта или свиты прослеживается с суши в море. При этом учитываются и те особенности фотоснимка, которые обусловлены специфической обстановкой водной среды, например связью с водорослями или ракушками. Дешифрирование снимков дна акваторий сопровождается изучением горных пород с катера или лодки. В пределах распространения определенного фоторисунка собираются образцы пород и грунтов, анализируется рельеф морского дна при изучении эхолотных профилей или материалов гидролокационных работ. Изучаются современные отложения, заполняющие понижения рельефа, подводная растительность.

При изучении морского дна с космических кораблей обычно не удастся проследить выходы отдельных слоев или пачек, как это

делается при аэрогеологических исследованиях. На космических снимках шельфа в пределах первых десятков метров разными фототонами выделяются области различных глубин. Для ряда районов, например, Каспийского моря, установлено, что рельеф дна прямо отражает тектоническое строение территории. При глубинах порядка 100 м разломы (фотолинеаменты) — практически единственный поддающийся дешифрированию геологический объект. Контуры, дешифрирующиеся на морском дне, мало контрастны, поэтому большую помощь при дешифрировании оказывает цветокодирование. Из съемок предпочтительны телевизионная (в связи с возможностью получения относительно большей контрастности) и съемка в сине-зеленой части спектра.

18.4. Фотоаномалии

Одно из наиболее употребительных понятий в геологическом дешифрировании — это понятие фотоаномалии, т.е. аномалии фотоизображения. Именно на понятии фотоаномалии и построено в большой степени геологическое дешифрирование, если дешифрируемый фотообъект не распознается непосредственно. *Фотоаномалией* называется участок фотоизображения, отличный от окружения по каким-либо признакам. Среди фотоаномалий наибольший интерес представляют линеаменты и кольцевые структуры.

18.4.1. Фотолинеаменты

Когда геологи начали изучать аэрофотоснимки, особенно в закрытых районах, они обнаружили, что земная поверхность пересечена сетью различным образом ориентированных прямых линий. Называют их по-разному. Чаще всего используется термин линеамент. *Фотолинеамент* — это линейный объект, дешифрирующийся на снимке. Иногда это узкие полосы отличного от окружающего фототона, прямолинейные границы участков разного фототона, линейные уступы в рельефе, прямолинейные участки речной сети, линейно расположенные болота и озера.

Линеаменты обнаруживаются на снимках любого масштаба. Размеры их бывают самыми различными — от огромных трансконтинентальных систем, дешифрирующихся на снимках, сделанных с автоматических межпланетных станций, до кливажа и трещин, которые видны на крупномасштабных аэрофотоснимках. Линейные

элементы ландшафта антропогенного происхождения (дороги, края полей и другие) обычно легко опознаются и за фотолинеаменты не принимаются. Для подавляющего большинства линеаментов устанавливается дизъюнктивная (разломная) природа. Очень часто фотолинеаменты совпадают с прямолинейными аномалиями гравитационного и магнитного полей, с цепочками вулканов или интрузивных тел. Пересечение крупных линеаментов часто фиксирует «рудные узлы» — места скопления месторождений полезных ископаемых. Иногда геологическая природа фотолинеаментов не устанавливается.

Многие из линеаментов отражают зоны разрывных нарушений раздвигового типа. Действительно, именно разломы с раздвиговой компонентой оказываются путями циркуляции грунтовых вод и, следовательно, зонами повышенной влажности и маркируются более интенсивной растительностью. По таким зонам образуют свои долины реки. Однако раздвиговые зоны, зоны трещиноватости — наиболее трудный объект для геологического картирования, так как вследствие пониженной прочности эти зоны образуют отрицательные формы рельефа, перекрытые современными осадками. Геофизическими методами такие зоны разломов, как правило, тоже диагностируются с трудом.

Иногда линеаменты подчеркиваются линейными границами облачного покрова. Это объясняют изменением величины теплового потока над зонами разломов, что приводит к аномальным температурам над этими участками и в конечном итоге формируется облачность.

18.4.2. Кольцевые структуры

Термин «кольцевая структура» применяется к любым округлым, кольцевым или слегка овальным образованиям в земной коре и ландшафте, к отображению этих образований на геологических, геофизических и географических картах и аэрокосмических снимках. После широкого внедрения космических снимков в практику геологических работ обнаружилось огромное количество кольцевых структур в различных геологических регионах на Земле и других планетах земной группы. Кольцевые образования имеют самое разнообразное происхождение. Это могут быть и следы падения метеоритов (астроблемы), кальдеры вулканов, вулканические аппараты, округлые интрузивные массивы, выходящие на земную поверхность или скрытые под чехлом осадочных пород, конические и цилиндри-

ческие дайки, соляные купола, денудационные останцы, ледниковые кары, меандры и старицы рек. Наиболее важными для геологов-нефтяников являются кольцевые структуры, отражающие пликативные дислокации или территории современных тектонических поднятий.

Геологическая природа части кольцевых структур, особенно гигантского размера, не имеет еще однозначной интерпретации. Предполагается, что они могут быть следами древней, догеосинклинальной истории развития Земли. Один из возможных вариантов классификации кольцевых структур приведен в табл. 18.1.

Таблица 18.1

Классифицирующий признак	Виды кольцевых структур					
	Размер (по диаметру в км)	Мегаструктуры (сотни и тысячи)		Макроструктуры (сотни)		Мезоструктуры (10 - 150)
Форма	Замкнутые			Фрагментарные		
	Простые			Сложные		
	Кольцевые	Овальные	Круглые	Концентрические	Эксцентрические	
Выражение в рельефе	Положительные			Отрицательные		
	Простые			Сложные		
Генезис	Метаморфические	Магматические	Тектонические	Тектономагматические и др.	Импактные	Нуклеары

Кольцевые структуры выделяются на снимках либо как округлая аномалия фототона, либо по концентрическому или радиальному фоторисунку. Часто выделению кольцевых структур благоприятствует округлый в плане или радиальный рисунок гидросети. Кольцевые структуры, отражающие брахискладки, часто выделяются именно по такому признаку, причем над брахиантиклиналями рисунок гидросети часто центробежный (от общего центра в разные стороны к периферии), а над брахисинклиналями — наоборот, от периферии к одному центру. Особенно отчетливо этот эффект бывает выражен в случаях, когда пликативные дислокации в древних структурах сопровождаются унаследованными неотектоническими движениями земной коры.

18.5. Техника геологического дешифрирования

18.5.1. Виды геологического дешифрирования

По способу работы со снимками выделяют визуальное и инструментальное дешифрирование. При визуальном дешифрировании снимки или другие материалы, предназначенные для работы, рассматриваются невооруженным глазом. Инструментальное дешифрирование осуществляется с помощью приборов. Как визуальное, так и инструментальное дешифрирование может быть качественным или количественным (измерительным). При качественном дешифрировании на снимках выделяются геологические объекты. При количественном измеряются их размеры и элементы залегания или степень потемнения (оптическая плотность) отдельных частей снимка. Оптическая плотность является числовым выражением фототона данного участка снимка.

Большая часть приборов, служащих для геологического дешифрирования, предназначена для получения стереоэффекта. Простейшие и наиболее употребительные из них — стереоскопы различных конструкций. Для измерения расстояний и относительных превышений, которые часто приходится производить на снимках, служат линейки, палетки дешифровщика, параллаксометры. Существует довольно многочисленный парк приборов, на которых можно получать стереоэффект и измерять расстояния и превышения. Кроме того, существуют приборы и программы, позволяющие перекодировать черно-белые изображения в окрашенные соответственно оптической плотности (степени потемнения, фототону) каждого участка снимка. Наконец, в ряде случаев применяются приборы, измеряющие оптическую плотность негатива в каждой точке, что позволяет численно характеризовать изменение фототона, например микрофотометр.

Наконец, изображения, получаемые с помощью телевизионных и сканерных устройств, изначально существуют в числовом виде, отражая интенсивность сигнала в каждой его точке (пикселе), и лишь потом визуализируются.

18.5.2. Преобразование (улучшение) снимков

Информация, интересующая геолога, часто бывает скрыта значительно более отчетливо наблюдаемыми, но не обусловленными геологическими причинами, антропогенными и физико-географическими объектами.

Для улучшения возможностей геологического дешифрирования служат специальные приемы, которые по применяемой аппаратуре делятся на три вида — фотографический, оптико-электронный и вычислительный (с помощью ЭВМ). В настоящее время вычислительные методы вытеснили все остальные. При этом используются как специализированные, так и стандартные пакеты программ, предназначенные для работы с картинками.

18.5.3. Принципы компьютерного дешифрирования

Наибольшее распространение получили пакеты программ, позволяющие дешифрировать изображения в интерактивном режиме. Это позволяет осуществлять «диалог» человек— компьютер. Задача компьютера — препарировать снимок, преобразовать его так, чтобы облегчить, ускорить и повысить надежность принятия решений исследователем.

Сейчас в наибольшей степени используются программы, позволяющие:

1. Изменять соотношение контрастов на фотоизображениях так, чтобы выделить важные для геологического дешифрирования особенности.
2. Выделять малоконтрастные объекты внутри отдельных областей.
3. Выделять на фотоизображении участки, различающиеся по выбранному признаку. Например, можно выделять объекты или контуры заранее заданной формы, в том числе и линейные, заданных направлений и размеров, а поверхности — равного фототона. В настоящее время разрабатываются и испытываются обучающиеся программы.

18.6. Применение аэро- и космических изображений при геологических исследованиях

18.6.1. Общие положения и порядок работы со снимками

Геологическое дешифрирование аэрокосмоснимков может явиться самостоятельным видом работ, но чаще органически входит в комплекс геологических исследований. Полнота, детальность и направленность геологического дешифрирования снимков меняется соответственно целям и задачам работы. Иногда, например при спе-

циальных методических работах, снимки служат только как обзорный материал для рекогносцировки и сведения воедино полученных результатов. В малоизученных районах снимки играют обычно сравнительно большую роль. Наиболее полно и разносторонне аэро- и космические изображения используются при составлении среднемасштабных геологических карт. Наибольшую пользу приносит дешифрирование, если оно постоянно сопровождает геологические работы.

Порядок работы со снимками следующий.

1. Определяется географическое местоположение снимка. Для этого пользуются репродукциями накидного монтажа и топографическими географическими картами. Наиболее четким ориентиром является гидрографическая сеть (реки, озера, искусственные водоемы и пересохшие русла). Телевизионные снимки часто поступают к потребителю с «впечатанной» на них градусной сеткой или координатами его углов.

2. Выбраковывают участки снимков, по техническим условиям не подлежащие геологическому дешифрированию, то есть выделяют и исключают те части фотоизображения, которые перекрыты облаками и тенями от облаков.

3. Предварительно дешифрируют снимки. На оставшейся части снимка выделяют контуры, для которых предполагается геологическая природа, и составляют схему предварительного дешифрирования. При выделении контуров на снимках сначала отрисовывают крупные, которые отражают основные черты геологического строения данной территории, а затем — все более мелкие, детализирующие это строение. В результате получается схема предварительного дешифрирования.

4. Проводят совместную интерпретацию схемы предварительного дешифрирования и имеющихся геологических материалов. Эта схема сравнивается с имеющимися данными о геологическом строении территории по двум направлениям:

— Выделенные контуры сравниваются с аналогичными контурами существующих геологических карт и карт геофизических полей.

— Те особенности фотоизображения, по которым выделялись контуры (дешифровочные признаки), сопоставляются со сведениями о вещественном составе и тектоническом строении данной территории.

В результате сопоставления выделяется новая информация — контуры, не имеющие аналогов на существующих геологических

картах. Основываясь на контрастно-аналоговом принципе дешифрирования, утверждающем, что в сходных физико-географических условиях сходные геологические объекты выглядят одинаково, делают предположения о геологической природе новых выделенных контуров.

Проверяют результаты дешифрирования. Способ проверки результатов дешифрирования зависит от масштаба снимков и предполагаемой геологической природы этих объектов. При крупномасштабных работах это обычно полевые геологические изыскания. При мелкомасштабных исследованиях, особенно на закрытых территориях, часто обращаются к исходным материалам геологического картирования, геофизическим съемкам соответствующего масштаба, данным геохимических исследований, результатам буровых работ. Полевая проверка результатов дешифрирования ведется на *эталонных* (типичных) и *ключевых* (особо сложных, существенных для понимания геологического строения территории) участках.

При мелкомасштабных исследованиях большое значение для опознавания отдешифрированных объектов имеют аэровизуальные наблюдения. Часто это вообще единственный способ выявления объекта.

При полевой проверке дешифрирования мелкомасштабных снимков обычно пользуются снимками более крупного масштаба, которые могут служить переходным звеном между объектами, видимыми на местности, и отдешифрированными на мелкомасштабных снимках.

Затем окончательно оформляют материалы дешифрирования. Заключительная процедура при дешифрировании снимков включает систематизацию дешифровочных признаков различных геологических объектов, составление окончательной карты и других необходимых (предусмотренных программой работ) графических приложений; составление объяснительной записки к карте или отчета; использование полученных в результате геологического дешифрирования снимков данных для прогноза размещения полезных ископаемых, в том числе нефти и газа; определение возможности и условий их нахождения в данной местности.

18.6.2. Применение снимков при составлении геологических карт

При геологосъемочных работах выделяются подготовительный, полевой и камеральный этапы, которые в свою очередь разделяются

на стадии. Наилучший эффект дает использование снимков на всех этапах и стадиях геологических работ.

Подготовительный этап. Организационно-проектная стадия. Определяется количество и виды фотоматериалов, необходимых для работы, оценивается качество имеющихся фотоснимков и при необходимости других видов съемок; заказываются необходимые виды фотоматериалов и приборов. Исходя из конкретной геологической и физико-географической обстановки определяются виды съемки, необходимость в цветной и спектральной съемках в фотопланах и другой специальной фотопродукции.

При подборе материалов для геологического дешифрирования в любом случае нельзя ограничиваться каким-либо одним масштабом снимков или только контактными отпечатками. Подбор материалов для дешифрирования основан на принципе «масштабной этажерки». При этом выделяется основной (рабочий) и дополнительные масштабы снимков. Основные рабочие масштабы снимка и составляемой карты должны быть близки, дополнительные масштабы отличаться в 2—5 раз от основных и друг от друга. Оптимальным является следующий набор масштабов снимков:

— обзорный — снимки, на которых можно увидеть положение района и крупнейших геологических образований в его пределах в общей геологической структуре региона. Для геологического картирования масштаба 1 : 50 000 это могут быть снимки масштаба 1 : 200 000—1 : 500 000. Важно, чтобы на этих снимках весь район предстоящих исследований можно было бы охватить одним взглядом. Требуется обычно 3—4 экземпляра этих снимков;

— рабочий — снимки масштаба, близкого к масштабу составляемой карты. На таких снимках будет видна большая часть геологических объектов, подлежащих изучению. Это основной рабочий материал. Контактных отпечатков снимков такого масштаба заказывают обычно три—пять экземпляров. Со снимков этого же масштаба делаются фотосхемы в масштабе снимков (1—2 экз.). Если район имеет сильно расчлененный рельеф, то следует заказывать приведенные фотосхемы или фотопланы в 2—4 экз.;

— детализационный — снимки, на которых видны самые мелкие из объектов, подлежащих изучению. Это могут быть либо проекционные отпечатки с тех же негативов, по которым делались контактные отпечатки основного масштаба, либо контактные отпечатки более крупномасштабных съемок. Обычно заказывают 1—2 экз. этих снимков.

При мелкомасштабных и обзорных работах основной рабочий материал имеет масштаб 1 : 1 000 000 — 1 : 200 000 или более мелкий. В этом случае необходимо иметь также снимки такого масштаба, на которых опознаются объекты, наблюдаемые на местности. Можно заказывать снимки не на всю изучаемую территорию, а только на площадь эталонных и ключевых участков, на которых предполагается полевая проверка результатов дешифрирования. По мере поступления заказанных фотоматериалов определяют их качество, каталогизируют и раскладывают по экземплярам в порядке, удобном для работы.

Стадия предварительного дешифрирования. Методика геологического дешифрирования предусматривает неоднократное возвращение к изучаемому материалу, повторный просмотр, дешифрирование и интерпретацию отдешифрированных объектов. Работу начинают с предварительного дешифрирования мелкомасштабных материалов, обращая внимание на определение положения изучаемого района и крупнейших элементов геологического строения в общей геологической структуре региона; выясняют геологические факторы, которые определяют рельеф, гидросеть, фототон и фоторисунок района. Обычно именно при предварительном дешифрировании мелкомасштабных материалов выявляются закономерности в плановом размещении речной сети.

Затем проводят предварительный просмотр аэрофотоснимков основного масштаба на стереомодели. Каждую стереопару рассматривают не обособленно одну от другой, а как составную часть всего района. При предварительном просмотре снимков трассируются фотомаркирующие горизонты, выделяются все контуры, имеющие предположительно геологическую природу. Оконтуриваются четвертичные отложения в тех местах, где они закрывают коренные породы сплошным чехлом.

После просмотра снимков всей территории данные дешифрирования сводятся на топооснову или, что проще — на фотосхему. Обычно перенос данных предварительного просмотра осуществляется вручную, по идентичным контурам. Составляя схему предварительного дешифрирования, не следует стремиться во что бы то ни стало замкнуть все контуры геологических объектов, полностью протрассировать маркирующие горизонты. Лучше оставить белые пятна и поставить знак вопроса на не поддающихся дешифрированию участках. Обычно на схемах предварительного дешифрирования нанесено много линеаментов, которые намечают структурный

план территории, выделены фрагменты маркирующих горизонтов, много белых пятен и знаков вопроса. Многие контуры не завершены.

После составления схемы предварительного дешифрирования ее сравнивают с имеющимися геологическими, тектоническими, геофизическими и другими картами. Такое сопоставление идет в двух направлениях:

— сверяют рисовку одноименных контуров и делают попытки обосновать причины расхождений в каждом конкретном случае. Участки, где обнаружены расхождения, подвергаются дополнительному дешифрированию;

— уточняют те особенности фотоизображения, которые являются дешифровочными признаками геологических образований. Предварительно определяют границы применимости того или иного признака. На схему геологического дешифрирования с карты наносят индексы хроностратиграфических подразделений.

К задачам предполевого дешифрирования относится также выбор эталонных (опорных, типичных) участков; выделение ключевых особо сложных участков, существенных для понимания геологического строения, намечаются пути подхода к геологическим объектам, выбираются территории для изучения разрезов и намечаются первоочередные маршруты.

Полевой этап. Камеральное дешифрирование. Полевое геологическое дешифрирование аэрокосмических снимков состоит из камеральной и маршрутной стадии. Камеральная стадия включает предмаршрутное и послемаршрутное дешифрирование.

1. При предмаршрутном геологическом дешифрировании составляется план наиболее рационального проведения предстоящего маршрута, намечаются наиболее важные и трудоемкие участки, определяются меры безопасности при выполнении работ в конкретных условиях. При подготовке к очередному маршруту выделяют дешифровочные признаки, подлежащие проверке и использованию в маршруте, с учетом опыта предшествующих маршрутов, намечают новые дешифровочные признаки, не установленные на этапе предварительного дешифрирования, выдвигают рабочую гипотезу о геологической природе объектов, явлений и процессов, ожидаемых в данном маршруте, которая должна быть проверена. В результате предмаршрутного дешифрирования подбираются и подготавливаются к работе в поле необходимые снимки.

2. При послемаршрутном дешифрировании подводят итоги мар-

шрута, критически анализируют результаты, выявляют имевшие место упущения и недостатки, намечают способы их устранения и проверки его результатов. Все установленные и намеченные границы, подтвержденные полевыми наблюдениями, переносятся со снимков на фотосхему и топооснову. Предмаршрутное камеральное дешифрирование следующего маршрута обычно делают сразу после того, как обработаны материалы и сделано послемаршрутное дешифрирование предыдущего.

Полевой этап. Маршрутное дешифрирование. В геологическом маршруте аэроснимки используются для различных целей.

Аэроснимок — это идеальная основа для ориентирования. При детальном и среднемасштабном исследовании для полевой проверки результатов предварительного дешифрирования выделяются, как уже говорилось, обычно отдельные эталонные и ключевые участки. На них ведется полевая проверка правильности предварительных дешифровочных признаков, то есть: а) выяснение правильности выбранных признаков; б) уточнение дешифровочных признаков, так как выработанные на предварительной стадии из общегеологических соображений они, даже если и верны, обычно бывают приблизительны; в) выяснение границ применимости дешифровочных признаков.

Работа на «ключевых» участках. «Ключевые» участки часто бывают не типичными, и дешифровочные признаки на них, как правило, отличаются от эталонных. На схемах предварительного дешифрирования на таких участках часто оставляют белое пятно и ставят знак вопроса. Такими ключевыми участками часто бывают замыкания пликативных дислокаций, клиновидное сочленение дизъюнктивных дислокаций, узлы в сети разломов. Только полевая проверка может подтвердить или опровергнуть результаты предварительного дешифрирования. В случае противоречий следует больше доверять снимку, чем отдельным наблюдениям на местности. Так, например, при отдельных небольших обнажениях элементы залегания толщ, замеренные в поле, часто искажаются из-за подворота слоёв или наличие более мелкой складчатости. Элементы залегания, замеренные при дешифрировании снимков, оказываются в таких случаях более достоверными. Другой пример. В закрытых районах в пачках, в которых переслаиваются более прочные и более рыхлые породы, последние часто не обнажены и ускользают от внимания исследователя, поэтому, при характеристике разреза, реальное соотношение между

твердой и мягкой частями разреза искажается в пользу твердой части. Дешифрирование снимков и выявление связи между стойкостью пород к выветриванию и, например, микроформами рельефа позволяет восстановить реальное количественное соотношение частей разреза.

Окончательный этап. Камеральные работы. При окончательном дешифрировании вновь просматривают снимки всей территории, и фотоизображение переинтерпретируется с учетом новых, полевых дешифровочных признаков. Именно при окончательном дешифрировании улучшают фотоизображение отдельных участков и производят измерения на стереоприборах. В заключительный камеральный период производят окончательное дешифрирование и составляют окончательную геологическую карту и объяснительную записку к ней. Окончательную карту составляют обычно на топооснове. Перенос данных дешифрирования осуществляется визуально или инструментально. Визуальный перенос данных геологического дешифрирования производится по идентичным контурам и применяется в тех случаях, если имеется четкая взаимосвязь геологического строения с элементами рельефа данного района. При визуальном переносе необходимо помнить об особенностях центральной проекции снимков, вызывающих искажения за рельеф и за наклон снимка.

При переносе данных дешифрирования с аэроснимков на фотопланы и фотосхемы задача облегчается и сводится к опознаванию на них точек и контуров, отмеченных на снимках. Перенос данных геологического дешифрирования с фотопланов на топокарту может быть выполнен простым изменением масштабов. Инструментальный перенос — это перенос данных дешифрирования на топооснову с помощью специальных приборов.

18.6.3. Применение снимков при поисках нефти и газа

Космические съемки поверхности Земли широко применяются при нефтегазопроисловых работах. Тектоника занимает ведущее место в комплексе геологических факторов, определяющих формирование и размещение скоплений нефти и газа в осадочной оболочке земной коры. Главная тектоническая информация, содержащаяся в изображениях ландшафта земной поверхности на космических снимках, относится дислокациям земной коры, оживленным, омоложенным новейшими и современными тектоническими движениями.

ми. Важно, что с помощью космических снимков можно различать в современном земном ландшафте такие признаки новейших и современных тектонических движений, которые обычно ускользают от внимания геологов при применении других методов.

Космические снимки используются для нефтегазогеологического районирования, основу которого составляет знание тектоники, в том числе ее современного структурного плана. Нефтегазогеологическое районирование на основе тектонического подхода служит научным обоснованием долговременных прогнозов открытия новых местоскоплений нефти и газа, определяет правильность выбора первоочередных направлений геолого-геофизических и буровых поисковых работ, экономическую эффективность этих работ на их различных этапах.

Иерархическая система нефтегазогеологического районирования имеет следующий вид: нефтегазоносная провинция, нефтегазоносная область, зона нефтегазонакопления, месторождение нефти и газа.

Нефтегазоносные провинции приурочены к крупнейшим тектоническим структурам унаследованного и длительного развития: синеклизам на платформенных плитах, системам предгорных прогибов, погружениям складчатых сооружений, межгорным впадинам. Эти тектонические структуры часто ограничены глубинными разломами, которые отражаются на космических снимках в виде фотолинементов. С помощью дешифрирования мелкомасштабных снимков возможно выделение ранее неизвестных и уточнение положения картировавшихся ранее разломов. Трассирование этих тектонических швов ведет к уточнению границ нефтегазоносных провинций, к совершенствованию уже существующего нефтегазогеологического районирования.

