

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего
профессионального образования
«Амурский государственный университет»

**УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ
ПО ДИСЦИПЛИНЕ «СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ»**

Краткий курс лекций

для специальности 130301.65 «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений
полезных ископаемых», для специальности 130101.65 «Прикладная геология»

Составитель: профессор, д.г.-м.н. В.Е. Стриха.

Факультет Инженерно-физический
Кафедра Геологии и природопользования

2012 г.

Печатается по разрешению

Составитель: В.Е.Стриха

Методическое пособие по дисциплине «Структурная геология», краткий курс лекций : учебное пособие, /В.Е.Стриха – Благовещенск: Амурский гос. ун-т, 2012. – 41 с.

Учебное пособие составлено в соответствии с требованиями Государственного образовательного стандарта высшего профессионального образования по специальностям 130301.65 «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых», 130101. 65 «Геологическая съемка, поиски и разведка твердых полезных ископаемых»,

Пособие предназначено для студентов кафедры геологии и природопользования инженерно-физического факультета АмГУ.

В авторской редакции.

№ п/п	Лекция	Стр.
1	Вводная лекция. Дисциплина «Структурная геология». Цели и задачи дисциплины	4
2	Формы залегания осадочных толщ; строение слоистых толщ	5
3	Согласное и несогласное, ненарушенное и наклонное залегание слоев	10
4	Складки и их элементы	15
5	Разрывы и их типы. Трещины	31
6	Формы залегания вулканических и интрузивных пород	44
7	Формы залегания метаморфических пород	69
8	Основные структурные элементы земной коры и литосферы материкового и океанического типов	77
9	Изображение форм залегания осадочных и магматических комплексов и основных структурных элементов земной коры на геологических картах разрезах, блок-диаграммах; структурные карты.	97
	Список литературы для самостоятельного изучения	101

1. Вводная лекция. Дисциплина «Структурная геология». Цели и задачи дисциплины

Структурная геология является частью **геотектоники** – науки о строении, движениях и развитии верхних оболочек земного шара. Она изучает формы залегания горных пород в земной коре, причины их возникновения и историю развития.

Слово «*тектоника*» – от греческого - «*строю*». «*Структура*» – от латинского – *строение, расположение, порядок*.

Методы исследования, используемые в структурной геологии:

- 1) сравнительный;
- 2) сравнительно-исторический;
- 3) актуалистический;
- 4) математический;
- 5) дистанционный;
- 6) физический, химический, кибернетический.

Сравнительный метод устанавливает сходство и различие предметов и взаимосвязь, позволяет выявить индивидуальные особенности объектов. Благодаря сравнению появляется возможность восстановить и реконструировать недостающие звенья.

Сравнительный метод играет большую роль при описании фактического материала и его классификации, особенно в **морфологии** – науке, изучающей форму и признаки природных тел.

Н.С.Шатский, посвятивший ряд работ строению Русской платформы и сравнению её с другими древними областями земной коры, установил общие закономерности строения платформы, разработал основы классификации образующих их тектонических структур и выявил связи последних с геосинклинальными системами.

В соответствии с положениями **сравнительно - исторического метода** все явления в природе должны изучаться в тесной связи и взаимодействии с окружающей средой в историческом развитии (**исторический метод**) с выяснением их происхождения.

Применение этого метода в геотектонике позволяет изучать формы залегания горных пород не как случайные образования, а как закономерный результат развития определенных процессов, выявить происхождение форм залегания и их взаимные связи.

На основе метода создано учение о **фациях** и **палеофациях**, составляются тектонические карты и карты полезных ископаемых.

Актуалистический метод позволяет создать представление о геологических процессах далекого прошлого, что в определенной степени может заменить эксперимент. Так, например, изучая накопление осадков органического происхождения в современных морских бассейнах, мы можем переносить эти условия в прошлое с учетом общей направленности в развитии животного и растительного мира на нашей планете, изменения температуры и состава морских вод, состава атмосферы.

Математический метод позволил внедрить в структурную геологию моделирование природных процессов, направленное на выяснение условий деформаций, наблюдаемых в горных породах.

Методы дистанционного изучения – аэро - и космоснимки, магниторазведка.

Связь структурной геологии со смежными дисциплинами

Структурная геология опирается на обширные данные других отраслей геологических наук: минералогии, петрографии, исторической геологии, палеонтологии, геоморфологии и литологии.

В свою очередь, структурная геология служит базой, на которую опираются другие разделы геологии: геотектоника, учение о полезных ископаемых и т.д. Знание условий

залегания осадочных, изверженных и метаморфических пород в земной коре открывает возможность правильно подойти к выявлению и прогнозам расширения полезных ископаемых. Известна приуроченность отдельных видов полезных ископаемых к определенным типам структур (нефть – своды антиклинальных складок, подземные воды – синклиналильные складки и т.п.).

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

История развития структурной геологии

Осенью 1700 года Петр I учредил «Приказ рудокопных дел». К середине 18 века открыты богатейшие месторождения Fe, Cu на Урале, Ag, Pb на Алтае, Забайкалье, каменного угля в Донбассе.

История развития горного дела в России связана с именем М.В. Ломоносова. В своих известных геологических трудах «О слоях земных» и «Слово о рождении металлов от трясения Земли» в конце 50-ых годов 18 века Ломоносов положил начало науке о строении земной коры – тектонике и её разделу – структурной геологии (описание пластов, сложности, складок и разрывов горных пород)

С 1765 по 1775 годы – время знаменитых академических экспедиций (Урал, Алтай, Северный Казахстан, отчасти Кавказ, Камчатка, Сибирь). В 1774 году в Санкт-Петербурге было открыто Высшее горное училище, преобразованный в Горный кадетский корпус, затем в Горный институт.

Первая из известных карт с условными знаками горных пород и минералов была составлена во Франции в 1644 году Кулоном. В 1684 году английский ученый Листер предложил обозначать разновидности пород на картах разными цветами.

Определение относительного возраста и нормальной последовательности осадочных напластований стало возможным после исследований В.Смита в Англии и Ж.Кювье во Франции. В 1796 году Смит установил, что изучение состава органических остатков позволяет выяснить последовательность слоев, отвечающих хронологическому порядку отложения их на дне моря. Тем самым было положено начало новой ветви **стратиграфии – биостратиграфии**.

В 1799 году была составлена «Шкала осадочных образцов Англии».

Возникла необходимость в организации Международного геологического конгресса, первая сессия которого прошла в Париже в 1878 году, а вторая – в Болонье 1881 года, на которой состоялся конкурс на лучшие условные знаки к геологическим картам и разрезам. А.А.Иностранцев предложил ввести такую градацию возраста осадочных пород: группа, система, отдел, ярус; А.П.Карпинский – окрашивать карты: Т (триас) – фиолетового, I (юра) – синего, К (мел) – зеленого и N (третичный) - желтого цвета.

2. Формы залегания осадочных толщ; строение слоистых толщ

Слой, слоистость и строение слоистых толщ

Слоем называют однородный первично обособленный осадок (горная порода), ограниченный поверхностями наслоения.

Пласт – тоже самое, только этот термин применяется для обозначения слоев содержащих полезные ископаемые, например, каменный уголь, известняки, гематит и т.д. Однородность слоев может быть выражена в составе, окраске, текстуре, присутствии одинаковых включений или окаменелостей.

Слоистостью называют чередование слоев в разрезе. Это проявление неоднородности в толще осадочных пород, которое указывает на изменение условий осадконакопления. **Слоистость** – самое характерное и важное свойство осадочных пород. Слоистость позволяет сопоставлять стратиграфические разрезы, определять направление и амплитуду вертикальных тектонических движений, вести поиски и прослеживать рудные залежи, скопления нефти, воды и др.

Рис 1. Элементы слоя

1. Верхняя поверхность – кровля
2. Нижняя поверхность – подошва
3. Истинная мощность – расстояние от подошвы до кровли
4. Видимая мощность (по склону)/
5. Неполная мощность (когда не весь слой обнажается).

Формы слоистости (форма и мощность слоев)

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

1.**Параллельная слоистость** наблюдается, когда поверхность наложения плоски и параллельны друг другу. Она характерна для глубоководных отложений.

2.**Волнистая слоистость** наблюдается, когда поверхности волнистые, но параллельны. Она характерна для береговой зоны (приливы, отливы).

3.**Косой слоистостью** (слоичатость по Н.Б. Вассоевичу) называется слоистость с прямолинейными и криволинейными поверхностями наложения, под различными углами которых внутри слоя располагается мелкая слоистость. Континентальные песчаные отложения образуются при движении среды (морское течение).

4.**Линзовидная слоистость** характеризуется быстрым изменением мощности. Она характерна для мелководья в движущейся среде.

Генетические типы слоистости

1.**Градационная слоистость** наблюдается, когда процесс осадконакопления происходил в водной среде. Характерна смена в вертикальном разрезе слоев с уменьшением зерен терригенного материала. Например, крупно-, средне- и мелкозернистый песчаник, алевролит, аргиллит или наоборот.

2.**Седиментационная слоистость** формируется в спокойной водной среде, ниже уровня действия волн, образуются тонко- и мелкообломочные породы, а также хемогенные породы.

3.**Косая слоистость** формируется при движениях среды. Различают речные и морские (дельтовые), золотые слоистости.

4.**Турбидитная слоистость** образуется в пределах действия морских придонных течений, характеризуется появлением крупнообломочного материала на больших глубинах вдали от прибрежных зон.

5.**Слоистость подводных оползней** образуется при нарушении гравитационной устойчивости. Свойственна глинистым массивам с брекчиевой текстурой с обломками известняков, песчаников, кварцитов.

Олистостромы – обвальные, перемешанные в результате оползания по морскому дну породы; большие обломки (> 5 м) называются **олистолитами**.

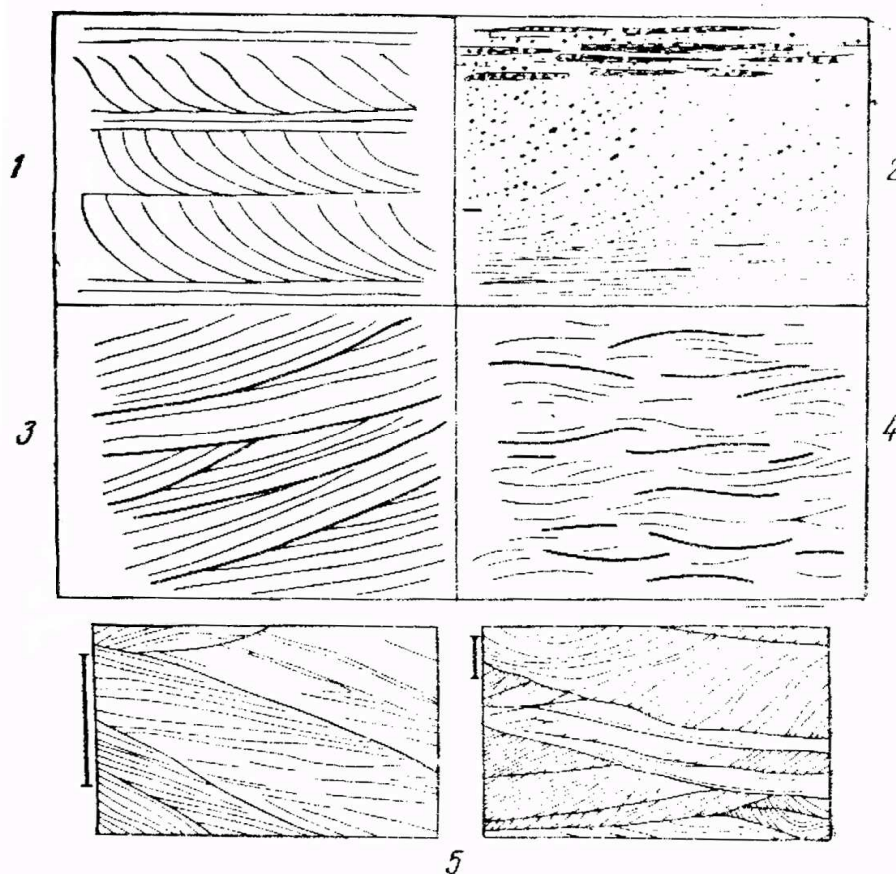


Рис. 2. Различный типы косой слоистости: 1 - косая слоистость речных потоков; 2 - дельтовая косая слоистость; 3 - косая слоистость в морских отложениях; 4 - косая слоистость мелководья; 5 - эоловая косая слоистость

6. Слоистость взламывания. На крутых участках морского дна образуются твердые, но хрупкие породы (кремнистые известняки, песчаники, яшмы и т.д.), которые оползают и при этом ломаются. При непрерывном осадконакоплении в глинистую, карбонатную или другую массу такие обломки придают слоям вид брекчий.

7. Миграционная слоистость относится к типу сложной слоистости и характеризуется сложными сочетаниями в вертикальном разрезе разноглубинных отложений. В её образовании основную роль играют вертикальные тектонические движения, вызывающие смещение береговых линий и фациальных зон накопления осадков.

8. Мутационная слоистость возникает тогда, когда при образовании слоистых толщ происходят химические изменения в составе вод озёрных и морских бассейнов, которые вызывают выпадение или, наоборот, прекращение образования тех или иных хемогенных минералов, изменения в окраске осадков и т.д. Она может проявляться даже при отложении пород одинакового гранулометрического состава.

Строение поверхностей наслоения

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

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

Ветровая рябь имеет относительно крупные размеры и дугообразное расположение

валиков в плане. Более крупные зерна осадка сосредоточиваются в ветровой ряби на гребнях.

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

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

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

На поверхности наслоения часто находят **следы многочисленных животных**, начиная от древнейших пермских обитателей суши, следы ползания крабов, червей и т. п. Особенно важны для геологов разнообразные по виду и происхождению рельефные отпечатки, называемые иероглифами (или гиероглифами), часто встречающиеся на поверхности слоев песчаников и карбонатных пород среди флишевых толщ. Эти отпечатки представляют собой главным образом следы ползания различных илоедов, а также оплывины и борозды размыва, развивающиеся на еще незатвердевшей поверхности илистого осадка. При накоплении следующего песчаного или карбонатного слоя образовавшиеся неровности отпечатываются на нижней его поверхности в виде борозд и бугорков различной величины и формы. Таким образом, иероглифы представляют собой как бы негативное отображение неровностей, сформировавшихся на поверхности илистого осадка, но сохраняющихся на нижней, а не на верхней поверхности слоев, в отличие от других первичных неровностей наслоения.

Первичное (ненарушенное) и нарушенное залегание слоев

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

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

Следует иметь в виду, что как бы ни был мал угол наклона осадочных толщ, находящихся в первичном залегании, тем не менее при широком распространении пород относительное погружение слоя или пачки слоев для различных пунктов может быть весьма значительным и составлять десятки и сотни метров.

Первичное залегание осадочных пород сохраняется сравнительно редко. Оно нарушается последующими тектоническими движениями, которые могут вызвать

появление в осадочных толщах общего наклона, т. е. привести их к наклонному залеганию и образованию складчатых и разрывных нарушений.

Взаимоотношение слоистых толщ

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

Наиболее распространенным типом залегания осадочных толщ является **трансгрессивное** (рис. 3, а), возникшее в результате формирования осадков в прогибе на фоне общего длительного опускания при последующем относительно быстром поднятии. При развитии трансгрессии, обуславливающей создание трансгрессивной части комплекса, более древние слои всегда занимают меньшее пространство, чем последующие, более молодые слои, распространяющиеся на все большую площадь.

Регрессивный тип залегания выражается в последовательном сокращении площади, занимаемой более молодыми слоями по отношению к ранее образовавшимся слоям (см. рис. 2, б). Он возникает при относительно быстром опускании или прогибании впадины и при достаточно длительном последующем ее поднятии в целом или только периферических частей.

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

Сущность и условия образования слоистых толщ

Сущность процессов образования слоистых толщ осадочных пород была раскрыта и изложена в 1968 году Н.А. Головкинским. Разновозрастность различных частей одного и того же слоя он считал обусловленной самим механизмом слоеобразования в условиях перемещения береговой линии бассейна осадконакопления. Принцип Н.А. Головкинского рассматривается как *«принцип возрастной миграции граничных поверхностей супракрустальных геологических тел»*. В изложении А.Н. Гейслера он звучит следующим образом: «Исходя из учения об образовании слоя, в каждом слое можно считать синхроничными только те осадки, которые отлагались вдоль существовавших в каждый данный момент определённых зон седиментации, т.е. осадки, распределяющиеся в направлении, параллельном береговой линии». Это хорошо продемонстрировано на схематическом рисунке (рис. 3). Из схемы Головкинского следует, что основную роль в образовании слоистых толщ играют вертикальные тектонические движения, смешиваются береговая линия и фациальная зона осадконакопления. Н.А. Головкинский указал, что при изучении слоистых толщ нужно «различать понятия о хронологическом, стратиграфическом, петрографическом и палеонтологическом горизонте». *Стратиграфическим горизонтом* он предложил называть одновозрастную (синхронную) группу слоёв различного состава, связанных постепенными переходами в горизонтальном направлении.

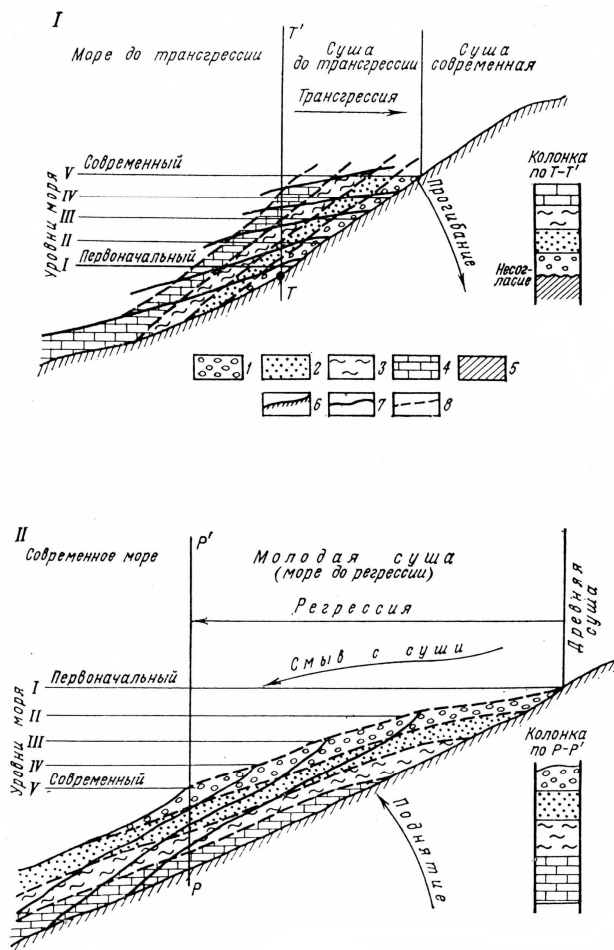


Рис. 3. Схема размещения фациальных зон и образование слоёв при трансгрессии (I) и регрессии (II).

1 – галечники; 2 – пески; 3 – глины; 4 – известняки; 5 – подстилающая порода; 6 – профиль морского дна; 7 – границы одновозрастных (стратиграфических) слоёв в периоды относительного положения уровней моря I-V; 8 – границы фаций (петрографических). Положение береговой линии в начале трансгрессии (Т) и в конце регрессии (Р); Т-Т' и Р-Р' – линии вертикальных разрезов.

3. Согласно и несогласное, ненарушенное и наклонное залегание слоёв

Признаки горизонтального залегания слоёв

Поверхности накопления осадков большей частью имели незначительный наклон – менее 1° и лишь на отдельных участках (на склонах наземных и подводных возвышенностей или на склонах долин) были круче – до 10° и более (*первичное залегание*). Положение поверхностей наложения могло меняться в процессе осадконакопления в результате неоднородного погружения участков слоя, либо позднее – в результате тектонических разрывных или складчатых нарушений (*нарушенное залегание*). Поэтому первичное залегание осадочных пород сохраняется далеко не всегда.

При изучении и картировании регионов, сложенных осадочными породами, наиболее распространёнными формами залегания является горизонтальное и наклонное залегание слоёв, нормальное или опрокинутое положение, а также согласно или несогласное их взаимоотношение. Поверхности наложения также могут иметь разнообразные соотношения с подстилающими образованиями, особенно, если эти поверхности являются поверхностями несогласия. Эрозионная поверхность (дневная

Отдельные слои (или пачки слоёв) стратиграфического горизонта одновозрастны, но характеризуются различным (в видовом и родовом отношениях) комплексом окаменелостей и литологическим (петрографическим) составом.

Петрографическим горизонтом называется серия одинаковых по составу, но разновозрастных по времени образования (асинхронных) слоёв. Границы между петрографическими горизонтами представляют собой условные поверхности сложного строения (как бы с зазубренными краями).

Таким образом, в формировании слоистых толщ осадочных пород значительную роль играют тектонические процессы – направленные и колебательные тектонические движения земной коры, а также физико-географические условия и физико-химические условия среды осадконакопления и области питания, климатические, биологические и др. факторы.

поверхность) может быть очень выровненной, либо пересечённой. И поэтому новые слои могут либо облекать палеорельеф, либо заполнять углубления и примыкать к нему.

Измерение мощности слоя

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

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НАКЛОННОГО ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЕВ

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

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

Элементы залегания

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

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

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

Линией падения называется вектор, перпендикулярный к линии простирания, лежащий на поверхности слоя и направленный в сторону его наклона. Линия падения обладает наибольшим углом наклона к горизонту по сравнению с любой другой линией, которую можно провести на поверхности слоя.

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

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

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

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

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

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

Определение истинной мощности при наклонном залегании

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

Чаще оказывается возможным измерить лишь видимую мощность слоя. На рис. 6 указаны различные случаи вычисления истинной мощности в сечениях, ориентированных перпендикулярно линии простирания по измеренной видимой мощности, углу падения слоя и наклону поверхности рельефа.

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

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

где H — истинная мощность;

h — видимая мощность;

α — угол наклона пласта в косом сечении;

β — угол наклона рельефа.

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

Нормальное и опрокинутое залегание

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

Зависимость ширины и формы выхода слоя на поверхности от его истинной мощности, угла падения и формы рельефа

Чем больше истинная мощность слоя, тем при прочих равных условиях шире его выход на поверхность. Ширина выхода слоя на поверхность зависит от формы рельефа; увеличивается при совпадении угла наклона склона и угла падения пласта.

Рис. 8. Зависимость ширины выхода наклонно залегающего слоя от истинной мощности (l), угла наклона (β) и формы рельефа (α)
А — вертикальные разрезы; Б — плановые изображения; a , b — истинная мощность; a' , a'' , b' — проекция ширины выхода слоя на горизонтальную плоскость; α — угол падения слоев

Для изображения наклонно залегающего слоя или его кровли, или подошвы на карте пользуются **заложением** (рис. 9).

Заложением называется проекция отрезка линии падения слоя на горизонтальную плоскость, заключенного между двумя линиями простираения, проведенными по подошве или кровле слоя.

Рис.9. Изменение величины заложения в зависимости от угла падения слоя mn , $m'n'$, $m''n''$ - кровля или подошва пласта; α , α' , α'' соответствующие углы падения; a , a' , a'' величина заложения

Рис. 10. Определение элементов залегания по линии выхода пласта на поверхность с помощью заложения
 α - азимут линии простираения; β - азимут линии падения; φ - угол падения пласта.

Пластовые треугольники

На карте с изображением выхода пласта на поверхность легко подметить одну характерную особенность в форме изгиба — линия выхода пласта на поверхность изогнута так, что образует сравнительно резко выраженные углы в самой низкой точке рельефа и в самой высокой. Вершина угла, лежащего в самой низкой точке рельефа, направлена по падению пласта, а в самой высокой - в направлении его восстания. Если мысленно соединить стороны этих углов прямыми линиями, получим треугольники, которые носят название **пластовых треугольников**.

Величина угла при вершине треугольника тем больше, чем меньше угол наклона пласта и наоборот.

Рис.11. Примеры определения направления наклона пород по пластовым треугольникам

4. Складки и их элементы

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

Совокупность складок составляет складчатость.

Среди складок выделяются две основные разновидности — антиклинальные и синклиналильные. **Антиклинальными складками** (антиклиналями) называются изгибы, в центральных частях которых располагаются наиболее древние породы относительно их краевых; периферических частей. В **синклиналильных складках** (синклиналях) центральные их части сложены породами более молодыми по сравнению с породами, слагающими их краевые части.

В складке выделяются следующие элементы. Часть складки в месте перегиба слоев называется **замком, сводом** или **ядром** (рис. 8, 1—2; 3—4; 5—6; 7—8). Термин «ядро складки» употребляется при характеристике пород, слагающих центральные части складки. При описании формы перегиба слоев употребляются термины «свод» или «замок». Части складок, примыкающие к своду (замку), называются **крыльями** (2—3; 4—5; 6—7). У смежных антиклинали и синклинали одно крыло является общим. Угол, образованный линиями, являющимися продолжением крыльев складки, называется **углом складки α** .

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

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

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

Гребневой поверхностью называется поверхность, соединяющая самые высокие точки расположения слоев, образующих складку. **Гребень складки** представляет собой линию пересечения гребневой поверхности с кровлей или подошвой любого из слоев складки (рис.13).

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

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

Размеры складок характеризуются длиной, шириной и высотой. **Длина складки** — это расстояние вдоль осевой линии между смежными перегибами шарнира. **Ширина складки** (или **горизонтальный размах**) составляется из расстояния между осевыми линиями двух соседних антиклиналей или синклиналей. **Высотой складки** (или **вертикальным размахом**) называется расстояние по вертикали между замком антиклинали и замком смежной с ней синклинали, измеренное по одному и тому же слою (рис. 14).

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

Осевые поверхности разнопорядковых разновозрастных складок близпараллельны.

Положение зеркала мелких складок (складки более высокого порядка) маркирует залегание поверхности крыла и свода следующей по масштабу (более крупной) складки – складки более низкого порядка (рис.15.).

Морфологическая классификация складок

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

В морфологической классификации складки делятся по ряду признаков.

I. По положению осевой поверхности выделяют:

A. **Симметричные складки** с вертикальной осевой поверхностью и одинаковыми углами наклона крыльев (рис. 16, I).

Б. **Асимметричные складки** с наклонной или горизонтальной осевой поверхностью и

различными углами наклона крыльев (рис. 16, 2). В свою очередь они могут быть разделены на четыре вида:

1) **наклонные складки** с падением крыльев в противоположные стороны различными углами и наклонной осевой поверхностью (рис. 16, 3).

2) **опрокинутые складки** с крыльями, наклоненными в одну и ту же сторону, и наклонной осевой поверхностью (рис. 16, 4). В опрокинутых складках различаются нормальные и опрокинутые (или подвернутые) крылья (рис. 16, 5): в нормальном крыле породы залегают нормально, т. е. молодые отложения располагаются выше древних; в опрокинутом, подвернутом крыле соотношение между древними и молодыми породами ненормальное — древние породы залегают выше молодых;

3) **лежачие складки** с горизонтальным положением осевых поверхностей (рис. 16, 7);

4) **ныряющие**, или **перевернутые**, **складки** с осевой поверхностью, изогнутой до обратного падения (рис. 16, 8).

II. По отношению между крыльями складок выделяются:

1) **обычные**, с падением крыльев в различные стороны (рис. 17, а);

2) **изоклиальные складки** с параллельным расположением крыльев. При вертикальном расположении крыльев изоклиальные складки называются прямыми, при наклонных крыльях — опрокинутыми (рис. 17, б, в);

3) **веерообразные складки** с веерообразным расположением слоев. Ядра веерообразных складок нередко оказываются пережатыми, т. е. отделенными от остальных их частей (рис. 17, г, д).

III. По форме замка различаются (рис. 18):

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

2) **тупые складки**, с углом складки больше 90° ;

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

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

1) **подобные складки**, у которых мощность слоев на крыльях меньше мощности в сводах, а форма замка не меняется с глубиной (рис. 19, I);

2) **концентрические складки** с одинаковой мощностью слоев в своде и на крыльях. С глубиной радиус кривизны свода таких складок изменяется и антиклинали становятся более резкими, а синклинали расплываются (рис. 19, II). В природе развиты преимущественно подобные складки. Однако различие в мощностях на своде и на крыльях подобных складок бывает обычно настолько незначительным, что на разрезах чаще изображаются концентрические складки, так как изменения в мощностях на разрезах не всегда могут быть отражены;

3) **антиклиальные складки** с утоненными замками (рис. 19, III). В складках этого вида мощности пород в сводах меньше, чем на крыльях, вследствие чего для них характерно увеличение угла падения на крыльях с глубиной. Синклиальные складки подобной формы не встречаются;

4) **синклиальные складки** с повышенными мощностями пород в замках (рис. 19, IV). Как и в антиклиальных складках с утоненными замками, в описываемом виде складок

углы наклона крыльев увеличиваются с глубиной.

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

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

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

Флексуры

Флексурами называются коленчатые изгибы в слоистых толщах; выражены они обычно наклонным положением слоев при общем их горизонтальном залегании или более крутым падением на фоне общего наклонного залегания. У флексур в вертикальных разрезах

выделяются следующие элементы (рис. 20): верхнее, или поднятое, крыло; нижнее, или опущенное, крыло; смыкающее крыло; угол наклона смыкающего крыла; вертикальная амплитуда смещающего крыла.

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

Механические условия образования складок

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

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

Продольный изгиб вызывается силами, действующими вдоль слоистости (рис. 21, а). При этом происходит перемещение вещества, направленное параллельно поверхности наслонения.

Складки, возникающие при сдвиге, под воздействием противоположно направленных сил имеют все характерные черты, свойственные складкам продольного изгиба, но обладают хорошо заметным наклоном в сторону действия активных сил (рис. 21, б).

При поперечном равномерном изгибе породы испытывают растяжение, а не сжатие. Образованию складок на начальных стадиях и в этом случае способствует скольжение слоев, но направленное иначе чем в складках продольного изгиба (рис. 21, в).

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

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

Складки течения обладают особенно неправильными формами с многочисленными раздувами, утонениями и пережимами слоев (рис. 21, д).

Генетическая классификация складок.

Процесс возникновения и развития складок в земной коре весьма сложен и разнообразен. В настоящее время выяснены далеко не все стороны этого процесса, и выделяют две основные группы складчатости: *конседиментационная складчатость*, развивающейся параллельно с осадконакоплением, и *постседиментационная складчатость*, возникающей позже образования осадочных толщ и накладывающейся на их конседиментационные формы.

Конседиментационная складчатость (термины «конседиментационная» и «постседиментационная» складчатости предложены С. С. Шульцем). Характерные признаки, свидетельствующие о конседиментационном развитии некоторых складчатых форм, хорошо устанавливаются на куполовидных структурах. К ним относятся:

- 1) постепенное увеличение углов падения слоев в крыльях этих структур в более низких стратиграфических горизонтах;
- 2) уменьшение мощности слоев в направлении от крыльев к своду, достигающее иногда до выклинивания их на своде, с развитием местных угловых несогласий;

3) большая грубозернистость осадка в слоях на своде, чем на крыльях. Не всегда все эти признаки могут встречаться вместе, но каждый из них указывает на конседимента-ционность развития тех структур, в которых они устанавливаются.

Большая грубозернистость осадков на сводах, уменьшение мощности слоев (и даже выклинивание слоев) на них связано с приближением сводов к уровню действия волн, а в некоторых случаях даже с поднятием их выше уровня воды с соответствующим перераспределением осадка на изогнутой поверхности отложения. При этом на сводах куполов мощность осадков уменьшается, а в межкупольных депрессиях увеличивается за счет сброса материала со сводов. Постепенный рост сводов влечет за собой постепенное наращивание наклона более древних слоев.

Такое развитие характерно для всех конседиментационных форм. Своды конседиментационных структур иногда являются ареной развития таких процессов, которые свидетельствуют о более высоком уровне.

Конседиментационная складчатость, дает сравнительно простые формы складок без сколь-нибудь значительной метаморфизации слоев в них (диагенез). В непосредственном своем выражении эти формы наблюдаются на платформах.

Постседиментационная складчатость. Постседиментационные структуры обычно развиваются в отложениях, уже деформированных конседиментационной складчатостью. Породы, вовлеченные в постседиментационную складчатость, претерпевают значительный метаморфизм, иногда очень сильный, вплоть до существенного изменения их первичного состава и полной перекристаллизации. Постседиментационная складчатость отличается несравненно большей сложностью и многообразием своих форм, а также многообразием причин, обусловивших эти формы. Она характерна для геосинклинальных областей.

К настоящему времени предложено много схем генетической классификации складок, которые непрерывно изменяются под давлением новых поступающих материалов. Ни одна из них не получила общего признания.

Ниже приводятся две из таких классификаций, наиболее полно охватывающих различные типы складок.

Первая из них была предложена В. В. Белоусовым, который выделяет четыре основных типа складчатости: 1) глыбовую, 2) нагнетания, 3) общего смятия, 4) глубинную.

Все типы складчатости связаны с дифференциальными вертикальными движениями блоков земной коры, представляя собой реакцию слоистых толщ земной коры на эти движения.