Нефтегазоносные области. На следующей ступени нефтегазогеологического районирования производится разделение провинций на возможные в их пределах нефтегазоносные области. Нефтегазоносные области обычно приурочены к крупным тектоническим сооружениям и по этому признаку разделены на несколько типов: 1) сводовых поднятий, 2) внутриплатформенных впадин изометрического строения, 3) линейно вытянутых поднятий внутриплатформенных складчатых сооружений и мегавалов, 4) линейно вытянутых грабенообразных впадин — авлакогенов. Среди нефтегазоносных областей складчатых и переходных территорий выделяются области: 1) предгорных впадин, 2) внутрискладчатых (межгорных) впадин,

3) погружений складчатых сооружений под наложенные поперечные прогибы.

Из крупных тектонических сооружений, контролирующих нефтегазоносные области, многие, в той или иной форме, проявляются в современном ландшафте и, следовательно, находят свое отражение на космических снимках. Наиболее контрастно проявляют себя на снимках линейменты, связанные с глубинными разломами, которые часто служат границами крупных тектонических сооружений и нефтегазоносных областей.

Зоны нефтегазонакопления. Тот же тектонический подход к районированию позволяет использовать космические снимки при выделении региональных зон нефтегазонакопления. Скопления нефти и газа образуют в регионально нефтегазоносных комплексах осадочной оболочки различные генетические зоны. Космические снимки дешифрируются особенно успешно, когда изображенный на них современный структурный план связан с валообразными и куполовидными поднятиями, а также с антиклинориями, подновленными, как и в случаях с предшествующими категориями районирования, молодыми тектоническими движениями. Хорошо дешифрируются и зоны, приуроченные к развитию региональных дизъюнктивных нарушений, выражающихся на снимках фотолинеаментами. Зоны повышенной трещиноватости также находят свое отражение на космических снимках. Прогнозирование таких зон нефтегазонакопления может быть основано на их приуроченности к разломам с повышенной неотектонической активностью, отражающимся на снимках фотолинеаментами.

Традиционными методами литологические и стратиграфические зоны нефтегазонакопления прогнозируются с трудом. В этом случае используют связь таких зон с крупными тектоническими поднятиями и их склонами, которые благодаря своей неотектонической активности проявляются в современном ландшафте и отражаются, вследствие этого, на космических снимках разными по фототону участками.

Месторождения нефти и газа. Космические изображения применяют для выявления локальных поднятий, находящихся в составе зон нефтегазонакопления, как потенциальных ловушек для нефти и газа. Они отображаются в ландшафте, а следовательно, и на космических снимках, только при унаследованном их развитии. При этом установлено, что чем крупнее локальные антиклиналы, тем чаще они отражаются на космических снимках. Поэтому при дешифри-

ровании больше вероятность обнаружить крупнейшие из этих скопления. При поисках нефти и газа в труднодоступных районах рекомендуются радиолокационные методы поисков, нечувствительные к облакам и погодным условиям и проникающие сквозь растительный и почвенный покров.

Примером применения аэрометодов может служить выделение локальных поднятий на территории Приобья. Западно-Сибирская плита – это полностью закрытый район, сильная заболоченность которого очень усложняет наземные геологические исследования, геофизические и буровые работы и затрудняет геологическое дешифрирование. Изучение аэрофотоснимков этой территории позволило выявить связь между скоростью неотектонических движений, изменением уклонов рельефа, скоростью течения воды в болотах и рисунками фотоизображения. Были установлены связи между ландшафтными признаками течения воды болот и величиной уклона. Например, топи каплевидной формы с направлением «хвоста» вниз по уклону соответствуют уклонам в $0,06'$, а прорывы толщи торфа цепочками озер, вытянутых по уклону, соответствуют примерно $15'$. Болота как бы «растекаются» от центральных частей неотектонических поднятий (рис. 18.17). Таким образом, дешифрируя



Рис. 18.17. Маркирование неотектонических поднятий растеканием воды в болотах

аэрофотоснимки, удалось по внешнему виду болот сделать заключение о расположении и контурах неотектонических поднятий, то есть участков, интересных для постановки наземных геофизических работ при поисках нефти и газа.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Что такое аэрокосмические методы?
 2. Каковы основные свойства аэро- и космических снимков?
 3. Для чего применяются аэрокосмические методы при геологических исследованиях?
 4. Что такое геологическое дешифрирование аэро- и космических снимков?
 5. Что такое дешифровочные признаки геологических объектов?
 6. Каковы особенности геологического дешифрирования открытых территорий?
 7. Каковы особенности геологического дешифрирования полуоткрытых территорий?
 8. Каковы особенности геологического дешифрирования закрытых территорий?
 9. Каковы особенности геологического дешифрирования акваторий?
 10. Что такое кольцевые структуры и какие геологические тела они отражают?
 11. Что такое линеаменты (фотолинеаменты) и какие геологические структуры они отражают?
 12. Какие существуют виды геологического дешифрирования и для чего они используются?
 13. Что такое преобразование снимков и для чего оно используется?
 14. Каков порядок геологического дешифрирования?
 15. Каков порядок применения аэрокосмических методов при геологическом картировании?
 16. Какие особенности нефтегазогеологических объектов позволяют применять аэрокосмические снимки при поисках нефти и газа?
-

ГЛАВА 19. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННОЙ ТЕКТониКИ

Тектонические движения происходили не только в давние геологические эпохи, но и в сравнительно близкие к нам времена — неоген-четвертичные. Такие движения называют *новейшими* и изучают геоморфологическими и, в особых случаях, археологическими методами. Продолжают действовать тектонические силы и в настоящее, историческое время, провоцируя *современные* движения, которые изучаются, в основном, геодезическими методами.

19.1. Общие представления о геоморфологическом методе

Наука, изучающая рельеф как геологическое тело — его генезис, возраст, структуру, называется *геоморфологией*. Формирование рельефа связано с неравномерным разрушением поверхности земной коры экзогенными процессами в те периоды, когда происходят устойчивые тектонические поднятия и на территориях устанавливаются континентальные условия (суша). В геологической истории такие периоды отвечают перерывам в осадконакоплении, поэтому главным источником информации о геологических процессах и сформированных в это время структурах становится рельеф. Его можно условно рассматривать как геологическое тело, обладающее многими характеристиками пласта. Кровля такого «пласта» проходит по вершинам, а подошва — по днищам долин.

Главные черты современного рельефа сформированы в результате планетарной тектоно-магматической активизации, начавшейся с середины—конца палеогенового периода (эоцен—олигоцен) и получившей название новейшей. Образованные в ее результате выраженные в рельефе структурные формы называются *морфоструктурами*.

Так как при континентальном развитии верхняя часть земной коры находится в консолидированном, относительно хрупком состоянии, доминирующей здесь является разрывная тектоника и блоково-глыбовый характер морфоструктур. Ограниченные разломами блоки испытывают вертикальные и горизонтальные перемещения и в совокупности могут формировать сводовые поднятия и пологовогнутые впадины (рис. 19.1). Такие поверхностные сводово-блоковые структуры в поперечнике достигают десятков и сотен километров.

19.1.1. Типы рельефа и их характеристика

Так как рельеф Земли формируется в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных сил, его характер позволяет судить об интенсивности и направленности движений земной коры. Уже по типу рельефа и отдельных его частей в общем можно судить о направленности новейшего тектонического развития территории. В целом выделяют четыре морфогенетических типа рельефа, отражающих соотношение интенсивности эндогенных и экзогенных процессов. Их характеристика приведена в табл. 19.1.

Древние, «мертвые», неразвивающиеся структурные формы выражаются в рельефе по-разному, в зависимости от того, погружается или поднимается территория в целом, а также от того, насколько отличается друг от друга устойчивость к денудации различных толщ (рис. 19.2). Так же по-разному могут отражаться в рельефе «мертвые» складки, в зависимости от их морфологических характеристик, размера и соотношений стойких и нестойких к денудации пластов на крыльях и в ядрах (рис. 19.3). Что же касается отражения в рельефе разломов, то оно зависит, в первую очередь, от литолого-стратиграфических условий в зоне разрыва, крутизны поверхности сместителя и типа разрыва. Как правило, сместители представляют собой зоны пород пониженной прочности и, следовательно, обычно подвергаются избирательной денудации, главным образом, эрозии (рис. 19.4 – 3,4,6,8). Особенно благоприятны для развития понижений (депрессий) рельефа разрывы, генетически связанные с растяжением – раздвиги и сбросы. Сбросы и взбросы в различных породах получают отчетливое морфологическое выражение, если крылья сложены различными по денудационным свойствам породами.

При этом может развиваться как прямой (рис. 19.4 – 1,3), так и обращенный (рис. 19.4 – 2) рельеф, в зависимости от того, относительно стойкие к денудации или нестойкие толщи приурочены к

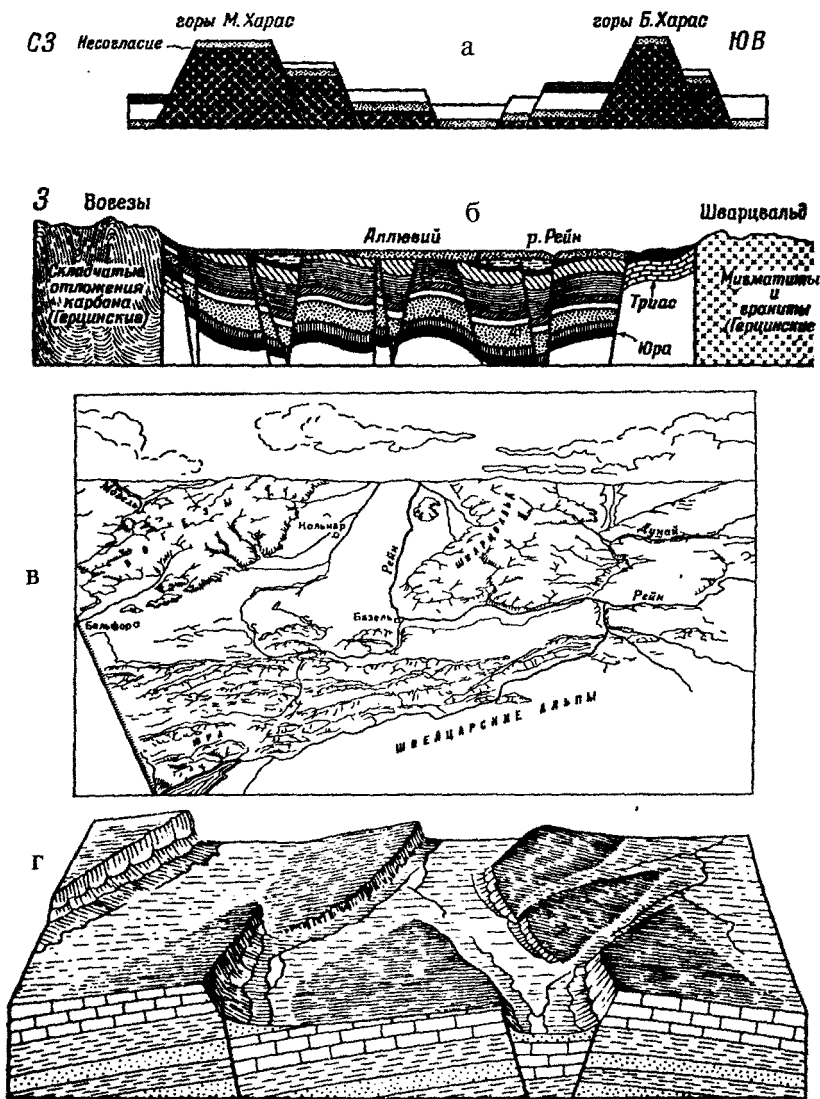


Рис. 19.1. Морфоструктуры: а – сбросовые структуры гор Харас, юго-западная Африка. Длина разреза около 96 км; б – разрез Рейнской рифтовой долины. Длина разреза около 48 км; в – перспективный вид Рейнского грабена (по И.В. Мушке-тову); г – структура сбросовой глыбы в хребтах Грейт Бэзина, Юта, США (по А. Холмсу)

Соотношение типов рельефа в зависимости от соотношения эндогенных и экзогенных процессов

Тип рельефа	Соотношение эндогенных и экзогенных процессов	Характеристика рельефа
Эрозионный горный	Интенсивность тектонических поднятий значительно превышает интенсивность экзогенного разрушения	Интенсивное эрозионное расчленение. Высокогорный рельеф с глубоко врезаемыми спрямленными крутосклонными речными долинами и вытянутыми водоразделами
Денудационно-эрозионный	Интенсивность тектонических поднятий не намного превышает интенсивность экзогенного разрушения	Преобладает боковая эрозия, сглаживание склонов, горизонтальное расчленение земной коры, денудация. Холмистый низкогорный рельеф с выработанными зрелыми (ширина больше глубины) долинами и широкими водораздельными поверхностями
Денудационный	Интенсивность тектонических поднятий примерно равна интенсивности экзогенного разрушения	Сглаженные волнистые денудационные равнины, с впадинами, заполненными осадками. Пенеплены
Аккумулятивная равнина	Интенсивность тектонических поднятий меньше скорости осадконакопления (относительные опускания внутриконтинентальных структур)	Аккумулятивная равнина, незначительно расчлененная за счет кратковременных периодов усиленных воздыманий. Рельеф выработан в осадках четвертичного возраста

тектонически поднятому крылу. Надвиги бывают хорошо выраженными только при сравнительно крутом (рис. 19.4 – 7) залегании сместителя и гораздо хуже или вообще не быть выраженными – при пологом (рис. 19.4 – 8,9).

Живые, активные в новейшую эпоху и современные разрывы отражаются в рельефе по-разному, в зависимости от сочетаний дифференцированных движений по поверхности сместителя, наложения знака движения по разрыву на знак региональных движений и стойкости к денудации горных пород, обнажающихся на крыльях разрывов (рис. 19.5). Так, когда висячее крыло разрыва сложено устойчивыми породами возникает прямой рельеф – поднятое крыло образует положительную форму рельефа (рис. 19.5–1–4, 17–20). В однородных породах, как устойчивых, так и неустойчивых, «мертвые» разломы не создают неровностей рельефа (рис. 19.5–9–11). Сама зона разрыва характеризуется повышенной трещиноватостью и про-

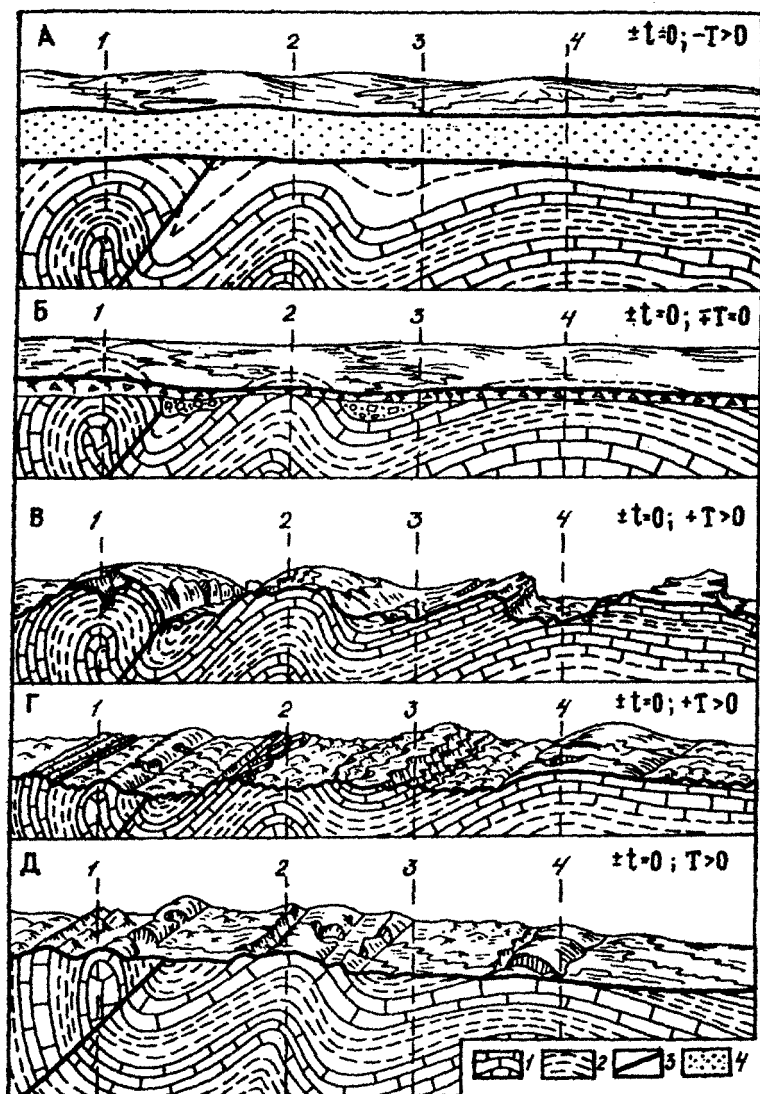


Рис. 19.2. Выражение в рельефе «мертвых» структурных форм в условиях: А – погружения; Б – длительного выравнивания; В, Г, Д – поднятия; 1 – породы, устойчивые к процессам денудации, 2 – породы, неустойчивые к процессам денудации, 3 – разрывы, 4 – новейшие осадки, $\pm t$ – движение отдельных структурных форм, $\pm T$ – региональные движения (по Н.П. Костенко, с изменениями)

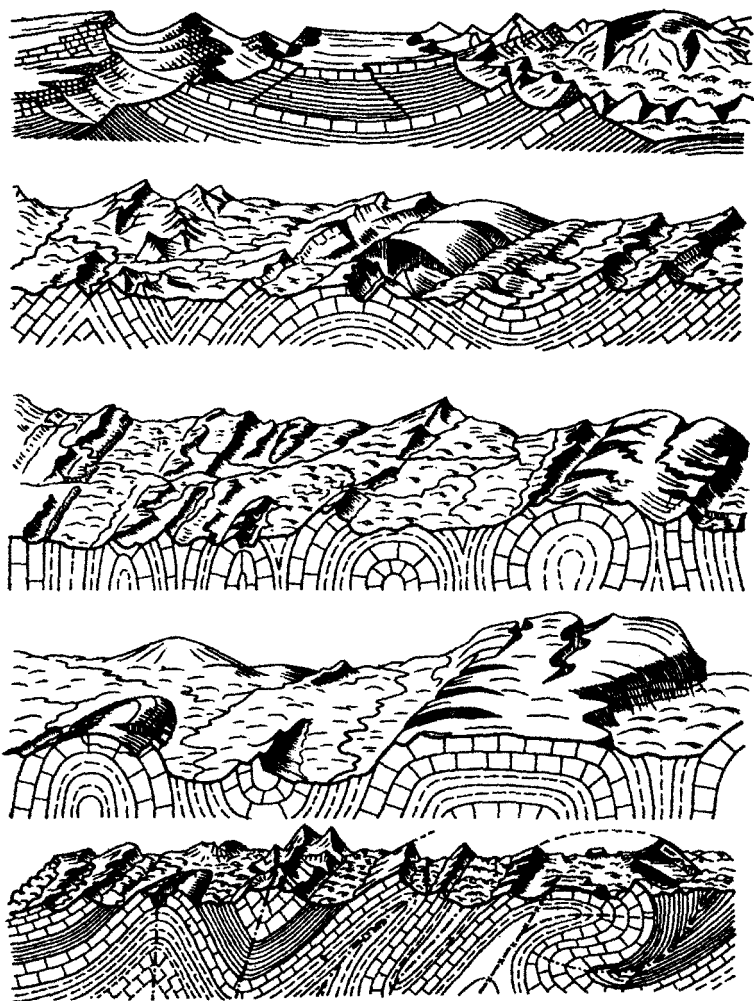


Рис. 19.3. Формы рельефа «мертвых» складчатых деформаций с различными морфологическими характеристиками и литологическими свойствами на крыльях и сводах. Условные обозначения те же, что и на рис. 19.2 (по Н.П. Костенко, с изменениями)

нищаемостью и обычно препарируется реками, образуя линеаменты. В зонах живых разломов, особенно сочетающихся с региональными поднятиями и благоприятными деструкционными свойствами горных пород, выходящих на дневную поверхность на крыльях, возникает ярко выраженный прямой рельеф (рис. 19.5 – 5, 6, 21, 22). При неблагоприятных литологических ситуациях, если висячее крыло сложено неустойчивыми породами, а лежащее – устойчивыми, приразломовый выступ может быть выражен слабее (рис. 19.5 – 7, 8, 23, 24) или отсутствовать совсем (рис. 19.5 – 28, 29).

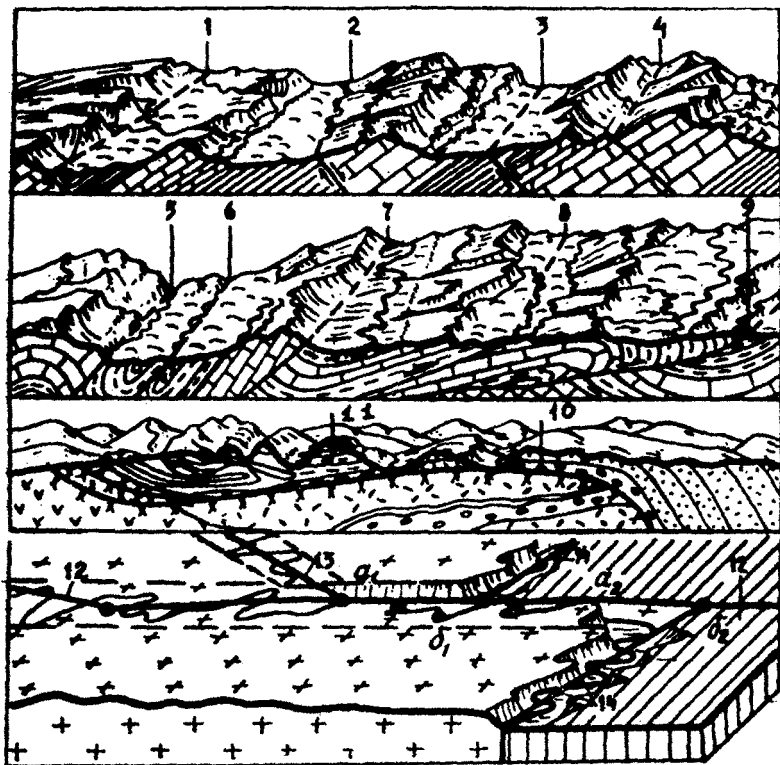


Рис. 19.4. Формы рельефа «мертвых» разрывных деформаций с различными морфологическими характеристиками и литологическими свойствами на крыльях и сводах. Условные обозначения те же, что и на рис. 19.2, численные обозначения объяснены в тексте (по Н.П. Костенко, с изменениями)

В однородных породах, в зависимости от скорости движения по разрыву, могут возникать два типа рельефа. При малых скоростях перемещения плоскостная денудация будет полностью разрушать висячее крыло, и разлом будет зафиксирован лишь понижением денудационного среза (рис. 19.5 – 5,16). Если движения по разрыву интенсивны, висячее крыло выразится в виде уступа тем ярче, чем выше скорость перемещения по разрыву (рис. 19.5 – 13,14,25–27). На зоне относительно погружающегося крыла развивается зона новейшей аккумуляции, которая простирается примерно вдоль линии разрыва и сложена продуктами разрушения висячего крыла. Так же разнообразно выражаются в рельефе осложнения складок «живыми» и «мертвыми» разрывами. Рельеф на крыльях складок формируется в соответствии с устойчивостью пород на крыльях. Рельеф «живых» складок, осложненных развивающимися разрывами, зависит, главным образом, от знака и скорости движений, а не от деструкционных свойств пород. Если сохраняется общее направление складчатых и блоковых деформаций, то развиваются горст-антиклинали,

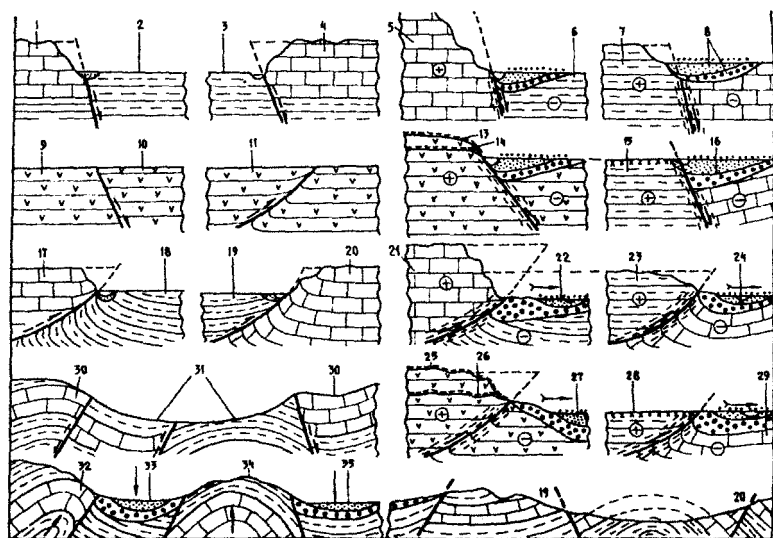


Рис. 19.5. Выражение в рельефе «живых» и «мертвых» разрывов в различных геологических условиях. Условные обозначения те же, что и на рис. 19.2, численные обозначения объяснены в тексте (по Н.П. Костенко, с изменениями)

выраженные в рельефе возвышенностями, а грабен-синклинали — впадинами (рис. 19.5 — 33 — 35).

Если общее направление складчатых и блоковых деформаций имеют противоположный знак, то в условиях растяжения может иметь место значительное проседание сводов по сбросам и образование грабен-антиклинали. Выжимание блока в сопредельной синклинали приводит к формированию горст-синклинали. Такой рельеф оказывается прямым по отношению к новейшей структуре и обращенным по отношению к первичной деформации (рис. 19.5 — 19, 20).

19.1.2. Последовательность формирования рельефа

Исходное формирование рельефа, каким бы сложным впоследствии он не стал, начинается с выровненной поверхности — пенеплена (рис. 19.6) или дна регрессировавшего морского бассейна. Фрагменты этой поверхности образуют самые возвышенные участки междуречий любой территории и по их положению можно судить о суммарных деформациях земной коры за континентальный этап развития.



Рис. 19.6. Горы Китатинни — древний поднятый пенеплен (по Ф. Лахи)

Вертикальные тектонические движения носят циклический характер, при котором происходит либо смена знаков движения, либо однонаправленные движения идут с увеличивающейся и уменьшающейся скоростью. При ведущей роли опускания это выражается в чередовании глубоководных и мелководных осадков в морских бассейнах. При ведущих поднятиях смена знака или скорости движения приводит к формированию ступеней или ярусов рельефа на междуречьях и террас в речных долинах.

Механизм формирования ярусов рельефа и террас одинаков. Разница лишь в продолжительности формирования, площади распрос-

транения и сложности строения. Ярус рельефа формируется за геологические периоды, распространен на площади в сотни квадратных километров и состоит из множества мелких форм рельефа, а терраса формируется всего за тысячи и десятки тысяч лет, развита в пределах одной долины, имеет простое строение. И ярус рельефа, и терраса образуются за цикл, состоящий из двух этапов. Первый этап – усиленное поднятие земной коры, преобладание глубинной эрозии, формирование склонов. Второй этап – относительное опускание, преобладание боковой эрозии, формирование широких днищ долин, впадин, региональных субгоризонтальных поверхностей. Новое усиление поднятий опять приводит к глубинной эрозии, врезу в сформировавшиеся днища, субгоризонтальные поверхности. Таким образом, и ярус рельефа, и терраса состоят из выровненных субгоризонтальных базисных поверхностей, на которые опираются разновозрастные склоны. Сами поверхности обрезаются склонами более молодой возрастной генерации.

Так как суммарные вертикальные движения на суше положительные, то чем выше ярус рельефа, тем он древнее. Самый верхний и древний ярус – это исходная выровненная поверхность. Самым молодым ярусом рельефа являются современные речные долины, отвечающие последнему этапу расчленения. Но и внутри долины выделяются террасовые ступени. Значит ритмичность в смене знаков относительных движений подчиняется строгой иерархии: более долгоживущие однонаправленные ритмы более крупного ранга (поднятия или опускания) состоят из сменяющихся кратковременных поднятий и опусканий более мелкого ранга.

По количеству ярусов рельефа, их возрасту, деформациям можно судить об этапах усиления и интенсивности вертикальных тектонических движений, а по перепадам высот между ярусами – об относительной амплитуде поднятий каждого этапа. Возраст ярусов рельефа можно определить по радиоизотопным, палеонтологическим и спорово-пыльцевым (палинологическим) данным из сохранившихся на ярусах отложений или коррелятных (соответствующих) им осадков в смежных впадинах. Выделение и корреляция ярусов между собой проводится по серии продольных и поперечных топографических профилей через изучаемую территорию.

19.2. Структурно-геоморфологический анализ рельефа

Структурно-геоморфологический анализ обладает обширным арсеналом методов и приемов изучения структурного плана территории, из которых мы рассмотрим только простейшие методы, освоение которых не требует глубокого знания геоморфологии.

19.2.1. Структурно-геоморфологический анализ поверхностей выравнивания междуречий

Сначала определяются максимальные абсолютные отметки высоких междуречий – исходной выровненной поверхности. Затем сравнивается распределение полученных высот по площади карты. Если значения высот близки, значит вся территория представляет единый морфоструктурный блок. Если же в структуре района выделяются несколько блоков, испытывающих разноамплитудные вертикальные движения, исходная поверхность в них будет поднята на разную высоту. Поэтому на границах соседних блоков абсолютные высоты междуречий будут заметно отличаться и между ними можно провести линию разрывного нарушения. В рельефе зона разрыва часто выражена прямолинейными склонами, обрывами, иногда колеобразными изгибами рек. На геологических картах такие разрывы могут быть не показаны, так как они имеют еще сравнительно небольшие амплитуды перемещения крыльев. На картах же показываются древние разломы с заметными амплитудами смещений, образующие зоны дробления, изменения горных пород. Если такие разломы активны и в новейший этап, с ними будут совпадать границы морфоструктур.

Несколько по-другому анализировать водоразделы предлагает Н.Г. Ласточкин. Он считает, что вдоль водораздельных линий протягиваются участки, до которых не доходит эрозия рек бассейнов, разделяемых этими водоразделами. Вся сеть полос отсутствия эрозии и является основой для построения карты тектонического рельефа. Эти площади опознаются на местности, топографических картах и аэрофотоснимках по отсутствию оврагов, ложбин стока и др. Вследствие действительного отсутствия речной эрозии различное гипсометрическое положение этих зон определяется только тектоническими движениями и их можно считать фрагментами тектонического рельефа. Кроме того, для построения карты тектонического рельефа нужно выделить границы долинного и наддолинного рельефа. Она читается на топографических картах по резкому сгущению горизон-

талей при переходе к бортам долины. Изогипса тектонического рельефа идет на водоразделе вдоль горизонтали до пересечения с границей долинного и наддолинного рельефа и отсюда переходит на противоположный берег (рис. 19.7). Эти поверхности показывают какой была бы поверхность, если бы она была образована исключительно тектоническими движениями, без искажающего влияния экзогенных процессов.

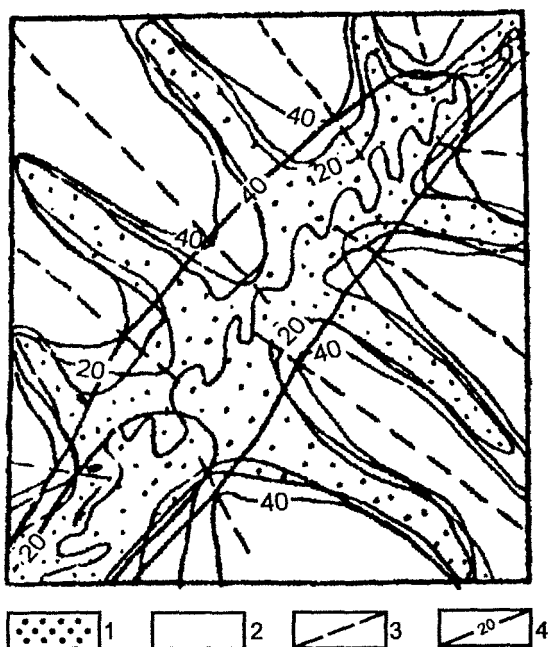


Рис. 19.7. Построение карты тектонического рельефа:

1 – долинный рельеф, 2 – наддолинный рельеф, 3 – водораздельные линии, 4 – изолинии тектонического рельефа (по Н.Г. Ласточкину)

19.2.2. Структурно-геоморфологический анализ базисов эрозии

Кроме анализа ярусов рельефа, континентальные структуры выявляются по изучению рельефа морских побережий. Так, в пределах опускающихся структур побережье изрезано многочисленными за-

ливами, подводными дельтами, эстуариями. При поднятиях образуются спрямленные аккумулятивные берега, морские террасы, выступающие в море дельты рек. Хорошо выявляются морфоструктуры при анализе продольного и поперечного профилей речных долин. На относительно поднимающихся блоках долина будет с V-образным поперечным профилем, порожистым руслом. При переходе на относительно опускающийся блок долина резко расширяется, русло реки приобретает извилистость. Количество террас, их высота на разных блоках также будет разной. Проследивая террасы вдоль речной долины или морские террасы вдоль побережий, аналогично тому, как проследиваются слои, можно выявить все основные особенности приповерхностной структуры: границы блоков, характер внутриблоковых деформаций. Часто у границ блоков с разной амплитудой поднятий наблюдаются речные перехваты (river capture). Интенсивно врезающаяся река с более низким базисом эрозии перехватывает часть долины или притоки реки с более высоким базисом эрозии. При горизонтальных перемещениях блоков между ними возникают долины-раздвиги — аномально расширяющиеся участки долины. При этом часто образуются горизонтальные коленообразные смещения борта главной долины.

19.2.3. Морфографические методы

Морфографические методы заключаются в качественном, визуальном выделении участков территории со сходными чертами рельефа. Выделять участки рельефа можно по различным признакам.

Расчлененность рельефа — один из наиболее наглядных параметров, который выявляется при анализе топографических карт и аэрофотоснимков. Качественно различие в вертикальной расчлененности рельефа можно оценить по резкой разнице в заложении горизонталей, а извилистость горизонталей (или число водотоков на единицу площади) характеризует горизонтальную расчлененность. Если при переходе с одной территории на другую эти характеристики меняются резко и одновременно, это в большинстве случаев свидетельствует о значительных неотектонических подвижках блоков земной коры, нередко разделенных разломами. Интерпретируя аномалии расчлененности рельефа, необходимо учитывать влияние различия в литологии и положении элементов рельефа относительно тальвегов и водоразделов, наклона слоев, экспозиции. Сравнивать между собой можно только одноранговые и одноименные объекты.

Плановое очертание речного русла, кроме гидродинамических причин, зависит также от изменения высот общих и местных базисов эрозии. В основе изменения местных базисов лежат тектонические движения различного знака. Участки спрямленных русел рек указывают на их относительное поднятие (если они не заложены по дизъюнктивной дислокации), тогда как участки интенсивного развития блуждающих меандр и заболоченности почвы указывают на опускание. Особенно хорошо это видно на аэрофотоснимках.

Плановый рисунок речных долин может отражать (а может и не отражать) неотектонические движения. Чаще всего структуры не отражаются реками первого порядка, слишком маленькими по размеру. Местные реки могут отражать структуру радиальным характером своих очертаний. Транзитные реки либо не реагируют на структуры, либо представлены долинами огибания или долинами с резкими поворотами. Реки, транзитные по отношению к одним структурам, могут быть местными и отражающими для других структур. Конфигурация речной сети не только указывает на место расположения новейшего поднятия, но иногда позволяет довольно точно определить его контуры (рис. 18.4).

Таким образом, морфологический метод в морфоструктурном анализе заключается в качественном изучении всего комплекса вышеперечисленных характеристик элементов рельефа. Результат этого анализа может быть изображен на специальной морфографической карте. Основа этой карты заключается в морфографическом районировании, содержание остальной части должно включать все морфографические признаки положительных и отрицательных неотектонических структур. Только после построения такой карты можно приступать к структурно-тектонической интерпретации всех выявленных признаков. При интерпретации необходимо максимально учитывать факторы экзогенного характера, климат, гидрологические особенности, а также литологические характеристики поверхностных отложений. Делать какие-либо заключения о характере новейших движений и тем более прогнозировать местонахождение и контуры тектонических структур можно только при однозначной интерпретации всего комплекса признаков на каждом рассматриваемом участке.

19.3. Морфометрические методы

Сущность морфометрического структурно-геоморфологического анализа состоит в замерах и графической или расчетной переработке числовых характеристик форм рельефа. Изолинии на таких морфометрических картах позволяют не только наметить местоположение и очертания предполагаемых структурных форм, но и дать им сравнительную количественную оценку. В настоящее время насчитывается около полусотни способов морфометрической трансформации топографических карт для структурно-геоморфологических целей. Мы не будем рассматривать их все, ограничимся лишь самыми популярными.

19.3.1. Анализ продольных профилей рек

В основе структурно-геоморфологического анализа продольных профилей (уклонов) гидросети лежит предположение о том, что в однотипных физико-географических и геолого-геоморфологических условиях из разнообразных факторов природной среды, влияющих на продольный профиль рек, ведущее значение имеют тектонические движения.

Формирование продольных профилей рек связано с их гидрологическим режимом, литологическими особенностями размываемых пород и с новейшими тектоническими движениями. Анализ продольных профилей рек проводится путем выявления отклонений падений рек на отдельных участках от средних значений их для данного района.

Аномалии продольных профилей рек вычисляют по-разному. Можно выделять величины падений рек (в сантиметрах на километр) для отрезков 5–10 км. Изолиния 20 см/км отделяет друг от друга разнородные в неотектоническом отношении площади. Можно строить карты изодеф – линий равных значений деформаций продольных профилей – отклонений топографических профилей от их идеальных геометрических аналогов. Иногда составляют карты падений рек и аномальных уклонов продольных профилей рек. Составление таких карт производится следующим образом:

– Вычисляют по топографическим картам величину падения рек в метрах на километр во всех точках отметок урезов воды в местах пересечения русла реки горизонталью. Эти точки наносят на карту и между ними подписывают величину падения. Как правило, вниз по течению реки продольный профиль выполаживается и значения па-

дения уменьшаются. Анализируя профиль от истока к устью, выделяют такие участки, на которых значения падения больше, чем на отрезках, расположенных выше по течению. Такие участки называются аномальными.

Для каждого аномального участка вычисляется коэффициент превышения уклона по формуле:

$$K_i = \frac{i_a}{\frac{1}{2}(i_b - i_m)},$$

где i_a — падение реки на аномальном участке; i_b и i_m — падение реки на участках непосредственно выше и ниже аномального.

— Участки с аномальными падениями по ряду соседних рек объединяют в зоны аномальных падений. Такие зоны часто бывают приурочены к крыльям пликативных структур, или к разломам, активным в новейшее время. При интерпретации карт аномальных падений рек необходимо, как и при интерпретации других карт, учитывать нетектонические факторы: неоднородность литологического состава пород, особенности гидрологического режима (впадение притоков) и другие причины.

19.3.2. Реконструкция тектонического рельефа

Реконструкция тектонического рельефа, или построение карт обобщенного рельефа, проводится для восстановления тектонической первичной поверхности в том виде, который она могла бы иметь, если бы в процессе своего формирования и позднее не подвергалась эрозионному воздействию текущих поверхностных вод. Способы составления карты тектонического рельефа могут быть различны. Она может быть нарисована на топографической основе путем обобщения горизонталей, выступы которых соединяются плавными линиями; в случае значительного удаления групп высотных отметок или останцов от положения горизонталей близкого к ним значения они должны быть объединены замкнутой морфоизогипсой — «тектоизогипси». При интерпретации карты признаками локальных поднятий служат общая беспокойная рисовка «тектоноизогипс», уменьшение заложения между ними, наличие резких выступов или замкнутых тектоноизогипс. Отрицательные структуры выражены на карте большим заложением «тектоноизогипс». Этот метод применим исключительно для равнинных территорий. Очерчиваемые морфоизогипсами крупные неровности рельефа не всегда явля-

ются морфоструктурами в точном смысле этого слова. Они могут соответствовать как полностью или частично выраженным в рельефе тектоническим структурам, так и литологически обусловленным неровностям денудационного рельефа. В областях с сильно расчлененным денудационным рельефом морфоизогипсы рисуют только предполагаемые морфоструктуры, их связь с тектоническими структурными формами еще требует доказательства.

При необходимости выявления более крупных морфоструктур по тем же правилам проводят обобщение морфоизогипс и получают карту морфоизогипс второго порядка. В условиях денудационных сильно расчлененных равнин восстанавливаемая «первичная» поверхность только местами касается реального рельефа, причем уклоны той и другой могут быть различны. В этих случаях обобщение рельефа обязательно проводят в несколько этапов, строя карты морфоизогипс разных порядков. При таком поэтапном обобщении сначала исключаются малые формы экзогенного рельефа, а затем более крупные, до тех пор, пока не будет восстановлен «первичный» рельеф, исходный для последнего этапа формирования морфоструктуры региона. В районах развития блоковой тектоники для учета разрывных нарушений и выявления тектонических блоков строят совмещенные карты морфоизогипс и линеаментов.

Правила структурно-геоморфологической интерпретации морфоизогипс те же, что и при интерпретации любых структурных карт в изолиниях. Положительные морфоструктуры фиксируются по замкнутым морфоизогипсам или их положительным выступам; отрицательные — также по замкнутым морфоизогипсам, отрицательным «заливам» и значительному расхождению соседних морфоизогипс при их дисгармоничной рисовке; разрывные нарушения — по сгущению спрямленных морфоизогипс, их коленчатым изгибам или резкому изменению направления ряда морфоизогипс, по скользящему последовательному их сближению. Морфоизогипсы наиболее близко передают морфологию погруженных тектонических форм, если тектонический рельеф прямой, и направление последующих неотектонических движений наследовало древний структурный план.

Если расчлененность рельефа очень значительна, карты морфоизогипс не эффективны, но и в этом случае их составление полезно, так как дает представление об общей морфоструктуре района.

19.3.3. Анализ расчлененности рельефа

Морфометрические приемы, связанные с количественным изучением расчлененности земной поверхности, ориентированы на выявление структурных форм, косвенным показателем которых может служить характер и интенсивность расчленения рельефа. Показателями расчлененности земной поверхности являются вертикальное, горизонтальное и общее (вертикальное и горизонтальное вместе) расчленение.

Анализ густоты горизонтального расчленения. Наиболее простой способ выявления горизонтальной расчлененности рельефа заключается в построении карты, на которой показателями интенсивности расчленения служит длина эрозионной сети на единицу площади $P=L/P$. Показатели интенсивности расчленения подписываются на карте внутри квадратов (элементарных ячеек), по которым ведется подсчет длины эрозионной сети, а затем, в соответствии с выбранной шкалой, квадраты закрашиваются или заштриховываются. Густота эрозионной расчлененности может также определяться по расстояниям между линиями водоразделов и днищами (талвегами) эрозионных форм. На основании этих карт составляют карты густоты и аномалий густоты долинно-балочной сети.

Карты глубин расчленения. Существует много способов составления карт вертикального расчленения рельефа. Один из них заключается в том, что на топографической основе проводят границы элементарных бассейнов (элементарных ячеек), а затем в каждой из них определяют амплитуду между самой высокой и самой низкой точками ΔH . По полученным данным проводятся изолинии вертикальной расчлененности. Затем полученные данные разлагают на фоновую и локальную составляющие (приложение 5) и анализируют полученные карты с уже разбиравшихся структурно-геоморфологических позиций (§ 19.3.2).

Чтобы исключить влияние гидрологического фактора, иногда строят карты глубин вреза только для равновеликих рек. Равновеликость рек определяется их гидрологическими свойствами (равными расходами воды) или однопорядковостью (приложение 6). Для этого в равновеликих реках через равные интервалы подписывают абсолютные значения уреза реки и от каждой точки с отметкой уреза восстанавливают линию стока (по перпендикулярам между горизонталями топографической карты) до ее пересечения с водораздельной линией вершинной поверхности. Разница отметок высоты водораз-

дельной линии в этой точке и уреза воды принимается за глубину вреза реки в данной точке. Затем точки равных значений глубин вреза соединяются изолиниями. Существует еще много других методов изучения вертикальной расчлененности рельефа.

Общая структурная расчлененность поверхности отражает структурно-тектоническую составляющую рельефа полнее, чем отдельно вертикальная или горизонтальная расчлененность. Существует несколько методов изучения общей расчлененности рельефа.

Построение карт интенсивности эрозионного расчленения. Для этого производят расчет коэффициента интенсивности эрозионного расчленения по формуле:

$$Q = \frac{\Delta H L}{P^2},$$

где Q – отношение суммарной длины водотоков речной сети (которую подсчитывают без учета извилистости русел) к единице площади L/P отражает горизонтальное расчленение, а отношение максимальной разности высот к единице площади $\Delta H/P$ – вертикальное. Если площади, по которым ведется подсчет, одинаковы, можно не делить на площадь. Карту интенсивности эрозионного расчленения можно разложить на фоновую и аномальную составляющие (приложение 5) и анализировать их по отдельности.

В пределах малорасчлененных равнинных территорий общую расчлененность территории можно оценить путем построения карт суммы длин горизонталей. Сущность этого приема заключается в том, что рисунок горизонталей и их общая протяженность на единицу площади отражают густоту и глубину расчленения. Техника построения таких карт сводится к разбивке площади на элементарные ячейки и подсчету суммарных длин горизонталей по каждой элементарной ячейке.

Территории с наибольшим расчленением рельефа соответствуют активным новейшим поднятиям, к которым, например, в Волго-Уральской нефтеносной области приурочены месторождения нефти.

19.4. Методы изучения современной тектоники

В структурно-геологических исследованиях для изучения современной тектоники чаще всего применяется геодезический метод.

Геодезический метод как самостоятельное научное направление интенсивно разрабатывается с 50-х годов. В основе его лежит сравнение геодезических измерений, повторяемых с промежутками в несколько месяцев, лет или десятков лет. Первоначально это были нивелирные измерения, которые применялись преимущественно для изучения относительных вертикальных перемещений земной поверхности. Начиная с середины 60-х годов в арсенал геодезического метода включаются радиоинтерферометры и лазерные дальномерные системы.

Величины современных вертикальных движений земной поверхности определяются путем сравнений превышений между пунктами наблюдений, полученных в различные циклы (эпохи) наблюдений. Если по результатам двух или более эпох нивелирования относительное высотное положение соседних реперов вдоль линии не изменилось (или изменилось в интервале ошибок измерений), то относительное вертикальное смещение земной поверхности между этими пунктами отсутствует. Если же в период между двумя или более эпохами нивелирования выявляются значимые различия в измеренных превышениях между смежными пунктами, то это свидетельствует о взаимном смещении смежных пунктов нивелирования. Линии повторного нивелирования сводят в систему замкнутых полигонов. Многократно повторенное нивелирование позволило установить сложный временной спектр современных вертикальных движений земной поверхности. Наиболее существенными в нем являются две основные компоненты движений — направленный долгопериодный тренд движений, когда соответствующие скорости характеризуются относительным постоянством за длительные интервалы времени (годы и десятилетия), и короткопериодическая компонента движений, характеризующаяся существенной изменчивостью величины скорости движений за короткие промежутки времени.

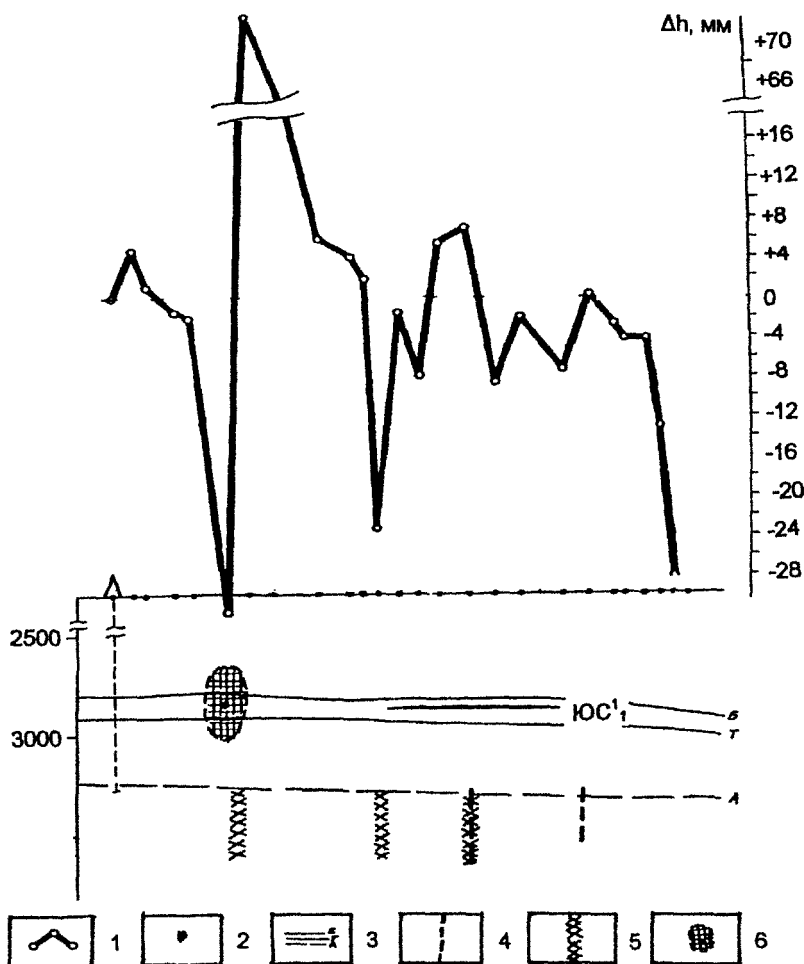
Многократные наблюдения вдоль одного и того же профиля удобно представлять в виде специальных пространственно-временных графиков. Для их построения по горизонтальной оси графиков отмечают расстояния от исходного пункта, а по вертикальной — интервал времени от начальной эпохи. Величина скорости подписывается в точке пересечения перпендикуляров, проходящих через соот-

ветствующий пункт (на горизонтальной оси) и среднюю эпоху для данного интервала времени (на вертикальной оси). На основании нанесенных значений поля скоростей современных вертикальных движений проводят изолинии равных величин скоростей.