Глыбовая складчатость лежит в основе и других типов складчатости, в своем чистом виде проявляясь в местах с относительно небольшой мощностью осадочного покрова и с малым размахом вертикальных движений блоков земной коры. Это - условия платформ, некоторых участков передовых и межгорных прогибов с умеренным накоплением осадков, зоны интрагеоантиклиналей.

Складчатость нагнетания требует для своего развития мощных осадочных толщ с серией пластичных пород в их составе и умеренных амплитуд движения блоков. Наиболее благоприятными районами являются передовые и межгорные прогибы с большим накоплением, глубокие синеклизы, области погружения антиклинорий. Ей содействуют разрывы в толще, покрывающей пластичную свиту.

Складчатость общего смятия связана с контрастными движениями блоков, происходящими с большой амплитудой и неоднократными изменениями направления движения. Такие условия характерны для геосинклиналей и именно для интрагеосинклиалей там, где они наиболее интенсивно прогибаются и лотом поднимаются.

Все три типа складчатости, рассмотренные выше, В. В. Белоусовым объединяются в одну группу *поверхностной складчатости*, помимо которой им отмечаются также

проявления так называемой *глубинной складчатости*, развитой внутри глубинных диапиров или между гранито - гнейсовыми куполами в зонах глубокого метаморфизма.

Вторая классификация изложена В. Е. Хаиным в переработанном виде (1962) по сравнению с первоначально предложенной в 1954 г.

В классификации В. В. Белоусова можно видеть стремление выделить основные направления путей формирования различных типов складок. В классификации В. Е. Хаина можно усмотреть желание наметить все разновидности складок в зависимости от условий их формирования, известные к настоящему времени, на основе признания многосторонности процессов, приводящих к формированию складок.

Как в этих классификациях, так и во многих других, здесь не приводившихся не нельзя найти достаточной характеристики развития основной группы постседиментационных складок, возникающих в геосинклинальных условиях. Связано это с недостаточным еще знанием реальных условий возникновения и развития этих складок. В.В. Белоусов пытается восполнить этот пробел гравитационными складками в группе складок общего смятия.

Диапировые складки (складки нагнетания) впервые были установлены румынским геологом Л. Мразеком в 1906 г. Они развиваются в осадочном чехле нередко независимо от строения фундамента и представляют собой антиклинальные структуры, образующиеся в слоистых толщах при внедрении в них пород, обладающих низкой вязкостью или низкой плотностью. Это соли, ангидрит, гипс, угли, глины, насыщенные водой, способные пластично деформироваться и течь в сторону меньшего давления или под влиянием собственного веса.

Наиболее широко среди диапировых складок развиты соляные купола и глиняные диапиры. В *соляных куполах* различают ядро, сложенное пластичными породами, и окружающие ядро и прорванные им менее пластичные и более тяжелые толщи. Внутренняя структура ядра характеризуется исключительно сложным строением.

Слагающие его пластичные породы смяты в типичные складки течения, направленные к земной поверхности, слои при этом растягиваются, образуют сложные изгибы, раздувы и нередко разрываются. Вмещающие толщи у границ с ядром выгнуты вверх, сильно раздроблены, часто запрокинуты, нарушены многочисленными разрывами и поверхностями скольжения, по которым отдельные пачки и пакеты слоев отрываются и перемещаются вслед за ядром на значительные расстояния.

Таким образом, в диапировых структурах сочетаются два вида складок: в активном ядре развиваются складки течения, а окружающие ядро толщи подвергаются поперечному изгибу. В зависимости от того, обнажается ядро на поверхности или нет, соляные купола делятся на открытые и закрытые. На поверхности солей в открытых куполах развивается соляная шляпа (кепрок), представляющая собой глинистую массу, вымытую из растворенных водой отложений. В сводах закрытых куполов нередко происходят проседание и дробление пород, покрывающих соляные массы, и купола в таких случаях принимают вид разбитой тарелки.

По очертаниям в плане соляные диапиры делятся на куполовидные и линейные. Куполовидные структуры имеют овальные и округлые очертания, поперечные размеры которых составляют 5-10 км и изредка могут достигать многих десятков и даже сотни километров (Индерский купол в Прикаспии).

В отношении происхождения соляных куполов в русской литературе наиболее распространена точка зрения Ю.А. Косыгина, подкрепленная физическим моделированием (А.М. Сычева-Михайлова), которая связывает его с инверсией плотностей, с меньшей плотностью соли (2,15) по сравнению с плотностью вмещающих пород (2,3-2,4), обуславливающей всплывание соли из-под последних. Начальное условие - мощность соленосной толщи более 120 м и покрывающих отложений более 300 м. Эмбриональной формой соляного диапиризма являются «соляные подушки», раздувы

соли без протыкания вышележащих слоев. При развитом диапиризме мощность соляных ядер может превышать 1 км.

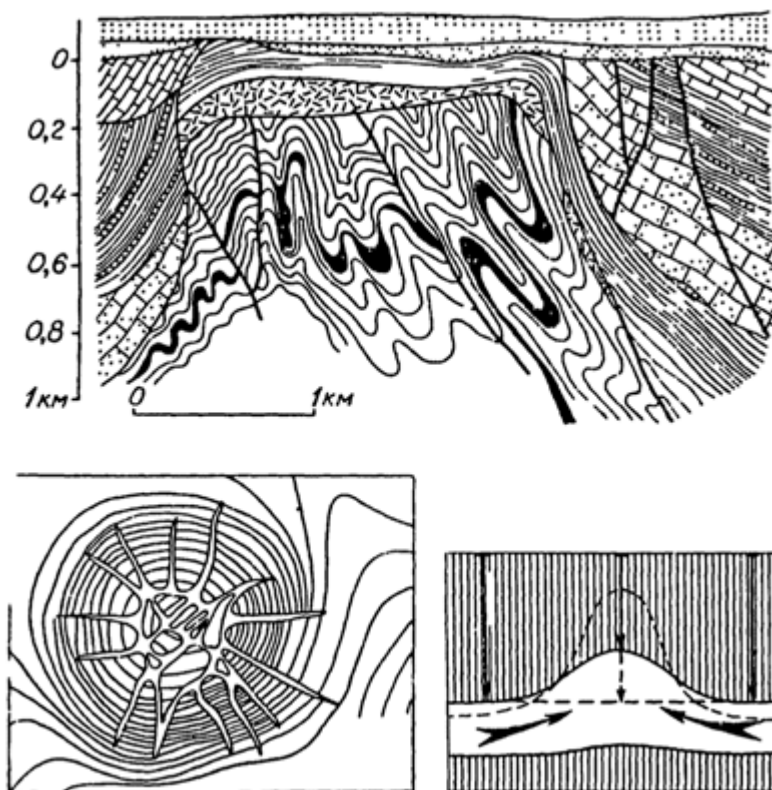


Рис. 22. Соляной купол в Клодове, Польша; в каменной соли, слагающей ядро, - сложная дисгармоничная складчатость течения (по М. Ксенжкевичу, Я. Самсоновичу, 1965). Внизу - радиальная и концентрическая системы сбросов на структурной карте соляного купола Клей-Крик, побережье Мексиканского залива (по Л. Паркеру, А. МакДоуеллу), а также схема образования соляного купола.

СТРУКТУРНЫЕ КАРТЫ И МЕТОДЫ ИХ ПОСТРОЕНИЯ

Структурные карты — одна из разновидностей геологических карт в изолиниях. Они отображают в стратоизогипсах положение геологической граничной поверхности (кровли или подошвы пласта) относительно уровня моря. Стратоизогипсы - 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. Методы построения структурных карт применима для любых карт в изолиниях. Структурные карты позволяют оценивать и анализировать условия залегания граничных поверхностей. 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.

Структурная карта дает представление о строении недр и возможность правильно и целенаправленно планировать проведение поисковых и разведочных работ. 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: инвариантных изолиний, 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, 1:10000, 1:25000, 1:50000 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 поверхностей - 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 — синклинали;
- если значения абсолютных отметок имеют тенденцию уменьшаться в каком-либо направлении - перед нами моноклиналь.

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 «гальвегов», на поверхности структуры (рис. 23 а,б).

2. Намечают линии скатов (склонов) будущей поверхности, в основном перпендикулярно линиям инвариант (рис. 23 в). 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.23 г)

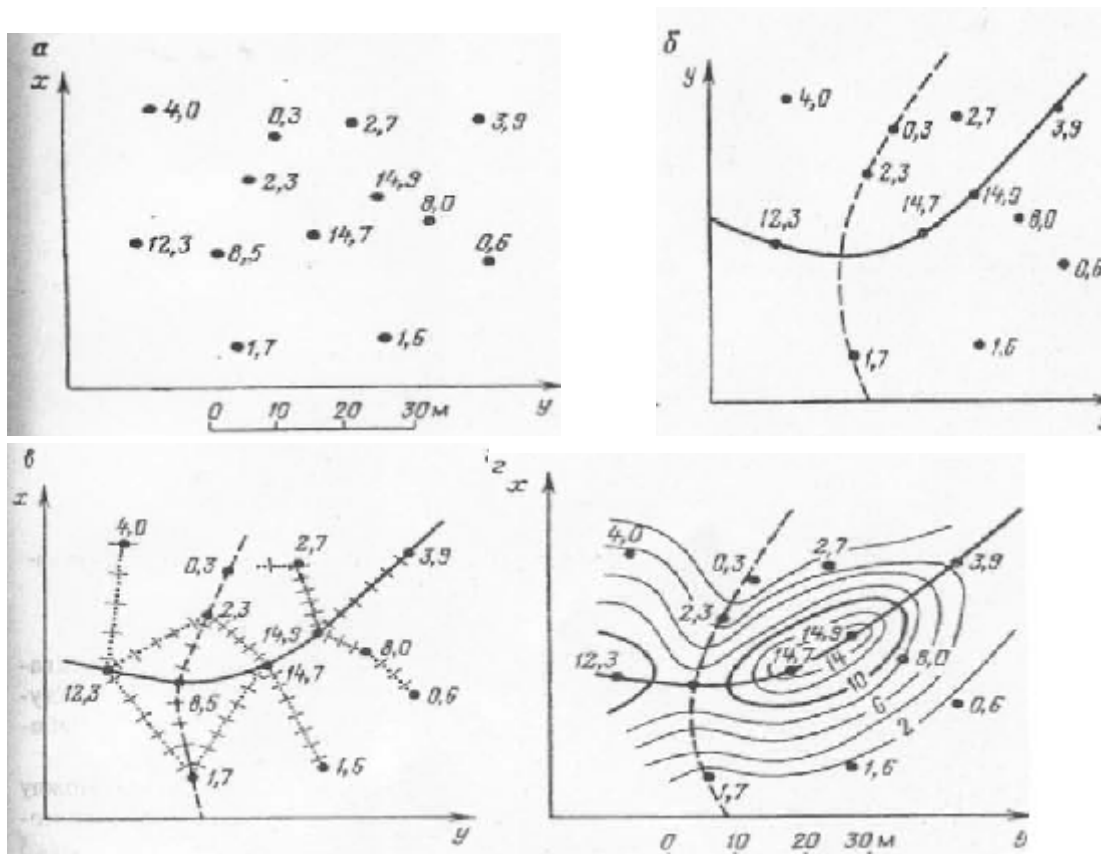


Рис.23. Последовательность построения на плане изолиний топографической поверхности методом инвариантных изолиний (по В.А. Букринскому)

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.24 показано такое представление поверхности Р по пяти скважинам. Эта поверхность представлена четырьмя треугольниками ABC, BCD, DCE, ECA.

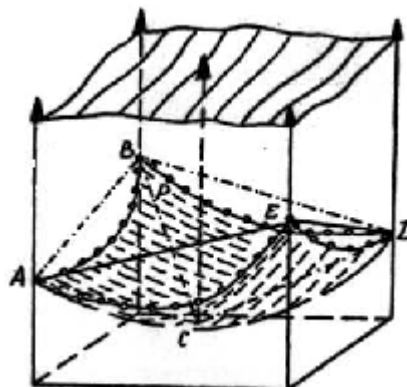


Рис.24. Представление произвольной поверхности, вскрытой пятью скважинами, системой треугольников.

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 рисунке 24 приведен вариант возможной разбивки площади на треугольники.

Линейная интерполяция - пропорциональное деление расстояния между скважинами согласно выбранному сечению стратоизогипс (рис. 24). Для этого нужно найти те места на отрезках между скважинами, где должны проходить изогипсы (при выбранном сечении).

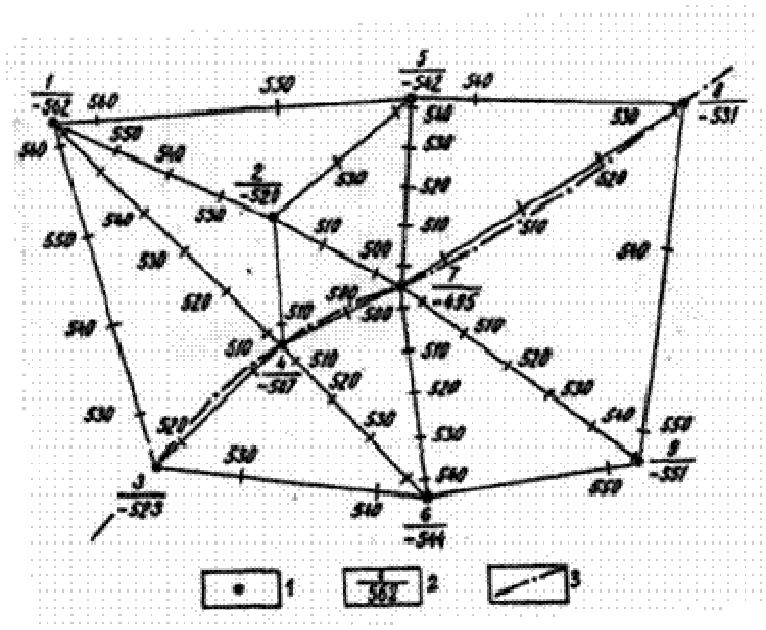


Рис.24. Разбивка площади на треугольники и интерполяция: 1- скважина, 2-номера скважин и абсолютная отметка маркирующего горизонта, 3- предполагаемая ось складки.

Построение стратоизогипс. Полученные на сторонах треугольников значения изогипс для удобства построения карты надписываются, и одноименные значения соединяются плавными линиями, начиная от максимальных или минимальных значений стратоизогипс. Значения приведенных глубин изогипс подписываются в их «разрыве», причем основание цифр должно быть направлено вниз по наклону структурной формы (рис. 25). 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.

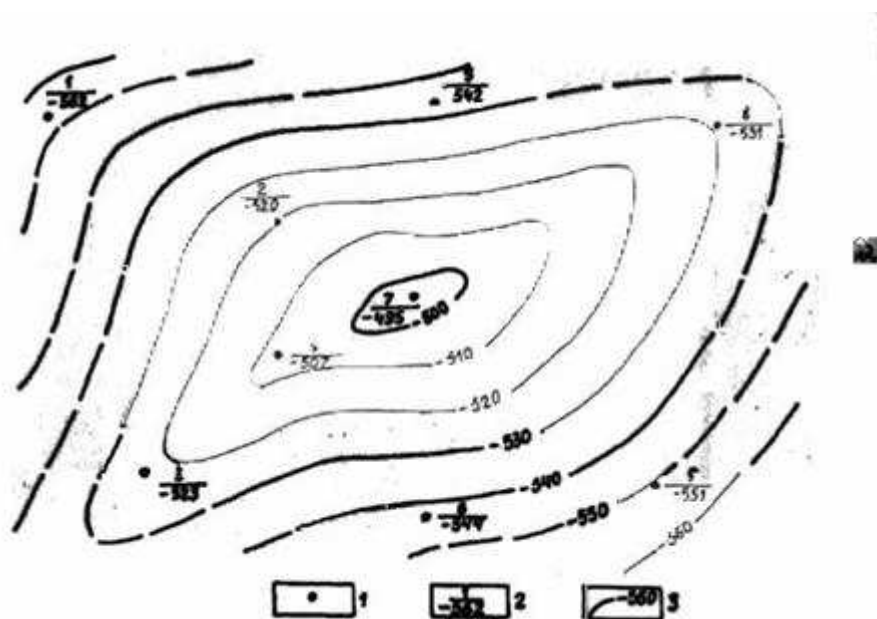


Рис. 25. Построение стратоизогипс.

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.26).

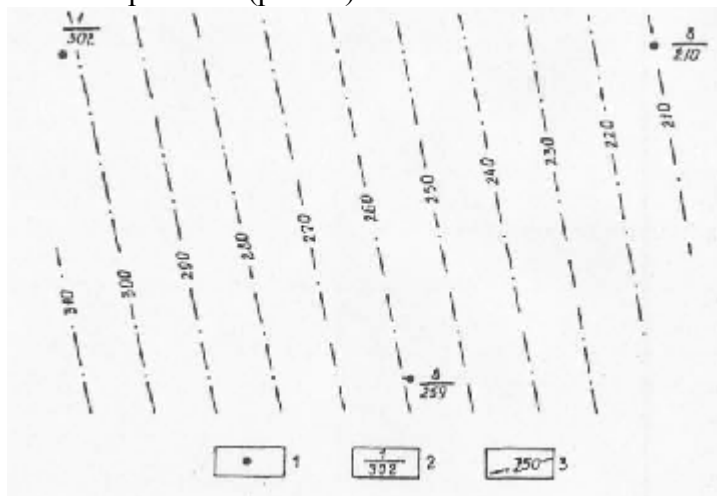


Рис.26. Карта вертикальных мощностей (карта изохор): 1- скважины; 2- номера скважин и вертикальные мощности толщи, заключенной между поверхностями А и Б; 3- изохоры- линии равных вертикальных мощностей.

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. 27) 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. 27).

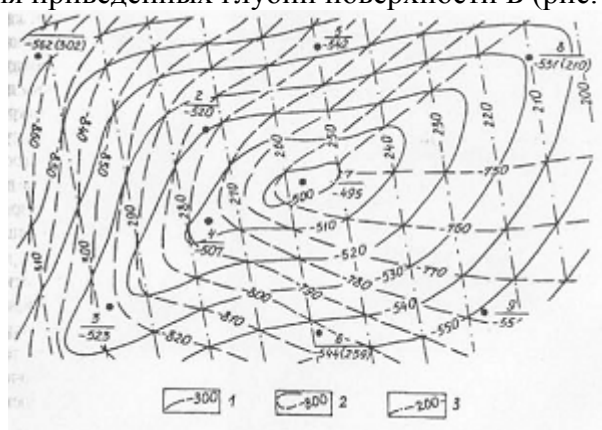


Рис.27. Структурная карта, построенная методом схождения: 1- стратоизогипсы поверхности А; 2-изохоры; 3- стратоизогипсы поверхности Б.

4. Соединить плавными линиями точки, имеющие одинаковые приведенные глубины поверхности Б. В результате получится структурная карта по этой нижней поверхности. Описанное проведение изогипс для поверхности Б возможно при условии одинакового сечения изолиний поверхности А и карты изохор. При их разном сечении после определения приведенных глубин залегания поверхности Б в промежуточных точках необходимо провести между ними дополнительную интерполяцию, предварительно выбрав сечение стратоизогипс.

5. Подписать значения стратоизогипс.

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 дает возможность трассировать на плане дизъюнктивные дислокации. А это, в свою очередь, позволяет правильно прогнозировать размещение залежей. Профили скважин закладываются обычно ряду поперечных (вкрест предполагаемого простириания структур), реже - продольных профилей. Иногда эти ряды соединяются связующим профилем, располагаемым перпендикулярно им.

Для построения структурной карты методом профилей необходимо иметь 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. 28). Если картируемая территория разбита разломом на два блока, то плоскость разрывного нарушения (за исключением случая его вертикального положения) дает на плане две проекции 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.

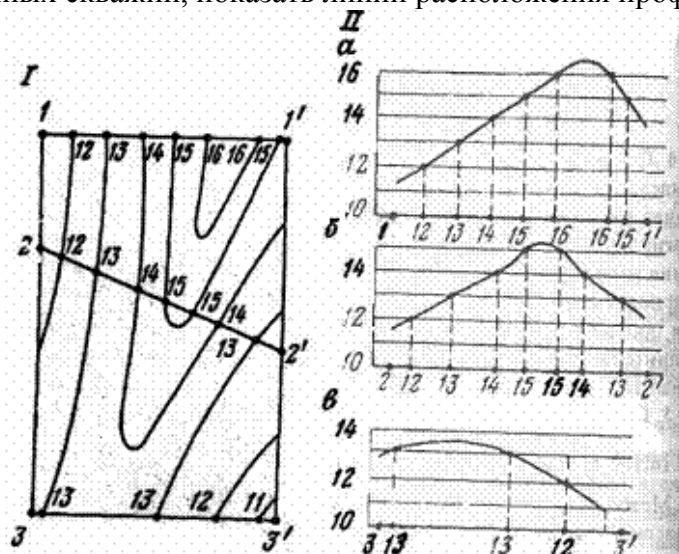


Рис. 28. Построение структурной карты I методом профилей. Профили II: а-1-1'; б-2-2'; в-3-3'. (по В.А. Букринскому).

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.

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.

Построение карт методом качественного фона.

При составлении карт методом качественного фона сначала карту наносятся точки (области), в которых известен картируемый признак. Затем промежутки между одинаковыми признаками зашиваются 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, пересечения наклонно залегающих слоев и рельефа), работу начинают с построения молодых (верхних) геологических границ.

Построение карт по геологическим описаниям.

При горизонтальном залегании слоев поверхности их напластования практически совпадают с горизонтальными плоскостями, по этому 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 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 наложения 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:

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 1:100000 условными знаками показывается не только стратиграфическая принадлежность, но и литологический состав слагающих их подразделений).

5. Разрывы и их типы. Трещины

Разрывы в горных породах делятся на две большие группы. К первой группе относятся **разрывы** с заметными перемещениями пород, разъединяемых разрывами. Во вторую группу объединяются **трещины**, представляющие собой разрывы, перемещения по которым имеют очень незначительную величину.

Разрывы со смещением

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

Классификация разрывов со смещениями разработана на основании многолетней практики геологов. Эти разрывы делятся на шесть основных групп: сбросы, взбросы,

сдвиги, раздвиги, надвиги и покровы. Разрывы каждой из групп обладают отличительными морфологическими признаками и образуются при различных динамических и кинематических условиях. Поэтому данная классификация является как морфологической, так и генетической.

Сбросы

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

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

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

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

По направлению движения крыльев выделяются четыре вида сбросов: **прямые, обратные, шарнирные и цилиндрические**. В прямых сбросах висячее крыло перемещается вниз, в обратных — лежачее крыло перемещается вверх. В шарнирных сбросах крылья поворачиваются в разные стороны или в одну и ту же сторону вокруг оси, перпендикулярной к простиранию сместителя (рис. 29). Если ось вращения расположена не у конца сброса, а на его продолжении, крылья шарнирного сброса могут двигаться в различных направлениях. В цилиндрических сбросах движение происходит по дуге или искривленной поверхности, близкой к дуге, вокруг оси вращения, расположенной в стороне от сместителя.

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

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

При движении крыльев, соприкасающихся друг с другом, поверхности сместителя притираются и становятся гладкими, как бы отполированными. Такие блестящие поверхности носят название зеркал скольжения. На зеркалах скольжения образуются многочисленные штрихи и бороздки (бороздки скольжения), ориентированные по

направлению движения крыльев. Зеркала скольжения возникают даже при относительно небольших перемещениях.

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

Взбросы

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

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

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

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

Следует отметить, что в цилиндрических сбросах (см. рис. 23) в верхней их части разрыв может быть классифицирован как сброс, а в нижней как взброс. Это дает основание некоторым исследователям отказаться от деления разрывов на сбросы и взбросы, и все разрывы, относящиеся к сбросам и взбросам, называть сбросами. С этим, однако, нельзя согласиться по следующим причинам. В подавляющем большинстве случаев движение крыльев по сместителю происходит прямолинейно. При этом отделение сбросов от взбросов не вызывает затруднений. В цилиндрических и шарнирных сбросах крылья двигаются не прямолинейно, а по кривым вокруг оси, в связи с чем принятые классификационные признаки недостаточны для их отнесения к сбросам и взбросам. Обычно такие разрывы называются сбросами, за исключением тех случаев, в которых устанавливается перемещение одного из крыльев вверх. К сбросам следует относить и разрывы с вертикальным положением сместителя, если только, как и в цилиндрических сбросах, не устанавливается перемещение одного из крыльев вверх.

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

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

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

грабенами и горстами.

Грабены

Грабенами называются структуры, образованные сбросами или взбросами, центральные части которых опущены и сложены на поверхности породами, более молодыми, чем породы, обнажающиеся в приподнятых краевых частях. Таким образом, грабены характеризуются погружением их центральных частей относительно периферических вдоль линий разрывов (рис. 31). Различают простые и сложные грабены. Простые грабены образуются двумя сбросами или взбросами; в сложных грабенах принимает участие большое количество разрывов.

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

Горсты

Горстами называются структуры, образованные сбросами или взбросами, центральные части которых приподняты и на поверхности сложены более древними породами, чем породы, обнаженные в их краевых частях (рис. 32).

Сдвиги

Сдвигами называются разрывы, смещения по которым происходят в горизонтальном направлении — по простиранию сместителя (рис. 33). В сдвигах различаются крылья, сместитель, угол наклона сместителя и амплитуда смещения.

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

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

Раздвиги

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

Надвиги

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

Покровы

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

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

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

Тектонические покровы (шарьяжи) – это крупные структуры перекрытия, когда один геологический комплекс пород лежит (залегают) на другом наподобие более молодой толщи, но отделен от него полого залегающим разрывным нарушением (рис. 34).

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

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

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

Останцы разрушенных (подвергшихся денудации) после своего формирования аллохтонных пластин называются **клиппами** (рис.28.)

Выходы пород автохтона среди аллохтонных (например, в долине реки, эродирующей тело шарьяжа) называются **тектоническими окнами** (рис.34).

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

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

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

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

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

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

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

Покровообразование сопровождается формированием таких специфических геологических образований как **меланжевые и олистостромовые комплексы** (рис. 35).

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

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

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

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

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

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

ТРЕЩИНЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ (РАЗРЫВЫ БЕЗ СМЕЩЕНИЙ)

Совокупность трещин, разбивающих тот или иной участок земной коры, называется **трещиноватостью**. По степени проявления трещины можно разделить на три группы: открытые, закрытые и скрытые.

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

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

В **геометрической классификации** трещин в осадочных и метаморфических породах, обладающих ясно выраженной слоистостью или имеющих неясную слоистость, но четкую сланцеватую текстуру, выделяются (рис. 36):

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

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

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

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

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

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

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

Нетектонические трещины:

1. Первичные трещины.

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

Тектонические трещины:

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

Нетектонические трещины

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

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

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

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

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

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

Трещины расширения пород при разгрузке. Горные породы в земной коре находятся в сильно сжатом состоянии. Одна из основных сил, действующая повсеместно, вызывается тяжестью вышележащей толщи. При высвобождении пород от действия сжимающих сил, что происходит у поверхности Земли, в горных выработках, в бортах речных и овражных долин и при других подобных условиях, породы начинают выдавливаться в свободное пространство. В выработках выдавливаются боковые стенки, кровля и почва, стремящиеся заполнить все ее сечение; у поверхности Земли развиваются трещины отслаивания; в бортах речных долин и оврагов появляются характерные трещины бокового отпора.

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

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

Тектонические трещины

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

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

Трещиноватость горных пород – это совокупность рассекающих их трещин.

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

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

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

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

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

Оси σ_2 и σ_3 залегают в плоскости трещины отрыва: в общем (простейшем) случае ось σ_3 залегают в направлении простирания формирующейся трещины отрыва, а ось σ_2 – совпадает с линией её падения (рис. 37).

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

Обычно одновременно формируются не менее 2 систем так называемых сопряженных во времени и пространстве (синхронных) трещин скола. В кинематическом отношении эти трещины относятся к категории взбросов (взбросо-сдвигов, сдвигов и др.) (рис. 37.).

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

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

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

Установлено, что «ось сжатия» σ_3 (ось алгебраически минимальных главных нормальных напряжений) является биссектрисой острого (в других случаях – тупого) угла, образованного сопряженными трещинами в квадранте сжатия. Положение названной оси определяется в результате анализа кинематического типа сопряженных трещин (рис. 37).

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

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

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

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

Из существующих классификаций кливажа наиболее обоснованной является классификация, предложенная В. В. Белоусовым. Им выделяются следующие разновидности кливажа (рис. 38).

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

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

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

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

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

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

Общая классификация кливажа может быть дана в следующем виде.

А. Кливаж, связанный со складчатостью.

I. Послойный кливаж.

II. Секущий кливаж.

1. Веерообразный.

2. Обратный веерообразный.

3. Параллельный.

Б. Приразрывный кливаж.

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

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

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

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

Ось σ_3 всегда ориентирована строго перпендикулярно плоскостям трещин сплющивания, ось σ_2 – по их простиранию, ось σ_1 – по направлению их падения (рис. 37).

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

Методика полевых исследований трещин

Полевые наблюдения над трещиноватостью заключаются в определении элементов залегания, в регистрации частоты и установлении степени и характера заполнения (минерализация, оруденение, дайка и т.д.) и типа трещин. Главным условием при изучении трещиноватости является массовость или статистически значимое для изучаемого геологического объекта количество замеров и определений. Это могут быть сотни и даже тысячи замеров. Регистрируются все трещины, но при очень большом их количестве записи в журнале группируются по интервалам азимутов простирания или падения, по величине трещин, по характеру заполнения, по возрасту и т.д. Наиболее простой способ – регистрация частоты трещин на одну квадратную единицу площади.

При изучении трещин на больших площадях выбираются несколько небольших характерных участков – «структурных блоков». По каждому участку регистрируют все трещины и отмечают все их параметры. Сначала описываются трещины одного, затем другого направления и т.д. Затем трещины каждого направления нумеруют и отмечают следующие данные:

- 1 – номер трещины, расстояние от предыдущей и до последующей, азимуты её простирания и падения и угол падения плоскости трещины;
- 2 – выдержанность трещины по направлению и по поверхности обнажения, её длина и ветвление;
- 3 – ширина трещины;
- 4 – зияние трещины и характеристика материала, заполняющего трещину;
- 5 – характер поверхности стенок трещины (гладкие, ровные, бугристые, шероховатые, следы скольжения и др.);
- 6 – характер выветривания стенок трещины (налеты, примазки и др.);
- 7 – общая густота трещин данного направления (отношение числа трещин к длине описываемого участка);
- 8 – соотношение трещин разной длины.

Методика дальнейшей работы над материалом заключается в его статистической обработке, т.е. в составлении диаграмм определенных систем трещин – роз-диаграмм азимутов падения, роз-диаграмм азимутов простирания, стереограмм азимутов и углов падения трещин, в определении степени трещиноватости, степени трещинной проницаемости и других параметров горных пород реперных участков и регионов.

Полученные усреднённые данные замеров трещин затем наносятся на геологическую или структурную карту соответствующими значками, либо в определенных местах помещают диаграммы в уменьшенном виде.

При изучении и выявлении трещиноватости кроме прямых методов применяются и косвенные методы, например, геофизические – электропрофилирование, эманационная съёмка, магниторазведка и т.д.

Графические методы изображения замеров трещин.

После разделения многочисленных замеров трещин на системы определённого генезиса составляются разнообразные диаграммы для каждой системы трещин и, при необходимости, сводные диаграммы для всех трещин.

Наиболее простые диаграммы – *розы-диаграммы* азимутов линий или следов простирания, азимутов падений и углов падения трещин.

На подготовленную сетку (рис. 42) накальвается восковка с рисккой (рис. 43), поставленной в направлении севера. При нанесении замеров азимутов падения кальку поворачивают так, чтобы риска совместилась с соответствующим азимутом падения трещины и на линии вертикального радиуса ставится точка, соответствующая углу падения трещины. В геометрическом смысле эта точка будет представлять собой проекцию места пересечения перпендикуляра, восстановленного к поверхности трещины, с поверхностью полушария (полусферы). Таким образом, выносятся все замеренные трещины.

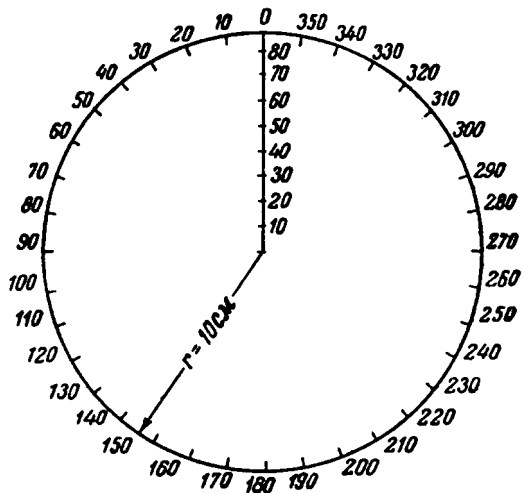


Рис. 42. Образец сетки для нанесения замеров трещин.

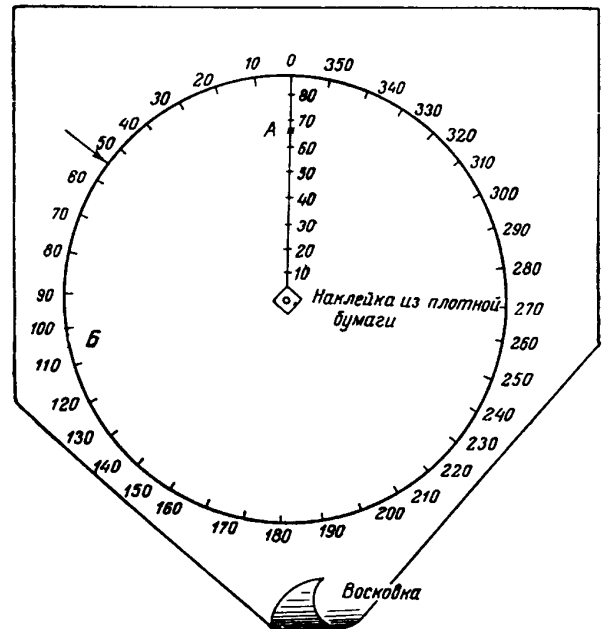


Рис. 43. Образец кальки, наложенной на сетку.

При данном положении кальки нанесён замер трещины – азимут падения $55^\circ < 67^\circ$.

Затем калька с вынесенными замерами накладывается на сетку квадратов, стороны которых равны 1 см с радиусом, равным 10 см. Центр окружности располагается в середине сетки. Из плотной бумаги вырезается кружок диаметром 2 см. Площадь этого круга будет равна 1% площади большого круга. Передвигая кружок по кальке, наложенной на сетку квадратов, производят подсчет точек, попадающих в кружок, и записывают число их в центре кружка (рис. 44). При этом кружок должен вписываться в четыре смежные клеточки сетки. Точки, расположенные у окружности большого круга, суммируются и записываются на противоположных сторонах диаметра.

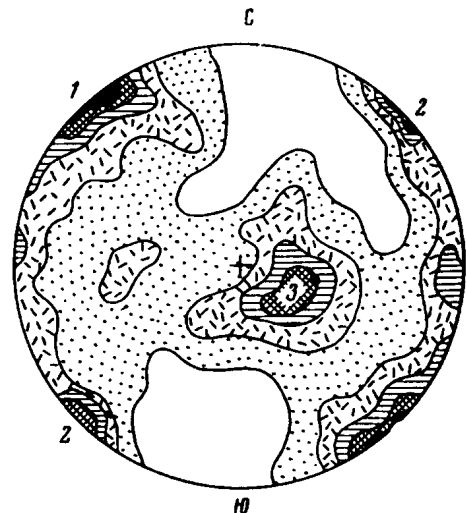
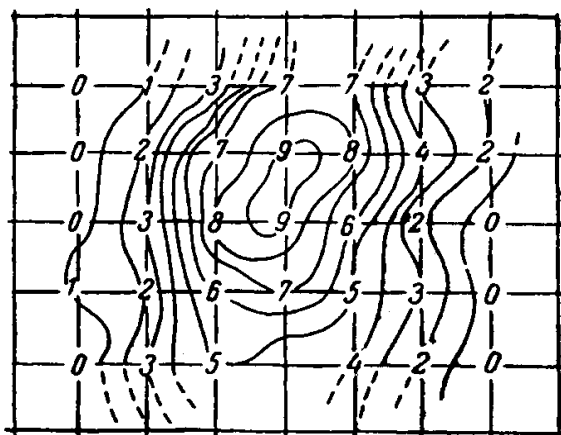


Рис. 44. Схема, показывающая способ проведения изолиний с одинаковой плотностью точек. Цифрами обозначены индексы точек в процентах или в их количестве.

Рис. 45. Круговая диаграмма трещиноватости в изолиниях. Изолинии проведены через 1% точек.

После определения всех индексов на кальке проводятся изолинии, отражающие плотность точек в количественном или процентном отношении (рис. 2.24). Изолинии проводятся путём соединения одинаковых индексов плавными кривыми линиями, и весь процесс очень напоминает нанесение горизонталей при составлении топографической карты. Участки с максимальным количеством точек или индексов будут являться полюсами максимально распространённых трещин. На рис. 2 25 отображены две системы субвертикальных трещин и одна – пологая.

В настоящее время существуют компьютерные программы для анализа плоскостных структур, в частности, трещин и трещиноватости, а также кливажа, использование которых в полевых условиях пока крайне затруднено по техническим причинам.

Практическое значение трещиноватости.

Трещины и трещиноватость горных пород имеют исключительно большое практическое значение:

1. Трещины и трещинные зоны служат проводниками и коллекторами как нефти и газа, так и различных рудоносных растворов (гидротерм) и магматических газов (при возгонке и пневматолитическом метасоматозе). С ними связаны многочисленные жильные и контактово-метасоматические месторождения рудных и нерудных полезных ископаемых.

2. Трещинные зоны дробления кристаллических (магматических и метаморфических) и осадочных пород нередко бывают водоносными.

3. Данные по трещиноватости пород обязательно учитываются при гидротехнических, градостроительных работах, при постройке туннелей, железных дорог важных технических объектов и т.д.

4. Изучение тектонических трещин позволяет восстанавливать кинематику и динамику деформаций, а также историю геологического развития участка, района или региона.

5. Данные по трещиноватости всегда учитываются при оценке горных пород в качестве строительного или облицовочного материала. Например, если необходим материал для получения щебёнки наиболее благоприятными будут интенсивно трещиноватые породы, а для облицовки – наоборот.

6. При геологическом картировании данные по трещиноватости позволяют выявлять компетентные и некомпетентные слои, крупные складки, запрокинутые и нормальные крылья складок, положение шарниров складок и т.д.

6. Формы залегания вулканических и интрузивных пород

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Вулканические породы широко распространены в земной коре и встречаются среди комплексов горных пород, образовавшихся, начиная с раннего архея вплоть до современного времени. Образовывались они в рифтах континентов и океанов, в складчатых областях и в зонах эндогенной активизации платформ. В зависимости от химического состава вулканические породы подразделяются на: ультраосновные (пикриты), основные (базальты), средние (андезиты), кисло-средние (дациты и риодациты), кислые (риолиты), субщелочные фельдшпатоидные (трахибазальты,

трахиандезиты, трахидациты и др.), субщелочные безфельдшпатоидные (трахиты, щелочные трахиты и трахидациты и др.) и щелочные (щелочные пикриты, мелилититы, нефелиниты, фонолиты и др.) и прочие промежуточные по составу породы.

С вулканогенными и вулканогенно-осадочными формациями связаны месторождения сульфидных руд, чёрных металлов, фосфатов, неметаллического сырья, стройматериалов и др. Ход вулканического процесса зависит от газового режима, химического состава поступающей магмы и тектонических процессов, предшествующих и сопутствующих этому процессу. Вулканические породы по способу образования можно подразделить на эффузивные, эксплозивные и экструзивные породы.

Эффузивные породы образуются при излиянии и растекании по земной поверхности магматического расплава, т.е. *лавы и лавобрекчии*.

Экструзивные породы образуются при выдавливании лавы кислого или среднего состава на поверхность в вязком или затвердевшем состоянии в виде валов, куполов или шпилей. При извержении лав основного состава преобладают лавовые излияния, а при извержениях более вязких кислых лав большую роль играют продукты эксплозивной деятельности, если в них содержится в большое количество летучих компонентов, и экструзии, если процесс извержения менее динамичен.

Эксплозивные (взрывные) породы образуются при выбросе в воздух (или в водный бассейн) под большим давлением магматического материала, насыщенного газами и парами воды, которые при возникающем резком перепаде давления разбрызгивают и распыляют магму, и дальнейшем оседании на поверхности или на дне бассейна.

Вулканические породы – один из наиболее сложных для изучения объектов в геологии. Эту сложность определяют ряд факторов.

1. Многообразие сложенных ими геологических тел. Во-первых, вулканогенные породы слагают хорошо стратифицированные толщи и соответственно пластообразные тела. Во-вторых, они образуют разнообразные по форме интрузивные субвулканические тела. Это предполагает двойственность в методическом подходе к изучению вулканитов – использование методик исследования осадочных и интрузивных пород одновременно.

2. Сложность полевой диагностики вулканитов, поскольку чисто магматические эффузивные породы в большинстве случаев скрытокристаллические, что затрудняет привлечение минералогических критериев при их определении, а наиболее распространённая в природе группа – вулканокластические породы – представляет собой механические смеси магматической и осадочной составляющих, процентное соотношение которых варьирует, и выяснение их роли, необходимое для определения породы, весьма затруднено.

3. Большая изменчивость признаков и характеристик пород и слагаемых ими тел, что является отражением фациальной пестроты.

Вулканические аппараты и их строение

Извержения вулканических продуктов происходит из вулканических аппаратов – вулканов, строение которых сложно и разнообразно. *Вулканы* – это возвышающиеся над окружающей местностью сооружения, построенные из пород извергавшейся магмы.

Элементы вулканического аппарата

Главные структурные элементы вулкана – жерло, конус, кратер и кальдера.

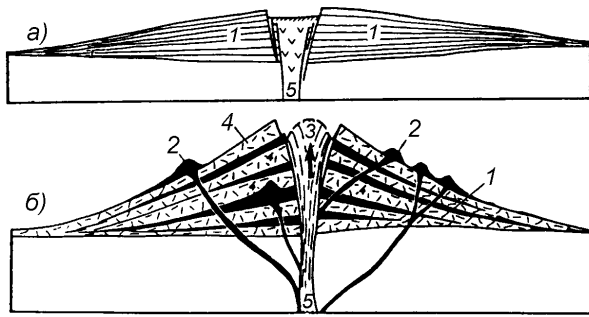


Рис. 46. Разрезы щитового вулкана (а) и стратовулкана (б).
1 – лавы; 2 – паразитические центры извержения;
3 – экструзивный купол; 4 – слои пирокластического материала; 5 – жерло вулкана.

также частично или полностью кристаллическими магматическими породами. И это столбообразное тело называется *некком*.

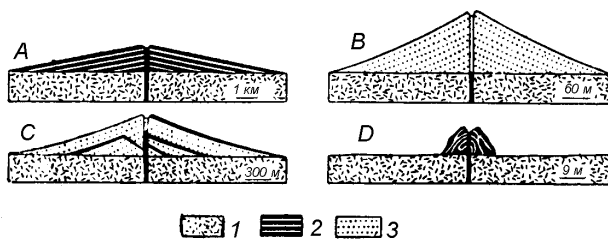


Рис. 47. Вулканические конусы.
А – лавовый конус, В – пирокластический конус,
С – сложный конус,
D – экструзивный шипообразный конус (*горнито*).
1 – довулканические породы; 2 – лавы;
3 – пирокластические породы

также *стратовулканами*, состоят из перемежающихся слоёв лавы и пирокластического материала (рис. 46). На склонах главного конуса могут быть мелкие дополнительные или паразитические конуса.

Кратер вулканический (рис. 48) – впадина в виде чаши или воронки, образовавшаяся в результате активной, преимущественно эксплозивной деятельности вулкана. Кратер тесно связан с жерлом и вообще вулканическим каналом и генетически неотделим от них. Первичная форма кратера, в которой соединяются понятия вулкана и кратера называется *мааром*, т.е. это зарождающиеся вулканы, представленные кратером взрыва с пологим дном, которые не имеют ещё конуса, либо конус очень маленький.

Поперечник кратера редко превышает 2-2.5 км, а глубина – от нескольких десятков до нескольких сотен метров. На дне кратера, засыпанном пирокластическим материалом, могут находиться *бокки* (отверстия на дне кратера, откуда происходят слабые извержения), *фумаролы* (выходы из трещин горячего вулканического газа и пара в виде струй или спокойно парящих масс), *сольфатары* (источники пара, содержащие

Жерло вулкана – вертикальный или почти вертикальный канал, соединяющий магматический очаг вулкана с поверхностью земли, где жерло заканчивается кратером (рис. 46). Логичнее называть жерлом вулкана только верхнюю часть подводящего канала. Форма жерл вулканов центрального типа близка к цилиндрической. От магмоподводящего канала в теле вулкана могут отходить второстепенные выводные каналы в стороны, давая начало боковым кратерам. Жерло вулкана может быть сложено туфами, лавой, кластолавой, а

Конус вулканический (рис. 47) – вулканическая постройка, имеющая форму конуса со срезанной вершиной, сформированная вокруг жерла из вулканических пород. Крутизна склона конуса обусловлена соотношением эффузивных и эксплозивных пород и их составом. Выделяются пирокластические или эксплозивные лавовые конусы, экструзивные (иглы, обелиски и др.) купола и сложные или комбинированные конусы. Сложные конусы, называемые

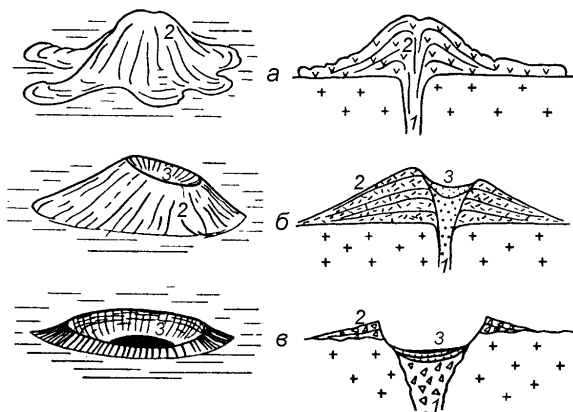


Рис. 48. Типы строения моногенных вулканов.
а – моногенный лавовый вулкан; б – шлаковый конус; в – взрывная воронка (*маар*).
1 – жерло вулкана; 2 – конус; 3 – кратер.

образований обычно по кольцевым разломам. Размеры кальдер до 10-15 км и более в поперечнике. Они подразделяются на кальдеры *оседания*, *обрушения* и *провальные*. Кроме того, выделяются кальдеры *взрывные*, когда явления обрушения и оседания имеют второстепенное значение, и *кальдеры-вулканы*, образовавшиеся на месте древнего вулкана.

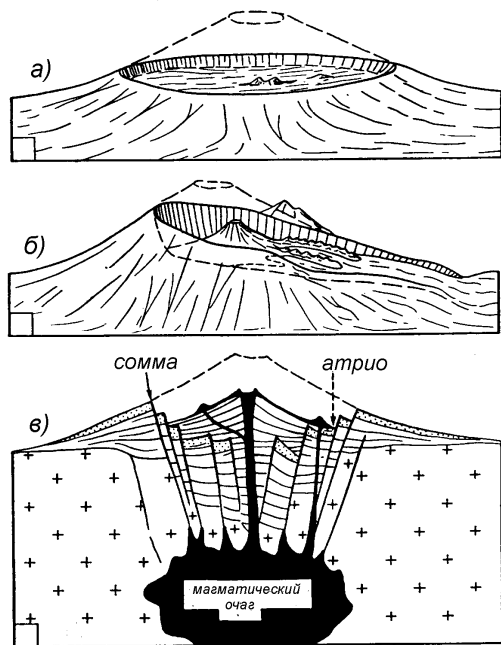


Рис. 49. Морфология и внутреннее строение кальдер.
а – закрытая (концентрическая) кальдера Нгоронгоро в Танзании диаметром 20 км; б – открытая (эксцентрическая) кальдера Меру в Танзании диаметром около 7 км; в – схематический разрез кальдеры с молодым вулканом внутри.

Вулканно-тектонические структуры поднятия встречаются редко. Они образуются над магматической камерой или при давлении магмы в процессе перемещения её в верхние зоны земной коры. Если магма не достигает поверхности, то образуются гипабиссальные тела караваяобразной формы, например *лакколиты*.

сероводород или сернистый газ) и горячие источники.

Кроме главного кратера могут быть многочисленные паразитические кратеры на склоне вулкана.

Кальдера – циркообразная впадина с крутыми стенками и с более или менее ровным дном, образовавшаяся не в результате активной деятельности вулкана, а после неё вследствие провала вершины вулкана, а иногда и прилегающей местности (рис. 49). Образуются кальдеры в результате уменьшения давления или истощения магматической камеры и последующего проседания накопленных вулканогенных образований обычно по кольцевым разломам. Размеры кальдер до 10-15 км и более в поперечнике. Они подразделяются на кальдеры *оседания*, *обрушения* и *провальные*. Кроме того, выделяются кальдеры *взрывные*, когда явления обрушения и оседания имеют второстепенное значение, и *кальдеры-вулканы*, образовавшиеся на месте древнего вулкана.

Кальдеры, образовавшиеся в современное время, бывают окружены валом, называемым *соммой*. Она сложена вулканическими породами и имеет пологую внешнюю и крутую внутреннюю поверхности. Кольцевые долины (депрессии) в кальдере, обусловленные кольцевыми разломами и расположенные между соммой и молодым вулканом у двойных вулканов называются *атрио* (рис. 49в).

Вулканно-тектонические кальдеры проседания – это крупные структуры, часто ограниченные кольцевыми разломами, в которых кроме вулканогенного эффузивного и взрывного материала могут накапливаться континентальные, озёрные и морские осадки, а также формироваться силловый и дайковый комплексы. Примером такой структуры на Кольском полуострове является Контозёрская кальдера проседания диаметром около 8 км.

Кальдеры скрыто-вулканического типа представляют собой округлые депрессии, диаметр которых от 1.5 до 25 км, а глубина от 50 до 500 м. Происхождение их не вполне ясно, особенно, когда в них вулканогенный материал присутствует в небольшом объёме.

Разновидности вулканов и их строение

Все вулканы по форме жерла и морфологии постройки подразделяются на вулканы *центрального* и *линейного* типа (рис. 50), которые, в свою очередь, по сложности строения разделяются на *моногенные* и *полигенные*.

Моногенные постройки центрального типа в большинстве своём связаны с полигенными вулканами и представляют собой вулканы второго порядка. Представлены они *шлаковыми конусами* или *экструзивными куполами* и сложены они, как правило, породами близкого состава.

Полигенные вулканы центрального типа по геологическому строению и форме подразделяются на *стратовулканы*, *щитовые*, *куполовидные* и *комбинированные*, представляющие комбинацию перечисленных вулканических построек. В свою очередь эти постройки могут быть осложнены вершинной или периферической, по отношению к вулкану, кальдерой.

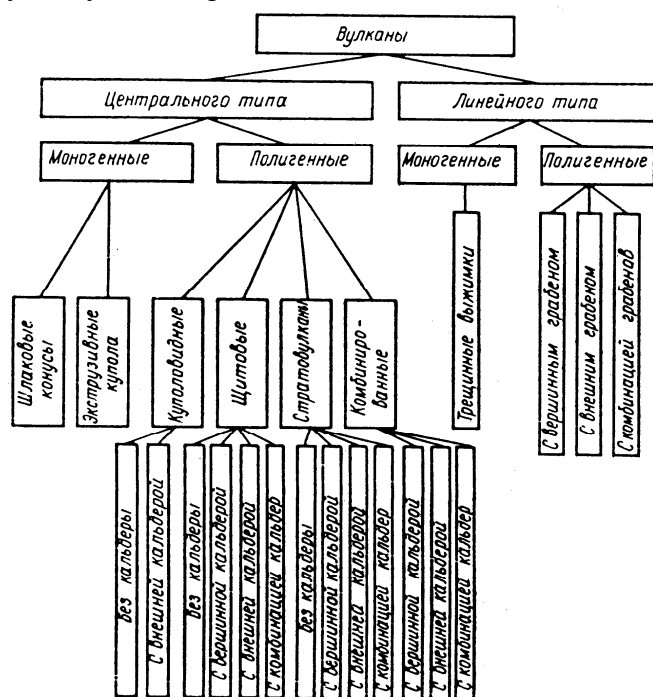


Рис. 50. Классификация вулканов, по В.В.Донских и В.Н.Залепугину (1989)

Стратовулканы – это когда в полигенных вулканах центрального типа, вокруг жерла развивается чётко выраженный, пологий (либо крутой) слоистый конус крутизной склона 20-30°, сложенный переслаивающимися лавами, туфами, лавовыми брекчиями, шлаками, шлаколавами, а также осадочными породами морского или континентального происхождения. Эти породы могут покрывать склоны постройки неравномерно, а их мощность убывает по мере удаления от центра извержения.

Стратовулканы достигают в поперечнике 60-80 км и 6-8 км в высоту, а его строение зависит в значительной мере от состава лав и от количества паразитических кратеров, количество которых может достигать десятков.

Основные лавы менее вязкие по сравнению с кислыми лавами, и, растекаясь на более значительные расстояния, образуют менее крутые постройки (не круче 10°).

Щитовые вулканы представляют собой относительно простые невысокие вулканические постройки (рис. 46а), сложенные главным образом базальтами с поперечными размерами до нескольких десятков км и склонами не круче 3-5° (например, вулканы Цхун в Армении, Узон на Камчатке и т.д.).

Куполовидные вулканы или **вулканические купола** и строению весьма разнообразны по форме (от слабо заметных выпуклых структур до пиков в сотни метров высотой) и по строению (по рисунку флюидальности) – от правильных форм луковичного, веерообразного, воронкообразного строения до сложных завихрений (рис. 47). Купола могут неоднократно прорываться последующими порциями лавы или в процессе неравномерного выжимания заключать зоны брекчирования, а также обладать сложными комбинациями этих неоднородностей. Экструзивные и протрузивные купола, прорывая вулканогенные толщи, захватывают монолиты этих пород, частично оплавливают их, усложняя тем самым своё строение.

Геологическая позиция куполов обусловлена характером вулканизма, типом магматических очагов, приуроченностью к различным типам вулканических построек и

отношением к магматическим очагам. Базальтовый вулканизм способствует на щитовых вулканах формированию бескорневых куполов, а на стратовулканах – одиночных и групповых куполов, расположенных как в центральной части вулкана, так и по периферии. При извержении дифференцированных (контрастных) вулкаников возникают купола весьма разнообразного строения, формы и генезиса. Кислый и средний вулканизм способствует появлению экструзивных и протрузивных куполов. При образовании крупных кальдер и кольцевых вулканно-тектонических структур купола очень часто располагаются вдоль кольцевых разломов и оконтуривая близповерхностные магматические очаги. Иногда экструзии располагаются в пределах всего поля близповерхностной интрузии.

Вулканические купола можно разделить на три группы: 1 - купола без видимой связи с интрузией; 2 - сформированные над интрузией; 3 - бескорневые вулканические купола.

• *Вулканические купола без видимой связи с интрузией – эффузивные* (периклинальные и луковичные симметричного или асимметричного строения), *экструзивные* (грибообразные и веерообразные или воронкообразные) и *протрузивные* (пикообразные и метлообразные) (рис. 51). В качестве примера пикообразного купола можно привести «Иглу» пироксеновых андезитов вулкана Мон-Пеле на о. Мартиника. После катастрофического извержения 8 мая 1902 г. игла, появившаяся в октябре 1902 г, достигла к маю 1903 г. высоты около 345 м. Её диаметр в основании составлял около 135 м. Она могла бы иметь высоту около 850 м, если бы не была разрушена в период извержения в 1905 г. Метлообразный купол Сеулич на Камчатке за три года (1946-1948 г.г.) вырос на 600 м над кратером при поперечнике внизу около 1 км, а сверху около 0.5 км. Скорость роста блоков варьировала от 1 до 15 м в сутки.

	Эффузивные		Экструзивные		Протрузивные	
	Переклинальные	Луковичные	Грибообразные	Веерообразные (воронкообразные)	Метлообразные	Пикообразные
Простое симметричное строение						
Простое асимметричное строение						
Асимметричное усложненное строение						
Сложное симметричное строение						
Сложное асимметричное строение						

Рис. 51. Схема моделей эффузивных, экструзивных и протрузивных куполов, по Е.Ф.Малееву (1980).

• *Вулканические купола, сформированные над интрузией, это – положительные структуры, в которых наблюдается вниз по разрезу переход от эффузивов к интрузивным породам. Высота приподнятых структур может достигать 800 м. Они широко развиты в*

вулканических поясах Камчатки, Урала, Кавказа, Средней Азии и т.д.

• *Бескорневые вулканические купола* могут быть двух типов: 1 – выжатые порции лавы на лавовых потоках; 2 – деформированные (изогнутые) лавовые потоки, образующие полусферы, и возникшие при излиянии перед преградой как куполовидные нагромождения лав или как вытекшие из средней части потока остатки лавы, иногда принимающие субвертикальное положение. Купола первого типа небольшие – до 50-70 м, а второго еще меньше – до 10 м. И те и другие встречаются на Камчатке.

Моногенные вулканы линейного типа представлены трещинными выжимками – одноактными трещинными вулканами кислого или среднего состава. К *полигенным вулканам линейного типа* относятся трещинные вулканы, образующие лавовые хребты и лавовые плато, и которые могут быть осложнены вершинными, внешними грабенами или комбинацией грабенов. Современные излияния трещинного типа, например в Исландии, связаны с линейными аппаратами, имеющими 3-4 км в длину при ширине до нескольких сотен метров. В Армении известно вулканогенное плато, образовавшееся в плиоцен-четвертичное время за счет излияний лав из >10 вулканов, расположенных вдоль двух разломов.

Все типы вулканических аппаратов сопровождаются периодически действующими боковыми или паразитическими подчинёнными кратерами. Например, вулкан Этна окружен 200 боковыми кратерами. Продолжительность вулканической деятельности может быть различной и прерывистой. Например, вулкан Эльбрус является активным на протяжении 3 млн. лет.

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Магматические породы, застывающие на глубине от поверхности Земли, называются интрузивными телами (плутонами или интрузивами), а сам процесс внедрения магмы в земную кору – интрузией.

Знание формы магматических тел, их особенностей и внутреннего строения даёт возможность для определения их генезиса и условий внедрения, а также – для металлогенического прогнозирования по латерали и на глубину.

Интрузивные породы развиты в земной коре очень широко, в основном в фундаментах древних платформ, на щитах и в складчатых областях. В платформенном чехле они присутствуют крайне редко. 85% из всех интрузивных пород составляют гранитоиды, 10% - породы среднего и щелочного состава и около 5% - основные и ультраосновные породы. Большая часть интрузивных пород, особенно гранитоидов, имеет раннедокембрийский возраст. От позднего протерозоя и в фанерозое (от палеозоя, мезозоя до кайнозоя) доля их общего объёма в массе пород складчатых областей уменьшается.

Размеры массивов, сложенных интрузивными образованиями, разнообразны – от десятков сантиметров шириной до сотен километров в поперечнике. Формы массивов также чрезвычайно многообразны как в горизонтальном, так и в вертикальном сечении и в трёхмерном измерении. Глубина формирования интрузивов различна. Выделяются четыре фации глубинности: 1) субвулканическая – от 0 до 1.0 км; 2) гипабиссальная (фация малых глубин) – от 1 до 3 км; 3) мезоабиссальная (фация средних глубин) – от 3 до 8 км; 4) абиссальная (фация больших глубин) – от 8 км и глубже.

В процессе геологического картирования территорий, на которых развиты интрузивные образования, выделяется несколько этапов: 1 – выявление формы, пространственного положения и соотношения массивов с вмещающими породами; 2 – составление разрезов и системное изучение внутреннего строения массивов; 3 – определение формационной принадлежности, относительного и абсолютного возраста, а также корреляция интрузивов.

Простейшая классификация интрузивных тел основывается на соотношениях их формы с залеганием вмещающих пород. По этому признаку все интрузивные тела делятся на две большие группы – *согласные* (конкордантные) и *несогласные* (секущие,

дискордантные). Положение и соотношение их отражено на принципиальной схеме (рис. 4.15).

И. Среди главных типов **согласных** интрузивов выделяются *силлы, лакколиты, факолиты, лополиты, гарполиты и ареал-плутоны*. Степень «согласия» между формой контакта тел и структурой вмещающих пород у разных массивов может быть различной. Наибольшее «согласие» наблюдается у силлов, наименьшее – у магматических диапиров. Следует также иметь в виду, что у каждого интрузива есть необходимый элемент – подводящий магматический канал («ножка»), который будет иметь вид секущего столбообразного или пластообразного тела.

Силлы (*интрузивные залежи, пластовые залежи*) – пластообразные тела, залегающие параллельно напластованию вмещающих пород, образовавшиеся на сравнительно небольшой глубине (рис. 52). Они могут быть первично горизонтальными, наклонными и вертикальными (рис. 53). Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до нескольких сотен метров, но чаще встречаются силлы мощностью от 10 до 50 м. Площадь некоторых достигает до нескольких тысяч квадратных километров. Силлы могут быть сложены различными по составу породами, но в основном габбро и долеритами, и реже гипабиссальными разностями гранитоидов. Силлы, образовавшиеся в результате однократной инъекции магмы, называются *простыми*, а в случае двух- или многократной инъекции – *повторными*. *Сложный* силл получается из двух или более инъекций магмы разного состава. *Дифференцированный* силл имеет мощность обычно в сотни метров и образуется при инъекции горизонтального магматического пласта. При медленном остывании в нём происходит кристаллизационная дифференциация – при кристаллизации более тяжёлые минералы оседают, а более лёгкие всплывают. Таким образом, массив приобретает неоднородное по вертикали строение.



Рис. 52 Силлы в разрезе.

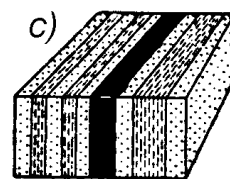
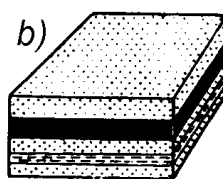
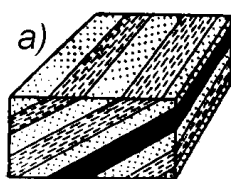


Рис. 53. Силлы: а – наклонный; б – горизонтальный; в – вертикальный.

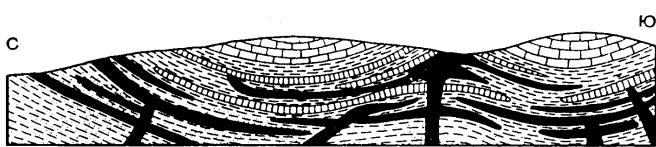


Рис. 54. Силлы диоритов (черное) в палеозойских отложениях близ г. Прага (в разрезе).

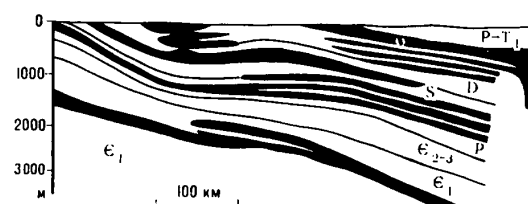


Рис. 55. Силлы долеритов в разрезе Тунгусской синеклизы (по Г.П. Вдовыкину, 1979).

Силлы больше характерны для платформ (например, траппы в пермских и каменноугольных породах Восточно-Сибирской платформы) (рис. 55), но могут формироваться и в складчатых областях. Их формирование происходит в обстановке интенсивной вулканической деятельности. Нередко межслойные инъекции магмы образуют серии залежей, расположенных одна над другой и соединённых друг с другом ответвлениями, секущими вмещающие породы.

Лакколиты (от греческого «ляккос» - яма, подземелье) – грибообразные или караваяеобразные тела, границы которых согласны с поверхностями слоистости вмещающих их пород (рис. 56).

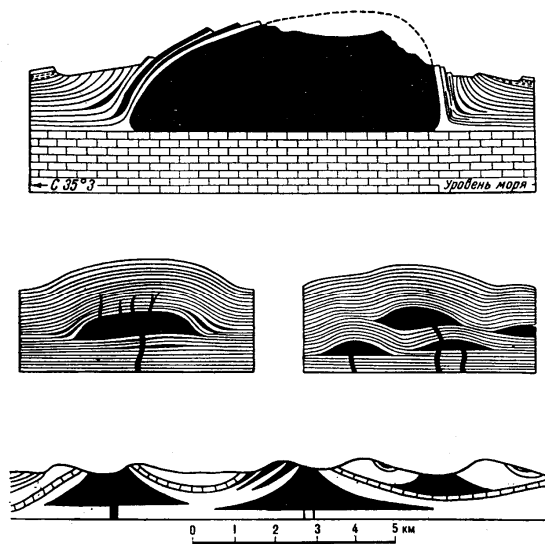


Рис. 56. Лакколиты (по М.П. Биллингсу).

возвышенности. Выделяется несколько морфологических типов лакколитов. *Асимметричный лакколит* – это такой лакколит, в котором угол падения кровли значительно отличается на различных участках. *Бисмалит* – это разновидность лакколита (или штока), кровля которого была приподнята вдоль цилиндрических сбросов. *Межформационный лакколит* – это лакколит, инъецированный вдоль поверхности несогласия.

Лополиты (от греч. «лѐпас» - чаша, плоское блюдо) – блюдцеобразные интрузивные тела, залегающие согласно со слоистостью вышележащих пород (рис. 57).

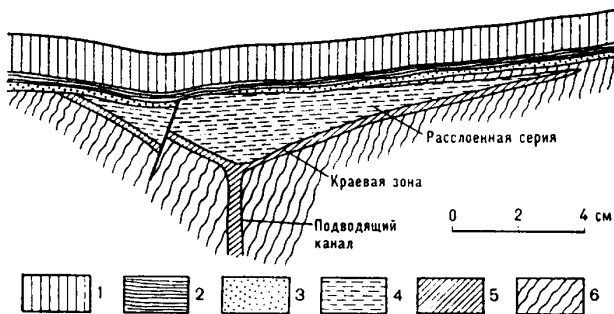


Рис. 57. Разрез лополита Маскоккс в Канаде (по Т.Ирвину и К.Смиту, 1967).