Изучение скоростей современных тектонических движений производится либо на больших территориях, в результате чего составляются карты современных вертикальных движений для стран мира, либо проводятся детальные исследования на геодинамических полигонах.

Региональные исследования установили блоковое распределение современных вертикальных движений в земной коре и их тесную связь с разломами. Средние скорости современных движений для платформ — 10 мм/год для горизонтальной составляющей и 6—8 мм/год для вертикальной составляющей движений.

Детальные исследования на геодинамических полигонах проводятся с целью изучения характера деформирования земной коры в связи с землетрясениями, а также для изучения современной геодинамики осадочных нефтеносных бассейнов для разработки геодинамических основ прогнозирования нефтегазоносности недр. Результаты повторного нивелирования на геодинамических полигонах с интервалами наблюдения в месяцы и годы уверенно выявили скорости движений в десять раз большие региональных, которые имеют знакопеременный короткопериодический характер (рис. 19.8).



19.8. Кривая повторного нивелирования на Удугском геодинамическом полигоне: 1 – кривая современных вертикальных движений земной поверхности, 2 – пункты повторного нивелирования, 3 – основные отражающие горизонты по сейсмическим данным и нефтяная залежь пласта ЮС¹, 4 – разрывные нарушения по сейсмическим данным, 5 – разломы в фундаменте и осадочном чехле по геодинамическим данным, 6 – расчетные зоны максимальных напряжений

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Чем занимается наука геоморфология?
 2. Что такое новейшие тектонические движения и неотектоника?
 3. Что такое современные тектонические движения и современная тектоника?
 4. Что такое морфоструктура?
 5. Каким образом рельеф зависит от скорости и знака тектонических движений?
 6. Как отличить юную долину от зрелой?
 7. Что такое ярус рельефа и как он образуется?
 8. Для чего проводят структурно-геоморфологический анализ поверхностей выравнивания водоразделов?
 9. Для чего проводят структурно-геоморфологический анализ базисов эрозии?
 10. Чем морфографические методы изучения рельефа отличаются от морфометрических?
 11. Для чего изучают продольные профили рек?
 12. Что такое тектонический рельеф и как его изучают?
 13. Для чего изучают расчлененность рельефа?
 14. Какие виды расчлененности рельефа существуют?
 15. Какими методами изучают современные тектонические движения? Какие структуры они создают?
-

ГЛАВА 20. СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ РАЗРЫВОВ

20.1. Общие сведения о статистическом изучении разрывов

Разрывы не встречаются в природе поодиночке, а в разных структурно-формационных комплексах образуют свои парагенезисы, что позволяет расчленять различные толщи по различиям в сети разрывов. По их ориентировке и кинематике можно также восстановить направление осей тектонических напряжений, а это, в свою очередь, позволяет прогнозировать наличие ловушек для нефти и газа, а также возможные направления миграции флюидов в земной коре. Кроме того, изучение ориентировок разрывов и направления перемещений крыльев по ним необходимо для выявления геодинамических условий формирования структур.

Методика изучения и тектодинамической интерпретации разрывов основана на положениях о деформациях твердого тела, которое рассматривается как однородное и изотропное. Горные породы являются неоднородными и анизотропными телами. Кроме неоднородностей, деформируемость пород сильно зависит от насыщенности водой, давления, температуры, продолжительности действия нагрузки на горную породу. Так, наличие растворов и увлажненность значительно уменьшают прочность пород. Повышение давления и температуры приводит к тому, что даже хрупкие породы ведут себя как пластичные тела. При длительных, даже сравнительно незначительных нагрузках в породах появляются пластические деформации и даже разрывы. Поэтому геолог, с одной стороны, вынужден упрощать, создавать идеальную модель, с другой — учитывать все имеющиеся геологические данные по изучаемой территории. Кроме того, очень важно и одновременно трудно выделять и сопоставлять только одноранговые (одномасштабные) объекты и явления, а также выявить объект, структуру, которые можно рассматривать как единое

целое, без учета осложняющих мелких неоднородностей. Поэтому на практике случается, что данные моделирования разрывов и теоретические построения не согласуются с данными полевых наблюдений.

В структурном изучении разрывов выделяются два направления: анализ трещиноватости и анализ сети линейментов.

20.2. Методы изучения трещиноватости

Чаще всего для определения тектодинамических характеристик изучаемой площади изучается трещиноватость. Трещины развиты везде, во всех породах, даже рыхлых, доступны для прямого наблюдения и измерений. При полевых наблюдениях первичные, тектонические и экзогенные трещины отличить не всегда возможно, поэтому следует обязательно замечать и описывать все особенности разрывов и их взаимоотношения с рельефом, заполнение полости разрывов, наличие зеркал скольжения и т.д. Поэтому проводятся массовые замеры элементов залегания трещин с последующим статистическим анализом и выявлением разными методами закономерностей между их ориентировкой и генезисом.

Формирование трещин вызвано определенно ориентированными в земной коре напряжениями. Поэтому трещины одного поля напряжений имеют близкие ориентировки и при статистической обработке на диаграммах образуют максимумы, которые накладываются на «фоновую» трещиноватость, образованную разноориентированными одиночными трещинами.

Любая работа по изучению и статистическому анализу трещиноватости состоит из последовательных операций:

1. Сбора полевых наблюдений.
2. Построения диаграмм трещиноватости.
3. Статистической обработки замеров трещиноватости.
4. Тектонической интерпретации диаграмм.

20.2.1. Сбор полевых наблюдений

Изучение методики сбора полевых замеров относится к курсу полевой геологии. При полевых исследованиях трещин определяют элементы их залегания, взаимное соотношение стенок, минеральное выполнение, величину зияния, соотношение с другими элементами строения пласта, как они изменяются при переходе из одного

слоя в другой и из одних пород в другие, если удастся – генетический тип. Характеристика различных генетических типов трещин и их внешние признаки приведены в разделе 9.3.

Чтобы данные по трещиноватости были представительными, в одном обнажении (на одной площадке измерения) необходимо сделать не менее 100 замеров без выбора, подряд, но обязательно в одной и той же породе. Площадка, на которой проводились замеры, обычно изображается в масштабе карты точкой. Результаты замеров сводятся в таблицу, пример которой приведен в табл. 9.2.

Элементы залегания трещиноватости изучают обычно статистическими методами с помощью специальных диаграмм их ориентировки. Построение круговых диаграмм заключается в проецировании трещин или перпендикуляров к ним либо на сферическую плоскость, в результате чего получаются круговые диаграммы, либо на диаграмму-матрицу П.Н. Николаева.

20.2.2. Построение круговых диаграмм трещиноватости

Для построений удобно пользоваться одной из специальных полярных палеток: равноплощадной (сеткой Вальтера–Шмидта) – рис. 20.1, искажающей углы, но сохраняющей относительные размеры площади, равнопромежуточной (Каврайского) – рис. 20.2, искажающей и углы и площади, но в меньшей степени, равноугольной сеткой (Вульфа), искажающей площади и оставляющей истинными соотношения между углами (рис. 20.3). Последующая обработка замеров проще, если пользоваться равноплощадной сеткой (Вальтера–Шмидта).

На выбранную сетку в центре накалывают кальку с прочерченной на ней окружностью того же диаметра, что сетка с нанесенным на нее штрихом, обозначающим начало отсчета. Данные замеров наносят следующим образом:

– Начало отсчета на кальке, т.е. штрих, соответствующий северному направлению (0), совмещают со значением азимута падения, нанесенным на внешней окружности палетки. Градуировка сетки, так же, как и у горного компаса, зеркальная. Она является как бы «негативом», используя который мы получим на кальке-чертеже правильное изображение.

– На радиусе, соединяющем центр круга с нулевой отметкой, помечают значение, соответствующее углу падения.

– Полученную точку фиксируют на кальке условным знаком, принятым для данного типа трещин.

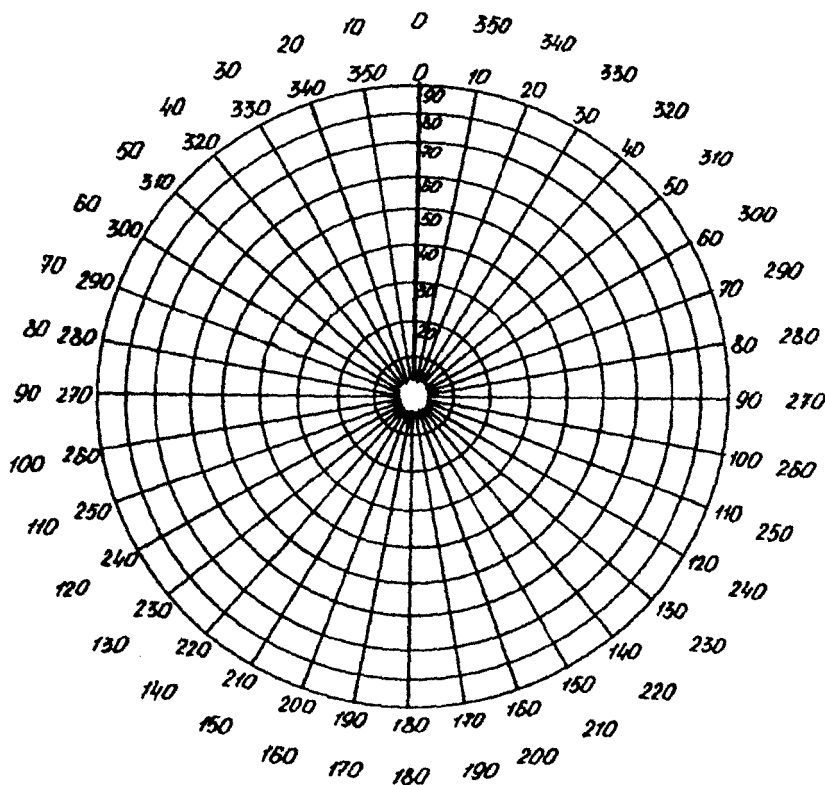


Рис. 20.1 Равноплощадная стереографическая проекция Вальтера–Шмидта

При таком способе нанесения на круговой диаграмме изображаются проекции на горизонтальную плоскость точек пересечения верхней полусферы и перпендикуляров к трещинам. При этом горизонтальные трещины проецируются в центр круга, вертикальные — на окружность (меридиональные — справа и слева на круг, а широтные — сверху и снизу). Крутые трещины окажутся на периферии диаграммы, а пологие — вблизи ее центра. На рис. 20.4 показана круговая диаграмма, подготовленная к дальнейшей работе. Сведения о генетической приуроченности трещин получены по признакам, зафиксированным при полевых наблюдениях.

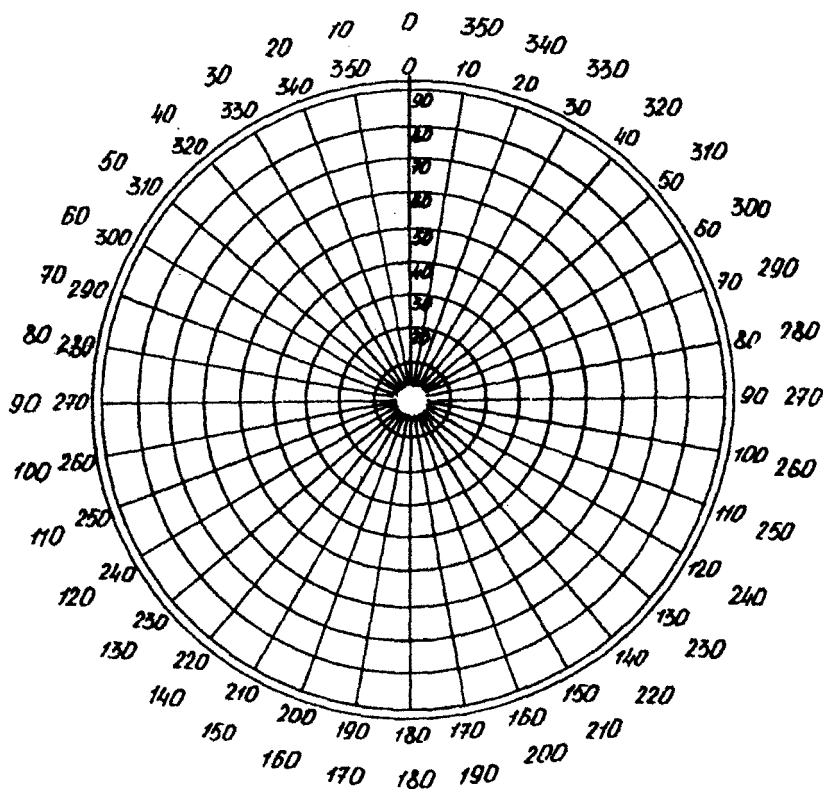


Рис. 20.2. Равнопромежуточная стереографическая проекция Каврайского

20.2.3. Статистическая обработка круговой диаграммы

Работа заключается в проведении изолиний плотности (интенсивности) трещиноватости на круговой диаграмме. Изолинии могут обозначать различные параметры, например, количество трещин, приходящихся на телесный угол, число трещин на единицу площади диаграммы, отклонение от равномерного распределения и т.д. В качестве примера рассмотрим простейший случай – построение диаграммы, отражающее число трещин, приходящихся на единицу ее площади.

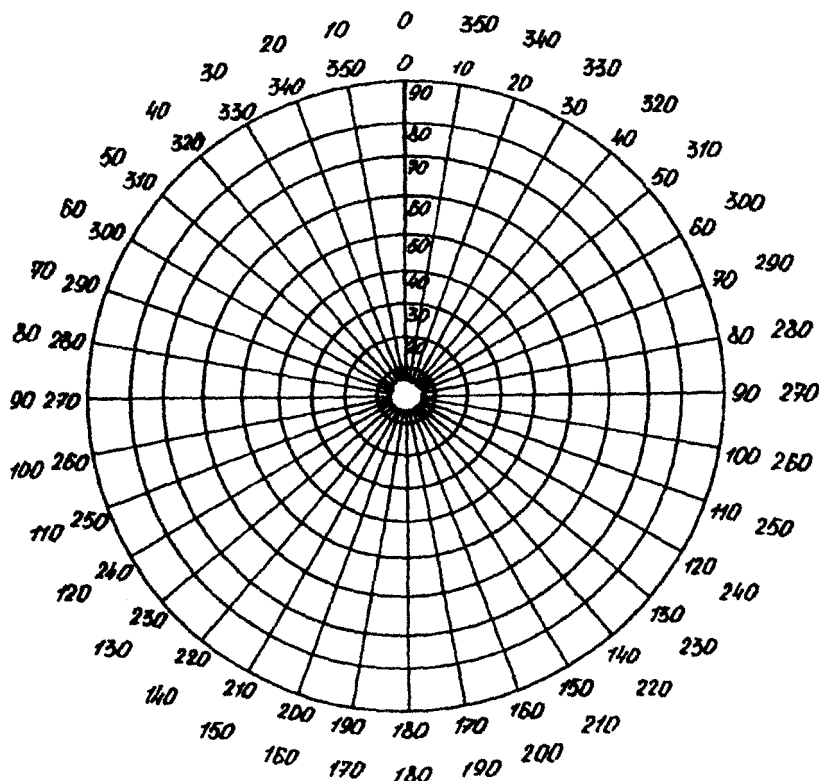


Рис. 20.3. Равноугольная стереографическая проекция Вульфа

Для этого:

– Кальку с нанесенной на нее точечной диаграммой помещают на палетку, разграфленную в виде квадратов (рис. 20.5). Площадь квадрата осреднения зависит от площади круга и равна по площади 1%. Для круга радиусом 10 см квадраты будут иметь сторону 1,8 см. При работе с точечной диаграммой другого радиуса следует пересчитать размер квадрата.

– Подсчитывают число точек, приходящихся на каждый из квадратов, и полученную величину надписывают в его центре. Если точка попала на границу двух или четырех квадратов, ее как полови-

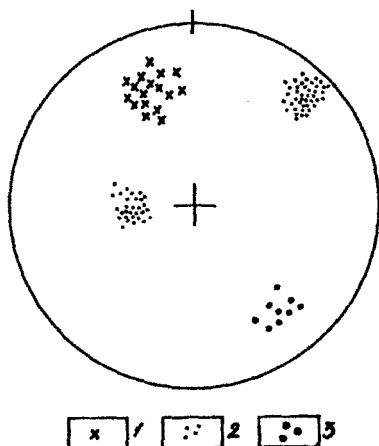


Рис. 20.4. Круговая диаграмма трещиноватости: 1 – нормали к трещинам отрыва, 2 – нормали к трещинам скола, 3 – нормали к трещинам бокового отпора

ну или четверть учитывают во всех соседних квадратах. Если на периферии круга точка попала на клетку меньшего, чем стандартный, размера, объединяют противоположные клетки и, просуммировав общее число точек на них, делят их пополам, как показано на рис. 20.5.

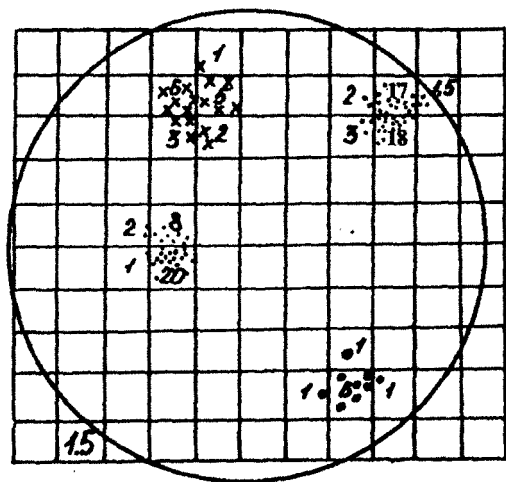


Рис. 20.5. Равноплощадная палетка с нанесенными на нее замерами трещин

— Пересчитывают абсолютные значения точек в проценты. Для этого число точек на палетке принимают за 100% и надписывают в клетках числа, соответствующие процентам. Это необходимо делать, когда строят несколько круговых диаграмм с разным количеством исходных трещин. Если число трещин на палетке близко к 100 (90–110), численное значение процентов близко к абсолютным значениям и пересчеты делать необязательно.

— Строят диаграмму в изолиниях, аналогично тому, как строятся структурные карты.

20.2.4. Построение с помощью палетки-матрицы Николаева

Наглядно и просто диаграммы трещиноватости можно построить, если вместо стереографической палетки использовать палетку-матрицу П.Н. Николаева (рис. 20.6). По горизонтали этой сетки располагаются углы падения с интервалом 5° , а по вертикали — азимуты падения с интервалом 10° . Каждый замер трещины наносится в виде точки в клетку с соответствующим интервалом замеров и углов падения. Для выявления значимых максимумов трещиноватости, определяемых регулярной составляющей, и отделения замеров случайно ориентированных плоскостей, при построении диаграммы в изолиниях производится их сглаживание методом скользящего окна (скользящего среднего). Общие принципы и приёмы сглаживания приведены в приложении 5, здесь же опишем приёмы, применяемые при работе с палеткой П.Н. Николаева.

Для этого на листе бумаги вырезается квадратное окно, площадь которого зависит от количества замеров и площади палетки-матрицы и рассчитывается по формуле

$$S_{\text{окна}} = \frac{2S_{\text{матрицы}}}{n_{\text{замеров}}}$$

При предлагаемом интервале азимутов 10° и углах падения 5° площадь матрицы равна 648 элементарным квадратам. Если число замеров изменяется в пределах 60–100 трещин, площадь окна приблизительно равна 16 квадратам (длина стороны квадрата осреднения равна 4 длинам квадрата матрицы).

Для построения сглаженной (осредненной) диаграммы окно накладывается на исходную матрицу с нанесенными точками-замерами, и число попавших в окно точек записывается в центре перекрытой окном площади. Затем окно смещается на половину ее стороны

и подсчет и запись повторяются. Процедура перемещения проводится как по горизонтали, так и по вертикали до тех пор, пока замесами не будет покрыта вся площадь матрицы. Затем, по полученным значениям, проводятся изолинии. Тектонодинамическую интерпретацию такой диаграммы удобно проводить с помощью круговых палеток.

20.2.5. Определение ориентировки осей главных нормальных тектонических напряжений

Дальнейшая обработка диаграмм позволяет выявить возникшие в одном поле напряжений сопряженные трещины, направления миграции флюидов, главные ориентировки разрывообразования. По распределению и количеству максимумов можно выделить структурно-однородные участки и их границы.

Если установлена одновозрастность и сопряженность трещин скалывания (например, по зеркалам скольжения и максимумам трещиноватости), можно восстановить ориентировку осей главных нормальных напряжений.

По стереографической сетке. Для этого удобно воспользоваться не полярной сеткой, а экваториальной (в нашем случае — равноплощадной). Сетка может быть упрощенной — для работы понадобятся лишь обозначения градусов на периметре и проекции дуг большого круга (рис. 20.7).

На сетку накладывается калька с максимумами трещиноватости, на которой обводится окружность, положение ее центра и нулевая отметка (север).

Находят на диаграмме один из максимумов, соответствующий трещинам скола. Вращая кальку, помещают его на нулевой меридиан. Прочерчивают дугу большого круга, отстоящую от этого максимума на 90° градусов (рис. 20.8). Это будет проекция трещин скола, соответствующая максимуму.

Делают то же самое построение с полюсом, соответствующем второму направлению трещин скола.

Точка пересечения дуг будет соответствовать проекции оси напряжения σ_2 . Обозначают ее на диаграмме (рис. 20.8).

Находят на диаграмме полюс, соответствующий трещинам отрыва. Как видно из рисунка (4.18), этот полюс совпадает с ориентировкой оси главных растягивающих напряжений (σ_1). Обозначают его на диаграмме.

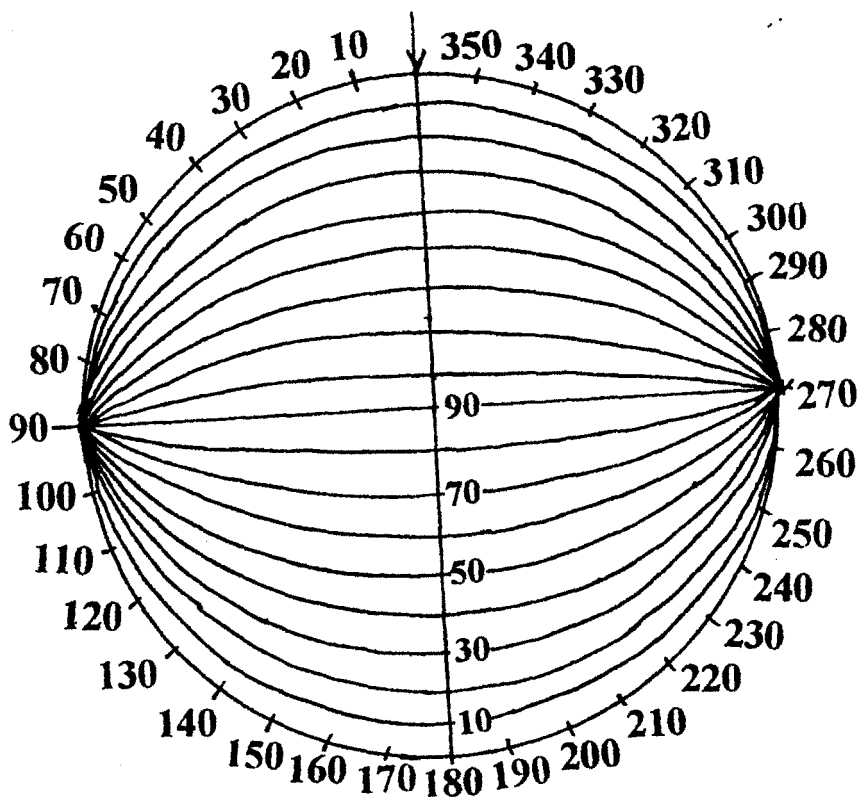


Рис. 20.7. Упрощенная экваториальная сетка

Перемещают полюс трещин отрыва на экватор, или вертикаль диаграммы, и прочерчивают дугу большого круга, отстоящего от полюса на 90° . Эта дуга соответствует трещинам отрыва и на ней должна находиться ось наибольшего сжатия σ_3 и уже обозначенная ось σ_2 . Как следует из рисунка (4.18), она отстоит от оси σ_2 на 90° .

На дуге трещин отрыва, развернув ее предварительно вдоль дуги большого круга, от точки выхода оси σ_2 отсчитывают 90° и обозначают положение оси наибольшего сжатия σ_3 .

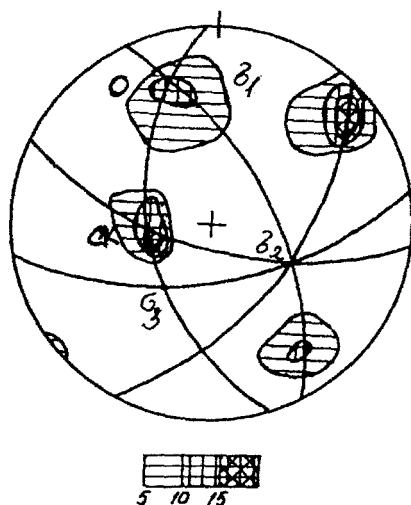


Рис. 20.8. Взаимная ориентировка трещин и главных осей напряжений

В какую сторону отсчитывать? В любую, в которую можно отсчитать 90° . Другое направление, как видно из рисунка, отстоит от него на 180° и находится с другой стороны проекции.

Записывают угловые координаты полученных осей (азимут и угол воздымания).

Для этого кальку разворачивают так, чтобы измеряемая точка попала на верхнюю часть вертикальной линии. Тогда вдоль него легко отсчитать угол. Значение азимута считать на большом круге у положения начального штриха на кальке (рис. 20.7).

Эту процедуру проделывают со всеми тремя осями и записывают полученные значения.

Определение по прямоугольной сетке.

Если диаграммы трещиноватости построены на прямоугольной матрице П.Н. Николаева, последовательность определения осей главных нормальных напряжений несколько иная. После того, как определены максимумы, отвечающие сопряженным одновозрастным трещинам скола, с диаграммы считываются азимут и угол падения центра каждого осредненного максимума.

Затем берут упрощенную стереографическую сетку, показанную на рис. 20.7, на нее накладываете кальку, на которой обводится окружность, положение ее центра и нулевая отметка (север).

Элементы залегания максимумов трещиноватости последовательно наносятся на кальку-накладку в виде дуг большого круга, представляющих собой пересечение максимумов трещин с верхней полусферой (каждая дуга — это ориентировка в пространстве по элементам залегания трещин скола). Для этого северную метку кальки совмещают по кругу сетки со значением, равным азимуту падения максимума. По нижней (южной) стороне вертикали отсчитывается угол падения от нижнего конца 0° до центра 90° , то есть, в отличие от полярной сетки горизонтальные трещины здесь разместятся в плоскости сетки, а вертикальные — по диаметрам круга. После отсчета угла падения проводится соответствующая дуга.

Точка пересечения двух полученных дуг-трещин, как и в первом случае, представляет собой выход на поверхность оси средних напряжений σ_2 . Положение самой оси можно нарисовать, если соединить точку пересечения с центром экваториальной сетки-палетки. Все три оси взаимно перпендикулярны, а оси σ_1 и σ_3 образуют биссектрисы угла между сопряженными трещинами. Поэтому, если выход оси σ_2 поместить на вертикаль сетки, отсчитать от нее 90° и разделить потом отрезок соответствующей дуги сетки, заключенный между дугами-трещинами, то получим выход второй оси. Если установлено, что перемещение по сместителю трещины происходило в направлении к оси σ_2 (линии пересечения трещин), то это будет квадрант сжатия и найденная ось — σ_3 , если наоборот — перемещение происходило от оси σ_2 , то это квадрант растяжений и найденная ось — σ_1 . Оставшаяся третья ось находится на расстоянии 90° по дуге от найденной второй оси.

Получив положение всех трех осей, можно определить кинематику и ориентировку разрывов изучаемого поля напряжений. Если нанести на структурно-тектоническую карту положение осей напряжений, полученных в разных точках, то можно делать выводы о механизме формирования и особенностях структуры изучаемой площади.

20.3. Статистический анализ сети разрывов

В отличие от полевых наблюдений над трещиноватостью, при которых фиксируется и изучается ориентировка и другие характеристики трещины или разрыва на локальной площадке, изображаемой в масштабе карты обычно точкой, сеть разрывов, изображенная на

карте, аэро- или космическом снимке, изучается статистическими методами на некоторой площади.

Размеры этих разрывов (часто их называют мегатрещинами) обычно колеблются от сотен метров до первых километров (наблюдаемые на аэрофотоснимках) и до десятков километров (наблюдаемые на космических снимках). Последние иногда называют макротрещинами. При статистическом анализе нарушений необходимо учитывать, что на равнинных территориях, в подавляющем большинстве, выделяются крутые и вертикальные дизъюнктивы, пологие же обычно ускользают от внимания исследователя.

При статистическом анализе разрывов, как правило, анализируют распределение по площади интенсивности (густоты) и ориентировки простираний разрывов.

20.3.1. Статистический анализ интенсивности (густоты) разрывов

Статистический анализ интенсивности (густоты) разрывов проводят для выявления тектонической напряженности того или иного участка. Считается, что изменения в интенсивности разрывов или свидетельствуют о неравномерности современных тектонических движений, или фиксируют положение зон наибольших перегибов в пликативных дислокациях, или маркируют площади выхода различных по сопротивляемости выветриванию пород.

Работа выполняется в следующей последовательности.

1. Разбиение площади на элементарные ячейки.

— Анализируемую территорию с откартированными (отдешифрованными) разрывами разбивают на квадраты (элементарные ячейки). Как правило, элементарные ячейки делаются одинаковыми, но, если это по каким-либо причинам невозможно (например, если сеть разрывов очень неравномерна по площади и в одних квадратах разрывов получается намного больше, чем в других), они могут быть различными.

— С помощью курвиметра или циркуля измеряют суммарную длину разрывов в сантиметрах, приходящуюся на каждую элементарную ячейку. Полученный результат записывают в центр ячейки.

2. Выбор вида геологического чертежа и его построение.

Для изображения интенсивности разрывов обычно используют либо карту в изолиниях, либо картограмму. Карту в изолиниях строят в том случае, если картируемый параметр меняется плавно. Картограмму строят в случаях, когда есть резкое изменение признака и он не непрерывен. Также картограмма удобна, если отдельные учас-

тки картируемой площади никак не охарактеризованы и нет никаких данных для интерполяции. В зависимости от выбранного вида карты далее поступают по-разному:

Построение карт в изолиниях.

Выбирают сечение изолиний. Сначала задаются числом необходимых изолиний исходя из тех же соображений, которыми пользуются, выбирая сечение стратоизогипс при построении структурных карт. Для этого выписывают минимальное и максимальное значения суммарных длин разрывов в ячейке, их разность делят на число выбранных изолиний. Полученное значение округляют до единицы, числа, кратного 5, если оно близко к пятерке, 10 – если к десятке, 25, 50 или 100...

Пересчитывают значения длины разрывов в масштаб карты. Для этого длины разрывов, измеренные в сантиметрах, переводят в метры или километры. Чтобы сделать это, нужно значение длины умножить на знаменатель масштаба карты и перевести полученную величину в метры или километры.

Размер элементарной ячейки, измеренный в кв. см переводят в квадратные километры или квадратные метры, умножив их на квадрат знаменателя масштаба карты.

Строят изолинии. Для этого можно пользоваться методом треугольников или методом инвариант, аналогично построению структурных карт. Начинать проведение изолиний от максимальных или минимальных значений. Наконец, закрашивают поля с одинаковыми значениями в оттенки какого-либо цвета, усиливая цвета по мере роста интенсивности сети разрывов.

Построение картограммы.

Создают шкалы и выбирают интервалы значений будущей картограммы, как это описывалось в разделе о построении картограмм.

Выбирают условные знаки для каждого выделенного интервала, используя метод количественного фона – для большего значения интенсивности разрывов выбирается более интенсивная раскраска или штриховка. Закрашивают отдельные элементарные ячейки в присвоенные им цвета или заполняют соответствующей штриховкой.

3. Интерпретация картограммы (карты) интенсивности. Интерпретация картограммы (карты) производится с учетом всех имеющихся сведений о районе. При этом наиболее надежны следующие признаки:

– Изометричный или слегка вытянутый максимум интенсивности разрывов с постепенно снижающимися к периферии значениями обычно указывает на свод антиклинальной складки.

– Линейно вытянутый максимум интенсивности обычно соответствует зоне дробления или оси валообразного поднятия.

– Максимум интенсивности с резким переходом к минимуму часто отвечает области современных контрастных вертикальных тектонических движений. При этом максимумам соответствуют поднятия, а минимумам – прогибания.

– Минимумы интенсивности истолковываются как области синклиналей, или неотектонических (современных) прогибаний.

– Мозаичное чередование максимумов и минимумов без промежуточных значений свидетельствуют о блоковом, «клавишном» строении территории, причем блоки активны, они опускаются (фиксировано минимумами) или поднимаются (фиксировано максимумами).

20.3.2. Статистический анализ ориентировки разрывов

Чаще всего ориентировку разрывов изучают с помощью роз-диаграмм (лепестковых диаграмм в терминологии Excel). Радиальные лучи этих диаграмм отражают основные направления разрывов и относительное количественное их распределение. Кроме того, используются гистограммы и линейные графики (полигоны), но они менее наглядны.

Построение розы-диаграммы:

1. Территория разбивается на элементарные ячейки. При построении роз-диаграмм требуются сведения не менее чем о 30 разрывах, поэтому ее необходимо разбить на более или менее равные изометричные участки, включающие указанное число разрывов. При этом границы участков лучше всего проводить по границам разломов, выделенных при изучении территории в более мелком масштабе, а если такой возможности нет – по рекам или другим предполагаемым граничным линиям.

2. Составляется таблица частот ориентировок разрывов. В каждой элементарной ячейке подсчитывают направление, количество и (или) суммарную длину попавших в нее разрывов. Данные вычислений обычно округляют до 10 и заносят в таблицу, пример которой приведен в табл. 20.1. При этом целое число десятков градусов (например, 0, 10, 20, 30, . . . 170) может быть центром интервала или его границами. В данной работе суммарная длина разрывов по интерва-

лам в километрах (исходные данные) приведена в табл. 20.1. Для выбора масштаба розы-диаграммы сначала устанавливают размер будущей диаграммы (например, радиус положим равным 5 см). Оценивают величину самого большого максимума диаграммы (например 20%). Получают масштаб диаграммы, поделив радиус на размер максимума — $5:20 = 1:4$, то есть в 1 см — 4% разрывов.

Таблица 20.1

Пример таблицы для построения розы-диаграммы ориентировки разрывов

Интервал	Длина разрывов данного направления						Число разрывов	Суммарная длина разрывов (км)	Суммарная длина разрывов (%)
	3	4							
355-5°	3	4					2	7	16,3
5-15°	5	3	6				3	14	2,6
15-25°	10	9	7	2			4	28	5,2
25-35°	21	7	6	5	7		5	46	8,5
35-45°	7	8	8	6			4	29	5,4
45-55°	5	6	2				3	13	2,4
55-65°	3	7	5	4			4	19	3,5
65-75°	10	7	6	4	5	3	6	32	5,9
75-85°	15	9	3	7	5		5	39	7,2
85-95°	9	8	2				3	19	3,5
95-105°	7	4	5	2			4	18	3,3
105-115°	7	7	6	5	4	10	6	38	7,0
115-125°	12	10	6	7	5		5	40	7,4
125-135°	11	20	8	7			4	36	6,7
135-145°	10	16	4				3	30	5,5
145-155°	5	12	8	10			4	35	6,5
155-165°	27	15	8	10	5		5	65	12,0
165-175°	12	10	10				3	32	5,9
Сумма							73	540	100

3. Построение шаблона розы-диаграммы. Для этого на листе плотной бумаги проводят круг (или полукруг) выбранного радиуса (нашем случае — 5 см). Из центра прочерчивают серию концентрических окружностей (через расстояния, соответствующие 1, 5 или 10% длины розы-диаграммы). Из того же центра проводят серию лучей через 10°. У концов лучей иногда проставляют их обозначения в градусах.

Построение розы-диаграммы. Для этого на листе кальки или прозрачной бумаги прочерчивают крест, центр которого обозначает начало координат, вертикальная линия — нулевое направление (меридиан), а горизонтальная линия — направление запад–восток (параллель). Накладывают кальку на шаблон и, в соответствии с масштабом, отмечают вдоль лучей значения интенсивности разрывов (рис. 20.9а). Отмеченные точки соединяют между собой (рис. 20.9б), и интервалы закрашивают. Можно сделать лучи острыми, а можно в виде «гвоздики». Полученная диаграмма занимает полукруг. Такую диаграмму можно удвоить, построив симметричное ей изображение (рис. 20.9 в).

В результате получается диаграмма, состоящая из лучей, длина которых пропорциональна интенсивности разрывов соответствующего направления на данной территории. Построение таких диаграмм может быть сделано автоматически, например, с помощью программы Excel.

Построение картодиаграмм. Розы-диаграммы, построенные по разрывам различных элементарных ячеек, помещают в центры этих ячеек. В результате получается карта, состоящая из отдельных диаграмм.

Интерпретация картодиаграмм. Провести границы между территориями с различными признаками разрывов (плотность мегатрещиноватости, облик роз-диаграмм) и истолковать генезис обнаруженных различий. При интерпретации картодиаграмм полагают, что сходные розы-диаграммы отражают сходное геологическое строение. Это сходство выражается обликом роз-диаграмм и ориентировкой их основных лучей. Сходство облика роз-диаграмм, и следовательно, отражаемые ими характеристики сети ориентировки разрывов можно оценивать визуально (экспертным способом) или с помощью любого из применяемых в статистике критериев — коэффициента корреляции, критерия χ^2 и других. Общий облик роз-диаграмм, их удлиненность и степень выраженности лучей также можно сравнивать между собой численно, используя для этого параметр выборочной результирующей длины и дисперсию лучей роз-диаграмм, как это было описано в разделе 9.1.4. Сведя общий облик роз-диаграмм к двум числам, можно легко сравнивать между собой их характерные черты. Для интерпретации используют следующие признаки:

— Если серия роз-диаграмм с хорошо выраженным лучом ориентирована вдоль какого-либо направления (не обязательно того же

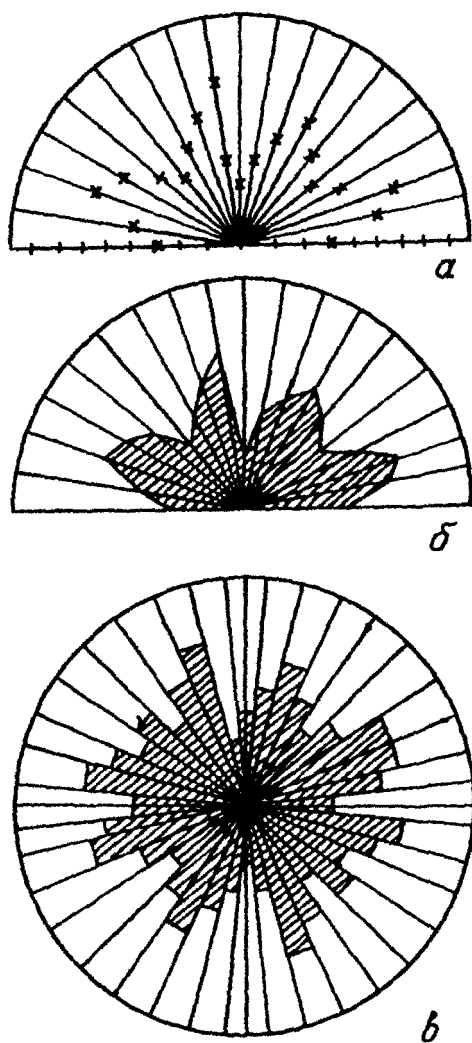


Рис. 20.9. Построение розы-диаграммы трещиноватости

направления), это обычно свидетельствует о крупном разломе, или зоне дробления.

— «Разворот» группы роз-диаграмм, как правило, говорит о «развороте» господствующих простираций структурных элементов.

Вопросы для проверки понимания материала:

1. Для чего восстанавливают направление осей тектонических напряжений?
 2. На что следует обращать внимание при массовых замерах трещиноватости?
 3. Каковы преимущества и недостатки палеток, применяемых для нанесения замеров трещиноватости?
 4. На что следует обращать внимание, подготавливая данные для статистического анализа разрывов?
 5. В каких случаях применяют карту в изолиниях, а в каких картограмму при изучении интенсивности разрывов?
 6. Какими признаками пользуются при интерпретации карт густоты разрывов?
 7. Какими признаками пользуются при интерпретации картодиagramм ориентировки разрывов?
-

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. ГОРНЫЙ КОМПАС И ЕГО ПРИМЕНЕНИЕ

Горный компас, наряду с геологическим молотком — один из старейших и важнейших инструментов геолога, поэтому необходимо уметь им пользоваться. Это универсальный прибор — с его помощью можно определять азимуты направлений и высоты до недоступных предметов, ориентировку в пространстве векторов и плоскостей.

П-1.1. Устройство горного компаса

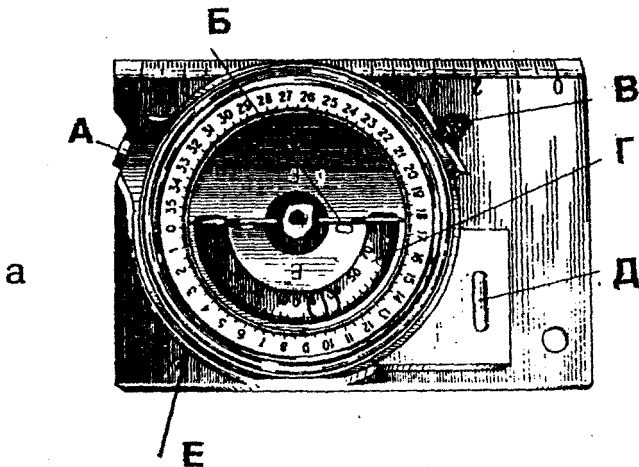
Существуют различные модификации горного компаса. Один из наиболее удобных и распространенных — компас марки — ГК-2 (рис. П 1.1 а), на примере которого и описано его устройство. Компас монтируется на прямоугольной пластине из немагнитного сплава. Длинная ее сторона снабжена линейкой, и в одном из углов имеется отверстие, с помощью которого компас можно насадить на вертикальный штырь (палку). Благодаря этому устойчивость компаса повышается, что существенно при визировании на отдаленные точки.

Сам компас круглой формы смещен к одному из коротких краёв прямоугольной пластины. Эта сторона компаса называется передним или северным его концом. Компас снабжен лимбом, нулевая отметка которого расположена примерно на середине короткой стороны основания, ближе к краю.

Лимб разделен на 360° , причем в отличие от туристического компаса градуировка делается против часовой стрелки. Так же, наоборот, расположены буквы, обозначающие запад и восток. Цена деления горного компаса — 1° , средняя квадратичная погрешность измерений — 1° . Магнитная стрелка компаса, выполненная из высококоэр-

цитарного сплава 52 КФТМ (викаллой) насажена на острие и, когда компас находится в горизонтальном положении, может свободно вращаться на нем. Северный конец стрелки выкрашен в белый цвет, а на южный намотана медная спираль, служащая грузом для уравновешивания действия вертикальной составляющей магнитного поля Земли в северном полушарии (Б, рис. П-1.1а). Для фиксации (арретирования) стрелки служит стопорный винт (В, рис. П-1.1а), при закручивании которого стрелка прижимается к защитному стеклу.

Компас снабжен также клинометром — отвесом, позволяющим измерять углы наклона. Шкала клинометра представляет собой половину окружности, градуированную от 0 до 90° в обе стороны (Г, рис. П-1.1а). Для отсчета углов служит отвес, надетый на ту же иглу, что и стрелка компаса. На нижней части отвеса прорезано окошечко. В нижней стороне ее выступает короткая стрелка, острие которой расположено точно по оси отвеса. Отвес работает только при вертикальном положении пластинки-основания компаса. Когда длинная сторона основания расположена горизонтально, отвес показывает 0, когда горизонтально расположена короткая сторона



П-1.1. Горный компас ГК-2: а) — общий вид, б) — трибка компаса (находится на его обратной стороне)

пластинки, отвес показывает 90° . Обычно стрелка отвеса неподвижно зафиксирована. Чтобы она пришла в движение, следует нажать фиксирующую кнопку (А, рис. П-1.1а) при вертикальном положении пластинки компаса.

Кроме того, горный компас снабжен водяным уровнем, пузырек которого позволяет установить его в горизонтальном положении. (Д, рис. П-1.1а). На оборотной стороне компаса имеется также таблица значений синусов, которая может понадобиться при некоторых вычислениях.

П-1.2. Магнитное склонение и внесение поправок

С помощью трибки (специального винта), расположенной на обратной стороне компаса (рис. П-1.1б), лимб можно поворачивать в пределах 10° в одну и 10° в другую сторону. Трибка стопорится маленьким винтом, который находится на лицевой стороне компаса сбоку.

Возможность поворота лимба в горном компасе предусмотрена потому, что северный географический полюс не совпадает с магнитным, поэтому разница между географическим и магнитным меридианами зависит от района замера. Кроме того, в некоторых регионах имеются местные магнитные аномалии, и, наконец, положение магнитного полюса меняется со временем.

Угол между географическим и магнитным полюсами называется магнитным склонением. Его величина обычно указывается на среднemasштабных и крупномасштабных топографических картах. Чтобы избежать постоянного внесения поправок на магнитное склонение, до начала работы следует с помощью трибки сместить лимб на величину, равную магнитному склонению в районе исследований.

Если, относительно наблюдателя, магнитный полюс смещен к востоку от географического (например, на 5°), то склонение называется восточным. Для получения истинного азимута к магнитному азимуту надо прибавить величину магнитного склонения, то есть с помощью трибки повернуть лимб компаса по часовой стрелке и против начальной отметки с указанием севера поставить не нулевое деление лимба, а деление, отвечающее 355° (-5° по шкале трибки).

Если, относительно наблюдателя, магнитный полюс смещен к западу от географического (например, на 15°) — склонение западное. Для получения истинного азимута от магнитного азимута надо отнять величину магнитного склонения, то есть повернуть лимб

компаса против часовой стрелки и против начальной отметки с указанием севера поставить не нулевое деление лимба, а деление, отвечающее 15° (15° по шкале трибки).

П-1.3. Определение элементов залегания с помощью горного компаса

На больших площадях слои горных пород редко представляют собой правильные плоскости. Обычно поверхности напластования имеют более или менее изгибающиеся поверхности. Поэтому данные, полученные горным компасом, относятся только к замеряемой площадке и не могут быть продолжены за пределы точки наблюдений. Однако элементы залегания, получаемые непосредственными замерами, имеют значение не меньшее, чем полученные в результате структурных построений и вычислений. В обнажении мы имеем залегание со всеми его характерными особенностями и данные, полученные с помощью горного компаса, можно точно привязать к конкретному месту. Поэтому умение измерять элементы залегания горным компасом необходимо каждому геологу.

Измерение элементов залегания наклонных поверхностей (геологических границ, разрывов и др.) с помощью горного компаса производится в обнажениях, т.е. в выходах горных пород на поверхность. Обычно измеряют азимут и угол падения.

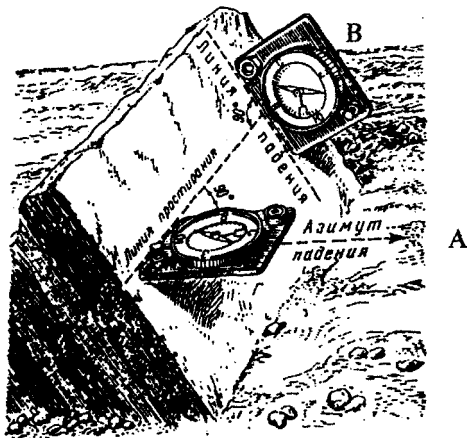
Измерение азимута падения. К измеряемой поверхности пласта приложить компас так, чтобы его северный конец был направлен по падению, а пузырек уровня был бы на середине (свидетельствовал о горизонтальном положении компаса рис. П-1.2А). Когда короткая сторона компаса примыкает к пласту и горизонтальна — она находится на линии простирания, следовательно, длинная сторона компаса в этом положении совпадает с азимутом падения.

Освободить стрелку и снять отсчет по северному концу стрелки. Так как поправку на магнитное склонение мы уже ввели, повернув лимб, полученный отсчет — истинный (географический) азимут падения слоя. Магнитная стрелка может свободно двигаться только при горизонтальном положении компаса.

Измерение угла падения. Зажать стрелку компаса винтом. Не меняя положения компаса относительно стран света положить его на замеряемую плоскость и повернуть на бок, так, чтобы длинное ребро пластины основания лежало на измеряемой плоскости, а шкала клинометра была бы внизу. В этом положении (рис. П-1.2В)

нажать фиксирующую кнопку отвеса и убедиться, что он пришел в движение. Отпустив кнопку, и тем самым зафиксировав показания отвеса, можно снять компас с замеряемой плоскости и прочесть значение угла падения.

Элементы залегания слоя записать в полевую книжку. Стандартная запись имеет следующую форму: Аз. пад. 240 \angle 56.



П-1.2. Измерение элементов залегания горным компасом

Знак градуса у цифр не ставится.

Нанесение элементов залегания на геологическую карту. Элементы залегания в виде условных знаков наносят на карту с помощью транспортира. Для этого на карте через точку, в которой был произведен замер, проводят линию меридиана, а от него вправо с помощью транспортира откладывают значение истинного азимута линии падения. Перпендикулярно ему проводят линию простирания и цифрами указывают величину угла падения слоя. Замеры всегда следует наносить на карту, находясь на обнажении, так как возможные ошибки и неточности на месте легче выявляются и исправляются.