1 – базальты; 2 – доломиты и песчаники; 3 – кварциты и песчаники; 4 – расслоенная серия (от ультраосновных пород до гранофилов); 5 – контактовые фации; 6 – кристаллический фундамент.

обусловленным истощением магматического резервуара. Лополиты, подобно интрузивным залежам, могут быть простыми, многократными, сложными и дифференцированными. Дифференциация характерна для лополитов – она может быть проста в общих чертах, но очень сложна в деталях.

Факолиты (от греч. «факос» - чечевица) – согласные интрузивы серповидной или чечевицеобразной формы (в поперечном разрезе), локализованные в сводах антиклиналей или в мульдах синклиналей (рис. 58).

Они образуются в результате внедрения магмы между слоями под давлением, приподнимая над собой вышележащие слои. Их размеры небольшие – обычно не более 3-6 км в поперечнике, но мощность может достигать до тысячи метров. Для лакколитов отношение диаметра и мощности должно быть менее 10, а если больше, то это интрузивное тело уже должно называться силлом. Лакколиты имеют плоское основание в центре и крутые боковые поверхности. Могут быть самостоятельными, часто многофазными интрузиями, либо входить в систему единого плутона (например, батолита). Залегают лакколиты на небольшой глубине и, вскрываясь денудацией, представляют куполообразные

Их размеры различны – от небольших залежей до огромных (до нескольких сотен км в поперечнике) массивов (например, Бушвельдский массив в Южной Африке или лополит Сѐдбери в Канаде). Сложены лополиты, главным образом, основными и ультраосновными и реже - щелочными породами или гранитами. Питающий канал может быть как сравнительно узким и расположенным в центре, так и достаточно большим. Наиболее вероятным считается механизм инъекции магмы между слоями слоистых пород с одновременным прогибанием в центре,

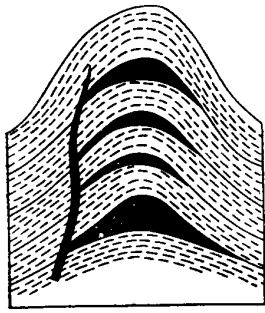


Рис. 58. Факолиты в разрезе (в ядре антиклинальной складки).

Размеры факолитов относительно небольшие – от сотен до нескольких тысяч метров. Чаще всего факолиты внедряются при складчатости слоистых толщ, пассивно (либо под некоторым давлением) заполняя полости между отслаивающимися слоями в замках складок. Наиболее благоприятны для образования факолитов участки с крутым погружением шарнира. Сложены они преимущественно основными породами, а в областях интенсивной гранитизации имеют гранитоидный состав.

Гарполиты (*межформационные интрузии*) – крупные пластообразные (или серповидной формы) согласные тела преимущественно гранитоидного состава, залегающие на поверхностях несогласий (рис. 59).

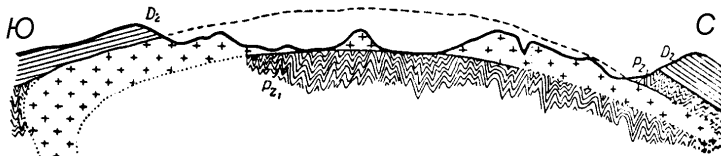


Рис. 59. Межформационный гранитный интрузив (гарполит) в Юго-Западном Алтае (в разрезе).

По М. Биллингсу они назывались межформационными лакколитами. Некоторые исследователи их принимали за батолиты (например, Баварский массив Шайн). Гарполиты распространены довольно

широко (в Восточной Сибири, Северной Америке, на Алтае, в Европе и т.д.).

II). К числу главных типов **несогласных**, или секущих интрузивных тел принадлежат *батолиты, штоки, дайки, некки, жилы, апофизы, протрузии* и частично согласные интрузивы – *интрузивные купола (магматические диапирсы)*.

Батолиты (от греч. «батос» – глубина, «литос» – камень) – крупные массивы интрузивных пород, имеющие площадь выхода на поверхности не менее 100 км² и секущие контакты с вмещающими породами (рис. 60). Батолиты распространены чрезвычайно широко. Сложены они главным образом гранитами, а породы иного состава (гранодиориты, диориты, сиениты или габбро) приурочены обычно к краевым и приконтактовым их частям.

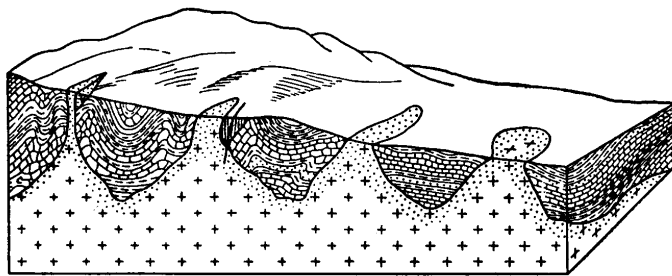


Рис. 60. Гранитный батолит (по В.Эммонсу).

Верхняя поверхность батолитов обычно обладает плавными пологими очертаниями, нарушаемыми многочисленными куполовидными выступами, имеющими различную форму. Боковые поверхности батолитов имеют весьма различное строение. Нередко они наклонены в стороны от центральных частей массива. Встречаются также вертикальные боковые поверхности и поверхности, наклонённые к центру батолитов. Вертикальные размеры по геофизическим данным составляют 5-10 км. Нижняя граница с вмещающими породами весьма неровная, имеющая очень часто вид суживающегося вниз корневидного канала. Таким образом, в грубом приближении батолиты имеют вид караваев с узким подводящим каналом, отходящим вниз от центральной части дна массива (*батолиты центрального типа*), либо форму языка, подводящий канал к которому подходит сбоку (*батолиты трещинного или целевого типа*) (рис. 61).

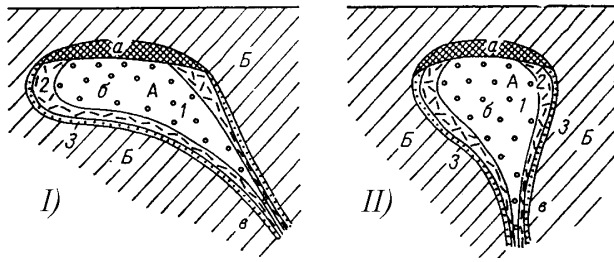


Рис. 61. Идеализированные поперечные разрезы интрузивных массивов щелевого (I) и центрального (II) типов
 А - интрузивный массив; Б – вмещающие породы; а – «пробковая» часть массива; б – «подпробковое» расширение; в – подводящий канал. Породы центральной части (1), краевой части (2) массива и эндоконтактной зоны (3).

Породы, вмещающие батолит, на контакте с интрузивными образованиями носят явные следы проплавления и рвущих взаимоотношений. Иногда есть следы механического воздействия магмы на вмещающие породы – появление разрывов, складок в них и др. До настоящего времени ещё не решена проблема пространства, занимаемого батолитами. Существует несколько гипотез, из них три наиболее распространённые. По первой, при формировании батолитов пространство образуется за счёт обрушения кровли, обломки которой падают в магму, тонут и постепенно растворяются. По второй гипотезе породы, сквозь которые поднимается магма, постепенно растворяются и ассимилируются магмой. И за счет растворения вмещающих пород у контактов батолитов образуются различные гибридные интрузивные породы. Согласно третьей гипотезы, магма внедряясь в земную кору, приподнимает её на обширных площадях, не нарушая отдельных структур, и образующиеся батолиты располагаются между комплексами пород, различающихся характером развитой в них складчатости и степенью метаморфизма. И их следует тогда называть *межформационными* батолитами. Не исключено, что в любом случае при продвижении магматического расплава вверх может образоваться застывшая «пробка», которая впоследствии заставляет расплавы растекаться в стороны, раздвигая и частично ассимилируя вмещающие породы. И при дальнейшем поступлении магмы она может нагнетаться в подпробковое и надпробковое пространство.

Помимо этих гипотез существуют представления об образовании гранитных батолитов путём переработки глубинными растворами и парами осадочных пород, остающихся на месте. Этот метасоматический процесс называется *гранитизацией*. Он проходит при температуре около 700° и приводит к образованию метасоматических гранитов, которые могут слагать достаточно крупные массивы по площади и по мощности – *ареал-плутоны* (мигматит-плутоны). Эти массивы зачастую характеризуются нечеткими границами с плавными переходами в гнейсы и распространены в основном среди раннедокембрийских складчатых структур.

Штоки (от нем. Stock – палка, ствол) – крутопадающие интрузивные тела округлой или вытянутой формы, секущие структуру вмещающих пород и имеющие площадь выхода на поверхности менее 100 км^2 (рис. 4.10). Они представляют собой либо самостоятельные массивы, обладающие всеми чертами батолитов, либо являются ответвлениями от батолитов в виде куполов и гребней над их кровлей. Обычно штоки сложены породами кислого или среднего состава.

В зависимости от основных особенностей своей формы штоки разделяются на ряд разновидностей (рис. 62). Тела, имеющие близ поверхности коническую или цилиндрическую форму, называются *бисмалитами*, а суживающиеся вниз и имеющие форму воронки – *этмолитами*. *Сфенолиты* имеют форму клина, *акмолиты* – форму острого лезвия, *фунгулиты* – форму перевернутой секиры, *хонолиты* – тела сложной формы и т.д. Все эти разновидности могут быть выделены лишь условно, так как форма штоков бывает обычно очень сложной.

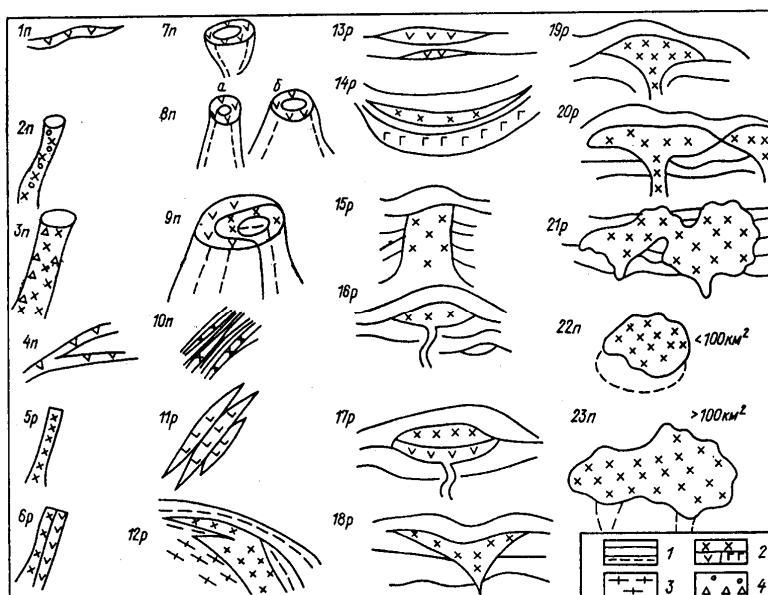


Рис. 62. Формы интрузивных тел, по Р.А. Дэли, с дополнениями.

Изображены тела в перспективе (*n*) и в разрезе (*p*).

1 – шнурковая залежь; 2 – диатрема (трубка взрыва); 3 – нек; 4 – жила; 5-8 – дайки (5 – простая, 6 – сложная, 7 – кольцевая, 8а – цилиндрическая, 8б – коническая); 9 – центральная интрузия; 10 – мигматит; 11 – акмолит; 12 – гарполит; 13 – силл; 14 – лополит; 15 – бисмалит; 16 – лакколит; 17 – сложный лакколит; 18 – этмолит; 19 – фунгулит; 20 – полифунгулит; 21 – хонолит; 22 – шток; 23 – батолит.

1-4 – породы: 1 – осадочные, 2 – магматические, 3 – метаморфические, 4 – обломки вмещающих пород.

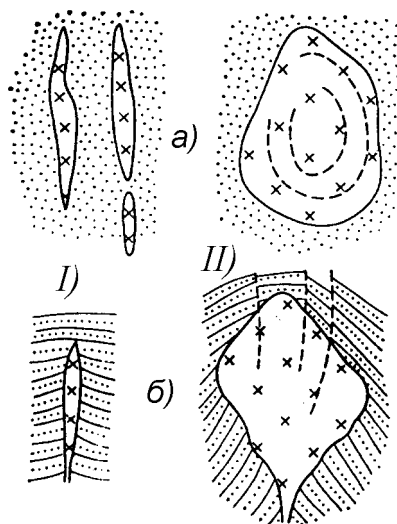


Рис. 63. Дайки (I) и диапир (II) в плане (а) и в разрезе (б) по В.Н.Павлинову

Интрузивные купола и магматические диапиры

– штокообразные или каплеобразные (типа перевернутой капли) интрузивные тела, расширяющиеся кверху и в кровле имеющие вид купола (рис. 63-II). Эти названия часто применяются к массивам, не имеющим точных данных о форме и генезисе. По ряду признаков некоторые из них близки к лополитам, другие к батолитам центрального и щелевого типа, третьи – к штокам.

Дайки (от англ. dike, dyke – стенка из камня или дёрна) – несогласные плитообразные тела, размещающиеся в трещинах земной коры (рис. 63-I, 4.15). Трещины, выполненные дайками, образуются в условиях общего или локального растяжения горных пород. Дайки могут быть сложены различными по составу породами как интрузивными, так и эффузивными. Подавляющее большинство даек залегают круто или вертикально и имеют резко секущие контакты.

Размеры даек различны – от первых сантиметров до километров мощностью и протяженностью от десятков см до сотен км. На Алдане описана дайка габбро-диабазов длиной более 100 км и мощностью до 250 м. Великая Африканская дайка имеет 480 км длину и ширину – от 3 до 11 км.

Также как и интрузивные залежи дайки могут быть простыми, многократными, сложными и дифференцированными. Простая дайка образуется в результате однократной интрузии магмы, многократная – в результате двух или более интрузий магмы одного состава. Дифференцированная дайка сложена породами разного состава, образовавшимися в результате дифференциации однородной магмы.

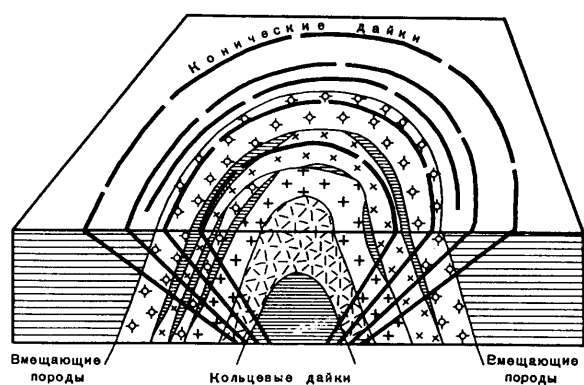


Рис. 64. Конические и кольцевые дайки Шотландии (по Дж. Риччи).

Разные знаки – различные интрузивные породы.

окружности около центра, выраженного небольшим штоком или кольцевой дайкой. Кольцевые дайки образуются значительно раньше конических даек, которые наклонены к центру и образуют систему, имеющую форму воронки, суживающейся книзу. И кольцевые и конические дайки образуются чаще всего вокруг вулканического центра или при оседании кровли над расположенным ниже магматическим очагом. Мощность конических даек не превышает нескольких метров, а кольцевые дайки могут иметь значительно большую мощность. В диаметре мощность всей системы даек может быть от 1 до 25 км. Дайки разного типа могут быть разновозрастны и сложены породами различного состава.

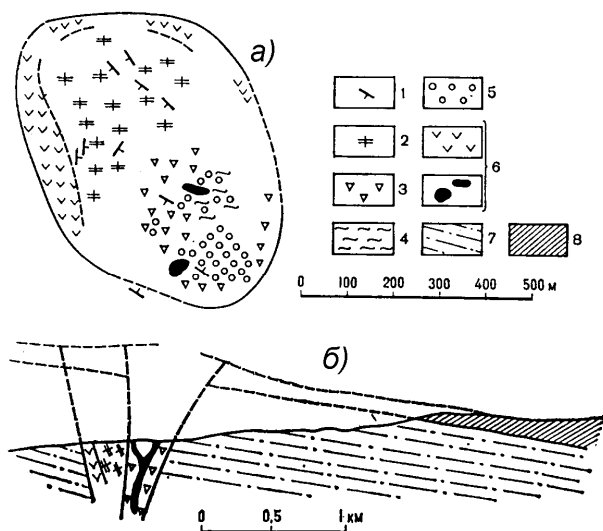


Рис. 65. Жерловина (частично эродированная) вулкана Редеры (Пфальц, Германия; по В. Лобенцу, 1967).

а – горизонтальное сечение, б – вертикальный разрез.

1 – падение полосчатости; 2 – слоистые брекчии; 3 – неслоистые брекчии; 4 – кислые туфы; 5 – конгломераты, песчаники и аркозы (блоки вмещающих пород); 6 – оливиновые базальты; 7 – вмещающие песчаники и глины; 8 – красный лежень (нижняя пермь).

субвертикальный трубообразный канал, часто с изменяющимся сечением (круглым, овальным и др.), образовавшийся в результате одноактного прорыва газов и взрыва в верхних частях земной коры (рис. 66). Наиболее крупные трубки взрыва достигают 1 км в диаметре.

Часто встречаются групповые дайки, образующие пояса, или системы даек. Расположение даек в них может быть параллельное, кулисообразное, ветвистое или иное. Рои параллельных даек характерны для зон спрединга и прочих структур растяжения (например, в Шотландии в одном из разрезов шириной 1.6 км установлено 115 параллельных даек общей мощностью 145 м). Вокруг вулканических центров встречаются радиальные дайки. Особую группу составляют конические и кольцевые дайки (рис. 64). Эти дайки образуются по

Вулканические жерла или **некки** (экструзивные бисмалиты по М. Биллингсу) – представляют собой круто- или вертикально залегающие реликты каналов, по которым магма при вулканических извержениях поднималась на поверхность, т.е. они являются частью эруптивного аппарата вулкана (рис. 65). В плане имеют округлую, овальную или неправильную форму диаметром от десятков метров до 1,5 км. Структуры и текстуры пород, заполняющих некки, изменчивы. Это могут быть полнокристаллические, мелкозернистые, полустекловатые изверженные породы либо агломерат, лава, туфы или вулканическая брекчия. Некки широко распространены в областях проявления активной вулканической деятельности – от раннего докембрия до кайнозоя.

Диатремы (трубки взрыва) –

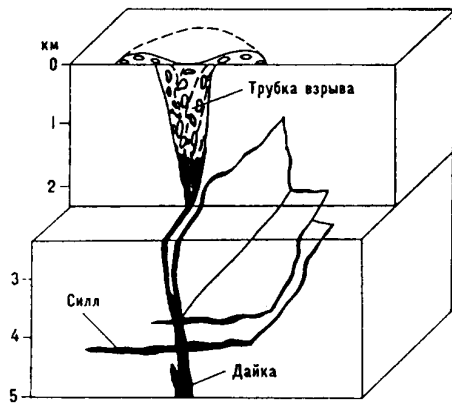


Рис. 66. Кимберлитовая трубка взрыва и её глубинные проводники.

выявлено их около 30.

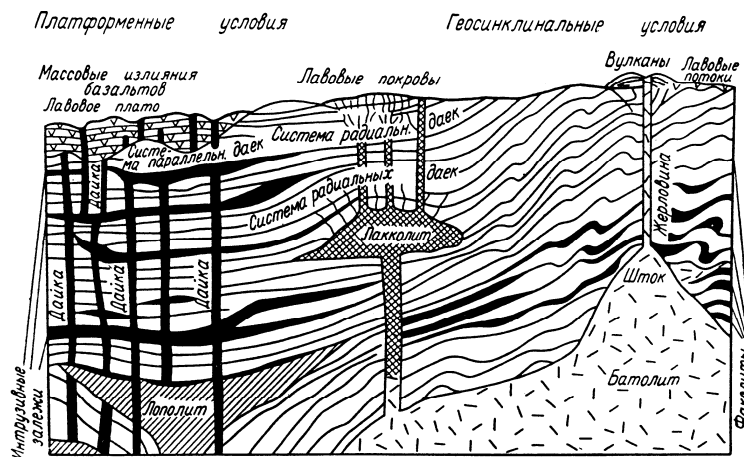


Рис. 67. Схема главнейших форм залегания интрузивных и эффузивных пород. По Г. Тиррелю, с изменениями.

(пневматолитовые и гидротермальные жилы разного состава). Размеры жил варьируют в широких пределах – от десятков миллиметров до десятков метров. По форме они подразделяются на простые, сложные, ступеньчатые, сетчатые, ветвящиеся и т.д.

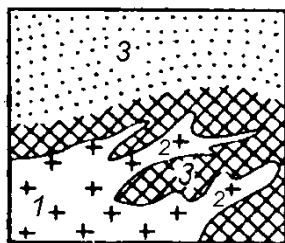


Рис. 68. Интрузия гранитов (1) с апофизами (2) во вмещающих породах (3).

альпинотипных ультрабазитов.

Диатремы сложены вулканическими брекчиями, туфами и обломками горных пород стенок канала (базальтами, лимбургитами, кимберлитами, осадочными породами и др.). Местами они превращены в гранатовые и пироксеновые скарны. Вмещающие породы по периферии трубок не нарушены, но у контакта с трубкой, как правило, раздроблены, метаморфизованы и деформированы. Особый интерес представляют трубки, сложенные алмазонасной брекчией кимберлита. Зачастую диатремы на глубине переходят в дайки, корни которых располагаются в верхней мантии. Распространены трубки взрыва достаточно широко – в Восточной Сибири, в Африке и т.д. На юге Кольского полуострова («Ермаковское поле»)

Жилы – несогласные плитообразные минеральные или породные тела, как правило, с менее ровными и более извилистыми, чем у даек, плоскостями ограничения и меняющимися в двух направлениях мощностями. Чаще всего они сложены гранитами и пегматитами. Большинство геологов к жилам относят только те тела, которые образовались из продуктов горячих газовых и водных выделений магмы

Апофизы (от греч. «апофизис» – отросток) – небольшие ответвления от крупных интрузивных тел. Они имеют небольшие размеры, часто неправильную форму и секущее положение по отношению к вмещающим породам (рис. 68).

Протрузии – геологические тела, сложенные интрузивными породами глубинных фаций, вдвинутые в холодном состоянии в вышележащие слои в результате каких-либо тектонических процессов, проходивших в земной коре. У них не наблюдаются активные контактовые явления. Они являются бескорневыми геологическими телами. В последнее время широко распространилась идея о протрузивной природе

Полевое изучение интрузивов и элементы структурно-петрологического картирования

При полевом изучении интрузивных тел основными задачами является установление формы интрузивов, их контактов, внутреннего строения и возраста. Формы и внутреннее строение мелких тел устанавливается достаточно просто. Гораздо сложнее собрать комплексные данные по крупным, сложным и плохо обнажённым массивам.

Изучают форму массива в первую очередь установлением его границ на местности и определением типа контактовых поверхностей.

Оконтуривание интрузивов

В условиях хорошей обнажённости прослеживание границ вскрытых эрозией интрузивных тел не вызывает затруднений. При картировании закрытых или слепых интрузивов используются разные методы – дешифрирование аэрофотоснимков, геоботанические, геофизические, горные работы, бурение и др.

Определение характера контакта

По происхождению контакты интрузивных тел с вмещающими породами могут быть интрузивными, протрузивными, стратиграфическими и тектоническими.

Интрузивный контакт свидетельствует о более молодом возрасте интрузивной породы в сравнении с контактирующими породами. Признаками интрузивного контакта являются: 1) наличие апофиз во вмещающих породах; 2) наличие в интрузии вблизи зоны контакта ксенолитов вмещающей породы; 3) наличие экзоконтактовых зон, выраженных ороговикованием, метаморфизмом приконтактовых пород или другими изменениями, уменьшающимися по мере удаления от контакта; 4) наличие эндоконтактовых зон (зон закалки) в приконтактовых породах интрузивного тела, представленных афанитовыми (стекловатыми) либо мелкозернистыми породами (рис. 69).

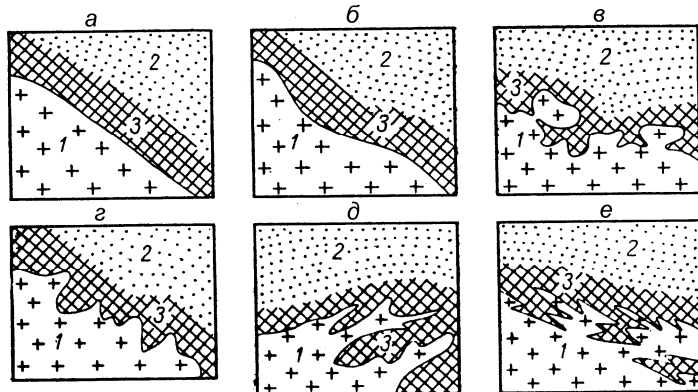


Рис. 69. Характер контактовых поверхностей интрузивных тел, по В.А.Апродову.

а – ровный; б – волнистый; в – глыбовый; г – зазубренный; д – апофизный; е – послойно-инъекционный.

1 – гранит; 2 – вмещающие породы; 3 – контактово-изменённые породы.

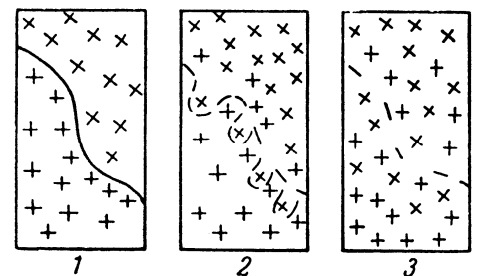


Рис. 70. Типы контактов между интрузивными породами.

1 – ровный или резкий контакт;

2 – постепенный контакт;

3 – «слепой» контакт.

Интрузивные контакты по характеру проявления могут быть резкими и постепенными (нерезкими) и слепыми (рис. 70). Резкие контакты возникают при быстром застывании магмы, а постепенные образуются при медленном её охлаждении, сопровождающемся ассимиляцией материала вмещающих пород и их изменением в приконтактовой зоне. В случае нерезких контактов, например, крупность зерна пород почти одинакова, однако их минеральный состав и структура могут быть различными. Слепые контакты характеризуются постепенными переходами одной породы в другую.

По морфологии интрузивные контакты могут быть прямолинейными, зазубренными, глыбовыми, волнистыми, послойно-инъекционными и апофизного типа. Волнистый контакт свидетельствует об относительно небольшой разнице температур магмы и вмещающей породы, т.е. о большой глубинности внедрения интрузивного тела. Остальные типы контактов характеризуют проявление механической активности магмы и нередко указывают на внедрение её в зону разлома, причём последние два – о сильном

гидростатическом напоре магмы.

Стратиграфический (трансгрессивный) контакт свидетельствует о более молодом возрасте осадочной породы, которая отлагалась на вскрытой в результате денудации, а затем перекрытой осадками, поверхности интрузии. Он является поверхностью несогласия. Форма стратиграфических контактов зависит от очертаний древней денудационной поверхности интрузивного массива. Признаками трансгрессивных контактов являются: 1) отсутствие оторочки или зоны закалки; 2) срезание контактом даек разрывных нарушений, секущих интрузив, и не продолжающихся во вмещающие породы; 3) параллелизм контакта со слоистостью вмещающих пород (в сочетании с другими признаками); 4) наличие обломков интрузивных пород в базальных слоях перекрывающих пород; 5) наличие кор выветривания, карманов и др. в верхней части интрузива в зоне контакта с перекрывающими породами; 6) отсутствие контактного воздействия интрузива на перекрывающие породы.

Тектонический контакт характеризуется тем, что интрузивные породы соприкасаются с вмещающими породами по разрывным нарушениям, которые нередко сопровождаются явлениями катаклаза, милонитизации и расланцевания как пород интрузива, так и вмещающих его толщ. Механическим деформациям часто сопутствуют процессы гидротермальных изменений и рудной минерализации. Смещения по разломам могут иметь различную амплитуду, иногда значительную, что затрудняет построение выводов о возрастных соотношениях интрузивов с вмещающими образованиями. Тектонические контакты особенно характерны для серпентинизированных ультрамафитовых интрузивов, которые легко перемещаются в твёрдом состоянии. Из-за отсутствия отчетливых признаков дробления контакты таких смещенных тел зачастую производят ложное впечатление интрузивных.

Протрузивный контакт характерен для протрузий и, по сути, он аналогичен описанному выше тектоническому контакту, присущему для серпентинизированных ультрамафитовых интрузивов.

Методы определения положения и элементов залегания контактов интрузивных тел

Непосредственные измерения элементов залегания контактовых поверхностей геологическими методами проводятся в основном на эрозионной поверхности, после чего интерполируются на глубину. В состав геологических методов изучения положения контактов входят прямые измерения компасом, определение элементов залегания по топографической карте (метод стратоизогипс) и аэрофотоснимкам, графические способы вычисления элементов залегания контактов по двум видимым падениям плоскости контакта, по трём точкам (обнажениям) контакта, не лежащим на одной прямой. Относительно реже появляется возможность определения наклонов контактовых поверхностей по зарисовкам в горных выработках, по данным бурения, а также по геофизическим материалам.

Восстановление морфологии эродированной кровли интрузивов

Реконструкция первичной кровлевой поверхности крупных массивов может быть выполнена с помощью качественных и количественных методов оценки глубины эрозионного среза. Предполагая характер внутреннего строения массива по распределению разных фаз или зон пород по их структурам и текстурам можно составить самое общее представление о форме эродированной поверхности. По замерам элементов залегания останцов кровли, ориентировки слоёв, линий течения и систем трещин пластовой отдельности можно получить более точные представления о форме кровли массива.

Определение возраста интрузий

При изучении интрузивных тел необходимо определять относительный и абсолютный возраст.

Абсолютный (изотопный) возраст слагающих интрузив пород и продолжительность становления простых и сложных массивов определяется радиологическими методами – K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и др. Время образования интрузивных тел и конкретных пород, являющихся составными частями интрузивов, заключено в интервале, ограниченном его нижней и верхней возрастными границами. Если этот интервал очень узкий (в пределах лабораторной ошибки радиологических методов) возраста самых ранних и самых поздних пород массива, полученные радиологическими методами, будут перекрываться. Поэтому в таких массивах вначале устанавливается не время образования, а их относительная последовательность, определяемая при изучении их взаимных пересечений (рис. 4.19) с уточнением, для какого из них интрузивный контакт является активным (более поздняя фаза внедрения), а для какого – пассивным (более ранняя фаза), а также по наличию ксенолитов пород ранней фазы в более позднее.

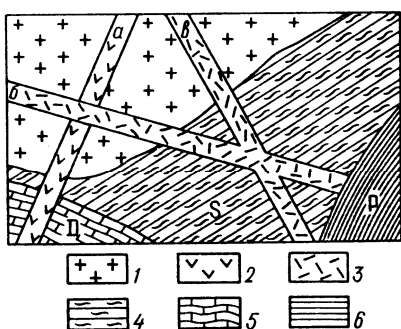


Рис. 71. Определение возраста интрузивов (план).

a, б, в – разновозрастные дайки;
1 – гранит; 2 – гранодиорит; 3 – диабаз;
4 – осадочные, стратиграфически расчленённые породы.

Определение *относительного* возраста интрузивных тел основано на сопоставлении времени образования интрузива с возрастом вмещающих пород, т.е. по возрасту прорываемых и покрывающих его осадочных пород (рис. 71). Если, например, интрузия гранита прорывает складчатые серии нижнего палеозоя (вплоть до нижнего силура включительно), но перекрывается породами девона, возраст такой интрузии определяется как силурийский–среднедевонский (или постратраннесилурийский–допозднедевонский). Таким образом, нижняя возрастная граница определяется по активному интрузивному контакту с наиболее молодыми подразделениями вмещающих пород, а верхняя возрастная граница определяется возрастом наиболее древнего стратиграфического подразделения, с которым интрузив имеет трансгрессивные контакты, или возрастом интрузива, с которым он имеет пассивные интрузивные контакты.

Достаточно просто определяется относительный возраст у силлов и похожих на них потоков застывшей лавы. Интрузивная залежь моложе пород кровли и почвы, в то время как поток застывшей лавы моложе подстилающих пород, но древнее кровли.

Определение возраста интрузий на разрезе и геологической карте

На геологической карте и геологическом разрезе определение *относительного* возраста интрузивных тел основано также на сопоставлении времени образования интрузива с возрастом вмещающих пород, т.е. по возрасту прорываемых и покрывающих его осадочных пород. Относительный возраст разновозрастных интрузивных тел определяется также по взаимоотношению их с вмещающими породами и друг с другом (рис. 71).

Определение верха и низа (кровли и подошвы)

Наиболее надёжными признаками, указывающими на принадлежность пород к интрузивной залежи, служат контактовые изменения во вмещающих породах у кровли и у подошвы интрузивного тела (причём у кровли она больше, чем в подошве) и оторочка закала (зона закалки), а также присутствие тонких жилок и ответвлений (апофиз) в породах кровли. У потока застывшей лавы, перекрытой осадочными или вулканогенными образованиями, зона закалки отмечается только у подошвы. К тому же, в верхней части потока часто присутствуют зоны насыщенные миндалитами.

У интрузивов, не сохранивших признаков кровли, но при наличии ритмичности II рода (см. раздел «Внутреннее строение расслоенных интрузивов») по кровле и подошве

членов ритма устанавливается направление наращивания разреза кверху.

Внутреннее строение интрузивных тел

По типу внутреннего строения интрузивы могут быть подразделены на недифференцированные (однородные и неоднородные), дифференцированные и расслоенные, а по условиям образования – на одноактные и многоактные (многофазные). Внутренняя анизотропия интрузивных тел выявляется по присутствию в их разрезе зональности, полос, отличающихся друг от друга по составу или структуре, развитием план-параллельных, линейных и других структур.

Зональность в строении интрузивов проявляется в разных масштабах и зависит от многих параметров и, в первую очередь, от размеров массива. Ширина отдельных зон может достигать от десятков сантиметров до десятков километров. Известна зональность двух родов: 1 – сингенетическая, образованная при кристаллизации одной порции магмы в замкнутой камере (рис. 4.20); 2 – эпигенетическая, возникающая при последовательном внедрении отдельных порций магмы из глубинного очага. От контактов к центру интрузива выделяется три крупных зоны – зона закалки, краевая зона и внутренняя зона.

Зона закалки – эндоконтактовая зона массива, представленная тонкозернистыми или стекловатыми породами. Образуется в результате быстрого остывания и кристаллизации, вследствие большой разницы в температуре магмы и контакта. Мощность её может быть незначительной. Состав пород зоны закалки соответствует составу исходной магмы.

Краевая зона сложена породами промежуточного типа между низкотемпературными породами эндоконтакта и высокотемпературными породами внутренних частей массива. Состав и структуры пород в верхней, нижней и боковых частях краевой зоны различны.

Внутренняя зона занимает основную часть магматической камеры (интрузива) и сложена либо однородными породами (в недифференцированных массивах), либо расслоенной серией пород (в расслоенных интрузивах).

Внутреннее строение недифференцированных интрузивов

Недифференцированные интрузивы относительно изотропны. Наблюдающаяся в них неоднородность обусловлена различиями скорости охлаждения магмы в эндоконтактовой и ядерной части интрузивных тел, либо процессами ассимиляции и контаминации чужеродного материала. В первом случае петрографическая неоднородность выражена в структурных особенностях пород (крупности зерна, изменении типа структур от участка к участку), во втором в основном в текстурных особенностях (наличии теневых текстур, шлиров, ксенолитов вмещающих пород).

Внутреннее строение дифференцированных интрузивов

Дифференцированные интрузивы представляют собой совокупности отделённых друг от друга чёткими поверхностями раздела (интрузивными контактами) тел, каждое из которых сложено породами определённых видов, связанных между собой постепенными переходами. Другими словами, дифференцированные плутоны характеризуются грубой петрографической дискретностью.

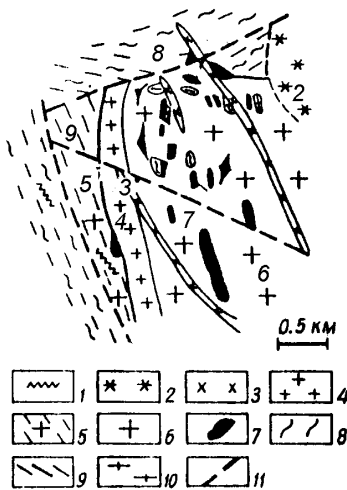
При изучении внутреннего строения дифференцированных интрузивов выдерживается следующая последовательность работ. Вначале проводится расчленение массива на подкомплексы (фазы внедрения) и последовательность подкомплексов (с признаками горячих, холодных контактов и т.д.). Например, в Лицко-Арагубском интрузивном комплексе было выделено пять фаз внедрения (рис. 72) с возрастом I, II и IV фазы 1774 ± 9 , 1763 ± 7 и 1762 ± 9 млн. лет соответственно (Ветрин и др., 2002).

Затем изучается петрографический состав каждого из подкомплексов и на основании этих данных определяется тип интрузива. Если состав пород разных

подкомплексов различен (например, первый подкомплекс – габбродиориты, второй – гранодиориты, третий – граниты), интрузивы называются *сложными*. Если породы разных подкомплексов отличаются друг от друга лишь структурными и текстурными особенностями (например, первый подкомплекс – крупнозернистые равномернозернистые граниты, второй – среднезернистые неравномернозернистые граниты, третий – мелкозернистые порфиroidные граниты), то плутоны принято называть *многократными*.

Рис. 72. Схема строения северо-западной контактной зоны Большого Урагубского массива (по Ветрину В.Р. и др., 1975).

1 – диабазы; 2 – граносиениты V фазы; 3 – лейкократовые мелкозернистые граниты IV фазы; 4 – мелкопорфировые граниты и гранодиориты III фазы; 5 – катаклазированные порфиroidные граниты главной фазы и бластомилониты по ним; 6 – порфиroidные граниты II (главной) фазы; 7 – диоритовые лампрофиры и метасоматиты по ним; 8 – гнейсы кольской серии; 9 – амфиболиты; 10 – плагиограниты; 11 – разрывные нарушения.



Каждый подкомплекс (фаза внедрения расплава) образует совокупности интрузивных тел разного размера. Поэтому породы каждого подкомплекса должны быть расчленены на петрографические разновидности, для которых должны быть определены условия их залегания среди других пород, территориальная распространённость, основные структурные и текстурные характеристики и основные отличия от других пород.

Внутреннее строение расслоенных интрузивов

К числу расслоенных интрузий относят те интрузивы, которые удовлетворяют хотя бы одному из ниже перечисленных условий:

1) наличие серии выдержанных слоёв, согласно залегающих один на другом без секущих взаимоотношений и без закалённых краевых оторочек (ритмическая расслоенность);

2) систематические изменения состава минералов (твёрдые растворы), однозначно связанные с положением в разрезе интрузива (скрытая расслоенность).

При характеристике внутреннего строения расслоенных интрузивов (рис. 74, 75) необходимо выделить три группы пород: 1) зону закалки; 2) краевую группу пород (породы внешней оболочки); 3) расслоенную группу пород (породы ядерной части). Породы краевой группы в свою очередь по местоположению подразделяют на верхние, боковые и нижние. Между расслоенной и верхней краевой группой располагается промежуточный горизонт.

Зона закалки, как отмечалось выше, небольшая по мощности, представлена мелкозернистыми породами, соответствующие по составу исходной магме.

Краевая группа пород подразделяется на верхнюю группу, боковую и нижнюю (рис. 75). *Верхняя краевая группа* пород осложняется гетерогенностью, которая обусловлена многочисленными включениями вмещающих пород и пластовыми телами гранофилов и микропегматитов. Между верхней краевой группой и расслоенной серией может быть *промежуточный* («сандвичев») *горизонт*. Направления изменения кумулуса в расслоенной и в верхней краевой группе имеют встречный характер, отражая их формирование от стенок камеры к единому структурному центру – промежуточному горизонту.

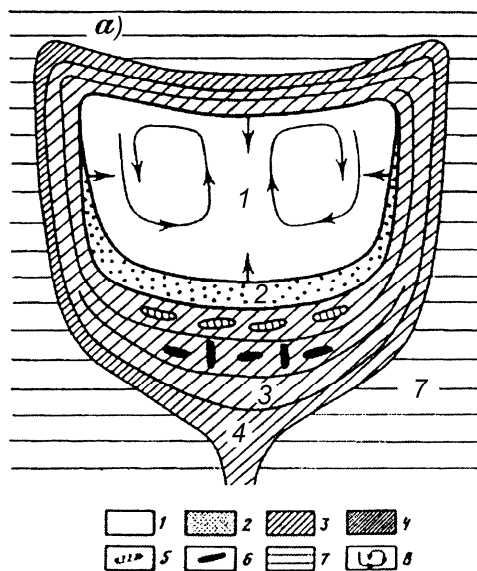


Рис. 74. Схема строения затвердевающего интрузива.

1 – главный объём расплава; 2 – зона кристаллизации; 3 – затвердевшие части интрузива; 4 – зона закалки; 5 – очаги остаточного расплава; 6 – затвердевшие жильные породы; 7 – вмещающие породы; 8 – конвекционные токи.

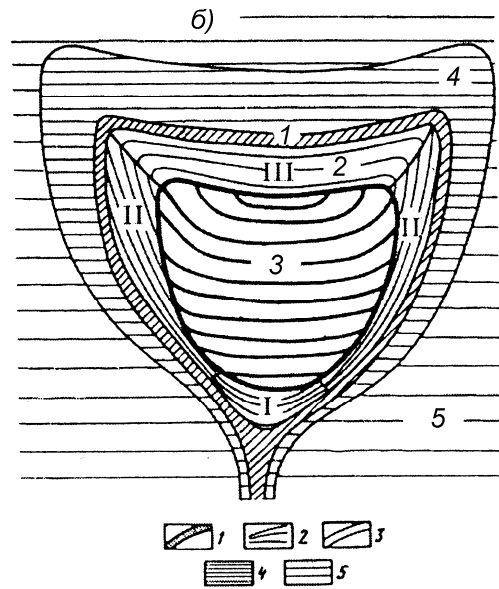


Рис. 75. Принципиальная схема строения расслоенного интрузива.

1 – зона закалки; 2 – краевая серия (I – нижняя группа, II – боковая группа, III – верхняя группа); 3 – центральная (расслоенная) серия; 4 – зона термального воздействия интрузива; 5 – вмещающие породы.

Он образуется на самой поздней стадии становления интрузива и поэтому представлен породами с наиболее низкотемпературными минеральными ассоциациями без кумулятивных структур. *Боковая краевая группа* обычно состоит из двух частей – внешней и внутренней, различающихся по строению и составу пород. Породы внешней части образованы из недифференцированной мантии, а кристаллы, например, плагиоклаза могут быть вытянуты длинными осями внутрь массива. Породы внутренней зоны могут быть сопоставимы с породами расслоенной группы, в них может быть полосчатость течения, обычно субпараллельная внешнему контакту интрузива. Контакт между боковой краевой и расслоенной группами представляет собой зону перехода мощностью от 1 м и более. Породы расслоенной группы у контакта с боковой в зоне мощностью до 100 м характеризуются максимальными наклонами слоёв, иногда с нарушением их залегания. *Нижняя краевая группа*, расположена в основании массива, имеет небольшую мощность и характеризуется маломощной зоной закалки и расслоенной зоной с субгоризонтальным расположением слоёв.

Расслоенная группа

Для расслоенной группы, особенно для её нижних и средних горизонтов, типично проявление макро- и микрорасслоенности (рис. 75, 76). Нередко интервал расслоенных пород состоит из сотен и тысяч слоёв. Расслоенность обусловлена переменным количеством одних и тех же породообразующих минералов в вертикальном разрезе. У смежных слоёв нередко наблюдаются чрезвычайно резкие различия количественно-минерального состава при относительно однородном или постепенно изменяющемся составе внутри слоя.

Следовательно, расслоенность можно представить в виде серии гомогенных единиц, разделённых плоскостными границами. В тектонически-ненарушенных интрузивах границы почти горизонтальны в центральных частях массива и наклонены внутрь массива в его краевых частях. Чем ближе к боковой группе, тем наклон слоёв круче. Слои могут прослеживаться параллельно друг другу на огромные расстояния, многие в пределах всего массива.

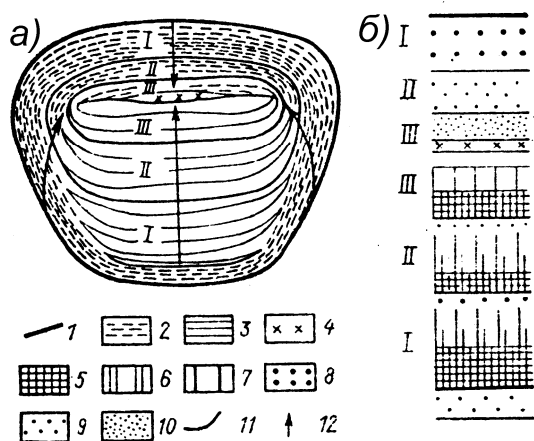


Рис. 76. Схема внутреннего строения (а) и разреза (б) Шельтингского расслоенного плутона, по В.В.Солодкевичу (1978).

1 – закалённая краевая фация; 2 – краевые группы; 3 – расслоенная группа; 4 – «сэндвичев» горизонт; 5-10 – пачки переслаивания (5 – дунитов и перидотитов, 6 – перидотитов и пироксенитов, 7 – пироксенитов, 8 – норитов и габброноритов, 9 – габброноритов и габбро, 10 – габбро и габбродиоритов); 11 – границы крупных мегаритмов плутона; 12 – направленность формирования плутона; I, II, III – мегаритмы.

нижележащего ритма. Прерывистые ритмы встречаются значительно реже, чем непрерывные.

В зависимости от мощности слоёв ритма выделяют *макроритмичную* расслоенность (от первых метров до десятков метров), *мезоритмичную* (от десятков сантиметров до первых метров) и *микроритмичную* (мощности слоёв от нескольких миллиметров до 10 сантиметров).

Расслоенную группу при изучении расчленяют на петрографические разновидности, ритмические единицы и зоны.

Петрографические разновидности выделяются на основании количественно-минералогического состава пород, а также по их структурным особенностям, например, *ортокумулаты*, *адкумулаты*, *мезокумулат* и *гетерокумулаты* по Л.Р.Вейджеру (Wager, 1960) и *аккумуляты* (Upton, 1961). Выявление различных типов кумулатов помогает яснее представить этапы и условия протекания процесса кристаллизации магмы.

Кумулаты (от латинского слова *simulus* – куча, кучное скопление) – продукты аккумуляции минералов того или иного состава, представляющие фракции производных ранней кристаллизации магмы. В кумулатах различаются *кумулы*, или зёрна минералов, продуктов ранней кристаллизации магмы, и *интеркумуляционный расплав*, кристаллизующийся в промежутках между кумулами. Кристаллизация интеркумуляционного расплава может продолжаться долгое время в течение большого интервала температур. Скопления кумул – кумулаты – могут образовывать слои течения мощностью в несколько десятков метров. По мере кристаллизации изменяется не только состав кумул, но и остаточной интеркумуляционной жидкости, последняя нередко приближается к составу гранофилов (кварцевых порфилов).

Ортокумулаты – породы, состоящие из скоплений (или кумул) одного минерала и продуктов интеркумуляционного расплава. В ортокумулатах постоянное взаимодействие кумул с интеркумуляционным остаточным расплавом (т.е., реакции между жидкой фазой и кристаллами) приводит к формированию зональности в строении минералов.

К *адкумулатам* относятся такие кумулаты, в которых в результате диффузии происходил обмен веществом между интеркумуляционным расплавом и магмой, в результате чего интеркумуляционный расплав сохранялся постоянным, а кумулы характеризуются однородным (не зональным) сложением. Адкумулаты могут

По характеру размещения минералов в слоях различают два рода ритмов. В *ритмах I рода* темноцветные минералы внутри полосы распределены равномерно и оба контакта обладают одинаковой резкостью или постепенностью переходов к лейкократовым прослоям. В *ритмах II рода* темноцветные минералы внутри полосы распределены неравномерно. Один из контактов резкий, другой – постепенный. Резкий контакт отвечает основанию ритма. От основания к кровле ритма содержание темноцветных минералов, а нередко, и их размер постепенно уменьшаются. Среди ритмов II рода выделяются две разновидности: 1 – *непрерывные* ритмы, обладающие полной параллельностью в ритмах и границах между ними; 2 – *прерывистые* ритмы – при общей субпараллельности полос в различных ритмах основания ритмов не параллельны, а образуют глубокие карманы в кровлеву часть

нижележащего ритма. Прерывистые ритмы встречаются значительно реже, чем непрерывные.

образоваться также в результате выжимания интеркумуляционного расплава в процессе движений, что способствует предотвращению реакций между кумулами и интеркумуляционным остаточным расплавом.

Мезокумуляты занимают промежуточное положение между ортокумулятами и адкумулятами.

Гетерокумуляты сходны с адкумулятами, т.е. образуются в результате диффузии вещества из магмы, но отличаются тем, что интеркумуляционный расплав кристаллизуется при более высокой температуре с образованием пойкилитовой структуры (крупные кристаллы высокотемпературного минерала цементируют кумулы другого минерала).

Аккумулят – порода, состоящая только из кумула, представленного одним минералом (мономинеральная порода, например, анортозит).

В ритмитах кумулаты различного состава в виде слоёв течения светлого и тёмного цветов часто чередуются между собой. Светлый и тёмный слои течения составляют один ритм.

Выделение *ритмических единиц* основывается на легко различимом признаке – повышенной концентрации наиболее высокотемпературного кумулативного минерала в их основании и более низкотемпературного – в их верхах, а также увеличение количества интеркумулятивного материала вверх по разрезу. Повторение одинаковых наборов пород во многих ритмах расслоенной группы свидетельствует о многократной повторяемости условий кристаллизации магматического расплава. Всю ритмическую серию лучше называть как кумулат определенного минерального состава. Кумулативные минералы в определении породы следует перечислять в порядке увеличения их количества, например, оливин-бронзит-плагиоклазовый кумулат – ритмическая единица, в которой преобладает плагиоклаз.

Части разреза расслоенной группы, в которых формировались определённые минералы кристаллического осадка или их ассоциации, называются *зонами (мегаритмами)*. Наилучшими признаками для разделения расслоенной группы на зоны служит появление и исчезновение кумулативных минеральных фаз.

Для объяснения происхождения полосчатости предложено много гипотез. Главнейшие из них составляют три группы:

1. Ликвационные гипотезы – расщепление однородной магмы в жидком состоянии (до кристаллизации первых твёрдых фаз) на две или несколько несмешивающихся жидкостей и кристаллизация из них полос разного состава.

2. Гипотезы кристаллизационной дифференциации с фракционированием твёрдых фаз. Существо их состоит в отделении и концентрации выделившихся из магмы кристаллов и образовании из них полос разного состава. В эту категорию включаются процессы:

а) осаждения или всплывания кристаллов (гравитационная дифференциация);

б) образования скоплений кристаллов в процессе движения магмы (кинематическая дифференциация);

в) всплывания кристаллов с одновременным движением не в вертикальном направлении (гравитационно-кинематическая дифференциация).

3. Гипотеза затвердевания, по которой главнейшее значение имеет температурный фактор, а кристаллизация происходит в условиях полностью изолированной магматической камеры.

В качестве основных причин, приводящих к кристаллизационной дифференциации можно назвать переохлаждение расплава, диффузия магмы, изменение теплового режима, конвекционные токи и гравитация.

Изучение прототектоники интрузивных пород

Интрузивные геологические тела проходят ряд этапов в своём развитии. Ранние

этапы характеризуются формированием структурных элементов, свойственных для жидкой и вязкой консистенции застывающей магмы, а также для застывшей магмы. На этих этапах развития интрузивные тела приобретают ряд особенностей внутреннего строения, получивших название прототектоники. *Прототектоникой* называется первичная магматическая тектоника интрузивного тела, возникшая вследствие движения жидкой или вязкой магмы, и в процессе её остывания. Прототектоника находит своё выражение в линейных и плоскостных структурах движения, а также в трещинах.

Текстуры стадии течения

Линейные структуры течения в изверженных породах выражаются в параллельно-линейной ориентировке содержащихся в них: 1) кристаллов удлинённой формы; 2) скоплений темноцветных минералов, шлиров и др.; 3) «волоконности» (рис. 77-79).

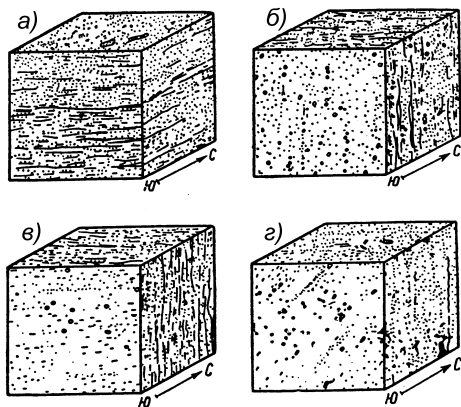


Рис. 77. Различные соотношения между первичной линейностью и полосчатостью.

а – горизонтальные линии течения и горизонтальная полосчатость; б – вертикальная полосчатость и вертикальные линии течения; в – вертикальная полосчатость и горизонтальные линии течения; г – вертикальная полосчатость и наклонные линии течения.

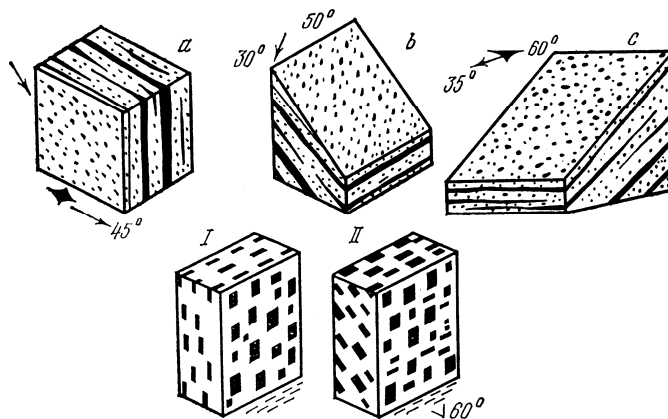


Рис. 78. Плоскостные и трахитоидные директивные текстуры (идеализированные схемы по А.А. Полканову).

а, б, с – первично-полосчатые текстуры; I, II – плоскопараллельные (план-параллельные) текстуры. Стрелки и цифры – элементы залегания текстур.

- Параллельно-линейная ориентировка кристаллов (роговых обманок, пироксенов, полевых шпатов) удлинённой формы возникает при направленном (ламинарном) движении магмы. Удлинённые кристаллы ориентируются вдоль потока параллельно друг другу. Подобная структура породы характерна для трубообразных и штокообразных интрузивных тел, имеющих крутопадающие боковые контакты с вмещающими породами

- Линейный параллелизм скоплений темноцветных минералов возникает при обособлении этих минералов в тонких веретенообразных участках, имеющих длину от единиц до десятков см. Отдельные кристаллы в этих скоплениях могут иметь как параллельную оси скопления, так и иную ориентировку. Если преобладают не параллельные ориентировки, скопление по форме приближается к шлирам.

- Параллельная «волоконность» в интрузивных породах появляется в результате закономерной ориентировки кристаллов полевого шпата в направлении движения магмы. Из-за этой скрытой «волоконности» изверженная порода становится анизотропной, легче раскалываясь в направлении «волоконности».

Плоскостные параллельные структуры течения выражаются в параллельной ориентировке плоскостей: 1) таблитчатых фенокристаллов (рис. 78); 2) шлиров; 3) ксенолитов; 4) слоёв равномернозернистых пород (77-79).

- Параллельно-плоскостная ориентировка фенокристаллов характеризуется вытянутыми параллельно друг другу по направлению движения магмы таблитчатыми минералами (например, полевым шпатом). Если таблитчатые минералы ориентированы в разных направлениях, но параллельны плоскости, то такая текстура называется *трахитоидностью* (рис. 79).

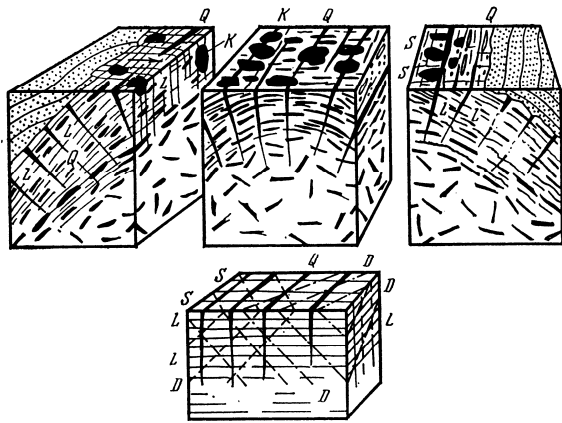


Рис. 79. Блок-диаграмма внутреннего строения интрузивного массива, показывающая соотношения между двумя типами директивных текстур и системами трещин (по В.Н. Павлинову). Таблитчатые минералы, ксенолиты (К) и шлиры ориентированы в вертикальной плоскости и характеризуют плоскость течения. Линейно-вытянутые минералы ориентированы горизонтально и образуют линии течения. В соответствии с ориентировкой плоскости течения располагаются первичные трещины: продольные (S), поперечные (Q), пластовые (L) и вторичные (тектонические?) диагональные (D).

- Параллелизм шлиров – наиболее хорошо заметная особенность плоскостных «структур движения». Шлиры представляют собой обособившиеся плоские, сильно вытянутые, линзовидные участки интрузивной породы, отличающиеся от основной массы минералогическим и петрографическим составом. Наиболее часто встречаются шлиры, обогащённые темноцветными минералами.

- Параллельная ориентировка ксенолитов характерна для краевых зон интрузивных тел, в которых довольно часто находится их большое количество. Ксенолит – обломок вмещающих пород. Эти ксенолиты подвергаются частичной либо полной ассимиляции магмой и приобретают форму уплощённых линз, ориентированных параллельно друг другу и контактовым поверхностям. При изменении направления движения магмы

они также как и шлиры могут деформироваться и образовывать псевдоскладки движения.

- Параллельные «слои» – полосы равномернозернистых пород возникают при послойном течении магмы разного состава в отдельных участках магматического очага. Они возникают в основном в приконтактных зонах интрузий, хотя могут встречаться и в центральных. Ориентировка удлинённых кристаллов в таких «слоях» движения может быть как параллельной, так и разнообразной.

Следствием существования плоскостных параллельных «структур течения» является полосчатость интрузивных пород. Первичная полосчатость располагается параллельно поверхности контакта. Линии течения почти всегда совпадают с направлением максимального растяжения магматических масс в период течения. Линейность располагается параллельно направлению течения. Первичная полосчатость и линейность нередко отчетливо развиты в жилах интрузивных пород, в которых они ориентированы параллельно ограничивающим жилы поверхностям.

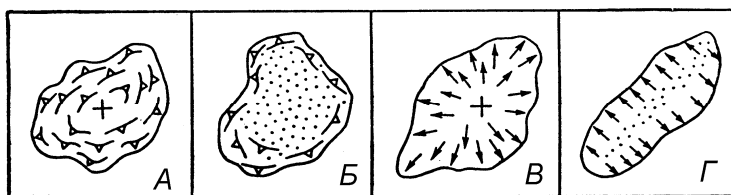


Рис. 80. Схемы структурных типов интрузивных массивов по Р.Болку (плановое изображение).

А – купол полос течения; Б – свод полос течения (центральная часть тела состоит из массивных пород); В – купол линий течения; Г – свод линий течения.

1 – массивы со сводами (арками) из слоёв течения; 2 – массивы с куполами линий течения; 3 – массивы со сводами линий течения.

Текстуры переходной стадии

Когда магма близка к консолидации и только небольшая часть её находится в жидком состоянии, образуются особые текстуры, не похожие на текстуры, которые образуются в жидкую фазу. Эти текстуры характеризуются появлением флексур и сколов,

Описанные выше первичные текстуры стадии течения образуют характерные узоры. Р.Болк, изучавший батолиты от 16 до 32 км в поперечнике, отметил, что среди них встречаются четыре основных типа (рис. 80): 1 – массивы, в которых слои течения образуют купола (купола из слоёв течения); 2 –

которые позднее заполняются пегматитами или грубозернистыми гранитами (в случае гранитного состава магмы).

Флексуры образуются при дополнительном течении в процессе осложнения плоскостных текстур течения. Они напоминают складки волочения. По ним можно определять направление относительного движения, подобно тому, как применяются и складки волочения.

По мере затвердевания магмы, течение происходит с большим трудом и, в конце концов, образуются разрывы. Плоскостные текстуры течения нарушаются маленькими сколами, в которых концентрируются остаточные жидкости (расплавы). Поскольку они как обычно обогащены газами и флюидами, то в них кристаллизуются более крупные и низкотемпературные минералы. Границы этих участков зачастую не чёткие. Эти структуры свидетельствуют о первичности полосчатых и плоскостных структур течения.

Текстуры твёрдой стадии становления интрузива

Уже на стадии остывания и затвердевания магмы интрузия вступает в трещинную стадию развития. Начало образования трещин происходит ещё на более ранней стадии, когда трещины в вязкой магме приводят к обособлению в ней шлиров. По мере затвердевания магматического материала влияние возникающих трещин на строение интрузии всё более усиливается. Вначале трещины появляются во внешней оболочке массива, затем проникают во вмещающие породы и в ядерную часть массива.

По мере затвердевания магматического материала в интрузии возникает система, состоящая из трёх рядов взаимно перпендикулярных (поперечных, продольных и «пластовых») и нескольких рядов по-разному ориентированных плоскостей (диагональных, краевых и др.) разрывов (рис. 81 - 83).

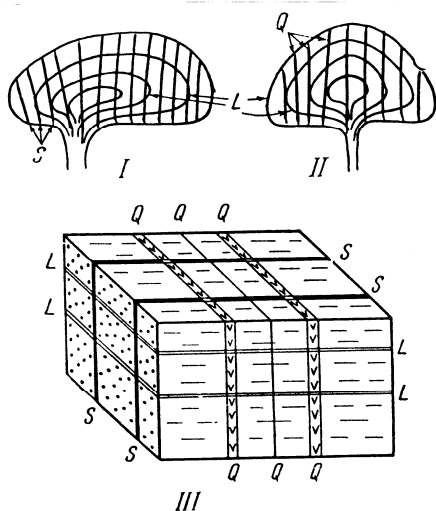


Рис. 81. Взаимоотношения элементов линейной структуры гранита с трещинами. I – продольный разрез интрузива; II – поперечный разрез интрузива; III – отдельный структурный блок из верхней части интрузива; L – пластовые трещины; S – трещины сжатия (продольные); Q – трещины разрыва (поперечные) с минеральными заполнителями. Чёрточками показаны линейные элементы интрузива.

Поперечные трещины (Q) – трещины растяжения (разрыва), ориентированные перпендикулярно к линейной ориентировке. Там, где линейная ориентировка вертикальна, поперечные трещины горизонтальны, а при горизонтальной ориентировке линейности – вертикальны. Поперечные трещины могут быть заполнены дайками различного состава, пегматитами, кварцевыми жилами или гидротермальными минералами (хлоритом, эпидотом, мусковитом, кварцем, флюоритом, пиритом и др.).

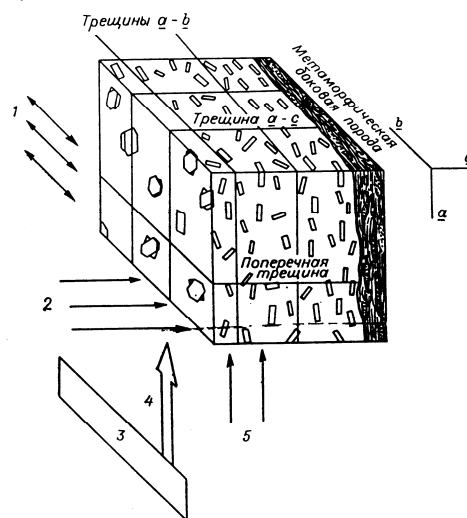


Рис. 82. Связь первичных трещин с первичными структурами течения, по Хатчисону (Hutchison, 1956).

1 – подчинённое движение на стадии течения с периферическим растяжением во время внедрения; 2 – боковое движение кристаллизующейся магмы во время движения по α ; 3 – структура плоского течения; 4 – линейность; 5 – главное направление движения магмы на стадии течения.

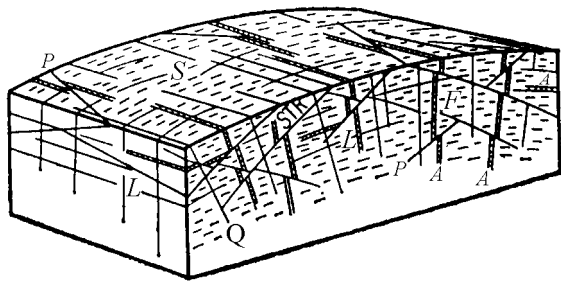


Рис. 83. Блок-диаграмма Г.Клооса с главными системами (типами) трещин в батолите. Трещины: Q – поперечные, S – продольные, L – пластовые (пологолежащие), P (STR) – диагональные или плоскости растяжения (пологие сбросы). F – линейные текстуры течения. А – дайки аплитов по трещинам Q и L.

«Пластовые» или контактовые трещины (L) – трещины, располагающиеся параллельно структурам движения и часто имеют горизонтальное положение. Плоскости этих трещин неровны, изобилуют крупными и мелкими неровностями. Обычно плоскости трещин L выявляются в зоне выветривания, где порода приобретает ясно выраженную пластовую отдельность. Эти трещины, подобно другим, могут быть пустыми, а могут быть и заполнены гидротермальными минералами, аплитом, пегматитами и дайками различного состава. Когда они не заполнены, их трудно отличить от сланцеватости. Образовались они, вероятно, при уменьшении магматического давления.

Диагональные трещины (P) – трещины скалывания, располагающиеся примерно под углом 45° к простиранию линейной ориентировки. Поверхности трещин в основном ровные и гладкие, но иногда на них отмечаются штрихи и борозды скольжения, что может свидетельствовать о перемещениях фрагментов вдоль этих трещин. Они могут быть пустыми, либо заполненными прожилками гидротермальных минералов, или, наконец, дайками.