Так же как элементы залегания пласта, замеряют азимут и угол наклона и любого другого направления. При этом совмещают длинную сторону компаса с измеряемым направлением; приводят компас с помощью уровня в горизонтальное положение; снимают от-

счет по магнитной стрелке и зажимают ее; разворачивают компас в вертикальное положение и снимают отсчет угла падения.

П-1.4. Визирование (определение азимутов заданных направлений, высот недоступных предметов и превышений)

Чтобы определить азимут на какой-либо ориентир, компас направляют на него северным концом (оптически совмещают длинную сторону компаса и ориентир). Компас при этом держат в горизонтальном положении и берут отсчет по северному концу стрелки. Точность и надежность измерений возрастает, если компас насадить отверстием на какую-нибудь палку и опереть на землю. Если нужно определить обратный азимут (от ориентира до наблюдателя), компас ориентируют так же, но отсчет берут по южному концу стрелки.

Для определения превышений ребро линейки направляют на вершину измеряемого объекта (компас в вертикальном положении), одновременно нажимая на кнопку стопора клинометра. Затем, отпустив кнопку, фиксируют положение отвеса и по шкале определяют угол наклона. Измерив угол и одну из сторон прямоугольного треугольника (например, до основания измеряемого объекта), определяют искомую высоту.

Например: необходимо измерить высоту обрыва. Для этого:

- отойти от обрыва на такое расстояние, чтобы видеть его вершину;
- эклиметром измерить угол (α);
- измерить расстояние от точки наблюдения до основания обрыва (l);
- решить прямоугольный треугольник

$$H = l \operatorname{tg} \alpha, + h,$$

где H – высота обрыва;

α – угол, замеренный эклиметром;

l – расстояние от точки наблюдения до основания обрыва;

h – рост человека, замеряющего высоту обрыва.

Точно так же, наводя последовательно линейку компаса на разные высоты обрыва и получая различные значения α , можно вычислить мощности недоступных толщ в обрыве.

Возможны и другие применения горного компаса.

ПРИЛОЖЕНИЕ 2. ЛИНЕЙНАЯ ИНТЕРПОЛЯЦИЯ

Линейную интерполяцию (пропорциональное деление) можно проводить графически или численно.

Графический метод.

Графически интерполировать отрезок проще всего с помощью треугольника или специальной палетки, называемой «высотной арфой».

При интерполяции любым способом сначала необходимо разность значений интерполируемого параметра (в случае структурной карты — высот) на концах отрезка разделить на сечение изолиний. Например, интерполируется расстояние между скважинами с абсолютными отметками -273 м и -236 м. Сечение стратоизогипс — 10 м. Тогда $-273 - (-236) : 10 = 3,7$. Это значит, что расстояние между скважинами нужно разделить на $3,7$ частей. Так как стратоизогипсы должны быть проведены через отметки со значениями -240 , -250 , -260 , -270 м, то со стороны скважины с отметкой -273 нужно отложить $0,3$ части, затем 3 раза по одной части и со стороны скважины с отметкой -236 останется $0,4$ части.

Само деление можно провести двумя путями.

1. Способ треугольников (рис. П-2.1а). Под произвольным углом к прямой, соединяющей скважины А и Б (примерно $40-70^\circ$ из точки, соответствующей одной из скважин, (А), как из вершины проводим отрезок АВ, равный (пропорциональный) количеству частей, на которые нам надо разделить отрезок АБ (в нашем примере — $3,7$). Точки В и Б соединяем. На отрезке АВ откладываем отрезки $0,4$; 1 ; 1 ; 1 ; $0,3$. Через полученные точки проводим отрезки, параллельные линии БВ. Точки пересечения их с отрезком АБ разделят отрезок АБ в отношении $0,4$; 1 ; 1 ; 1 ; $0,3$, то есть будут искомыми точками, через которые должны пройти стратоизогипсы.

2. Способ «высотной арфы» (рис. П-2.1б). Высотная арфа — это специальная масштабная сетка, состоящая из серии параллельных линий, находящихся на расстоянии 1–2 мм друг от друга и пронумерованных от 0 до 10–12. Высотную арфу делают на прозрачной или полупрозрачной бумаге. Последовательность работы:

Накладывают «высотную арфу» на план расположения скважин таким образом, чтобы скважина А оказалась между нулевой и первой линиями масштабной сетки на расстоянии 0,3 от линии 1.

Поворачивают сетку вокруг точки, соответствующей скважине А, до тех пор, пока скважина Б не окажется между 4 и 5 ее линиями на расстоянии 0,4 от линии 4. Точки пересечения параллельных линий масштабной сетки с отрезком АБ и будут теми искомыми точками, через которые должны пройти стратоизогипсы.

Их перекалывают на чертеж и надписывают.

Численный метод. Обозначим расстояние АБ буквой L , а искомое расстояние буквой l . Разницу высот между точками А и Б обозначим ΔH , расстояние между стратоизогипсами Δh . Расстояние между скважиной и соседней стратоизогипсой Δh_4 и Δh_3 . Искомые расстояния обозначим l_4 , l_{10} , l_{10} , l_{10} , l_3 . Из подобия треугольников величина L замеряется линейкой на чертеже, $L/\Delta H = l/\Delta h$.

В нашем примере это будет соответствовать $l_4 = L \Delta h_4 / H$, $l_{10} = L \Delta h_{10} / H$, $l_3 = L \Delta h_3 / H$.

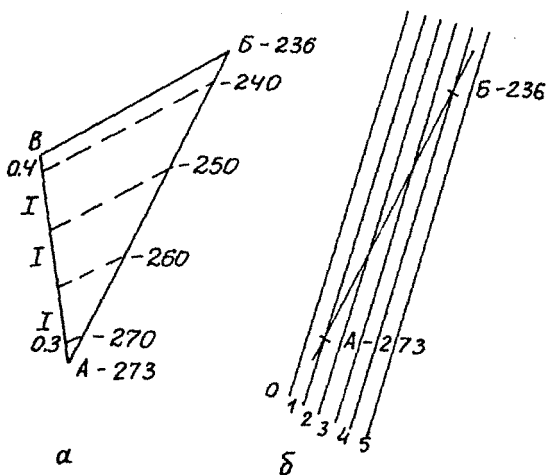


Рис. П-2.1. Пропорциональное деление отрезка с помощью треугольника (а) и «высотной арфы» (б)

ПРИЛОЖЕНИЕ 3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ЗАЛЕГАНИЯ ГРАФИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

П-3.1. Определение элементов залегания по трем точкам

По трем точкам элементы залегания определяются при допущении, что между этими точками слой (геологическая граница) представляет собой наклонную плоскость. Рассмотрим выполнение работы на примере со следующими исходными данными: имеется план местности с тремя точками, лежащими на плоскости и имеющими следующие абсолютные отметки: 1 — 400, 2 — 300, 3 — 350 м (рис. П-3.1).

1. Определение азимута простираения пласта.

Точки 1 и 2 — проекции скважин, в которых пласт имеет максимальную и минимальную абсолютные отметки, соединить отрезком прямой. Вдоль него пласт меняет свою высоту от 300 до 400 м, где-то принимая и значение 350 м, равное абсолютной отметке пласта в скважине 3 (*B*) — промежуточному значению. Ее проекция на горизонтальную плоскость — точка *Г*, положение которой можно определить путем интерполяции, или рассчитать из соотношения:

$$AG/(H_{\text{макс}} - H_{\text{пром}}) = AB/(H_{\text{макс}} - H_{\text{мин}}),$$

где $H_{\text{макс}}$, $H_{\text{пром}}$ и $H_{\text{мин}}$ — значения абсолютных отметок пласта в точках, т.е. максимальное, промежуточное и минимальное соответственно. Расстояние *AB* измеряется линейкой на чертеже.

Вычисленное расстояние *AG* отложить на чертеже с помощью линейки. Точка *Г* лежит в плоскости пласта и имеет такую же абсолютную отметку, как и точка *B*. Следовательно, линия *ГВ* горизонтальна и поэтому является простираением данного пласта. Ее азимут следует измерить с помощью транспортира (γ).

Тогда угол EAD будет углом падения пласта (α) и его можно измерить транспортиром.

П-3.2. Определение элементов залегания по геологической карте

Если геологическая граница пересекает горизонтали рельефа в трех точках, не лежащих на одной прямой, то по этим данным можно определить элементы залегания точно так же, как определяли их по трем точкам, потому что в этих точках известна абсолютная отметка границы, равная значению горизонтали рельефа.

Как правило, на геологической карте можно найти две точки геологической границы, лежащие на одной горизонтали, и третью точку, лежащую на другой горизонтали. В этом случае построения упрощаются. Разберем их на примере геологической ситуации, приведенной на рис. П-3.2, который показывает фрагмент геологической карты масштаба 1:1000 и границу между породами олигоцена и миоцена, пересекающую горизонтали.

1. Для построения линии простираения следует найти две точки пересечения геологической границы с одной и той же горизонталью и провести через них прямую линию (рис. П-3.2), прямая AB). Эта прямая: во-первых, лежит в плоскости геологической границы между олигоценом и миоценом; а во-вторых – горизонтальна, так как принадлежащие ей точки находятся на одной высоте. Следовательно, прямая AB – это линия простираения.

2. Для построения линии падения следует взять точку пересечения той же геологической границы со следующей по высоте горизонталью (выше или ниже по склону) – точку D . Затем опустить перпендикуляр VD из точки D на прямую AB , и на этом перпендикуляре поставить стрелку, указывающую в сторону меньших значений высот. Полученный луч перпендикулярен простираению пласта и направлен в сторону меньшей отметки рельефа. Следовательно, это – проекция падения пласта на горизонтальную плоскость. Замерив его азимут ($\angle\beta$) транспортиром, получим азимут падения.

3. Чтобы получить угол падения (см. п. 3 предыдущего раздела), на линии простираения от точки B в любую сторону отложить отрезок $BГ$, равный в принятом масштабе сечению горизонталей (в нашем случае – 20 м, в масштабе 1:1000 равно 2 см), а затем соединить полученный отрезок (точка $Г$) с точкой D . $\angle BДГ$ – угол падения (α), который можно измерить транспортиром.

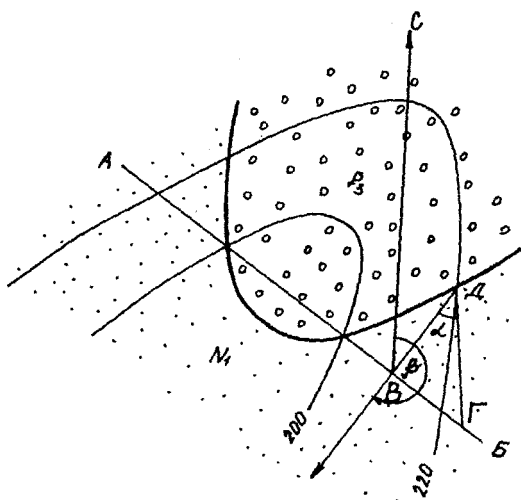


Рис. П-3.2. Определение элементов залегания по геологической карте

П-3.3. Определение элементов залегания по структурной карте

В отличие от предыдущих случаев, при определении элементов залегания по структурной карте полученные значения усредняются по площади не между тремя, а только между двумя точками – кратчайшему расстоянию между соседними стратоизогипсами.

На структурной карте простираение пласта в данной точке определяется как касательная к стратоизогипсу в данной точке.

Порядок выполнения работы рассмотрим на примере, приведенном на рис. П-3.3, где изображен фрагмент структурной карты. Необходимо определить элементы залегания этой границы в точке Д. Для этого необходимо:

1. Построить касательную AB из точки $Д$. Это – линия простираения, и ее азимут можно измерить транспортиром.

2. Восстановить перпендикуляр из точки $Д$ к линии простираения в сторону меньших значений стратоизогипс (отрезок $ДО$) до пересечения с какой-либо из следующих стратоизогипс. Это – направление линии падения и ее азимут (угол $СДО$) можно измерить транспортиром.

3. На линии простираения из точки D отложить в масштабе отрезок DE , равный разности абсолютных отметок между точками D и O (в нашем случае, это $(240-200 = 40$ м), и соединить с точкой O . Угол DOE – угол падения пласта. Его можно измерить транспортиром.

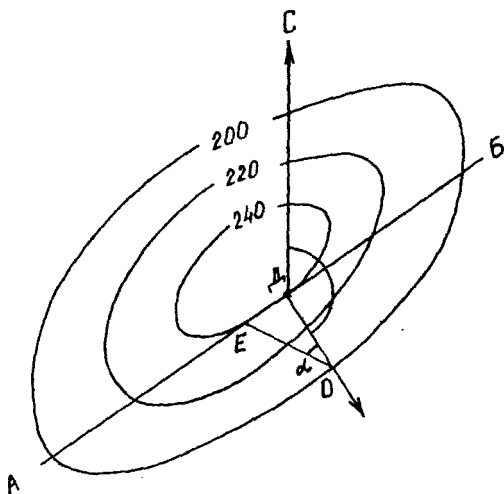


Рис. П-3.3. Определение элементов залегания по структурной карте

П-3.4. Определение элементов залегания по двум сечениям

Если непосредственно измерить элементы залегания нельзя, например, в шурфе, тогда компасом измеряют видимые наклоны геологической границы (видимое сечение), а по ним определяют угол и азимут падения. *Видимое сечение (падение) пласта* – это наблюдаемый в горных выработках или в естественных обнажениях наклон граничных поверхностей пласта, не совпадающих с направлением их падения. Существует несколько способов определения элементов залегания по двум видимым наклонам, два из них мы рассмотрим.

При определении элементов залегания геологической поверхности методом «двух видимых сечений» необходимо иметь два видимых угла (α_1 и α_2) ее наклона, замеренных на стенках шурфа, обнажения и т.д., и азимуты видимых падений этой поверхности. Про-

пространственное решение задачи определения элементов залегания кровли или подошвы пласта методом «двух видимых сечений» показано на рис. П-3.4, где MA и MB – линии наклона пласта на стенках шурфа, OA и OB (a_1 и a_2) – направления азимутов стенок шурфа, (α_1 и α_2) – углы наклона пласта на стенках шурфа, MC – линия падения пласта, OC (a) – направление азимута падения пласта, α – угол его падения.

Видимые углы падения пласта (α_1 и α_2) замеряются горным компасом на стенках шурфа (обнажения) и характеризуют наклон пласта относительно горизонтальной плоскости. Азимуты видимых падений определяются пространственным положением стенок шурфа относительно стран света. Замеры азимутов проводятся горным компасом в направлении наклона граничной поверхности.

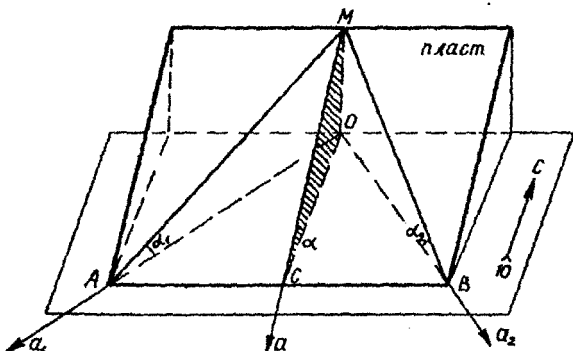


Рис. П-3.4. Два видимых сечения на стенке шурфа

В качестве примера рассмотрим решение этой задачи при следующих исходных данных: азимуты видимых наклонов – $a_1 = 125^\circ$, $a_2 = 65^\circ$; углы α_1 и α_2 составляют 42° и 29° .

1. Построение методом Г.И. Сократова (рис. П-3.5).

1. Из произвольной точки O с зафиксированным направлением на север на листе миллиметровой бумаги провести направления азимутов видимых падений Oa_1 и Oa_2 .

2. Из точки O к линиям Oa_1 и Oa_2 восстановить перпендикуляры OM_1 и OM_2 произвольной, но равной величины.

3. Построить окружность с радиусом, равным отрезкам OM_1 и OM_2 с центром в точке O .

4. При точках M_1 и M_2 построить углы γ_1 и γ_2 , равные соответственно $90^\circ - \alpha_1$ и $90^\circ - \alpha_2$, т.е. 45° и 58° .

5. Продолжив стороны углов γ_1 и γ_2 до пересечения с линиями a_1 и a_2 , получите треугольники, точки A и B которых будут принадлежать линии простираения граничной геологической поверхности пласта.

6. Опустив из точки O перпендикуляр на линию простираения, получаем направление линии падения пласта (a) или проекцию линии его падения на горизонтальную плоскость.

7. Азимут линии падения и азимут простираения пласта замерьте транспортиром. Отсчет ведется от северного конца меридиана по часовой стрелке (в нашем примере они соответственно составят: аз. пад. ЮВ-120; аз. прост.-30).

8. Восстановить из точки O перпендикуляр OM_3 к линии OC , равный величине OM_1 (OM_2).

9. Соединить точку M_3 с C , получить треугольник OM_3C , в котором угол при вершине C будет углом падения граничной геологической поверхности. В нашем примере угол α будет равен 43° .

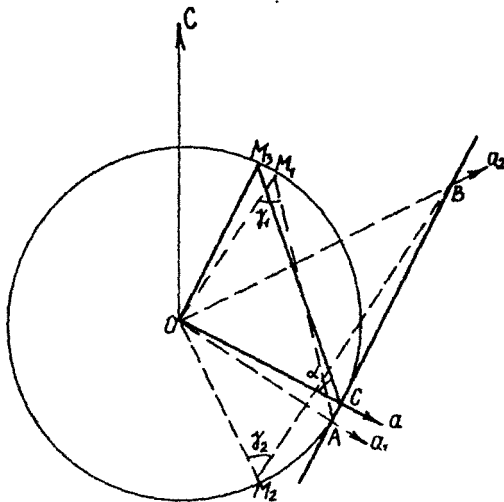


Рис. П-3.5. Определение элементов залегания по двум видимым сечениям (по Г.А. Сократову)

2. Построение методом котангенсов (методом Н.Б.Вассоевича). Этот метод применим для пологих углов (рис. П-3.6).

1. При произвольно выбранной точке O построить направления видимых азимутов падения Oa_1 и Oa_2 .

2. На лучах Oa_1 и Oa_2 в произвольно выбранном масштабе отложить котангенсы соответствующих углов наклона и получить точки A и B .

3. Соединив точки A и B прямой линией, получите линию простирания.

4. Опустив из точки O перпендикуляр на линию AB , получите направление линии падения.

5. Длина отрезка OC будет отвечать котангенсу искомого угла падения.

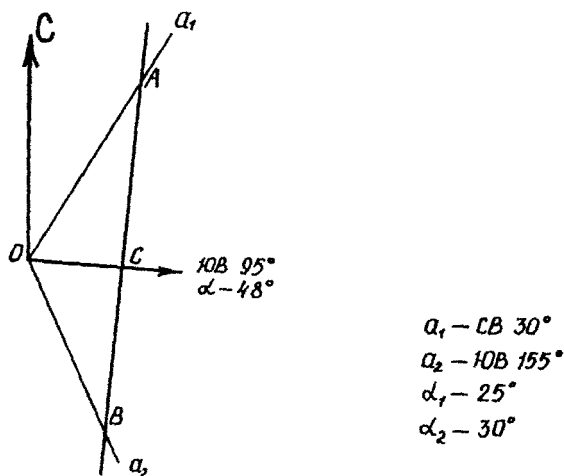


Рис. П-3.6. Определение элементов залегания по двум видимым сечениям методом котангенсов (по Н.Б. Вассоевичу)

ПРИЛОЖЕНИЕ 4. УСЛОВНЫЕ ЗНАКИ НА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЧЕРТЕЖАХ

Обозначения стратифицированных образований

Стратиграфическая принадлежность на геологических картах изображается одновременно индексом, цветом и (или) крапом (штриховой закраской).

Раскраска единиц стратифицированных образований. Для обозначения систем используются цвета единой Международной стратиграфической шкалы. Для обозначения отделов и более дробных единиц — оттенки цвета системы — (чем моложе образование, тем светлее оттенок). Подразделения местной стратиграфической шкалы — серии, свиты и т.д. изображаются цветом и оттенком того подразделения международной шкалы, с которой он сопоставляется по возрасту. Если единица местной шкалы принадлежит к двум смежным системам, раскраска выбирается произвольно из цветов одной или другой систем.

Индексы единиц стратифицированных образований. Индексы проставляются в соответствии с единой стратиграфической шкалой и читаются от самых дробных подразделений к крупным. Индекс подъяруса образуется прибавлением к индексу яруса справа внизу цифр 1, 2, 3 для соответствующих подъярусов. Например, K_1a_3 верхнеальбский подъярус нижнего мела. Индекс зоны состоит из двух строчных латинских букв (начальной и ближайшей к ней согласной), наименования зоны надписываются прямым шрифтом через точку справа от индекса яруса или подъяруса. Например, $K_1a_3.hs$ зона *Hysteroceras orbigny* верхнего альба. Индексы региональных и местных стратиграфических подразделений образуются прибавле-

нием справа к возрастному индексу двух строчных латинских букв — первой и ближайшей к ней согласной из названия этого подъяруса и пишутся *курсивом*. Например, $C_1v\ kz$ — кызыльская свита визейского яруса нижнего отдела каменноугольной системы. Если два или более стратиграфических названия в одной системе имеют одинаковые первые и ближайшие к ним согласные, в индекс включаются три буквы.

Дополнительные единицы обозначаются прибавлением цифр 1, 2, 3 и т.д. справа внизу от индекса основного подразделения. Пачки, выделяемые в составе свит или подсвит, обозначаются арабскими цифрами, которые помещаются справа вверх от индекса свиты или подсвиты. Если пачки или подсвиты имеют имена собственные, они обозначаются не цифрами, а первой буквой русского алфавита или первой и ближайшей согласной, которые помещают внизу подсвиты или вверх — пачки от основного индекса. Например, $C_1v\ kz_2^3$ — третья пачка средней подсвиты кызыльской свиты визейского яруса нижнего отдела каменноугольной системы.

Если стратиграфическое подразделение включает две или более стратиграфические единицы, то индекс включает знаки обоих или крайних подразделений. Первым помещается индекс более древнего подразделения. Индексы разделяются знаком «+», если подразделения входят в состав толщи полностью, и «-», если смежные подразделения входят в состав выделенной толщи частично и нужно подчеркнуть непрерывный характер перехода. Если в состав подразделения входят более двух стратиграфических единиц, промежуточные индексы опускаются, например $K_1b-g, K\ al+s$. Если возраст стратиграфических подразделений может быть установлен только предположительно, индекс сопровождается знаком «?». Если возраст толщи не может быть определен точно, возрастной интервал разделяется знаком «:».

Состав эффузивов отражается в индексе греческой малой буквой, помещаемой перед символом системы. Индексы составов эффузивов приведены в таблице П-4.1. Измененность эффузивов обозначается добавлением значка ` («прим») справа вверх от знака состава эффузива. Например, $\alpha'N_1$ андезитовый порфирит миоцена, но αN_1 будет уже андезит миоцена.

Генетические типы четвертичных отложений отражаются прибавлением слева к индексу прямым шрифтом буквенного символа четвертичных отложений, как показано в таблице П-4.2.

Таблица П-4.1

Условные обозначения состава эффузивов

Состав	Название	Индекс	Состав	Название	Индекс
Кислые	риолиты	λ	основные	базальты	β
	андезиты	α		фонолиты	φ
Средние	дациты	ζ	ультра-основные	кимберлиты, пикриты	ι
	трахиты	τ			

Таблица П-4.2

Условные обозначения четвертичных отложений

Генетический тип	Индекс	Генетический тип	Индекс
элювий	e	озерные отложения	l
делювий	d	морские отложения	m
элювиально-делювиальные отложения	ed	ледниковые (гляциальные) отложения	g
колювий	c	озерно-ледниковые отложения	lg
солифлюкция	s	флювиогляциальные отложения (тающих ледников)	f
аллювий	al, a		
пролювий	p	золые	v

Обозначения интрузивных пород

Интрузивные породы также обозначаются индексом, цветом и (или) крапом. Цветом обозначается состав пород, а оттенком цвета – возраст. Чем моложе возраст, тем ярче оттенки цвета. Состав пород обозначается малой буквой греческого алфавита, помещаемой перед индексом возраста интрузивного тела, например, γС – граниты каменноугольного возраста. Стандартные цвета и индексы интрузивных пород приведены в табл. П-4.3.