Краевые трещины (рис. 83) трещины растяжения, падающие под углом 45° внутрь интрузива. Они образуются в боковых породах плутона под действием пары сил, возникающей в результате давления поступающей и ещё достаточно жидкой магмы на затвердевшие боковые породы.

В процессе становления массива, кроме выше указанных разрывов, в боковых породах плутона в условиях растяжения кровли могут возникать *пологопадающие сбросы* гравитационного типа, называемые *плоскостями растяжения*, и – *краевые надвиги* (краевые крутые надвиги) (рис. 83). Иногда они могут быть выполнены кварцевыми жилами, аплитами, пегматитами и дайками разного состава.

7. Формы залегания метаморфических пород

Метаморфические породы возникают за счет преобразования осадочных (**парапороды**) и изверженных (**ортопороды**) пород в результате метаморфизма. Перекристаллизация пород в земной коре происходит за счет высоких температур (**термометаморфизм**), высокого давления (**динамометаморфизм**), а также привноса газообразного и парообразного вещества из глубины. Метаморфизм может быть:

1. **Локальный** (местный, контактовый) – изменение вмещающих пород.
2. **Региональный** проявлен, в основном, в породах архея, нижнего реже верхнего протерозоя.

Метаморфические породы обладают слоистостью, которая иногда имеет ритмичное строение. Для метаморфических пород также характерна ясная ориентировка в одном направлении линейных и пластичных минералов (слюда, хлорит, амфиболит и т.д.). Это явление называется **кристаллизационной сланцеватостью**, а в

гнейсах - **гнейсевидностью**. Эти свойства приобретаются при метаморфизме, поэтому являются вторичными, наложенными.

Определение исходного состава метаморфических пород

Для решения данного вопроса особое значение имеют сохранившиеся в них первичные минералы, структуры и текстуры. О **магматическом происхождении** исходных пород говорят реликты магматических структур (порфировой, офитовой) и текстур (флюидалной и миндалекаменной); о **первично-осадочном** - остатки слоистости, остатки кластической структуры конгломератов, брекчии, туфов, изредка сохранившиеся органические остатки, а также частично сохранившиеся остатки первичного минерального и химического составов. Облик акцессорных минералов (окатанность, царапины, ячеистость) – циркона, монацита, ксенотима и рутила также может свидетельствовать о первично обломочном происхождении.

Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ

Докембрийские (до Є) делятся на архейские (AR) и протерозойские (PR). Архейские – это все образования древнее 2600 млн лет. Протерозой подразделяется на: 1) PR₁(нижний, ранний): 2600-1600 млн лет; 2) PR₂ (верхний, поздний): 1600-675 млн лет; 3) V (венд): 675-570 млн лет.

Докембрийский возраст определяется по радиометрическим данным. Протерозойский – имеются остатки органики – определяется надежными стронциевым и свинцовым методами, но наиболее доступный – аргоновый метод.

При стратиграфическом расчленении метаморфических толщ в них выделяются комплексы, серии, свиты и горизонты. При этом во внимание принимаются родственный петрографический состав пород и общность происхождения пород. Свиты могут залежать согласно и несогласно. Несогласия выделяются с трудом. Время внедрения интрузий (гранитных) является опорной вехой в истории формирования метаморфических толщ. Возраст гранитов широко используется для стратиграфического расчленения метаморфических комплексов.

Внутренняя структура метаморфических пород

В метаморфических толщах при перекристаллизации возникает сланцеватость; здесь в них различают **полосчатые** и **линейные** текстуры. Полосчатые возникают при перекристаллизации в глубинных условиях или при привносе нового вещества, или остаточное. В породах с линейной текстурой пластинчатые и игольчатые минералы располагаются параллельно сланцеватости. В генетическом отношении в метаморфических породах распространены складки течения, образующиеся в условиях высоких температур и значительного стресса. Течение пород происходит вверх или в сторону понижения давления. Часто образуются острые, сильно сжатые (скошенные) и изоклиальные складки, осложненные мелкими и мельчайшими складками.

«Зеркало складчатости» - условная поверхность, соединяющая замки антиклинальных и синклинальных складок по поверхности одного и того же стратиграфического горизонта.

При образовании складок пласты, обладающие достаточной пластичностью, разрываются на отдельные части, их которых образуются цилиндрические или чёткообразные тела, заключенные в более податливых слоях. Эти структуры называются **будинаж-структурами**. Будинаж (в пер. с франц. «колбаса») возникает в толщах, неоднородных по механическим свойствам пород. Твердые породы разрываются, образуя будины. Будинаж широко развит в глубокометаморфизованных породах.

В метаморфических толщах докембрийского возраста распространены образования с включенными в них жилами пегматита, аплита и гранитоидов – **мигматиты**.

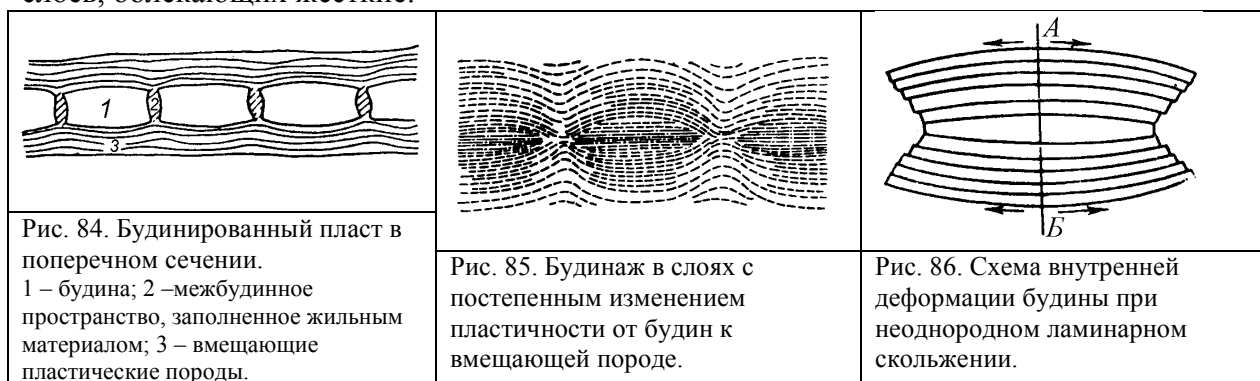
Гнейсовые складчатые овалы образованы выступами сформировавшейся в архее (4-2,5 млрд лет назад) гранитно-метаморфической оболочки земной коры или фрагментами древних платформ. Они имеют большие размеры (сотни километров) и наиболее характерны для щитов древних платформ (Алданский, Балтийский, Украинский, Канадский), но во многих случаях обнаружены и под платформенным чехлом.

Гранитогнейсовые и мигматитовые купола (мигматит – сложная горная порода, образовавшаяся за счет инъекции и пронизывания магмой боковых горных пород или частичного их расплавления) связаны с процессами гранитизации и магматического диапиризма – внедрения путем механического раздвигания вмещающих пород магмой. Они обычно располагаются в виде сателлитов вокруг гнейсовых складчатых овалов.

Будинаж-структуры

Будинаж-структуры впервые выделил и описал Макс Лозет в 1909 году. Будинаж-структуры образуются в процессе будинажа. *Будинаж* (фр. boudin – валик, колбаса) – вид деформации отдельных слоёв, пластов и жил в неоднородно-слоистых средах (горные породы, осадки, жилы, дайки, расплавы и т.д.), заключающийся в разделении их на будины (блоки, линзы и т.д. разнообразной морфологии), а также в образовании раздувов и пережимов (рис. 84 – 86).

Морфология будин. Будины могут быть отделены друг от друга или соединены тонкими пережимами (шейками). Длинная ось будины почти всегда ориентирована параллельно другим линейным текстурам. Пространство между будинами заполняется облекающим пластичным материалом, а также жильным веществом (кальцитом, кварцем, гранитом и др.). Будинаж является результатом растяжения жестких слоёв под действием различных сил, возникающих при раздавливании и течении под давлением пластичных слоёв, облекающих жёсткие.



В зависимости от стадийности образования выделяется несколько разновидностей будинаж-структур: 1 – эмбриональные (неполный разрыв и будины соединены шейками); 2 – блоковые (будины представлены отдельными блоками остроугольной формы); 3 – нормальные (будины приобретают бочонкообразную форму); 4 – линзовые (будины имеют линзовидный облик). Это элементарные формы будин.

Морфология будин обусловлена многими факторами и два самых главных из них: 1) наличие неоднородной слоистой среды с послойно различными физическими свойствами (прочностью, пластичностью, упругостью и т.д.); 2) воздействие на эту среду или возникновение в ней напряжений сжатия и растяжения, вызывающих послойные деформации течения, разрыва, скалывания, выжимания и нагнетания.

Складчатые структурные формы метаморфических пород по масштабу проявления разделяются на мега-, мезо-, макро-, и микромасштабные. При геологическом картировании большее внимание уделяется выделению мезо- и макромасштабных форм.

1. К мегамасштабным структурам относятся складчатые зоны, крупные складки (антиформы, синформы и нейтральные складки), блок синклинории и блок антиклинории, наложенные складчатые структуры, купола, тектонические покровы и т.д., т.е. структуры,

размер которых от сотен метров до десятков и сотен километров.

2. К мезомасштабным структурам относятся крупные складки, связанные с пликативными и разрывными деформациями, купола и т.д., т.е. структуры, размер которых от первых метров до сотен метров.

3. К макромасштабным структурам относятся: *птитматиты*, *мелкие складки*, *складки послойного течения* (складки течения и волочения), *секущие структуры перераспределения* (течения) *материала* (кливаж секущий, кренуляционный кливаж, сланцеватость, мелкие сдвиговые складки и т.д.), колчановидные складки (*sheath folds*).

4. К микромасштабным структурам относятся микроскладки и другие структуры, которые определяются и изучаются в ориентированных шлифах горных пород, претерпевших деформации при метаморфизме.

Мигматиты

• *Мигматизация* – процесс, ведущий к образованию мигматитов. Мигматиты – термин, предложенный И. Седерхольмом в 1907 году для пород «смешанного» состава, в которых можно различать субстрат и новообразованный кварц-полевошпатовый материал. Мигматизация происходит при выплавлении (*палингенезе*) низкотемпературного гранитового расплава, который либо остаётся на месте, образуя *венинты* (*венитовые мигматиты*), либо переносится на разные расстояния, образуя *артериты* (*артеритовые мигматиты*).

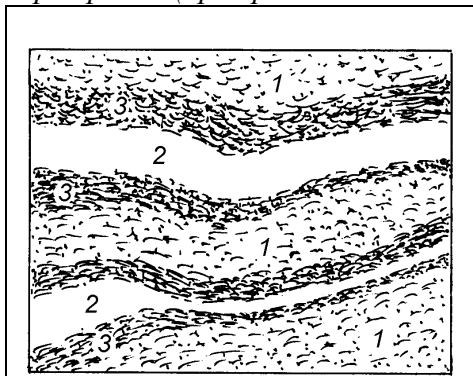


Рис. 87. Мигматит.
1 – палеосома, 2 – лейкосома,
3 – меланосома.

Строение мигматитов, таким образом, обусловлено нахождением в них (рис. 87): 1) выплавков гранитного (гранодиоритового, эпидот-плагноклаз-кварцевого и др.) состава, которые называются *неосомой* или *лейкосомой*; 2) перекристаллизованных участков, обогащенных темноцветными минералами, – *меланосомы*; 3) реликтовых участков, не затронутых перекристаллизацией, – *палеосомы*.

Мигматиты по расположению лейкосомы и соотношению её с палеосомой и меланосомой подразделяются на ряд морфологических разновидностей:

артериты – полосчатые или послойные мигматиты, в которых лейкосома расположена преимущественно параллельно полосчатости или сланцеватости субстрата пород (мигматиты с очень тонким послойным чередованием жил и субстрата известны под названием «мигматиты *lit-par-lit*»);

диктониты (*диктиониты*, *дихтониты*) – ветвистые мигматиты, в которых инъекционный материал (лейкосома гранитного состава) расположен в горной породе (палеосоме) в виде разветвлённых жил;

агматиты (похожие на эруптивную брекчию) – глыбовые мигматиты, в которых в разной степени изменённые угловатые обломки горной породы (палеосомы) сцементированы лейкосомой гранитного состава;

диадиситы – мигматиты, в которых редкие прожилки лейкосомы, секут полосчатость метаморфической породы;

небулиты – мигматит, в котором гранитный материал образует рассеянные выделения;

теневые мигматиты – это мигматиты, в которых почти исчезло различие между субстратом и подвижным (привнесённым) материалом, а по вещественному составу они близки к граниту и иногда называется «гранит-мигматитом»;

птитматиты – сложные, извилистой «мелкоскладчатой» формы тонкие прожилки гранит-аплита, гранита, кварца и реже пегматита;

полимигматиты – многократно мигматизированная порода либо мигматит

смешанной природы.

Кроме вышеуказанных основных разновидностей выделяются ещё разновидности мигматитов, которые встречаются несколько реже:

флюидальные – агматиты со структурами течения;

форелевые – агматиты с плоскими субпараллельными «лепёшками» размером (3-5 см)×(1-2 см);

порфиробластовые – порфиробласты плагиоклаза в мигматите в виде пятен, зон, полос и жил;

очковые, желвакообразные, линзовые, офтальмиты – в этих мигматитах присутствуют крупные линзы порфиробластов или кварц-полевошпатовых обособлений;

порфиробласто-тневые – почти синоним тневых мигматитов;

метабластические – мигматиты, в которых жильная часть (лейкосома) резко не выделяется и располагается равномерно в виде неясных пятен и полос;

метатектический (метатектит) – мигматит, в котором лейкосома резко обособлена;

метасоматические – образуется в процессе кремнещелочного метасоматоза (метасоматической гранитизации), когда гранитный материал рассеян в породе, либо располагается в виде жил, без следов течения жильного материала, со следами структур замещения, разъедания и порфиробластеза.

Динамометаморфические породы

Динамометаморфические породы (по А.И. Родыгину) подразделяются на две группы – *катаклазиты* и *милониты*.

Катаклазиты – образуются в приповерхностных зонах земной коры в условиях дробления (и вращения) пород без рекристаллизации и без образования новых минеральных форм. Они подразделяются на несколько разновидностей:

1. *Породы без первичной связности* – от брекчии до глинки трения – образующиеся в приповерхностных зонах в условиях низких температур и давления.

2. *Какириты* – рыхлые, сильно катаклазированные и трещиноватые породы, в которых обломки не смещены относительно друг друга.

3. *Глинка трения* – образуется в условиях скалывания, дробления и перетирания обломков более 30% объёма пород.

4. *Связные катаклазиты* – более глубинные породы с первичной и вторичной связностью за счёт литификации раздробленных пород и пропитки их флюидами.

5. *Тектоническая брекчия (дислокационная брекчия или брекчия трения)* – литифицированные породы, состоящие из угловатых и слегка закруглённых обломков размером от микро- до крупных глыб. Литификация пород обусловлена всесторонним давлением.

6. *Микробрекчии* – интенсивно раздробленные мелкозернистые породы, макроскопически похожие на афанитовые эффузивы, кварциты и т.д.

7. *Катаклазит* (катаклазированная порода) отличается от какирита большей прочностью, а от милонитов – меньшей степенью раздробленности и отсутствием признаков пластического течения.

8. *Псевдотахилиты* – темно-серые, плотные породы стекловатого облика, расположенные в «жилах» и обособлениях.

Милониты – образовались в глубинных зонах земной коры в условиях стресса и повышенного гидростатического давления и преобладании пластических деформаций с рекристаллизацией связного матрикса. Они подразделяются на четыре разновидности:

1. *Протомилониты* – более чем на 50% состоят из угловатых или чуть закруглённых линзовидных мегапорфирокластов. По внешнему облику похожи на рассланцованные конгломераты.

2. *Ортомилониты (милониты)* – серые, плотные породы с признаками

пластического течения, состоящие из мелкозернистых порфирокластов (от 10 до 50%). По размеру порфирокластов он подразделяются на:

- грубоочковые милониты (порфирокласты > 30 мм);
- крупноочковые милониты (порфирокласты 5-30 мм);
- среднеочковые милониты (порфирокласты 1-5 мм);
- мелкоочковые милониты (порфирокласты 0.5-1 мм);
- микроочковые милониты (порфирокласты < 0.5 мм).

3. *Ультрамилониты* – породы афанитового облика, микроочковые, напоминающие ороговикованный глинистый сланец, образовавшиеся в условиях крайней степени милонитизации. Реликты первичной структуры отсутствуют, порфирокласты очень мелкие и составляют не более 10% общего объёма породы, присуща вторичная рекристаллизация с образованием лент и линзочек минералов кварца и т.д.

4. *Бластомилониты* – образуются при большом значении воды и летучих компонентов, теряя признаки милонитов, переходят в обычные метаморфические породы (бластомилонитовые очковые гнейсы и т.д.).

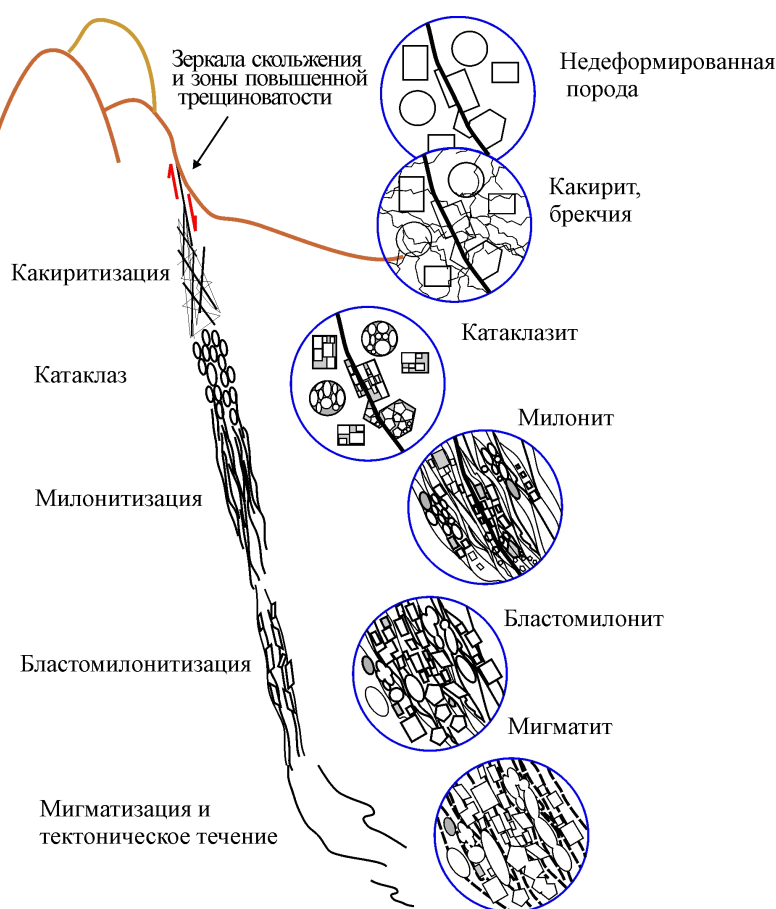


Рис. 88. Вертикальная зональность развития тектонитов вдоль разлома

Структурные формы метасоматических пород

Метасоматические образования обычно слагают участки (поля), зоны, жилы, и обособления разной формы и разных размеров – от первых миллиметров до десятков, сотен и более метров. Кроме того, в процессе метасоматоза могут формироваться отдельные минеральные зёрна, а также скопления зёрен и кристаллов: скопления турмалина; порфиробласты или скопления граната; метакристаллы полевых шпатов в гнейсах и кристаллических сланцах; скопления метакристаллов и агрегатов порфиробластов, приуроченные к зонам рассланцевания; мономинеральные жилы и линзы слюдитов, альбититов и т.д. Относительный возраст порфиробластеза определяется по

соотношению порфириобласт со структурными элементами вмещающих пород, например, с элементами складки (рис. 89).

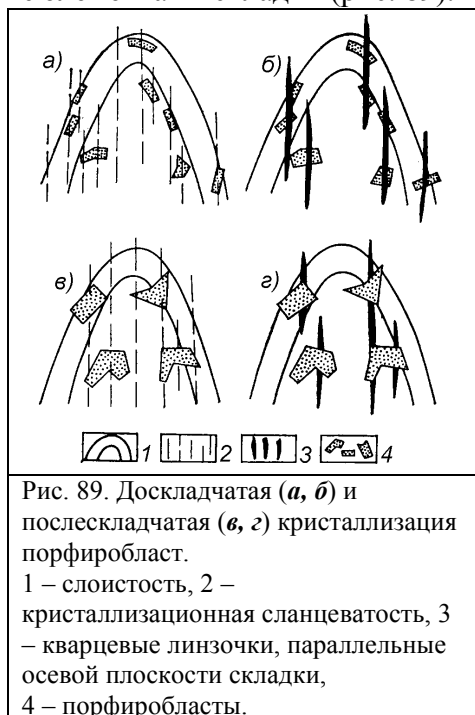


Рис. 89. Доскладчатая (а, б) и послескладчатая (в, г) кристаллизация порфириобласт.

1 – слоистость, 2 – кристаллизационная сланцеватость, 3 – кварцевые линзочки, параллельные осевой плоскости складки, 4 – порфириобласты.

Морфология отдельных минеральных зёрен (по В.Д. Никитину) достаточно разнообразна. Наиболее характерные формы:

1) обычные формы роста (например, гранат, апатит и другие минералы в пегматите);

2) скелетные формы роста: а) обычные скелетные формы, когда скорость роста рёбер и вершин кристаллов выше, чем у граней; б) футлярообразные скелетные формы, когда метакристаллы имеют кристаллографическую внешнюю форму, а внутри – много незамещённой породы;

3) ксеноморфные формы роста, когда кристалл при росте замещает другой кристалл, например, пироксен замещается амфиболом или наоборот;

4) агрегатные формы роста – сростки, цепочки, друзы, радиально-лучистые и дендритовидные агрегаты.

Текстуры и структурные элементы метаморфических пород

В метаморфических породах, кроме новообразованных текстурных и структурных признаков, могут сохраняться и первичные. Степень сохранности первичных признаков осадочного или магматического происхождения зависит от интенсивности метаморфических и структурных преобразований. Тектурно-структурные признаки метаморфических пород можно подразделить на плоскостные, линейные и складчатые.

■ К плоскостным структурным формам относятся *полосчатость*, *кристаллизационная сланцеватость* и *кливаж*.

● **Полосчатость** может быть первичной (ритмичная, градационная и косая слоистость, магматическая расслоенность и др.), метаморфическая (сегрегационная и др.), ложная косая (в полимилонитах), мигматитовая (артериты). Она выражена обычно переслаиванием (чередованием в разрезе) прослоек разной или одинаковой мощности, различающихся по минеральному и, соответственно, – вещественному составу и их соотношению. Полосчатые породы подразделяются на равномерно- и неравномерно-полосчатые, тонко-, средне- и грубополосчатые, ритмичнополосчатые и т.д.

● **Кристаллизационная сланцеватость** (гнейсоватость, гнейсовидность) в метаморфических породах – способность раскалываться на тонкие плитки и обусловлена параллельной ориентировкой пластинчатых, таблитчатых и игольчатых метаморфических минералов. В слоистых породах она обычно расположена согласно с напластованием. В гнейсах и сланцах, особенно монотонного состава, она является главным текстурным признаком, по которому можно судить о характере дислоцированности толщ пород.

Сланцеватость и полосчатость кристаллических сланцев и гнейсов относятся к типу плоско-параллельных текстур. В самой плоскости сланцеватости или полосчатости минеральные зёрна могут быть ориентированы как беспорядочно (*плоскопараллельная текстура*), так и параллельно друг другу (*линейно-плоскостная* и *линейно-параллельная текстуры*) (рис. 90). Плоскостной ориентировкой могут обладать, например, чешуйчатые (слюды) и таблитчатые минералы, а линейной – столбчатые минералы (кианит, актинолит и др.).

● **Кливаж течения** проявляется в менее метаморфизованных породах, похож на кристаллизационную сланцеватость, но отличается обычно от неё секущим положением к



Рис. 90. Текстуры метаморфических пород.
а – плоскопараллельная; б – линейно-плоскостная; в –
линейно-параллельная, или линейная.

напластованию.

Деформация и напряжение

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

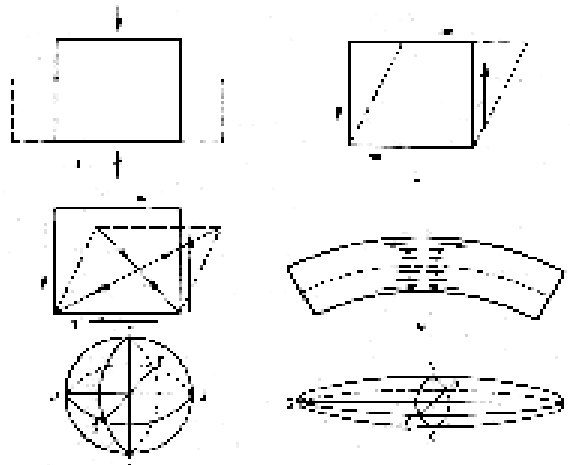


Рис. 91. Виды деформации твердого тела (по В.В. Белоусову)

Под *деформацией* понимается изменение объема и формы тела. Деформации подразделяются на *однородные* и *неоднородные* (рис. 91). В первом случае величина деформации одинакова в каждом участке деформированного тела. Так, балка, будучи сжатой, изменит свою форму, но в каждом месте измененной балки деформация будет одинаковой. Во втором случае, если мы эту же балку начнем изгибать, то, очевидно, что ближе к ее верхней части будет наблюдаться растяжение, убывающее к центру, а в нижней половине балки будет происходить сжатие. Среди однородных деформаций выделяют сжатие - растяжение и сдвиг. Для сдвига необходимо действие двух противоположно направленных сил, или пары сил.

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

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

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

Полное напряжение, т.е. силу, приложенную к какой-либо площади, можно разложить на нормальное напряжение, ориентированное по нормали к площади, и тангенциальное, или касательное, действующее в плоскости выбранной площади.

Зависимость упругой деформации от напряжения выражается законом Гука: $\varepsilon = \sigma / E$, где ε - величина деформации, σ - напряжение, а E - коэффициент пропорциональности, или модуль Юнга.

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

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

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

8. Основные структурные элементы земной коры и литосферы материкового и океанического типов

Основными структурными единицами литосферы являются литосферные плиты (рис. 92). Некоторые из них, как, например, Тихоокеанская и Наска представлены в

верхней части океанской коры. В составе других присутствует как океанская, так и континентальная кора.

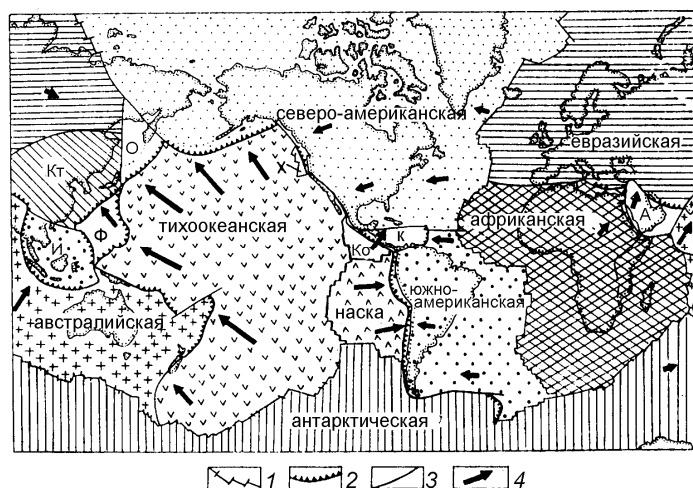


Рис. 92. Литосферные плиты Земли.

Среди малых плит и микроплит:

X – Хуан-де-Фука; Ко – Кокос; К – Карибская; А – Аравийская; Кт – Китайская; И – Индокитайская; О – Охотская; Ф – Филиппинская.

1 – дивергентные границы (оси спрединга); 2 – конвергентные границы (зоны субдукции, реже – зоны коллизии); 3 – трансформные разломы и прочие границы; 4 – векторы «абсолютных» движений литосферных плит (в координатах горячих точек), по Дж. Минстеру и Т. Джордану (1978), с дополнениями; максимальная скорость около 10 см/год.

Литосферные плиты

Литосфера или реологически твёрдая часть оболочки Земли в соответствии со вторым положением тектоники плит подразделена в настоящее время на семь крупных и столько-же малых литосферных плит (рис. 8.4). Основанием для их выделения и проведения границ между ними служит размещение большого количества очагов землетрясений, в то время как внутренние части плит слабо сейсмичны или вообще асейсмичны.

Границы литосферных плит

Как отмечалось выше границы литосферных плит подразделяются на *дивергентные* (зоны спрединга), *конвергентные* (зоны субдукции и обдукции) и *трансформные*.

Зоны спрединга (рис. 92, 93) приурочены к срединно-океаническим хребтам (СОХ). *Спрединг* (англ. spreading- растекание) – процесс генерации океанской коры в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов (СОХ). Он состоит в том, что под действием растяжения кора раскалывается и расходится в стороны, а образующаяся трещина заполняется базальтовым расплавом. Таким образом, дно расширяется, а его возраст закономерно удревняется симметрично в обе стороны от оси СОХ. Термин *спрединг морского дна* предложил Р. Дитц (1961). А сам процесс рассматривается как океанский *рифтогенез*, основу которого составляет раздвиг посредством магматического расклинивания. Он может развиваться как продолжение континентального рифтогенеза. Раздвиг же в океанских рифтах обусловлен мантийной конвекцией – восходящими её потоками или мантийными плюмами.

Зоны субдукции – границы между литосферными плитами вдоль которых происходит погружение одной плиты под другую (рис. 92, 93).

Субдукция (лат. sub – под, ductio – ведение; термин был заимствован из альпийской геологии) – процесс пододвигания океанской коры под континентальную (окраинно-материковый тип зон субдукции и его разновидности – андский, зондский и японский типы) или океанской коры под океанскую (марианский тип зон субдукции) при их сближении, обусловленном раздвиганием плит в зоне спрединга (рис. 92 - 95). *Зона субдукции* приурочена к глубоководному желобу. При пододвигании происходит быстрое гравитационное погружение океанской коры в астеносферу с затягиванием туда же осадков глубоководного желоба, с сопутствующими проявлениями складчатости, разрывов, метаморфизма и магматизма. Субдукция осуществляется за счёт нисходящей ветви конвективных ячеек.

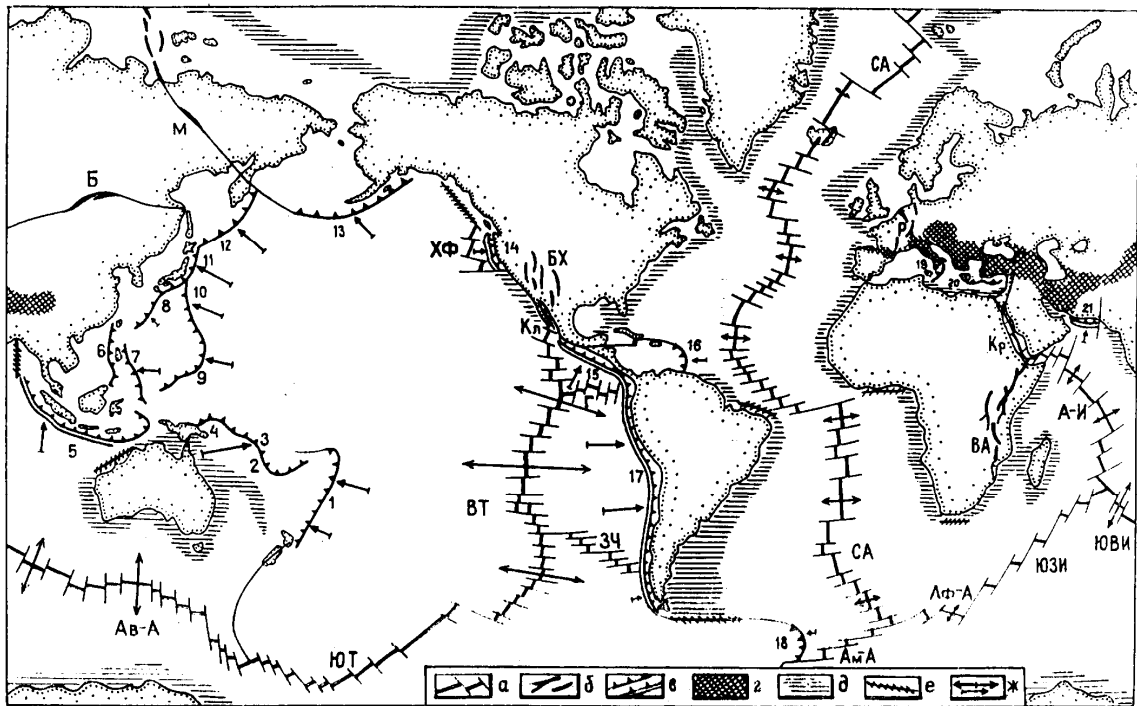


Рис. 93. Глобальная система современных континентальных и океанских рифтов, главные зоны субдукции и коллизии, пассивные (внутриплитные) континентальные окраины.
а – океанские рифты (зоны спрединга) и трансформные разломы; **б** – континентальные рифты; **в** – зоны субдукции: островодужные и окраинно-материковые (двойная линия); **г** – зоны коллизии; **д** – пассивные континентальные окраины; **е** – трансформные континентальные окраины (в том числе пассивные); **ж** – векторы относительных движений литосферных плит, по Дж. Минстеру, Т. Джордану (1978) и К. Чейзу (1978), с дополнениями; в зонах спрединга – до 15-18 см/год в каждую сторону, в зонах субдукции – до 12 см/год.

Рифтовые зоны: **СА** – Срединно-Атлантическая; **Ам-А** – Америко-Антарктическая; **Аф-А** – Африкано-Антарктическая; **ЮЗИ** – Юго-Западная Индоокеанская; **А-И** – Аравийско-Индийская; **ВА** – Восточно-Африканская; **Кр** – Красноморская; **ЮВИ** – Юго-Восточная Индоокеанская; **Ав-А** – Австрало-Антарктическая; **ЮТ** – Южно-Тихоокеанская; **ВТ** – Восточно-Тихоокеанская; **ЗЧ** – Западно-Чилийская; **Г** – Галапагосская; **Кл** – Калифорнийская; **БХ** – Рио-Гранде – Бассейнов и Хребтов; **ХФ** – Горда – Хуан-де-Фука; **НГ** – Нансена-Гаккеля; **М** – Момская; **Б** – Байкальская; **Р** – Рейнская.

Зоны субдукции: 1 – Тонга-Кермадек, 2 – Новогейбридская, 3 – Соломон, 4 – Новобританская, 5 – Зондская, 6 – Манильская, 7 – Филиппинская, 8 – Рюкю, 9 – Марианская, 10 – Идзу-Бонинская, 11 – Японская, 12 – Курило-Камчатская, 13 – Алеутская, 14 – Каскадных гор, 15 – Центральноамериканская, 16 – Малых Антиль, 17 – Андская, 18 – Южных Антиль (Скотия), 19 – Эоловая (Калабрийская), 20 – Эгейская (Критская), 21 – Мекран.

В зависимости от тектонического эффекта взаимодействия литосферных плит в разных зонах субдукции, а нередко и на соседних сегментах одной и той же зоны, можно выделить несколько режимов – субдукционной аккреции, субдукционной эрозии и нейтральный режим.

Режим субдукционной аккреции характеризуется тем, что над зоной субдукции образуется всё увеличивающаяся в размерах аккреционная призма, имеющая сложную изоклинально-чешуйчатую внутреннюю структуру и наращивающая континентальную окраину или островную дугу.

Режим субдукционной эрозии предполагает возможность разрушения висячего крыла зоны субдукции (подкоровая, базальная или фронтальная эрозия) в результате захвата материала сиалической коры в ходе субдукции и перемещения его на глубину в область магмообразования.

Нейтральный режим субдукции характеризуется поддвижением почти недеформированных слоёв под висячее крыло.

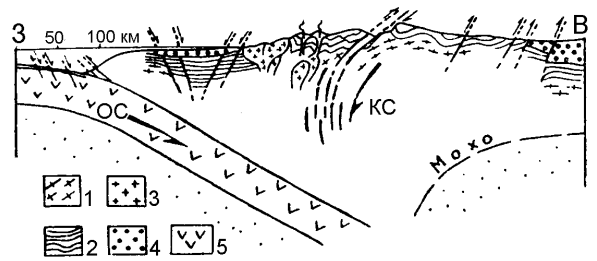
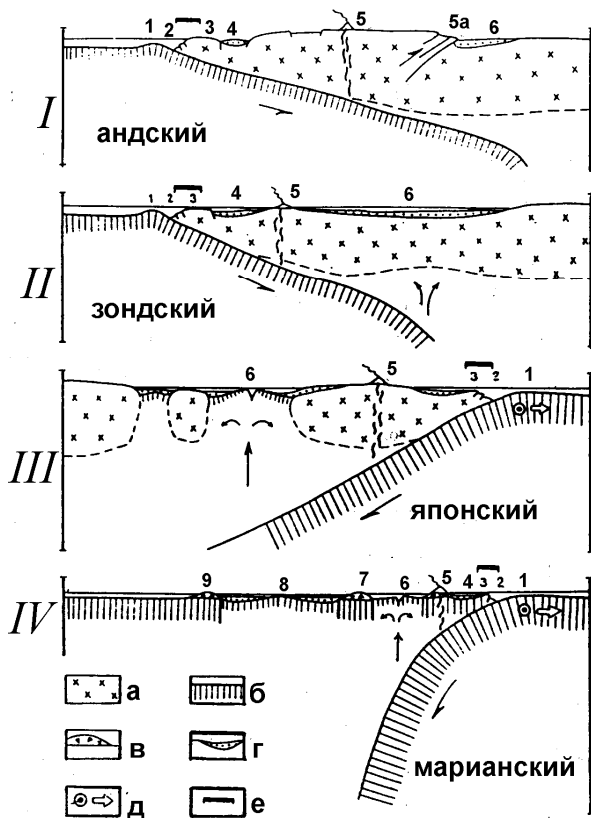


Рис. 94. Океанская субдукция (ОС) и континентальная субдукция (КС) или («Альпийно-типовая субдукция», «А-субдукция») в р-не окраинно-материковой Андской зоны, по Ж.Буржуа и Д.Жанжу (1981).

1 – докембрийско-палеозойский цоколь, 2 – лежащие на нём комплексы палеозоя и мезозоя, 3 – гранитоидные батолиты, 4 – заполнение кайнозойских впадин, 5 – океанская литосфера.

Рис. 95. Главные тектонические типы зон субдукции (I-IV) и их латеральные ряды (1-9), по М.Г. Ломизе, с использованием схем Д.Кариэга, У.Дикинсона, С.Уеды.

а – континентальная литосфера, б – океанская литосфера, в – островодужные вулканиты, г – вулканогенно-осадочные формации, д – откат перегиба субдуцирующей плиты, е – место возможного формирования аккреционной призм.

Обдукция – тектонический процесс, в результате которого океаническая кора надвигается на континентальную (рис. 96).

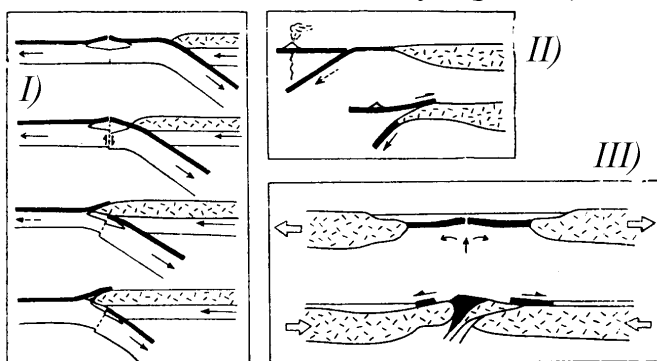


Рис. 96. Предполагаемые главные механизмы обдукции:

I – при столкновении активной континентальной окраины со спрединговым хребтом, по Н.Кристенсену и М. Сэлсбери (1975);

II – при столкновении пассивной континентальной окраины с фронтом океанской (энсиматической) островной дуги, по Э.Мурсу (1970); III – при закрытии бассейнов океанского типа.

литосферы и надвигание её на континентальную окраину. Остальная же часть литосферы перемещалась в зоне субдукции на глубину, где претерпевала структурно-метаморфические преобразования.

Геодинамические механизмы обдукции разнообразны, но главные из них – обдукция на границе океанского бассейна и обдукция при его замыкании.

Эдукция (англ. *eduiction* – извлечение) – процесс обратного выведения к поверхности тектонитов и метаморфитов, образовавшихся ранее в зоне субдукции, в результате продолжающейся дивергенции. Это возможно в том случае, если субдуцирующий хребет вытянут вдоль континентальной окраины и если свойственная ему скорость спрединга превышает скорость пододвигания хребта под континент. Там, где скорость спрединга меньше скорости пододвигания хребта, эдукция не происходит (например, взаимодействие Чилийского хребта с Андской окраиной).

Аккреция – наращивание в процессе поддвигания океанической коры края континента примыкающими к нему разнородными террейнами. Процессы регионального сжатия, вызванные столкновением микроконтинентов, островных дуг или других «террейнов» с континентальными окраинами, обычно сопровождаются развитием шарьяжей, состоящих из пород промежуточных бассейнов или из пород самих этих террейнов. Так образуются, в частности, флишевые, офиолитовые, метаморфитовые тектонические покровы с формированием перед фронтом покровов за счёт их разрушения олистостостром, а в подошве покровов – микститов (тектонического меланжа).

Коллизия (лат. *collisio* – столкновение) – столкновение разновозрастных и разных по генезису структур, например, литосферных плит (рис. 92). Развивается там, где континентальная литосфера сходится с континентальной: их дальнейшее встречное движение затруднено, оно компенсируется деформацией литосферы, её утолщением и «скупиванием» в складчатых сооружениях и горообразованием. При этом проявляется внутренняя тектоническая расслоенность литосферы, разделение её на пластины, которые испытывают горизонтальные перемещения и дисгармоничные деформации. В процессе коллизии преобладают глубинные наклонные латерально-сдвиговые встречные обмены породными массами внутри земной коры. В условиях скупивания и утолщения коры образуются палингенные очаги гранитной магмы.

Наряду с коллизией «континент-континент» иногда может быть коллизия «континент-островная дуга» или двух островных дуг. Но правильнее её применять для межконтинентальных взаимодействий. Пример максимальной коллизии – некоторые отрезки Альпийско-Гималайского пояса.

Внутренние области океанов

Главными элементами рельефа и структуры внутренних областей океанов являются срединно-океанические хребты и абиссальные равнины с осложняющими их поднятиями и хребтами.

Срединно-океанические хребты

Срединно-океанические хребты (СОХ) расположены в пределах океанской коры над зонами спрединга (рис. 92 - 95), возвышаясь над ложем океана на 1-3 км. Они образуют единую мировую систему протяжённостью около 80 тысяч км и, как правило, обладают сильно расчленённым рельефом. Почти везде они разбиты поперечными трансформными разломами и смещены вдоль них на расстояния до 100-400 км. Ширина СОХ от сотен км до 2000-4000 км. Под хребтами восстанавливается подъём к поверхности разогретого и разуплотнённого астеносферного слоя.

В строении СОХ обычно выделяются три зоны:

1) Осевая зона, представленная рифтовой долиной (грабеном) глубиной до 2 км и шириной до нескольких км. В ней отмечаются застывшие лавовые озёра, подушечные лавы, вулканические постройки с гидротермами или черными курильщиками с бурно развивающимися сульфиднокислыми и другими бактериями в них, способствовавших образованию металлоносных и кремнистых осадков. Зона сейсмична.

2) По обе стороны от рифтовой долины расположены гребневые зоны с сильно расчленённым рельефом и шириной в первые сотни км. В них появляются осадки мощностью до первых десятков метров в углублениях на более погружённых блоках. Зоны сейсмичны.

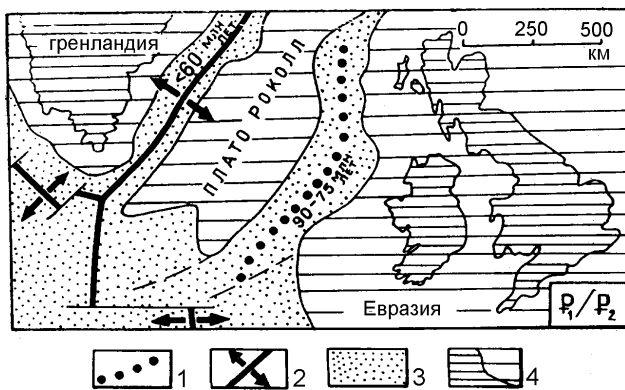


Рис. 97. Перескок атлантической оси спрединга из трога Роколл на запад, по А.Лаутону (1975) с изменениями.

1 – отмершая позднемеловая ось спрединга; 2 – активные оси спрединга; 3 – новообразованная океаническая литосфера; 4 – континентальная литосфера на суше и под морем.

бассейне, а также южнее Гренландии) (рис. 97).

Трансформные разломы

Срединно-океанические хребты и в меньшей степени абиссальные равнины расчленены разломами, расположенными по нормали к ним, получившими название *трансформных*. Они расчленяют СОХ и оси спрединга на отдельные сегменты, смещённые в плане относительно друг друга (рис. 92 - 95, 98).

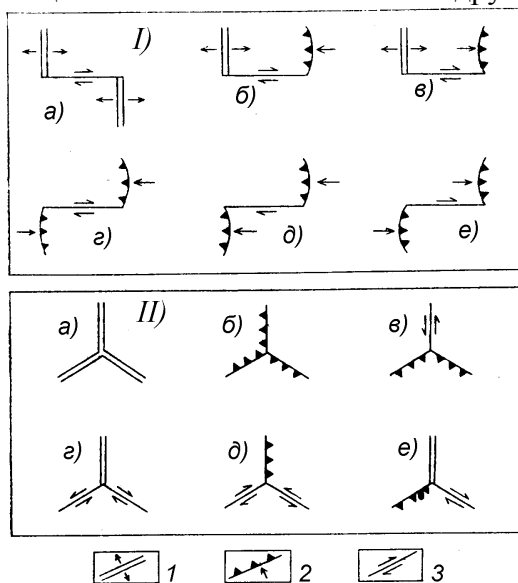


Рис. 98. Главные типы трансформных разломов (I) и тройных сочленений (II), по Дж.Уилсону и Мак-Элхину (1973).

1 – ось спрединга («хребет»);
2 – конвергентная граница («дуга», «жёлоб»);
3 – трансформный разлом.

друга на десятки км, а самые мелкие – пересекают лишь гребневые зоны и рифтовые долины.

Горячие точки

Горячие точки – точки подъёма мантийных струй (плюмов) или тепловых потоков, поднимающихся из нижней мантии или даже с границы мантия-ядро. Большая часть горячих точек приурочена к пересечениям рифтов СОХ зонами крупных трансформных разломов (Исландия, Азорские о-ва и др.) или к тройным точкам сочленения рифтов, а на континентах – к современным или древним рифтовым системам и к их пересечению

3) Зоны флангов или склонов хребта, постепенно понижающиеся в сторону абиссальных равнин, простираются на сотни и даже тысячи км. Осадочный чехол в них развит повсеместно и увеличивается до сотен метров в сторону абиссальных равнин. Зона асейсмичны.

В пределах СОХ параллельно им по обе стороны от зоны спрединга выделяются линейные магнитные аномалии. Результаты изучения положения этих аномалий позволили выявить «перескоки» осей спрединга параллельно самим себе (например, перескоки в Норвежско-Гренландском

разломами или сочленению (рис. 99, 100). По Л.П. Зоненшайну и Л.А. Савостину (1979) все горячие точки, обязанные своим происхождением одной и той же конвективной ячейке, неподвижны относительно друг друга, тогда как горячие точки, принадлежащие разным конвективным ячейкам, могут смещаться, и их относительное смещение будет свидетельствовать о движении самих конвективных ячеек.

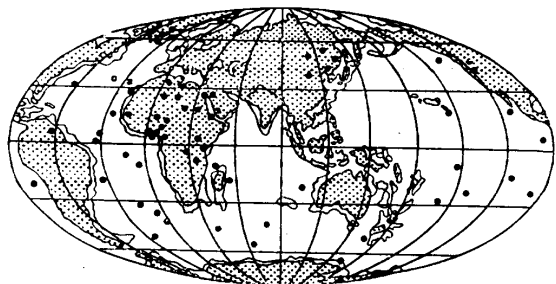


Рис. 99. Современное размещение главных горячих точек по Дж.Вилсону (1973).

Поскольку картина вертикального подъема струй с больших глубин не совсем сочетается с конвективными течениями в мантии и с их длинными горизонтальными ветвями О.Г. Сорохтиным и С.А. Ушаковым было выдвинуто предположение, что магматические очаги должны располагаться не глубже 60-80 км, т.е. непосредственно под литосферой плит с океанской корой. Какую бы точку зрения не принимать на происхождение горячих точек, анализ движения литосферных плит по отношению к ним выявляет иную систему перемещений по сравнению с регистрируемой по другим данным. След прохождения литосферной плиты над горячей точкой на поверхности представлен вулканогенными или интрузивными образованиями, возраст которых в разных участках будет направленно изменяться.

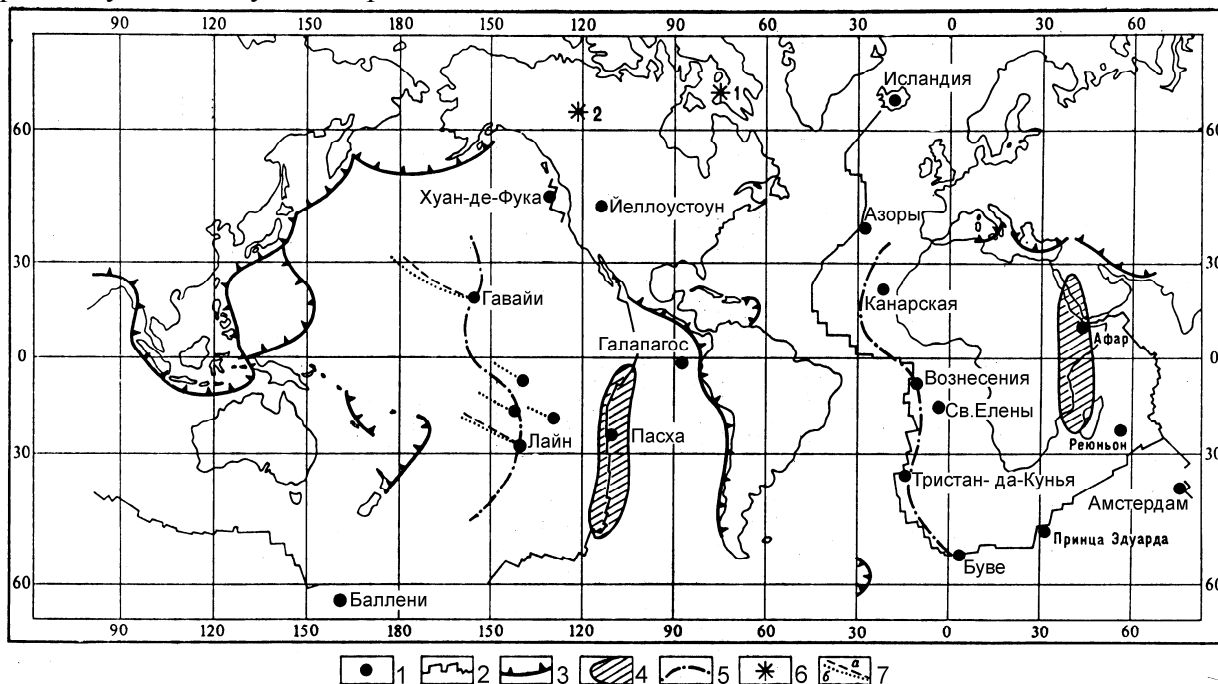


Рис. 100. Карта распределения горячих точек на поверхности Земли.

1 – горячие точки базальтового вулканизма; 2 – границы наращивания плит; 3 – границы поглощения плит; 4 – предполагаемые области восходящих потоков в мантии (по О.Г.Сорохтину, 1974 г.); 5 – линии, отвечающие половине расстояния между областями восходящих и нисходящих потоков в мантии; 6 – полюса вращения Тихоокеанской плиты относительно: *1 - горячих точек Тихого океана (по Дж.Моргану, 1972 г., *2 – системы островных дуг запада Тихого океана; 7 – траектория движения Тихоокеанской плиты (а – вокруг полюса *1, б- вокруг полюса *2).

Абиссальные равнины

Абиссальные равнины занимают пространство между СОХ и континентальными подножиями и по площади являются преобладающим элементом океанского ложа. Они имеют глубину от 4000 до 6000 м. Против устьев крупных рек океанская кора перекрыта мощными конусами выноса осадков (до нескольких км), продолжающихся на глубине дельт. Абиссальные равнины в Атлантическом и Индийском океане с плоским рельефом, тогда как в Атлантическом и Тихоокеанском океанах ложе океана распадается на отдельные котловины (до 1000 и более км по длине оси), разделённые хребтами и

возвышенностями с тысячами подводных вулканических гор. Некоторые такие вулканы выступают над поверхностью океана в виде вулканических островов (например, Реньюн в Индийском океане). Особую разновидность подводных гор образуют *гйоты* – плосковершинные возвышенности, встречающиеся на глубине до 2 км и представляющие потухшие вулканы, вершины которых в своё время были срезаны морской абразией, затем перекрыты мелководными осадками и далее погрузились ниже уровня океана. Они особенно широко распространены в западной части Тихого океана.

Внутриплитные возвышенности и хребты

Эти поднятия океанского ложа имеют разнообразные формы – от изометричных до овальных с неправильными очертаниями и отчётливо линейных, протягивающихся в отдельных случаях на тысячи км при ширине около сотни км параллельно или косо по отношению к трансформным разломам. Возвышаются они над котловинами на 2-3 км и более, а вершины иногда выступают над уровнем океана. Для большинства внутриплитных поднятий очевидно вулканическое происхождение, т.е. они обязаны своим возникновением процессам магматизма. Проявление магматизма связывают с действием мантийных струй и горячими точками, для которых типичен щелочно-базальтовый магматизм. Крупные скопления вулканических островов и гйотов интерпретируются как «горячее плато». Определённая часть горячих точек приурочена к тройным сочленениям осей спрединга. Практически под всеми поднятиями фиксируется утолщённая кора (иногда до 30 км), сравнимая по мощности с континентальной. Но, в отличие от континентальной, она имеет трёхслойное строение, типичное для океанической коры. Мощность 2-го и 3-го слоёв увеличена за счёт вулканитов и интрузивных тел, как магматических образований горячих точек. Мощность осадочного слоя на поднятиях тоже бывает увеличенной, поскольку вершины поднятий находятся либо выше уровня растворения карбонатов или на такой глубине, где возможно образование биогермов. Все внутриплитные возвышенности и хребты асейсмичны.

Микроконтиненты

Микроконтиненты – структуры с плоским рельефом, расположенные на глубине 2-3 км ниже уровня океана, либо выступающих над уровнем океана в виде мелководных банок (Роколл), мелких (Лорд-Хау) и даже крупных (о. Мадагаскар) островов. Подсилаются микроконтиненты типичной, но утонённой континентальной корой, возраст которой может быть от архейского до палеозойского. Осадочных чехол гораздо мощнее, чем на абиссальных равнинах. Могут присутствовать осадки, предшествующие раскрытию океана. Микроконтиненты откалывались от континентов на ранних стадиях образования рифтовой зоны и раскрытия океана. В некоторых случаях континентальный рифт перерождался в зону спрединга (например, отделение в конце мела плато Роколл от материка Европы). Затем ось спрединга перескакивала в центральную часть современного океана (рис. 97).

Возраст и происхождение океанов

С позиций плейттектоники самые древние породы океанской коры должны находиться у краёв континентов. В Атлантическом океане наиболее древняя кора имеет возраст 165 млн. лет, такой же возраст имеет самая древняя кора и в Тихом океане, в Индийском океане – 158 млн. лет, а в Арктическом – около 100 млн. лет. Для всех океанов, кроме Тихого, этот возраст означает начало взламывания коры суперконтинента Пангеи и начала спрединга. Но, возможно, для Тихого океана этот процесс начался гораздо раньше, так как более древние породы океанической коры погружены в зонах субдукции, тем более что считается, что Тихоокеанская плита существовала, как минимум, последние 180 млн. лет в пределах. Распад литосферы суперконтинента Пангеи и океанской коры океана Панталасса на литосферные плиты, начавшийся около 200 млн.

лет назад, и последующие их перемещения привели к образованию современных океанов и материков.

Области перехода континент–океан

Переходные между континентами и океанами области называются континентальными окраинами и занимают около 20% площади краев океанов. Они характеризуются накоплением в них основной массы осадков и вулканитов, которые затем подвергаются интенсивным деформациям. В большинстве случаев эти области являются нефтегазоносными. Здесь континентальная кора замещается субокеанической или океанической, а океаническая преобразуется в континентальную. С позиций тектоники плит континентальные окраины подразделяются на *пассивные* (внутриплитные) и *активные* (субдукционные и трансформные).

Пассивные континентальные окраины

Пассивные континентальные окраины занимают внутриплитное положение, характеризуются низкой сейсмичной и вулканической активностью и отсутствием глубинных сейсмофокальных зон. Они характерны для молодых океанов – Атлантического (кроме участков против Антильской и Южно-Сандвичевой вулканических дуг), Индийского (кроме обрамления Зондской дуги) и Северного Ледовитого, и антарктической окраины Тихого океана (рис. 8.5). Начало образования пассивных континентальных окраин связывается с расколом суперконтинента Пангеи около 200 млн. лет назад.

В строении типичных пассивных континентальных окраин выделяется три главных элемента (не считая прибрежной равнины): 1) шельф; 2) континентальный склон; 3) континентальное подножие.

Шельф представляет собой подводное продолжение прибрежной равнины материка, обладает пологим рельефом и простирается в сторону моря до сотен км. Внешний край шельфа (бровка шельфа) лежит в среднем на глубине 100 м, но может спускаться и до 350 м (например, у берегов Антарктиды). Поверхность шельфа представляет обычно аккумулятивную, реже абразионную или смешанного типа равнину. Мощность осадков колеблется от сотен метров до нескольких км и до 15-20 км в экзогональных впадинах.

Континентальный склон, как правило, представляет собой сравнительно узкую полосу дна шириной не более 200 км с более крутым уклоном (от 4° до 35-60° и иногда более) и с увеличивающейся глубиной от 100-200 м до 1500-3500 м. Границы с шельфом и континентальным подножием обычно выражены в рельефе резкими перегибами. Мощность осадков меньше, чем на шельфе и континентальном подножие.

Континентальное подножие может быть достаточно широким – до сотен и даже тысяч км (как, например, в Индийском океане). Оно полого наклонено в сторону абиссальной равнины и переход к последней выражается уменьшением наклона почти до горизонтального. Континентальное подножие является областью лавинной седиментации, сложено мощной толщей осадков иногда до 15 км и более в которых значительную роль играют турбидиты (продукты отложения из мутьевых потоков) и контуриты (продукты отложения придонными продольными течениями). Нередко подножие представляет собой слившиеся конусы выноса подводных каньонов. Особенно грандиозны конусы выноса на продолжении рек в Индийском океане, в Атлантике, в Средиземном море.

В некоторых участках пассивных континентальных окраин выделяются *краевые плато*. Они представляют собой опущенные на глубину до 2-3 км периферические участки шельфа в виде ступеней, отделённых от шельфа либо уступом типа континентального склона, либо жёлобом рифтового происхождения. Ширина таких плато (например, Квинслендское на С-В окраине Австралии, Сан-Паулу против Бразилии в Атлантике и др.) достигает первых сотен км.

Шельфы и краевое плато подстилаются утонённой (25-30 км) консолидированной

континентальной корой, разбитой в верхней части разломами, с наличием горстов и грабенов. Грабены бывают выполнены континентальными отложениями угленосных, эвапаритовых (соленосных) или красноцветных формаций, нередко с покровами толеитовых базальтов, сформированными на рифтовой стадии развития будущей континентальной окраины. Затем они перекрываются нормальными морскими осадками. Нарастивание разреза осадочных пород у бровки шельфа смещает саму бровку, образуя таким образом наслаивающиеся друг на друга клиноформы.

Континентальные склоны и внутренние части континентальных подножий подстилаются переходной или субокеанской корой, т.е. резко утонённой, переработанной и пронизанной дайками основных пород континентальной корой.

Пассивные континентальные окраины в своём развитии и строении проходят три стадии – предрифтовую, рифтовую и послерифтовую (или спрединговую).

Активные континентальные окраины

Активные континентальные окраины имеют более сложное строение и развитие, чем пассивные. Они занимают пространство между зонами конвергенции и зонами субдукции с одной стороны и континентом – с другой. Выделяется два типа активных континентальных окраин: приконтинентальный или андский (восточно-тихоокеанский) и островодужный или зондский (западно-тихоокеанский).

В *андском* типе строение достаточно простое – переход от глубоководного желоба, вдоль оси которого выходит на поверхность дна зона субдукции, к континенту выражен крутым внутренним склоном этого желоба, являющимся одновременно континентальным склоном, и узким шельфом.

Зондский тип имеет более сложное строение и развитие. В нём выделяются следующие элементы: 1) собственно континентальная окраина, мало отличающаяся от пассивных окраин, но более узкая; 2) глубоководная котловина окраинного моря; 3) вулканическая островная дуга; 4) глубоководный желоб; 5) краевой вал океана.

Краевые валы представляют собой пограничные поднятия между глубоководным желобом и абиссальной равниной океана, вытянутые параллельно желобу.

Глубоководный желоб тесно сопряжён с вулканической дугой и в плане имеет обычно дугообразную форму, протягивающуюся на сотни, иногда более 1000 км. Глубина желобов достигает 11 км и в некоторой степени зависит от того, насколько он заполнен осадками. Внутренний склон желоба является местом накопления аккреционной призмы – осадочных пород соскребаемых с океанической коры в зоне субдукции и надвинутых на континентальную кору. Иногда эти аккреционные образования образуют внешнюю невулканическую дугу, поднимающуюся над уровнем океана.

Между внешней дугой и главной вулканической дугой простирается *преддуговый прогиб*, заполняемый осадками, сносимыми с вулканической дуги и представленными в основном граувакками. Они обычно несогласно залегают на породах аккреционной призмы и менее деформированы. При отсутствии внешней дуги осадки склона желоба обычно бывают осложнены гравитационными сбросами и оползнями.

Вулканические дуги протягиваются параллельно желобам на расстоянии около 200-300 км от их оси. Ширина самой активной вулканической зоны составляет не более 50 км, но во времени она нередко мигрирует.

Вулканические дуги

Вулканические дуги существуют двух типов: энсиматические и энсиалические.

Энсиматические дуги закладываются на океанической коре, нередко на месте трансформных разломов, когда одно крыло с более древней корой начинает поддвигаться под другое, сложенное более молодой корой (например, Южно-Сандвичева дуга, Тонга-Кермадек, Марианская и Алеутская).

Энсиалические дуги образуются на континентальной коре, обычно на коре

микроконтинентов, отторгнутых от континента рифтингом и спредингом (Японская, Камчатская, возможно, с Курильским продолжением, Филиппинская и др.). Вулканы энсиалических дуг принадлежат той-же известково-щелочной серии, но среди них преобладают андезиты и достаточно часто более кислые породы – дациты и риолиты, что объясняется (как и повышенное содержание радиогенного Sr) контаминацией более древней континентальной коры. На поздних стадиях развития энсиалических дуг повышается содержание щелочей.

В основании энсиматических вулканических дуг образуются плутоны преимущественно диоритов, тоналитов, гранодиоритов, а в основании энсиалических - нормальных гранитов. Таким образом, вулканические дуги являются скорее магматическими дугами.

Задуговые (тыльно-дуговые) или *окраинные* моря располагаются между островными дугами и континентом (Японское, Южно-Китайское, Филиппинское, Берингово море и др.). Глубина их может достигать 4000 м, и подстилаются они в своей глубоководной части корой океанского типа, но нередко с повышенной мощностью осадочного слоя. Осадки, накапливающиеся на дне окраинных морей, имеют различное происхождение. В прибрежной зоне со стороны континента преобладают продукты размыва и перетолжения континентальной коры, а со стороны вулканической дуги – продукты её размыва с градационной или турбидитной текстурой похожей на туфогенный флиш, состав песчаников которого более кварцевый в отличие от придугового флиша. Мощности их могут быть значительными, особенно если формируются подводные конуса выноса. В центральных, более глубоких частях бассейнов, отлагаются монтмориллонитовые глины, биогенные илы и эоловые осадки, принесённые с суши. Механизм образования задуговых бассейнов не вполне ясен. Возможно, образование его провоцируют восходящие конвективные потоки из мантии и признаки задугового спрединга. В дальнейшем вулканические дуги перерождаются в вулканоплутонические пояса, состав аулканитов которых отличается от островодужных вулканитов повышенным содержанием кремнекислоты и щелочей и повышенным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, причём на поздних стадиях их эволюции щелочность повышается ещё больше.

Трансформные окраины

Трансформные окраины как тип континентальных окраин имеют незначительное распространение и разделены на два подтипа:

1) *Дивергентные* окраины (атлантическая окраина Африки северного побережья Гвинейского залива, вдоль южного ограничения Ньюфаундлендского выступа Северной Америки и др.). Для них присущи узкий шельф и очень крутой континентальный склон, с основанием которого совпадает резкая тектоническая граница между континентальной и океанической корой, практически без переходной зоны между ними, и слабо развитое континентальное подножие

2) *Конвергентные* окраины (на севере против Канады и Юго-Восточной Аляски и против Калифорнии). С ними связано обычно образование нескольких цепочек раздвиговых осадочных бассейнов, кулисообразно расположенных и выполненных плиоцен-четвертичными образованиями, между которыми находятся приподнятые блоки более древнего основания. По существу это недавно погруженные участки континента, на котором по соседству с ним расположены такие же бассейны.