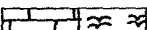
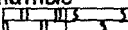


Таблица П-4.3

Условные обозначения состава интрузивных пород

Состав	Цвет	Индекс	Состав	Цвет	Индекс
Кислый	Красный	γ	Основной	Зеленый	ν
Средний	Малиновый	δ	Ультра-основной	Фиолетовый	σ
Щелочной	Оранжевый	ε			


РЕКОМЕНДУЕМЫЕ ЗНАКИ УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ НА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЧЕРТЕЖАХ

ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ Обломочные и глинистые

	Рыхлые Глыбы		Сцементированные Глыбовые брекчии
	Валуны – а, неокатанные валуны – б		Валунный конгломерат – а, валунная брекчия – б
	Галька – а, щебень – б		Галечниковый конгломерат – а, древесная брекчия – б
	Гравий – а, дресва – б		Гравийный конгломерат – а, древесная брекчия – б
	Пески		Песчаники
	Алевриты		Алевролиты
	Глины		Аргиллиты
	Карбонатные породы, известняки, рифы		Карбонатные Доломиты, писчий мел
	Гипс – а, ангидрит – б		Сульфатно-галогенные Каменная соль


Кремнистые

 Трепелы, диатомиты


 Опоки, спонголиты


Примеры обозначений особенностей пород и их смешанных разновидностей


 Мергель


 Оолитовый известняк


 Песчанистый известняк

 Органогенный известняк

 Доломитизированный известняк

 Глинистый песчаник

 Переслаивание песчаников и глин

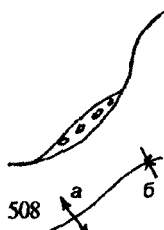
 Переслаивание песчаников и алевролитов

Обозначения внемасштабных маркирующих горизонтов


Терригенные породы изображаются коричневым цветом, карбонатные - голубым, кремнистые - оранжевым, каустобиолиты - черным. Если внемасштабный горизонт имеет иной литологический состав, он показывается знаком произвольного цвета.


Пример внемасштабного знака, переходящего по простиранию в масштабный.

Оси складок: антиклинальных – а, синклинальных – б




МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

 Граниты

 Диориты

 Сиениты

 Габброиды

 Дуниты

 Кимберлиты

Порфировые разности изображаются комбинацией знаков видов пород с точками. Примеры

 Гранит-порфир

 Габбро-порфирит


МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ


 Кварциты

 Мраморы

 Метаморфические сланцы

 Амфиболиты

 Кристаллические сланцы

 Гнейсы

 Мигматиты

 Контактные роговики

ТЕКТОНИТЫ


 Тектонические брекчи

 Катаклазиты

 Милониты

 Тектониты нерасчлененные


Зеленые штриховые знаки наносятся на знак породы


 Тектонический меланж


 Осадочный меланж

Цвет раскраски – малиновый

Геологические границы

а  Границы разновозрастных геологических тел:

б  а – достоверные, б – предполагаемые


а  Геологические границы, скрытые под вышележащими отложениями: а – достоверные, б – предполагаемые


б  Фациальные границы

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

 Достоверные

 Предполагаемые


а  Скрытые под вышележащими отложениями: а – достоверные, б – предполагаемые

б 

10  Трещиноватость

Примеры изображения разрывных нарушений

70  Сброс


70  Возброс

10  Надвиг


80  Сдвиг

Раздвиг

ИЗОБРАЖЕНИЯ НЕСОГЛАСИЙ НА СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОЛОНКАХ

 Параллельные несогласия

 Угловые несогласия

 Перерывы

 Неопределенные

↑ а ↑ б Буровые скважины на разрезах: а – лежащие в плоскости разреза, б – спроектированные на разрез

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ ДЛЯ КАРТ И РАЗРЕЗОВ
НЕФТЕГАЗОВОГО СОДЕРЖАНИЯ

Локальные поднятия, площади и месторождения

- | | | | |
|--|--|--|--|
| | Находящиеся в поисково-разведочном бурении | | Подготовленные к поисково-разведочному бурению |
| | Законсервированные | | Выведенные из поискового бурения |

МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Нефтяные	Газовые	Газоконденсатные	Газонефтяные (нефтегазовые)	Нефтегазоконденсатные	Состояние
					Разведываемые
					Подготовленные для промышленного освоения
					Разрабатываемые
					Законсервированные

СКВАЖИНЫ

- | | | | | | |
|--|--|--|--|--|---|
| | | Разведочные – действующие и проектные | | | Поисковые – действующие и проектные |
| | | Структурные – действующие и проектные | | | Параметрические – действующие и проектные |
| | | Опорные – действующие и проектные | | | Добывающие – действующие и проектные |
| | | Нагнетательные действующие и проектные | | | Контрольные – действующие и проектные |
| | | Наблюдательные – действующие и проектные | | | Водозаборные – действующие и проектные |
| | | Для подземного хранения газа – действующие и проектные | | | Артезианские – действующие и проектные |

СТАДИИ БУРЕНИЯ СКВАЖИН (НА ПРИМЕРЕ ЗНАКА РАЗВЕДОЧНЫХ СКВАЖИН)

- | | | | |
|--|----------------------|--|-------------|
| | В монтаже | | В бурении |
| | Законченные бурением | | В испытании |

СКВАЖИНЫ ЛИКВИДИРОВАННЫЕ (НА ПРИМЕРЕ ЗНАКА РАЗВЕДОЧНЫХ СКВАЖИН)

- | | | | |
|--|------------------------|--|----------------|
| | Геологические | | Технические |
| | Выполнившие назначение | | Прочие причины |

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРОБОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ЗНАКА РАЗВЕДОЧНЫХ СКВАЖИН)

- | | | | |
|--|---------------|--|--------------|
| | Притоки нефти | | Притоки газа |
| | Притоки воды | | Нет притоков |

- Наклонно-направленные и искривленные скважины и их кусты

ПРИЛОЖЕНИЕ 5. ГРАФИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ ОСРЕДНЕНИЯ, ВЫЯВЛЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО ФОНА И ЛОКАЛЬНЫХ АНОМАЛИЙ

При построении карт какого-либо параметра в изолиниях, изучаемая территория разбивается на участки, в каждом из которых определяется численное значение изучаемого параметра и полученные числа относятся к центру участка. Равные значения соединяются изолиниями. Размер такого элементарного участка зависит от задачи и объекта исследований. Если размер элементарного участка достаточно велик, на полученных картах нивелируются особенности распределения картируемого параметра, поэтому локальные особенности в этих случаях отражаются редко и неуверенно, зато хорошо оконтуриваются крупные структуры. Очевидно, что чем больше размер ячейки превосходит размер породившей аномалию структуры, тем значительнее будет ошибка в определении положения этой структуры.

Если последовательно уменьшать размер элементарной ячейки, то в каждую из них попадет небольшое число измеряемых объектов, распределение которых изучается. Значения этих параметров будут испытывать незакономерные колебания, вызванные случайными ошибками, местными флуктуациями распределения параметра, а также случайным расположением сетки разрывов по отношению к этим аномалиям, образуя случайный фон (шум). Избавиться от него позволяют методы *сглаживания* и *осреднения* данных. Эти приемы позволяют исключить резко переменную часть поля параметров, оставляя неизменной плавно меняющуюся часть. Наблюдаемое аномальное поле осредняется в пределах круга радиуса R или квадрата со стороной P . Величина радиуса R выбирается такой, чтобы он значительно (в 2–3 раза) превосходил размер предполагаемых анома-

лий. Иногда осреднение и сглаживание проводят неоднократно, с помощью различных радиусов осреднения.

Последовательность работы при сглаживании.

1. Центр палетки последовательно совмещается с каждым центром элементарной ячейки, и среднеарифметическое всех точек, попадающих в данный круг, относится к центральной точке.

2. Палетку перемещают на некоторое расстояние (обычно на половину размера окна) и повторяют эту процедуру по всей карте по ее длине и ширине.

3. По полученным новым данным строят новую, сглаженную карту в изолиниях.

Последовательность работы при осреднении.

1. Центр палетки последовательно совмещается с каждым центром элементарной ячейки. По периметру палетки суммируются все численные значения изучаемого параметра, приходящиеся на соседние элементарные ячейки.

2. Их среднеарифметическое значение относится к центральной точке.

3. Палетку перемещают на некоторое расстояние (обычно на половину размера окна), и повторяют эту процедуру по всей карте по ее длине и ширине.

4. По полученным новым данным строят новую, осредненную карту в изолиниях.

Карты, получаемые в результате такой процедуры, называются картами «структурного фона».

Если эту карту вычесть из карты изучаемого параметра, получится *карта остатков*, или *карта локальных аномалий*. Чтобы вычесть из одной карты другую, следует в каждой из точек пересечений их изолиний провести указанное действие, получить величины разностей и построить новую карту в изолиниях.

В настоящее время подобные карты строятся с помощью пакетов программ, таких как SERFER.

ПРИЛОЖЕНИЕ 6. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОРЯДКОВ ДОЛИН

Обычно река от истока до устья, с каждым принятым в себя притоком меняя свой порядок, меняет и свой характер, уклон, несущую и эродирующую способности. Поэтому, сравнивая между собой реки, необходимо учитывать порядок речной долины. Порядковый номер потока — это не просто числовое обозначение, а речной поток, обладающий определенными гидрологическими характеристиками. Поэтому выделение порядков долин позволяет выявлять участки речных систем с равными гидрогеологическими характеристиками. Различные авторы несколько по-разному определяют порядок долины (рис. П-6.1).

Рекой первого порядка называется водоток, не имеющий притоков. Водотоки второго порядка образуются при слиянии двух водотоков первого порядка. Водоток третьего порядка получается при слиянии двух водотоков второго порядка. Если сливаются водоток второго и первого порядка, то одни авторы считают, что в результате порядок водотока остается прежним (В.П. Философов, Р. Хортон), тогда как другие полагают, что порядок реки повышается (Н.А. Ржаницын). То же самое относится к слиянию долин второго и третьего порядка и так далее вниз по течению реки.

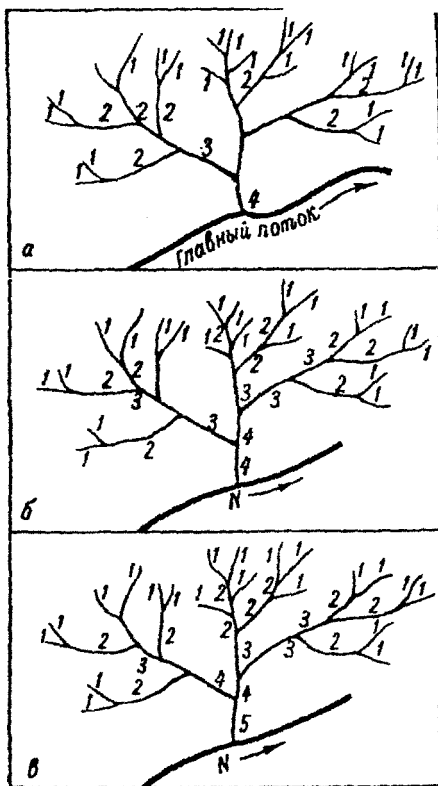


Рис. П-6.1. Правило порядков долин по Р. Хортону (а), В.П. Философову (б) и Н.А. Ржаницыну (в)

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Бархатов Б.П. Тектонические карты. — Л.: Недра, 1978.
2. Белоусов В.В. Основы структурной геологии. — М., Недра, 1985.
3. Белоусов В.В. Очерки истории геологии. У истоков науки о Земле. (Геология до конца XVIII века). — М.: Изд-во ИФЗ РАН, 1993.
4. Букринский В.А. Геометрия недр. М.: Недра, 1985.
5. Вилесов Г.И. и др. Методика геометризации месторождений. — М.: Недра, 1973.
6. Вихерт А.В. Исследование возможностей построения морфологической классификации складчатости и численных статистических мерах структуры. Сб. «Кора и верхняя мантия Земли» вып. 2. — М.: Изд-во МГУ, 1975.
7. Геологи изучают планеты (Кац Я.Г., Козлов В.В., Макарова Н.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д.) — М.: Недра, 1984.
8. Геометризация недр и решение геологических задач (Филиппов В.П., Самсонов Ю.В., Милосердова Л.В. и др.). — М.: Нефть и газ, 2001.
9. Гордеев Д.И. История и методология геологических наук. — М.: Изд-во МГУ. Ч.1 (1967), ч. 2 (1972).
10. Э. Гринли и Х. Вильямс. Методы геологической съемки. — М.—Л.—Новосибирск: Горно-геолого-нефтяное издательство.
11. Жабрев И.П. О крупномасштабных тектонических картах (В кн. «Вопросы тектоники нефтегазоносных областей»). — М.: Изд-во АН СССР, 1962.
12. Забродин В.Ю., Оноприенко В.И., Соловьев В.А. Основы геологической картографии. — Новосибирск: Наука, 1986.
13. Каталог условных знаков и основных образцов для составления геологической документации при разведке и разработке нефтяных месторождений (Под ред. Н.А. Крылова). — М.: Изд-во ИГИРГИ, 1990.
14. Костенко Н.П. Геоморфология. — М.: Изд-во МГУ, 1985.
15. Косыгин Ю.А. Геологические структуры и структурно-вещественные ассоциации //Геология и геофизика, 1964, №7, с.3—12.
16. Косыгин Ю.А., Вотах О.А., Соловьев В.А., Черкасов Р.Ф. Иерархия геологических объектов и тектоника //Докл. АН СССР, т. 207, № 2, 1972, с. 411—414.

17. Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. — М.: Недра, 1980.
18. Наливкин В.Н. Тектоническое строение платформенного чехла Западно—Сибирской плиты. Сб. «Материалы по советской нефтяной геологии». — М.: Госгеолтехиздат, 1963.
19. Павлинов В.Н., Соколовский А.Е. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. — М.: Недра, 1990.
20. Сапфиров Г.Н. Структурная геология и геологическое картирование. — М.: Недра, 1982.
21. Соколов Б.А., Баженова О.К. и др. Структурные и историко-генетические построения при поисках нефти и газа. — М.: МГУ, 1998.
22. Сократов Г.И. Структурная геология и геологическое картирование. — М.: Недра, 1972.
23. Флоренский П.В., Дабижа А.И. Метеоритный кратер Жаманшин. — М.: Наука, 1980.
24. Формы геологических тел (терминологический справочник). Под ред. Косыгина Ю.А. и др. — М.: Недра, 1977.
25. Хаин В.Е., Рябухин А.Г. История и методология геологических наук. — М.: Изд-во МГУ, 1997.
26. Эз В.В. Складкообразование в земной коре. — М.: Недра, 1985.

ГЛОССАРИЙ

К главе 1

Структурная геология – наука, изучающая формы залегания геологических тел в земной коре, причины их возникновения и историю развития.

К главе 3

Азимут падения – угол, отсчитываемый по часовой стрелке от северного направления до проекции линии падения на горизонтальную плоскость.

Геологическая граница (англ. – geological boundary) – поверхность, отделяющая некоторый объем, занятый горными породами (геологическим телом) таким образом, чтобы внутри него некоторое свойство (свойства) остались постоянными (другие могут меняться), а за пределами этой поверхности изменились те свойства, которые внутри границы были постоянны.

Геологическое тело (англ. geological body) – некоторый объем в недрах Земли или на ее поверхности, отличающийся от окружающего пространства по какому-либо признаку (или комплексу признаков).

Восстание – вектор, лежащий в плоскости пласта и имеющий самый большой наклон в сторону наибольших отметок.

Падение – вектор, лежащий в плоскости пласта и имеющий самый большой наклон в сторону наименьших отметок.

Простираание – горизонтальная линия, лежащая в рассматриваемой плоскости (кровле или подошве пласта, плоскости разрыва). Простираание может быть только у наклонных и вертикальных плоскостей. Направление, перпендикулярное простираанию (падение или восстание), называется направлением «*вкрест простираания*».

Угол падения — максимальный угол наклона плоскости. Он соответствует углу между линией падения и ее проекцией на горизонтальную плоскость.

К главе 4

Будинаж — процесс разделения относительно хрупкого слоя, заключенного среди относительно пластичных пород на отдельные блоки при сжатии в направлении, перпендикулярном слоям.

Будина (boudins) — блок относительно хрупких пород, образующийся при будинаже.

Деформация тела — изменение его формы и размеров. При деформации тела происходит изменение взаимного положения слагающих его частиц. Деформация происходит в результате возникающих в любом теле, в том числе и в горной породе, напряжений.

Конседиментационные структуры — образующиеся одновременно с накоплением осадка и преобразованием его в горную породу.

Напряжения — внутренние силы, уравнивающие приложенные внешние силы (тектонические, гравитационные). Если геологическое тело находится в обстановке всестороннего равномерного сжатия или растяжения, оно не меняет своей формы, хотя в нем возникают объемные деформации

Нарушение (дислокация) (лат. dislocato — смещение, выведение из первоначального места) — всякое отклонение горных пород от их первоначального (первичного, для осадочных пород чаще всего горизонтального) положения. Эти вторичные формы залегания также называются дислокациями или нарушениями (например, складчатое нарушение).

Ненарушенное (первичное) залегание — залегание, при котором горные породы не меняли своего местоположения с момента образования.

Олистострома — геологическое тело, состоящее из фрагментов слоев горных пород (олистолитов), соскользнувших вниз по подводному склону.

Оси главных нормальных напряжений — взаимно перпендикулярные оси эллипсоида деформаций, лежащие в плоскостях, вдоль которых происходят только деформации удлинения-укорочения. Напряжения, действующие вдоль этих осей, называются главными нормальными. Эти направления являются главными осями деформаций.

Пликативные (связные, или складчатые) (plicis – складка, plicatus – складчатый) деформации – деформации, при которых тело меняет форму или объем, но не разрывается.

Ползучесть – способность пород испытывать деформацию при напряжениях ниже предела прочности, приложенных к телу в течение длительного времени.

Постседиментационные структуры – структуры, образующиеся после формирования породы.

Стресс – векторная разность возникших в теле напряжений, под действием которых могут происходить пластические и упругие деформации.

К главе 5

Выклинивание – уменьшение толщины слоя по протяжению до полного исчезновения и смыкания кровли с подошвой.

Горизонт – регионально распространенный слой, отличающийся от соседних.

Кровля – самая молодая (в ненарушенном залегании самая верхняя) граница слоя.

Латеральное окончание слоя – его ограничение с боков.

Маркирующий горизонт – резко отличающийся от соседних по цвету, составу или другим признакам горизонт, который можно использовать в роли репера при сопоставлении геологических разрезов пород.

Мощность (толщина) слоя – расстояние между его кровлей и подошвой

Напластование, поверхность напластования – поверхности, которые отделяют кровлю одного слоя от подошвы другого и являются общей частью двух смежных слоев.

Несогласие – нарушение нормальной последовательности залегания слоев.

Подошва – самая древняя (в ненарушенном залегании самая нижняя) поверхность слоя.

Слой (англ. bed, stratum, реже seam, layer) – более или менее однородный, первично обособленный осадок (или горная порода), ограниченный приблизительно параллельными поверхностями.

Стратисфера (слоистая сфера) – осадочная оболочка земной коры.

Фациальное замещение – изменение литологического состава слоя по его простиранию.

К главе 6

Горизонтальное залегание (горизонтальная структура) – залегание, при котором поверхности напластования слоёв в целом горизонтальны.

К главе 7

Куэста (исп. *cuesta* – обрыв, склон горы) – форма рельефа, один склон которого крутой, срезающий пласты (аструктурный), а другой пологий, совпадающий с напластованием пород и соответствующий углу падения слоёв (структурный). Куэсты образуются в результате избирательной денудации толщи, сложенной рыхлыми и прочными породами, образующими бронирующие поверхности при моноклинальном залегании.

Моноклиальное (греч. *μόνος* – один), *гомоклиальное* (*ὁμοκλιᾶτος* – однородный) – залегание в виде наклонной плоскости.

Пластовые треугольники – пилообразные очертания геологической границы или маркирующего горизонта, падающего вкрест простирания долины крупной реки с многочисленными притоками. Зубцы такой «пилы» направлены вкрест простирания.

К главе 8

Гармоническая складчатость – складчатость, в которой изгибы пластов одинаковы, то есть антиклиналям в более глубоких слоях соответствуют антиклинали в более высоких слоях.

Дисгармоническая складчатость – различная по размерам и форме в разных частях разреза, возникшая одновременно.

Зеркало складчатости – воображаемая поверхность, огибающая своды системы складок.

Пликативная (связная, или складчатая) (лат. *plisatus* – складка, *plisatus* – складчатый) структура – дислокация, при которой тело меняет форму или объем, но не разрывается: флексуры, структурные носы и заливы, седла, складки.

Плоичатость – маленькие складки, размером до миллиметра.

Седло (седловина) – структурная форма, похожая на горный перевал. С двух сторон от него находятся вершины, а с двух других – пониженные участки или сочетание окончаний половинок двух синклиналей и двух антиклиналей.

Складка – волнообразный изгиб пласта.

Складчатость – совокупность складок.

Структурный залив – половинка синклинали, «сидящая» на моноклинали.

Структурный нос — половинка антиклинали, «сидящая» на моноклинали.

Флексура (flexura — изгиб) — незамкнутая структурная форма в виде коленообразно изогнутых в разрезе слоев.

К главе 9

Брекчированность — раздробленность пород сместителя, более крупная, чем катаклиз.

Взбросы — разломы, у которых сместитель наклонен в сторону поднятого крыла и перемещение крыльев вкрест простирания сместителя.

Глубинный разлом — дизъюнктивное нарушение планетарного масштаба, проникающее в мантию и активное в течение длительного времени развития.

Горсты — линейные структуры, образованные примерно параллельными сбросами или взбросами. Центральные части горстов подняты, и благодаря эрозии на поверхности обнажаются более древние породы, чем в опущенных краевых частях.

Грабены (рвы) — структуры, образованные параллельными сбросами или взбросами. Центральные части грабенов опущены и на поверхности в грабенах обнажаются более молодые породы, чем в краевых частях, где они уничтожены эрозией.

Диаклазы — разрывы без видимого смещения крыльев и с одной элементарной поверхностью сместителя.

Катаклиз — мелкая раздробленность пород сместителя.

Кливаж (cleavage — раскол) — способность горной породы раскалываться на плоские плитки или пластинки.

Надвиг: 1 — пологий взброс, *2* — взброс, образующийся одновременно со складчатостью продольного изгиба.

Отдельность — геометрически правильные блоки горной породы, на которые раскалывается штуф при ударе.

Параклазы — разрывы с видимым смещением крыльев.

Раздвиг — разлом с перемещением крыльев перпендикулярно сместителю.

Разлом — сложный разрыв, сместитель которого представляет собой систему.

Разрыв — то же, что дизъюнктивная дислокация. Возникает, когда напряжения в горной породе или в отдельном ее фрагменте превышают предел прочности, и она разрушается.

Ряды трещин – совокупность трещин, имеющих сходные элементы залегания.

Сброс – разлом с перемещением крыльев вкrest простираения сместителя при наклоне сместителя в сторону опущенного крыла.

Сдвиг – разлом, у которого перемещение происходит по простираению сместителя.

Система трещин – совокупность трещин, которые можно объединить по какому-либо произвольному признаку (простираение, происхождение, возраст и т.д.).

Сланцеватость – разновидность кливажа, связанная с параллельной переориентировкой таблитчатых и чешуйчатых минералов перпендикулярно направлению максимальных сжимающих усилий.

Тектонический покров (шарьяж) – крупный горизонтальный или пологий волнистый надвиг с перемещением пород на многие десятки километров.

Трещина – элементарный разрыв с незначительным перемещением крыльев по сравнению с ее размерами. Сместитель трещин представляет собой элементарную плоскость.

Трещиноватость – совокупность трещин.

К главе 10

Батолиты – гигантские массивы гранитных пород, достигающие тысяч квадратных километров в поперечнике, внедренные в земную кору.

Дайки – тела, ограниченные параллельными стенками, образованные при заполнении магмой вертикальных или наклонных трещин отрыва в земной коре.

Диатремы (трубки взрыва) – гигантские цилиндрические, иногда расширяющиеся кверху воронкообразные каналы. Характерны для пирокластических, обломочно-магматических ультраосновных пород. Они часто включают алмазы и другие минералы, образованные при высоком давлении: гранаты, стишовит, коэссит и др.

Директивная текстура – параллельная ориентировка минералов и включений, формирующих линейные, ленточные, цепочечные и плоскостные формы прототектоники. Линейные элементы показывают направление движения расплава, а плоские – положение поверхности контакта массива.

Жилы – извилистые плитообразные тела неправильной формы с менее ровными ограничениями, чем дайки.

Кальдера – большой, изометричный чашеобразный провал на месте обрушившегося конуса вулкана.

Криптолакколиты — не вскрытые эрозией локалиты. Они приподнимают над собой осадочные породы, формируя изолированные антиклинальные складки.

Лакколиты — небольшие грибообразные или караваяобразные (не более 5 км в поперечнике) тела. Верхние, перекрывающие лакколит слои, в большинстве случаев, изогнуты в виде антиклинальных складок в соответствии с контуром лакколита. Сложены, как правило, кислыми и средними породами.

Лополиты — чашеобразные и блюдцеобразные тела размером от нескольких до сотен километров в поперечнике. Обычно сложены основными, ультраосновными и щелочными интрузивными породами.

Некки — вулканические жерловины — трубообразные и расширяющиеся кверху каналы, заполненные сплошной лавовой или пирокластической породой.

Прототектоника (ранняя тектоника) — текстура, образующаяся в остывающем массиве, обусловленная вращением кристаллизующегося вещества и обломков.

Силлы — плитообразные тела, залегающие параллельно напластованию вмещающих пород.

Сомма — остатки древнего разрушенного вулкана, образующие кольцевой вал вокруг молодого вулканического конуса.

К главе 11

Гранитно-гнейсовые купола и валы — крупные (десятки и сотни километров в поперечнике) пологие поднятия, образованные гранитами и гнейсами. Встречаются в фундаменте древних платформ и являются продуктом ультраметаморфизма.

Тектонический меланж — передробленные глыбы, брекчия, шель, закатанные в глинистую массу того же состава, образующие структурные формы, соответствующие сместителю разлома. Являются породами динамометаморфизма.

К главе 12

Жила — тело полезного ископаемого, заполнившее трещину в каких-либо горных породах.

Залежь : 1 — неправильной формы линза, 2 — любая локализация полезного ископаемого.

Рудный столб — наиболее богатая полезным компонентом часть жилы.

К главе 13

Структурно-фациальные зоны – смежные территории, различающиеся историей геологического развития, разделенные тектоническим несогласием, чаще всего надвигом.

Структурный подэтаж и подъярус – часть структурного яруса и этажа.

Структурный этаж – комплекс горных пород (часть разреза), обладающий единством структурного плана, сходным региональным метаморфизмом и магматизмом. От выше- и нижележащих толщ, обладающих другим структурным планом и степенью метаморфизма, отделен угловым несогласием.

Структурный ярус: 1 – синоним термина «структурный этаж», 2 – часть структурного этажа.

Тектонический этаж: 1 – синоним структурного этажа, 2 – совокупность структурных этажей в складчатых системах, характеризующихся общностью развития.

К главе 14

Авлакоген – гигантский погребенный грабен длиной сотни и шириной десятки километров.

Антеклиза – внутриплатформенное пологовыпуклое поднятие, обычно смежное с синеклизами, того же ранга и размера.

Антиклинорий – сложный комплекс складок, имеющий в общем антиклинальное строение.

Литосферные плиты – гигантские (тысячи километров в поперечнике) относительно жесткие, развивающиеся как единое целое участки литосферы, разделенные линейными подвижными зонами с повышенной тектонической, сейсмической и вулканической активностью.

Геосинклинальная область – тектонически активная область, разделяющая на протяжении геотектонических циклов прилежащие платформы, охватывающая обширные пространства.

Континентальные рифтовые системы – системы линейно вытянутых грабенов планетарного масштаба, выходящие на дневную поверхность.

Краевой шов – зона глубинных разломов, отделяющая платформу от смежных складчатых систем. Часто по краевым швам последние бывают надвинуты на платформу.

Межгорный прогиб – другое название сложного синклинория.

Осадочный чехол – верхний структурный этаж платформы, состо-

ящий из слабо дислоцированных (за исключением территорий развития солянокупольной тектоники и грязевого вулканизма), почти неизменных осадочных пород преимущественно морского генезиса.

Платформы – тектонически относительно устойчивые несейсмичные структуры континентальной земной коры со слабым магматизмом.

Плита – часть платформы, перекрытая мощным (тысячи метров) осадочным чехлом.

Предгорные (краевые, передовые) прогибы – зоны сочленения геосинклинальных областей и платформ. Они развиваются на тех границах, где фундамент платформ глубоко погружен, характеризуются очень большими мощностями осадочных толщ и сложной линейной, гравитационной и куполовидной складчатостью.

Синеклиза – геологически отрицательная структура платформы 3 ранга. Наклон крыльев синеклиз – 1° и менее (до $0,5^\circ$), хотя краевые части синеклиз иногда образуют резкие флексуры.

Синклинорий – сложный комплекс складок геосинклинали, имеющий в целом синклинальное строение.

Фундамент – основание (цоколь) платформы, сложенное дислоцированными метаморфическими породами, прорванными интрузиями.

Щит – часть платформы, лишенная осадочного чехла или обладающая маломощным чехлом.

Эпиплатформенный ороген – область возрожденной тектонической активности на платформе.

К главе 15

Генерализация – отбор и обобщение изображаемых на карте объектов в соответствии с тематикой, назначением, масштабом карты и особенностями картируемых объектов и явлений.

Геологическая карта – уменьшенное, обобщенное условное графическое изображение геологических тел и их признаков, процессов и явлений на топографической основе.

Геологические разрезы – это уменьшенные, обобщенные условные графические изображения геологических тел и их признаков в вертикальном сечении.

Стратиграфическая колонка – графическое изображение обобщенной последовательности напластований стратифицированных толщ картируемой территории.

К главе 16

Стратоизогипсы — линии, соединяющие на плане точки с одинаковыми абсолютными отметками геологической граничной поверхности, проведенные через равные высотные интервалы.

Структурные карты — одна из разновидностей геологических карт в изолиниях. Они отображают в стратоизогипсах положение геологической граничной поверхности (кровли или подошвы пласта) относительно уровня моря.

К главе 18

Генерализация визуальное усиление на изображении особенностей ландшафта, обусловленное общими для больших территорий причинами.

Геологическое дешифрирование аэро- и космоснимков — извлечение из них информации о геологическом строении территории, опознание геологических объектов и расшифровка геологического строения изображенной на снимке территории.

Интеграция — визуальное обобщение на изображении разрозненных объектов.

Ключевой участок — участок, подробное изучение которого позволяет расшифровать геологическое строение территории (замыкание складки, геологическая граница, узел разломов и т.д.).

Кольцевая структура (структура центрального типа) — любое округлое, кольцевое или слегка овальное природное образование в земной коре и ландшафте.

Масштабная этажерка — принцип подбора снимков различного масштаба при геологическом дешифрировании территории. При этом выделяется основной (рабочий) и дополнительные масштабы снимков. Основной масштаб снимка и составляемой карты должны быть соизмеримы, дополнительные — обзорный и детализационный должны отличаться в 2–5 раз.

Обзорность — площадь той местности, которая видна на одном снимке.

Разрешающая способность (детальность) — минимальная величина предмета на земной поверхности, который различим на снимке. Это объекты размером более 0,2 мм на изображении.

Фотоаномалия — участок фотоизображения, отличный от окружения по каким-либо признакам.

Фотолинеамент — линейная фотоаномалия.

Фоторисунок — это взаимное расположение участков различного

фототона. При описании фоторисунка обычно пользуются прилагательными: однородный, зернистый, полосчатый, струйчатый, пятнистый и т.д.

Фототон — степень потемнения снимка. Он может меняться от белого, через все оттенки серого, до черного.

Эталонный участок — участок типичный, характерный, способный служить эталоном для определения дешифровочных признаков геологического тела.

К главе 19

Геоморфология — наука, изучающая рельеф как геологическое тело — его генезис, возраст, структуру.

Избирательная денудация — способность денудации по-разному разрушать разные породы и образовывать различные формы рельефа на различных породах.

Литоморфный (литоформный) рельеф — рельеф, обусловленный литологическим составом пород.

Морфоструктура — образованная в результате альпийской тектоно-магматической активности, выраженная в рельефе структурная форма.

Речные террасы — ступени, образующиеся в днище речной долины вследствие пульсирующего характера вертикальных неотектонических движений.

Тектонический рельеф — рельеф, обусловленный тектоническими структурами. *Прямой* — горы на антиклиналях, долины на синклиналях; *обратный (обращенный)* — долины на антиклиналях и горы на синклиналях.

Ярусы рельефа — ступени, образующиеся в рельефе вследствие пульсирующего характера вертикальных неотектонических движений.

ИНТЕРНЕТ-РЕСУРСЫ

№	БИБЛИОТЕКА	АДРЕС
1.	Научная библиотека Российского государственного университета нефти и газа им. И.М. Губкина	www.gubkin.ru
2.	Научная библиотека МГУ им. М.В. Ломоносова	www.lib.msu.su
3.	Библиотека Санкт-Петербургского университета	www.unilib.neva.ru
4.	Научно-техническая библиотека СибГТУ	www.lib.sibstru.kts.ru
5.	Список ссылок на страницы Российских библиотек	www.nounb.sci-nuov.ru:81/library/ruslib.html.w
6.	Российская Государственная библиотека	www.rsl.ru
7.	Государственная публичная научно-техническая библиотека	www.gpntb.ru
8.	Библиотека естественных наук РАН	www.ben.irex.ru
9.	Всероссийская государственная библиотека иностранной литературы	www.libfl.ru
10.	Библиотека Академии наук	spb.org.ru/ban
11.	Национальная электронная библиотека	www.nel.ru
12.	Библиотека ВНИИОЭНГ	vniiioeng.mcn.ru
13.	Всероссийский институт научной информации по техническим наукам (ВИНИТИ)	fuji,viniti.msk.su
14.	Российская национальная библиотека, г. Санкт-Петербург	www.nlr.ru
ЖУРНАЛЫ		
1.	Геология нефти и газа	www.geoinform.ru
2.	Геотектоника	www.geotectonica.ru
3.	Известия ВУЗов «Геология и разведка»	msgpa.edu.ru
4.	Geological Society of America Bulletin	pubs/journals.ru www/geosociety.org
5.	Geological Structure	www.geolos/str/ru

Содержание

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ЧАСТЬ I. ВВЕДЕНИЕ В СТРУКТУРНУЮ ГЕОЛОГИЮ	5
ГЛАВА 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ	5
1.1. Предмет структурной геологии	5
1.2. Задачи структурной геологии. Цели изучения дисциплины и ее значение	7
1.3. Связь дисциплины с другими науками	9
1.4. Методы структурной геологии	10
ГЛАВА 2. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ	17
2.1. Предварительные замечания	17
2.2. Донаучный этап	19
2.2.1. От древнего мира до средних веков	19
2.2.2. Средние века	19
2.2.3. Эпоха Возрождения	20
2.2.4. Зарождение структурной геологии как науки (вторая половина XVII века – первая половина XVIII века)	21
2.2.5. Возникновение геологической науки в России (вторая половина XVII века)	22
2.3. Научный этап	24
2.3.1. Становление структурной геологии (вторая половина XVIII века – первая четверть XIX века)	24
2.3.2. Создание биостратиграфического метода («героический период развития геологии» – начало XIX века)	25
2.3.3. Изучение структур горных хребтов. Гипотеза кратеров поднятий (первая половина XIX века)	26
2.3.4. Классический период развития структурной геологии (вторая половина XIX века)	28
2.3.5. Строение континентов по теории геосинклиналей	31
2.3.6. Возникновение современной структурной геологии (первая половина XX века)	38
2.3.7. Современное состояние структурной геологии. Тектоника плит (вторая половина XX века)	41

ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТЕЛА И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ	50
3.1. Геологические тела	50
3.2. Геологические границы	51
3.3. Изображение точки, вектора, линии, поверхности и их соотношений на геологических чертежах	53
3.4. Геологические тела как системы. Иерархия геологических тел..	60
ГЛАВА 4. НЕНАРУШЕННОЕ И НАРУШЕННОЕ ЗАЛЕГАНИЕ. НАПРЯЖЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ ...	64
4.1. Ненарушенное и нарушенное залегание	64
4.2. Нарушения, их причины. Виды нетектонических нарушений...	70
4.3. Деформации и напряжения	77
4.3.1. Понятие деформации	77
4.3.2. Главные оси деформаций	78
4.3.3. Развитие деформаций при приложении сил	82
4.3.4. Соотношение ориентировки разрывов и главных осей тектонических напряжений	84
4.3.5. Деформация геологических тел	86
4.3.6. Будинаж. Компетентные и некомпетентные слои	88
ЧАСТЬ II. СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД	90
ГЛАВА 5. СЛОЙ И СТРОЕНИЕ СЛОИСТЫХ ТОЛЩ	91
5.1. Слой и его элементы	91
5.1.1. Кровля и подошва слоя	91
5.1.2. Мощность слоя	94
5.1.3. Латеральное окончание слоя	97
5.1.4. Элементы слоя и его строение (текстура слоя)	99
5.1.5. Ассоциации слоёв	99
5.2. Образование и разрушение слоистых толщ	104
5.2.1. Условия образования и разрушения слоистых толщ	104
5.2.2. Тектонические факторы образования слоистых толщ	105
5.2.3. Физико-географические факторы формирования слоёв	109
5.2.4. Циклы П.Р. Вейла. Секвентная стратиграфия	110
5.3. Несогласия	112
5.3.1. Понятие о согласном и несогласном залегании	112
5.3.2. Виды несогласий	112
5.3.3. Признаки несогласий	116
5.3.4. Несогласие как геологическое тело	117
5.4. Особые виды залегания осадочных горных пород	119

ГЛАВА 6. ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ ЗАЛЕГАНИЕ	126
6.1. Общее представление о горизонтальном залегании	126
6.2. Признаки горизонтального залегания на геологических картах и материалах дистанционных съемок	127
6.3. Геологические карты и разрезы горизонтально залегающих слоёв	130
6.4. Мощность горизонтальных слоёв и рельеф	132
ГЛАВА 7. НАКЛОННОЕ ЗАЛЕГАНИЕ	134
7.1. Общее представление о наклонном залегании	134
7.2. Отражение наклонного залегания на геологических чертежах и материалах дистанционных съемок	136
7.3. Изображение наклонно залегающих слоёв на геологических чертежах	140
7.4. Роль наклонно залегающих слоёв в нефтегазовой геологии	141
ГЛАВА 8. ПЛИКАТИВНЫЕ СТРУКТУРЫ	143
8.1. Общее представление о пликативных структурах	143
8.2. Флексуры – незамкнутые пликативные структуры	144
8.2.1. Флексура как геометрическая форма	144
8.2.2. Флексура как геологическое тело	146
8.2.3. Признаки флексур на геологических картах и материалах дистанционных съемок	148
8.2.4. Построение и изображение флексур на геологических чертежах	148
8.2.5. Роль флексур в нефтегазовой геологии	149
8.3. Полузамкнутые структурные формы	150
8.3.1. Структурный нос	150
8.3.2. Структурный залив	152
8.3.3. Седло (седловина)	156
8.3.4. Изображение полузамкнутых структур на геологических чертежах..	156
8.4. Складки – замкнутые структурные формы	158
8.4.1. Геометрия одиночной складки и морфологическая классификация складок	158
8.4.2. Складчатость и ее морфологические характеристики	172
8.4.3. Механизмы складкообразования и классификации складчатости ...	176
8.4.4. Признаки складок на геологических картах и разрезах	197
8.4.5. Построение складок на геологических чертежах	198
8.4.6. Значение складок для нефтегазовой геологии	200
ГЛАВА 9. ДИЗЬЮНКТИВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ (РАЗРЫВЫ) ...	203
9.1. Общее представление о разрывах	203
9.1.1. Диаклазы и параклазы	203

9.1.2. Элементы разрыва	204
9.1.3. Классификации разрывов	205
9.1.4. Статистическая характеристика параметров разрывов	208
9.1.5. Образование разрывов	209
9.2. Кливаж и сланцеватость	212
9.3. Трещины и трещиноватость	215
9.3.1. Общее представление о трещинах	215
9.3.2. Морфологические характеристики трещин и межтрещинного пространства	215
9.3.3. Генетическая классификация трещин	216
9.3.4. Изображение трещиноватости на аэрофотоснимках и геологических картах	220
9.3.5. Построение диаграмм трещиноватости и их статистический анализ	221
9.3.6. Значение трещиноватости для структурной и нефтегазовой геологии	223
9.4. Разломы	224
9.4.1. Общая характеристика разломов	224
9.4.2. Строение сместителя разломов	228
9.4.3. Классификации разломов	229
9.4.4. Глубинные разломы	231
9.4.5. Раздвиги	232
9.4.6. Сбросы	232
9.4.7. Взбросы, надвиги и покровы (шарьяжи)	233
9.4.8. Сдвиги	238
9.4.9. Комбинированные разломы	240
9.4.10. Ассоциации разломов	241
9.4.11. Парагенезисы разломов и складок	246
9.4.12. Распознавание разломов на картах, аэро- и космических снимках	249
9.4.13. Изображение разрывов, сочетаний разрывов и складок на геологических чертежах	252
9.4.14. Тектонодинамическая характеристика разломов	256
9.4.15. Значение разломов в геологии	257

ЧАСТЬ III. СТРУКТУРЫ НЕСТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ 260

ГЛАВА 10. СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД 260

10.1. Формы залегания интрузивных горных пород	261
10.1.1. Общие представления об интрузивных телах. Границы (контакты) магматических тел	261

10.1.2. Внутренняя структура магматических тел. Петротектоника	263
10.1.3. Согласные интрузии	265
10.1.4. Несогласные интрузии	267
10.1.5. Батолиты	271
10.1.6. Частично согласные магматические тела	272
10.2. Формы залегания полуглубинных (субвулканических) горных пород	273
10.3. Формы залегания эффузивных и туфогенных горных пород	274
10.4. Тектонические дислокации магматических пород	278
ГЛАВА 11. СТРУКТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД	280
ГЛАВА 12. СТРУКТУРЫ ТЕЛ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	285
ЧАСТЬ IV. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ	294
ГЛАВА 13. СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ И СТРУКТУРНЫЕ ЯРУСЫ	294
ГЛАВА 14. ИЕРАРХИЧЕСКИЕ КЛАССИФИКАЦИИ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ	297
14.1. Геодинамическая классификация	298
14.2. Геофизическая классификация	302
14.3. Морфологическая (структурная) классификация	303
14.3.1. Иерархия структурных форм континентальных платформ	303
14.3.2. Характерные особенности тектонического строения платформенного чехла	311
14.3.3. Границы платформ. Предгорные прогибы и краевые швы	313
14.3.4. Иерархия структурных форм складчатых областей	313
14.3.5. Характерные особенности тектонического строения складчатых (геосинклинальных) областей	316
14.3.6. Континентальные рифтовые системы	316
14.3.7. Области возрожденной тектонической активности	317
14.3.8. Океанические структуры	317
ЧАСТЬ V. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТОГРАФИЯ И ДРУГИЕ МЕТОДЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ	325
ГЛАВА 15. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ И ДРУГИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЧЕРТЕЖИ	325

15.1. Общее представление о геологических чертежах	325
15.2. Виды геологических карт	332
15.2.1. Виды геологических карт по содержанию	332
15.2.2. Масштаб геологических карт	344
15.2.3. Классификация по картируемому времени	344
15.2.4. Виды карт по ведомственной принадлежности	346
15.2.5. Виды карт по назначению	346
15.2.6. Виды карт по способу изображения картируемой действительности	347
15.2.7. Виды карт по степени теоретического обобщения и типам геологических систем	349
15.2.8. Классификация карт по использованию ЭВМ	350
15.3. Генерализация геологических карт	351
15.4. Структура карты и ее компоненты	355
15.4.1. Математическая основа	355
15.4.2. Легенда – система условных знаков геологических карт	362
15.4.3. Картографическое изображение	363
15.4.4. Вспомогательное оснащение и дополнительные данные	365
15.4.5. Компонировка карты	366
ГЛАВА 16. МЕТОДИКИ ПОСТРОЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ	368
16.1. Построение карт в изолиниях (структурных)	368
16.1.1. Построение структурных карт методом инвариантных линий и скатов	370
16.1.2. Построение структурных карт методом треугольников	372
16.1.3. Построение структурных карт методом схождения	374
16.1.4. Построение структурных карт методом профилей	377
16.2. Построение карт методом количественного фона	379
16.3. Построение карт методом качественного фона	380
16.4. Построение карт по геологическим описаниям	380
16.5. Построение картограмм, картодиаграмм и локализованных диаграмм	382
16.6. Составление государственных геологических карт (геолого-съемочные работы)	383
16.6.1. Этапы и стадии геолого-съемочных работ	383
16.6.2. Итоговые документы геологической съемки	388
16.7. Алгоритм составления геологической карты	392
ГЛАВА 17. ПОСТРОЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ	394
17.1. Построение геологических разрезов по данным бурения	394
17.2. Построение геологических разрезов по геологической карте	405

ГЛАВА 18. АЭРОКОСМИЧЕСКИЕ (ДИСТАНЦИОННЫЕ) МЕТОДЫ В СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ	415
18.1. Главные свойства аэрокосмических изображений	416
18.2. Области применения аэрокосмических методов	417
18.3. Геологическое дешифрирование аэро- и космических снимков	418
18.3.1. Основные принципы геологического дешифрирования	418
18.3.2. Дешифровочные признаки геологических объектов	420
18.3.3. Дешифрирование открытых территорий	424
18.3.4. Дешифрирование полузакрытых территорий	425
18.3.5. Дешифрирование закрытых территорий	427
18.3.6. Дешифрирование акваторий	428
18.4. Фотоаномалии	430
18.4.1. Фотолинементы	430
18.4.2. Кольцевые структуры	431
18.5. Техника геологического дешифрирования	433
18.5.1. Виды геологического дешифрирования	433
18.5.2. Преобразование (улучшение) снимков	433
18.5.3. Принципы компьютерного дешифрирования	434
18.6. Применение аэро- и космических изображений при геологических исследованиях	434
18.6.1. Общие положения и порядок работы со снимками	434
18.6.2. Применение снимков при составлении геологических карт	436
18.6.3. Применение снимков при поисках нефти и газа	441
ГЛАВА 19. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННОЙ ТЕКТониКИ	446
19.1. Общие представления о геоморфологическом методе	446
19.1.1. Типы рельефа и их характеристика	447
19.1.2. Последовательность формирования рельефа	454
19.2. Структурно-геоморфологический анализ рельефа	456
19.2.1. Структурно-геоморфологический анализ поверхностей выравнивания междуречий	456
19.2.2. Структурно-геоморфологический анализ базисов эрозии	457
19.2.3. Морфографические методы	458
19.3. Морфометрические методы	460
19.3.1. Анализ продольных профилей рек	460
19.3.2. Реконструкция тектонического рельефа	461
19.3.3. Анализ расчлененности рельефа	463
19.4. Методы изучения современной тектоники	465

ГЛАВА 20. СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ РАЗРЫВОВ	469
20.1. Общие сведения о статистическом изучении разрывов	469
20.2. Методы изучения трещиноватости	470
20.2.1. Сбор полевых наблюдений	470
20.2.2. Построение круговых диаграмм трещиноватости	471
20.2.3. Статистическая обработка круговой диаграммы	473
20.2.4. Построение с помощью палетки-матрицы Николаева	476
20.2.5. Определение ориентировки осей главных нормальных тектонических наряжений	478
20.3. Статистический анализ сети разрывов	481
20.3.1. Статистический анализ интенсивности (густоты) разрывов	482
20.3.2. Статистический анализ ориентировки разрывов	484
ПРИЛОЖЕНИЕ 1. ГОРНЫЙ КОМПАС И ЕГО ПРИМЕНЕНИЕ	489
П-1.1. Устройство горного компаса	489
П-1.2. Магнитное склонение и внесение поправок	491
П-1.3. Определение элементов залегания с помощью горного компаса	492
П-1.4. Визирование (определение азимутов заданных направлений, высот недоступных предметов и превышений)	494
ПРИЛОЖЕНИЕ 2. ЛИНЕЙНАЯ ИНТЕРПОЛЯЦИЯ	495
ПРИЛОЖЕНИЕ 3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ЗАЛЕГАНИЯ ГРАФИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ	497
П-3.1. Определение элементов залегания по трем точкам	497
П-3.2. Определение элементов залегания по геологической карте	499
П-3.3. Определение элементов залегания по структурной карте ...	500
П-3.4. Определение элементов залегания по двум сечениям	501
ПРИЛОЖЕНИЕ 4. УСЛОВНЫЕ ЗНАКИ НА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЧЕРТЕЖАХ	505
ПРИЛОЖЕНИЕ 5. ГРАФИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ ОСРЕДНЕНИЯ, ВЫЯВЛЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО ФОНА И ЛОКАЛЬНЫХ АНОМАЛИЙ	511
ПРИЛОЖЕНИЕ 6. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОРЯДКОВ ДОЛИН	513
РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА	515
ГЛОССАРИЙ	517
ИНТЕРНЕТ-РЕСУРСЫ	528

СПИСОК ЗАМЕЧЕННЫХ ОПЕЧАТОК

Страница, строка	Напечатано	Следует читать
3, 7 снизу	пониженного давления в области повышенного давления	повышенного давления в области пониженного давления
6, последняя строка, 3 столбец	1:1-x200	1:1 ^{-x 200}
31, 11 снизу	bonari	boundary
96, 4 сверху	h	L
97, 8 сверху	$m = h \cos \alpha$	$m = \Delta h \cos \alpha$
97, 9 сверху	$m = h \sin \alpha$	$m = \Delta h \sin \alpha$
107, 3 снизу	келовой	келловей
119, 16 снизу	lenticl	lentil
183, 22 снизу	большие	большим
198, 4,3 снизу	треугольников схождения	треугольников, схождения
211, подпись к рис. 9.7	3—траектория	3 — траектория максимальных нормальных растягивающих напряжений,
321, 16 снизу	предсаявляют	представляют
329, подпись к рис. 15.4.а	орфириты	порфириты
348, 2 снизу	какой-либо, каким-либо	какой-либо (каким-либо)
370, 8 сверху	ним	ними
383, 4 снизу	3, 4, 5, 6	3, 4, 5, 6, 7
512, 1 снизу	SERFER	SURFER
517, 10 сверху	bonari	boundary