Области континентов

В пределах континентов выделяются два основных типа структур – древние и молодые платформы, в составе которых выделяются щиты и плиты, и складчатые пояса.

Континентальные платформы

Общая характеристика. Континентальные платформы (кратоны) представляют

собой ядра материков, имеют изометричную или полигональную форму и занимают большую часть их площади – порядка миллионов кв. км. Они слагаются типичной континентальной корой мощностью от 35 до 65 км. Мощность литосферы в их пределах достигает 150-200 км, а по некоторым данным до 400 км.

Значительные площади платформ перекрыты неметаморфизованным осадочным чехлом толщиной до 3-5 км, а в прогибах или экзогенальных впадинах – до 20-25 км (например, Прикаспийская, Печорская впадина). В состав чехла могут входить покровы платобазальтов и изредка более кислых вулканитов.

Платформы характеризуются равнинным рельефом – то низменным, то плоскогорным. Некоторые их части могут быть покрыты мелким эпиконтинентальным морем типа современных Балтийского, Белого, Азовского. Для платформ характерны низкая скорость вертикальных движений, слабая сейсмичность, отсутствие или редкие проявления вулканической деятельности, пониженный тепловой поток. Это наиболее устойчивые и спокойные части континентов.

Платформы подразделяются по возрасту кратонизации на две группы:

1) Древние, с докембрийским или раннедокембрийским фундаментом, занимающим не менее 40% площади материков. К их числу относятся Северо-Американская, Восточно-Европейская (или Русская), Сибирская, Китайская (Китайско-Корейская и Южно-Китайская), Южно-Американская, Африканская (или Африкано-Аравийская), Индостанская, Австралийская, Антарктическая (рис. 101).

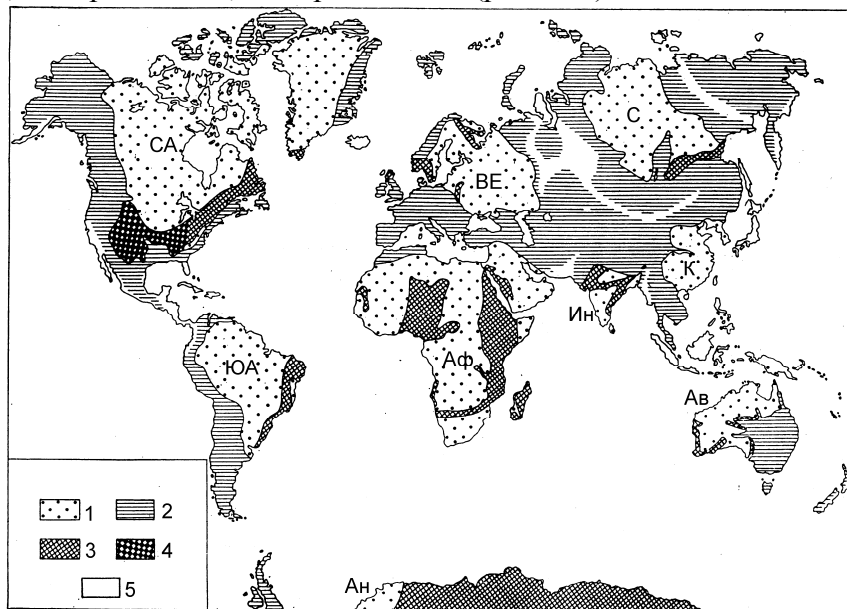


Рис. 101. Схема размещения платформ в структуре континентов, по Ч.Б.Борукаеву (1977).

1 – платформенные области: СА – Северо-Американская, ЮА – Южно-Американская, ВЕ – Восточно-Европейская, С – Сибирская, Аф – Африканская, К – Китайская, Ин – Индостанская, Ав – Австралийская, Ан – Антарктическая;
2 – геосинклинальные складчатые пояса; 3 – зоны «диасхизиса» (тектономагматической активизации и омоложения кристаллического фундамента);
4 – зона «эльсонской активизации» в Северной Америке; 5 – области вероятного отсутствия или глубокой переработки докембрийских комплексов.

2) молодые (около 5% площади материков), располагающиеся либо по периферии материков (Средне- и Западно-Европейские, Восточно-Австралийская, Пантагонская), либо между древними платформами (Западно-Сибирская). Молодые платформы иногда подразделяются на два типа: ограждённые (Западно-Сибирская, Северо-Германская, Парижский «бассейн») и неограждённые (Туранская, Скифская).

В зависимости от возраста завершающей складчатости фундамента молодые платформы или их части подразделяются на эпикаледонские, эпигерцинские, эпикиммерийские. Так, Западно-Сибирская и Восточно-Австралийская платформы

являются частично эпикаледонскими, частично эпигерцинскими, а платформенная арктическая окраина Восточной Сибири – эпикиммерийской.

Молодые платформы покрыты более мощным осадочным чехлом, чем древние. И по этой причине их часто именуют просто плитами (Западно-Сибирская, Скифско-Туранская). Выступы фундамента в молодых платформах являются исключением (Казахский щит между Западно-Сибирской и Туранской плитами). В отдельных участках молодых и реже древних платформ, где мощность осадков достигает до 15-20 км (Прикаспийская, Северо- и Южно-Баренцевоморская, Печорская, Мексиканская впадина), кора имеет небольшую мощность, а скоростям продольных волн вообще предполагается наличие «базальтовых окон», как возможных реликтов несубдуцированной океанической коры. Осадочные чехлы молодых платформ в отличие от чехлов древних платформ более дислоцированы.

Внутреннее строение фундамента древних платформ. Фундамент древних платформ выполнен в основном архейскими и нижне-, раннепротерозойскими образованиями, имеет очень сложное (блоковое, поясовое, террейновое и др.) строение и историю геологического развития. Главными структурными элементами архейских образований являются гранит-зеленокаменные области (ГЗО) и гранулитогнейсовые пояса (ГГП), слагающие блоки в сотни км в поперечнике.

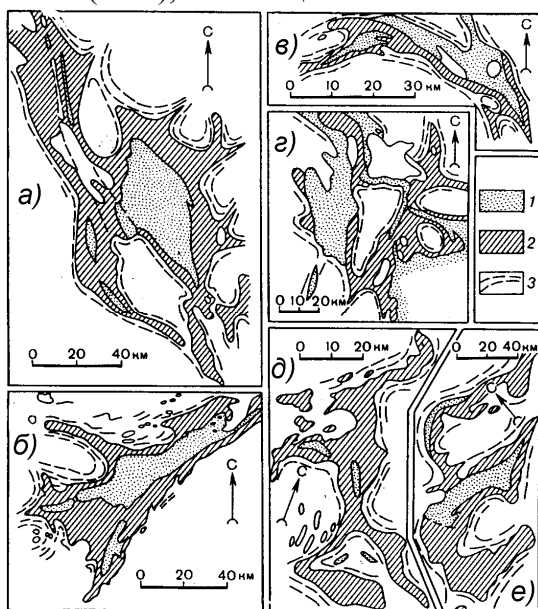


Рис. 102. Примеры строения зеленокаменных поясов Карельской (а, в, г), Трансваальской (б) и Родезийской гранит-зеленокаменных областей.

1 – метаосадки и метавулканы осадочной «группы»; 2 – метавулканы и метаосадки зеленокаменной и ультраосновной «группы»; 3 – раннедокембрийские гранитоиды нерасчленённые.

претерпевшими многократные структурно-метаморфические преобразования – складчатость, надвиги и т.д. Внутренняя структура часто осложнена гранитогнейсовыми куполами и крупными плутонами габбро-анортозитов.

Кроме вышеуказанных крупных структур выделяются меньшие по размеру структуры, сложенные протоплатформенными, палеорифтогенными, протоавлакогенными образованиями. Возраст слагающих эти структуры пород, в основном палеопротерозойский.

Структурные элементы поверхности фундамента (щиты, плиты, авлакогены, палеорифты и т.д.) платформ. Платформы подразделяются, прежде всего, на крупные площади выходов на поверхность фундамента – щиты и на не менее крупные площади,

Гранит-зеленокаменные области (например, Карельская ГЗО Балтийского щита) сложены серыми гнейсами, мигматитами с реликтами амфиболитов и разнообразными гранитоидами, среди которых выделяются линейные, извилистые или сложные по морфологии структуры – **зеленокаменные пояса (ЗКП)** архейского и протерозойского возраста, шириной до десятков и первых сотен км и протяжённостью до многих сотен и даже тысяч км (рис. 8.14). Они сложены, в основном, слабометаморфизованными вулканогенными и, частично, осадочными породами. Мощность толщ ЗКП может достигать 10-15 км. Морфология структуры ЗКП вторичная, а внутреннее строение – от достаточно простого до сложного (например, сложноскладчатого или чешуйчато-надвигового). Их происхождение и строение до сих пор являются предметом бурных научных дискуссий.

Гранулитогнейсовые пояса обычно разделяют или окаймляют гранит-зеленокаменные области. Сложены они разнообразными гранулитами и гнейсами,

покрытые чехлом, - плиты. Границы между ними проводятся обычно по границе распространения осадочного чехла.

Щит – наиболее крупная положительная структура платформ, сложенная кристаллическими породами фундамента платформ со спорадически встречающимися отложениями плитного комплекса и чехла, и с тенденцией к воздыманию. Щиты, в основном, присущи древним платформам (Балтийский, Украинский щиты на Восточно-Европейской платформе), в молодых – они в виде редкого исключения (Казахский щит Западно-Сибирской плиты).

Плита – крупная отрицательная тектоническая структура платформ с тенденцией к опусканию, характеризующаяся наличием чехла, сложенного осадочными породами платформенной стадии развития мощностью до 10-15 и даже 25 км. Они всегда осложнены многочисленными и разнообразными структурами меньших размеров. По характеру тектонических движений выделяются подвижные (с большим размахом тектонических движений) и устойчивые (со слабым прогибанием, например, с-з часть Русской плиты) плиты.

Плиты древних платформ сложены образованиям трёх структурно-вещественных комплексов – породами кристаллического фундамента, промежуточным (доплитным комплексом) и породами чехла.

В пределах щитов и фундамента плит присутствуют образования всех выше рассмотренных структур – ГЗО, ГГП, ЗКП, палеорифтов, палеоавлакогенов и т.д.

Структурные элементы осадочного чехла плит (синеклизы, антеклизы и т.д.) платформ. В пределах плит различают структурные элементы второго порядка (антеклизы, синеклизы, авлакогены) и более мелкие (валы, синклинали, антиклинали, флексуры, сундучные складки, глиняные и соляные диапиры – купола и валы, структурные носы и т.д.).

Синеклизы (например, Московская Русской плиты) – плоские впадины фундамента до многих сотен км в поперечнике, а мощность осадков в них 3-5 км и иногда до 10-15 и даже 20-25 км. Особый тип синеклиз - это *трапповые синеклизы* (Тунгусская, на Сибирской платформе, Деканская Индостана и др.). В их разрезе залегает мощная платобазальтовая формация площадью до 1 млн. кв. км, с ассоциирующим дайково-силловым комплексом основных магматитов.

Антеклизы (например, Воронежская Русской плиты) – крупные и пологие погребённые поднятия фундамента в сотни км в поперечнике. Мощность осадков в их сводовых частях не превышает 1-2 км, а в разрезе чехла обычно присутствуют многочисленные несогласия (переывы), мелководные и даже континентальные отложения.

Авлакогены (например, Днепровско-Донецкий Русской плиты) – чётко-линейные грабен-прогибы, протягивающиеся на многие сотни км при ширине в десятки, иногда более сотни км, ограниченные разломами и выполненными мощными толщами осадков, иногда с вулканитами, среди которых присутствуют базальтоиды повышенной щелочности. Глубина залегания фундамента нередко достигает 10-12 км. Некоторые авлакогены со временем переродились в синеклизы, а другие в условиях сжатия были превращены либо в простые *одиночные валы* (Вятский вал), либо – в *сложные валы* или *интракратонные складчатые зоны* сложного строения с надвиговыми структурами (Кельтиберийская зона в Испании).

Стадии развития платформ. Поверхность фундамента платформ отвечает большей частью срезанной денудацией поверхности складчатого пояса (орогена). Платформенный режим устанавливается по прошествии многих десятков и даже сотен млн. лет, после того как территория пройдёт ещё две подготовительные стадии в своём развитии – стадию кратонизации и авлакогенную стадию (по А.А.Богданову).

Стадия кратонизации – на большей части древних платформ отвечает по времени первой половине позднего протерозоя, т.е. раннему рифею. Предполагается, что на этой стадии все современные древние платформы ещё находились в составе единого

суперконтинента Пангеи I, возникшей в конце палеопротерозоя. Поверхность суперконтинента испытывала общее поднятие, накопление в некоторых участках в основном континентальных осадков, широкое развитие субаэральных покровов кислых вулканитов, нередко повышенной щелочности, калиевого метасоматоза, формирование крупных расслоенных плутонов, габбро-анортозитов и гранитов-рапакиви. Все эти процессы в конечном счёте привели к изотропизации платформенного фундамента.

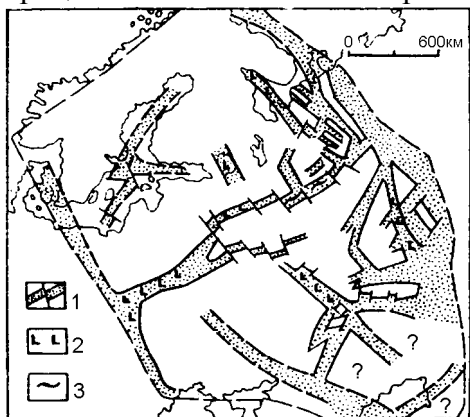


Рис.102. Рифейские рифты (авлакогены) Восточно-Европейской платформы, по Е.Е.Милановскому (1979), с упрощениями.
1 – рифты и разломы; 2 – проявления магматизма; 3 – инверсионные поднятия.

Авлакогенная стадия – период начала распада суперконтинента и обособления отдельных платформ, характеризующаяся господством условий растяжения и образованием многочисленных рифтов и целых рифтовых систем, например (рис. 8.15), в большинстве своём затем перекрытых чехлом и превращённых в авлакогены. Этот период на большинстве древних платформ соответствует среднему и позднему рифею и может захватывать даже ранний венд.

На молодых платформах, где доплитный этап сильно сокращён по времени, стадия кратонизации не выражена, а авлакогенная проявлена образованием рифтов, непосредственно наложенных на отмирающие орогены. Эти рифты называются тафрогенными, а стадия развития – тафрогенной.

Переход к плитной стадии (собственно платформенному этапу) совершился на древних платформах северных материков в конце кембрия, а южных – в ордовике. Он выразился в замещении авлакогенов прогибами, с расширением их до синеклиз с последующим затоплением морем промежуточных поднятий и образованием сплошного платформенного чехла. На молодых платформах плитная стадия началась в средней юре и плитный чехол на них отвечает одному (на эпигерцинских платформах) или двум (на эпикаледонских платформах) циклам чехла древних платформ.

Осадочные формации плитного чехла отличаются от формаций подвижных поясов отсутствием или слабым развитием глубоководных и грубообломочных континентальных осадков. На условия их формирования и фациальный состав значительно влияла климатические условия и характер подвижности участков фундамента.

Платформенный магматизм в ряде древних платформ представлен разновозрастными *трапповыми ассоциациями* (дайки, силлы, покровы), связанными с определёнными стадиями – с распадом Пангеи в рифее и венде, с распадом Гондваны в поздней перми, поздней юре и раннем мелу и даже в начале палеогена.

Менее распространена *щелочно-базальтовая ассоциация*, представленная эффузивной и интрузивной формацией, главным образом трахибазальтами с широким набором дифференциатов – от ультраосновных до кислых. Интрузивная формация выражена кольцевыми плутонами ультраосновных и щелочных пород до нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов и карбонатитов (Хибинский, Ловозерский массив и т.д.).

Достаточно широко распространена и *кимберлитовая интрузивная формация*, знаменитая своей алмазонасностью, представленная в виде трубок и даек вдоль разломов и особенно в узлах их пересечения. Основные районы развития её – Сибирская платформа, Южная и Западная Африка. Проявлена она и на Балтийском щите – в Финляндии и на Кольском полуострове (Ермаковское поле трубок взрыва).

Складчатые пояса континентов

Общая характеристика складчатых поясов. Крупные складчатые пояса, разделяющие и обрамляющие древние платформы, начали формироваться в позднем

протерозое. Протяжённость складчатых поясов составляет многие тысячи км, а ширина обычно превышает тысячу км. Главными складчатыми поясами являются (рис. 103):

1. Тихоокеанский (Круготихоокеанский) - *альпийский*.
2. Урало-Охотский (или Урало-Монгольский) - *герцинский*.
3. Средиземноморский (или Альпийско-Гималайский) - *альпийский*.
4. Северо-Атлантический - *каледонский*.
5. Арктический - *киммерийский*.

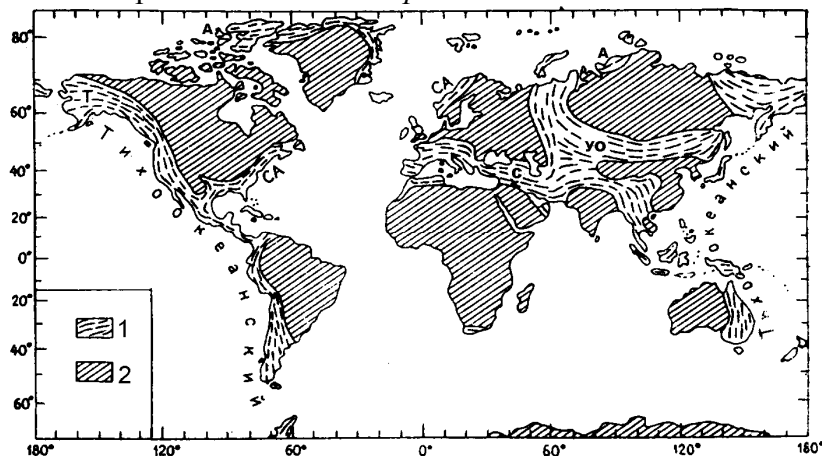


Рис. 103. Главные складчатые пояса фанерозоя, по К.Сайферту, Л.Сиркину (1979), с изменениями.

- 1 – складчатые пояса (Т – Тихоокеанский, УО – Урало-Охотский, С – Средиземноморский, СА – Северо-Атлантический, А – Арктический);
2 – древние платформы (кратоны) и их фрагменты.

Все перечисленные складчатые пояса возникли в своей основной части в пределах древних океанических бассейнов или на их периферии. Предшественником Урало-Охотского пояса был Палеоазиатский океан, Средиземноморского – океан Тетис, Северо-Атлантического – океан Япетус, Арктического – Бореальный океан. Свидетельством океанского происхождения складчатых поясов является присутствие

в них офиолитов – реликтов океанской коры. Все названные океаны (кроме Тихого) были вторичными, образованными в результате раздробления и деструкции суперконтинента Пангея-I, объединявшего в среднем протерозое все современные древние платформы. В глобальном масштабе статистически намечаются определённые эпохи заложения бассейнов с океанской корой и окончания их развития с новообразованием континентальной коры – эпохи орогенеза.

Главными эпохами орогенеза являлись *байкальская* (в конце докембрия), *каледонская* (в конце силура - начале девона), *герцинская* (в позднем палеозое), *киммерийская* (в конце юры – начале мела), *альпийская* (в олигоцене – квартере). Они завершают циклы продолжительностью 150-200 млн лет, впервые выделенные в конце XIX века французским геологом М.Бертраном и поэтому получили название в честь его – *циклы Бертрана*.

Все складчатые пояса пережили более одного цикла Бертрана, и продолжительность их активного развития охватывает многие сотни млн. лет. Полный цикл эволюции складчатого пояса (от возникновения до закрытия океана) получил название *цикла Вилсона* (Уилсона), в честь одного из основоположников тектоники плит канадского геофизика Дж.Т. Вилсона, выделившего их в 1986 году. Циклы Вилсона проявляются в масштабе всего или почти всего пояса, в то время как составляющие их циклы Бертрана затрагивают лишь отдельные его части.

Циклы Вилсона (Уилсона) включают 6 стадий: 1) континентальный рифтогенез (пример, Восточно-Африканская рифтовая система); 2) ранняя стадия (Красноморский рифт); 3) зрелая стадия (Атлантический океан); 4) стадия угасания (западная часть Тихого океана); 5) заключительная стадия (Средиземное море); 6) реликтовая стадия или геосура (линия Инда в Гималаях). Для каждой стадии характерен определённый тип движений (поднятие, растяжение, сжатие, снова поднятие), тип осадков и магматитов.

Существует два типа складчатых поясов: 1) межконтинентальные (или коллизионные); 2) окраинно-континентальные (или субдукционные).

После окончания активного развития складчатого пояса орогенный режим сменяется

платформенным. Отдельные части поясов могут быть эродированы и перекрыты осадочным чехлом, превращаясь в плиты молодых платформ (например, северная периферия Средиземноморского пояса ныне занята Западно-Европейской, Скифской и Туранской плитами). Другие части пояса в новейшую эпоху испытывали повторное горообразование уже во внутриконтинентальных условиях (например, Урал, Тянь-Шань, Алтай и ряд других горных сооружений Урало-Охотского пояса. Нередко внутри будущих поясов в результате проявления двух циклов Бертрана рифтинг, спрединг, закрытие океанского бассейна и орогенез, а между ними субплатформенный режим, проявляются дважды.

Внутреннее строение складчатых поясов. Внутреннее строение складчатых поясов очень сложное, по сути, любой пояс представляет собой коллаж разнородных структурных элементов – обломков континентов, островных дуг, образований ложа океанов и их окраинных морей, внутриокеанских поднятий и др. Складчатые пояса принято подразделять на отдельные складчатые системы, находящиеся между блоками (срединными массивами или микроконтинентами) континентальной коры или между ними и настоящими континентами. Складчатые системы занимают в поясе окраинное положение и пограничное с континентальными платформами и имеют условно зональное строение. Выделяются *краевые прогибы, внешние и внутренние зоны орогенов.*

При сочленении с плитой платформы отделяются от них *краевыми или передовыми прогибами* (Предуральский, Предкавказский, Предкарпатский), а при сочленении со щитом – прогибы отсутствуют (например, надвинутые скандинавские каледониды с Балтийским щитом). Прогибы вначале могут заполняться глубоководными глинисто-кремнистыми осадками, затем эвапоритами, молассами иногда в виде клиноформ. В последующем увеличивается роль тектонических покровов, олистостром и асимметричной складчатости.

Внешние зоны периферических складчатых систем в отличие от внутренних зон более однообразны по строению и развитию. Они расположены на той-же континентальной коре, что и кора (фундамент) прилегающей платформы. Фундамент платформ ступеньчато, либо полого по системе листрических сбросов, погружается под осадочный комплекс внешних зон. Этот комплекс – образования шельфа и континентального склона, обычно сорван с фундамента и перемещён на десятки и более сотни км в сторону платформы и представляет собой чешуйчато-надвиговую структуру, иногда надвинутую на толщи передового прогиба (Аппалачи, Канадские Кордильеры, Большой Кавказ, Пиренеи, Альпы, Карпаты и т.д.). Ширина внешних зон колеблется от первых десятков до первых сотен км и максимально - до 900 км в Верхоянско-Колымской системе. На основании амагматичности этих зон в своё время Г.Штилле выделял эти структуры как *миогеосинклинали*, в отличие от эвгеосинклиналей, т.е. настоящих высокомагматических геосинклиналей внутренних зон.

Граница внешних зон с внутренними достаточно условна и обычно проводится по первому от платформы «офиолитовому шву».

Внутренние зоны орогенов – складчатых поясов и складчатых систем отличаются большой разнородностью и разнообразием. Наиболее характерный элемент для них – офиолитовые покровы разного происхождения (спрединговых зон, окраинных морей, энсиматических вулканических дуг). Они могут располагаться либо на осадочных образованиях внутреннего края внешних зон, либо на их кристаллическом фундаменте в результате обдукции. При этом фундамент может испытать ремобилизацию при прогреве тепловыми потоками, в результате чего образуются гранитогнейсовые купола.

Во внутренних частях коллизионных *межконтинентальных* орогенов нередко наблюдаются покровы кристаллических пород, ранее принадлежавших другому континентальному ограничению бассейна с океанической корой. Периферическим системам этих орогенов свойственно асимметричное строение с вергентностью, направленной к смежным платформам и распространяющейся на внутренние крылья

передовых прогибов.

В *окраинно-континентальных* орогенах их обращённое к океану крыло образовано обычно изоклинально-чешуйчато-надвиговыми комплексами аккреционной призмы, включающими серпентениновый меланж и тектонические обдущированные линзы офиолитов. Для этих зон характерен высокобарный метаморфизм (высокого давления и низких температур). В их тылу простираются пояса гранитных батолитов и высокотемпературных метаморфитов. Окраинно-континентальные складчатые пояса характеризуются дивергентным строением, связанным с поддвижением под них с одной стороны океанической плиты (субдукция типа Б), а с другой – континентальной платформы (субдукция типа А) (например, Кордильеры Северной и Южной Америки).

Развитие складчатых поясов. Необходимо отметить, что по простиранию складчатых поясов происходят существенно различающиеся изменения в развитии, структуре, ширине и др. параметров. В основном они связаны с конфигурацией границ сталкивающихся в процессе конвергенции литосферных плит.

С появлением тектоники плит история складчатых поясов рассматривается в рамках идей цикла Вилсона. Но необходимо учитывать, что развитие складчатых поясов шло разными путями, а потому имеет много индивидуальных черт. Общим является для них то, что бассейн с корой океанического типа, в конце концов, превращается в ороген с мощной (до 60-70 км) и зрелой континентальной корой, т.е. обстановка преобладающего растяжения и опускания сменяется в конце цикла обстановкой сжатия и поднятия. Разнообразие проявляется лишь в различии условий заложения бассейнов океанического типа и условий формирования орогенов, особенно на средних стадиях их развития.

В целом, выделяется несколько стадий (как указывалось выше) в развитии складчатых поясов:

- 1) Заложение подвижных поясов.
- 2) Начальная стадия развития подвижных поясов.
- 3) Зрелая стадия подвижных поясов.

4) Орогенная стадия развития подвижных поясов (главная стадия образования складчатых поясов), разделяющаяся на две подстадии: а) раннеорогенную, когда горообразование идёт за счёт тектонического скупивания, вызванного тангенциальным сжатием, сопровождающимся метаморфизмом, гранитизацией и накоплением моласс; б) позднеорогенную, когда темп воздымания складчатого сооружения резко ускоряется с сопутствующим лавинным осадконакоплением, интенсивной вулканической деятельностью, тектоническим скупиванием, региональным метаморфизмом и гранитизацией.

5) Тафрогенная стадия развития подвижных поясов. Орогенная стадия длится не более первых десятков млн. лет, а по её окончании наступает релаксация напряжений тангенциального сжатия и оно сменяется растяжением. Горные сооружения как бы расползаются по листрическим сбросам с образованием тафрогенов (грабенов), часто выполненных континентальными угленосными, красноцветными осадками, перемежающимися с покровами толеитовых базальтов. Эта стадия в определённом смысле гомологична раннеавлакогенной стадии развития древних платформ.

Складчатость – процесс изменения залегания горных пород в земной коре, проявляющийся в изгибании различных по форме (пластообразных и др.) и по масштабу геологических тел под влиянием тектонических движений и отчасти экзогенных процессов (более широкий термин – «складкообразование»).

Складчатость может проявляться в краткий либо длительный промежуток геологического времени. Длительные и многоактные процессы складчатости называются эпохами складчатости, имеющими общепланетарное распространение. Например, саамская или архейская, карельская, свекофеннская (1850-1600 млн. лет назад), готская (~12000 млн. лет назад), свеконорвежская или дальсландская (гренвильская) (1000-800 млн. лет назад), байкальская (650-550 млн. лет назад), каледонская или салаирская (500-

395 млн. лет назад), герцинская (395-210 млн. лет назад), киммерийская (от 210 млн. лет назад до олигоцена), альпийская (олигоцен – до настоящего времени) складчатости. Кроме того, существуют генетические, кинематические и динамические классификации складчатости.

В генетической классификации выделяются эндогенные покровные типы (складчатость регионального сдавливания, гравитационного скольжения, диапировые, связанные с разрывами и перемещениями магмы и др.) и глубинные типы (складчатость вертикального течения и т.д.).

В кинематической классификации выделяется три типа: складчатость общего смятия (полная или голоморфная), проявляющаяся при горизонтальном или наклонном осевом сжатии; прерывистая или идиоморфная; складчатость, проявляющаяся при местном вертикальном сжатии; складчатость, проявляющаяся гравитационным путем.

Кроме вышеуказанных типов, выделяются следующие разновидности складчатости: глыбовая, нагнетания, волочения, течения, скольжения, дисгармоничная, унаследованная, прерывистая, поперечная и др.

Области внутриконтинентального орогенеза

Помимо рассмотренных выше орогенов двух типов существует значительное число горных сооружений, образованных в пределах континентальных плит, т.е. во внутриплитной обстановке. Наиболее крупным в мире и типичным поясом внутриконтинентального орогенеза является *Центральноазиатский пояс*. Он включает горные сооружения Гиндукуша, Тянь-Шаня, Памира, Куньюнуня, Наньшаня, Циньлина, Алтая, Саян, Прибайкалья, Забайкалья, Станового хребта. Многие из них не уступают по своим размерам и высоте молодым, первичным орогенам Альп, Кавказа и другим орогенам Альпийско-Гималайского пояса. Центральноазиатский пояс формировался в условиях горизонтального сжатия, ориентированного в меридиональном направлении, и вызванного коллизией Индостанской и Евразийской континентальных плит.

Некоторые из этих сооружений амагматичны, для других характерно проявление базальтового и щелочно-базальтового вулканизма, гранитоидного интрузивного магматизма (граниты типа А), с которыми связаны промышленные редкометалльные и полиметаллические оруденения. Межгорные прогибы вторичных орогенов содержат значительные залежи нефти и газа (например, Скалистые горы, Центральноазиатский ороген).

Террейны

Террейн (тектонотрастиграфический) – реально существующий и ограниченный разломами фрагмент или блок земной коры, часто регионального масштаба, который характеризуется присущей только ему геологической историей, отличающейся от таковой смежных террейнов (Saleeby, 1983). Террейн, появившийся в составе континента в результате континентальной аккреции на границе сходящихся литосферных плит, называется *аккреционным* (accreted). При расколе плиты на блоки, отвечающие определению террейна, и её сохранении как единого целого возникают *дисперсионные* (dispersed) террейны. Несколько террейнов с какого-то момента могут иметь общую историю и образуют *составной* (composite) террейн. За возраст террейна принимается возраст его последнего перемещения, когда в окончательном виде сформировались его границы.

Некоторые структуры состоят из большого количества блоков, разделённых разломами как надвигового, так и сдвигового и сбросового типов, причём каждый такой блок (террейн) характеризуется специфическим литолого-страстиграфическим разрезом, структурой, геологической историей и тектонической природой (обломки микроконтинентов, островных дуг, вулканических энсиматических и энсиалических, невулканических, внутриокеанских поднятий и т.д. Их современное положение является вторичным и перемещение их может достигать до сотен и тысяч км (рис .104).

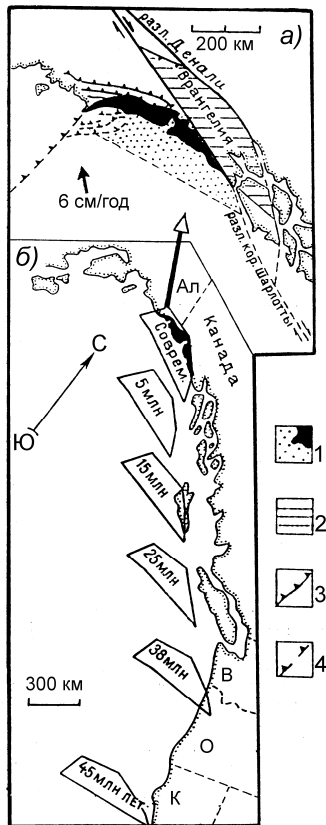


Рис. 104 Современное положение экзотического террейна Якутат в Кордильерах и реконструкция его перемещения начиная с эоцена. По А.Брунсу, 1983. 1 – террейн Якутат (точками показана его подводная часть); 2 – террейн Врангелия; 3 – надвиги; 4 – зона субдукции. Ал – Аляска, В – Вашингтон, О – Ороген, К - Калифорния

Террейновый (тектоностратиграфический) анализ (террейн-анализ) – выделение тектонических блоков, отвечающих определению террейна, определение время и способа их соединения и, если возможно, время, места и условий их изначального формирования. Террейн-анализ включает ряд исследований, выполняемых в определённой последовательности: 1 – стратиграфический анализ; 2 – составление карты террейнов; 3 – определение природы граничных разломов; 4 – установление и датирование времени причленения террейнов друг к другу, а также их континентальной аккреции; 5 – определение времени образования единого для террейнов осадочного чехла; 6 – анализ данных, по которым может быть оценена величина перемещения террейнов

(палеомагнитных, палеобиогеографических и литологостратиграфических); 7 – структурный анализ; 8 – анализ истории метаморфизма и магматизма; 9 – палеогеографические реконструкции; 10 – анализ перемещения террейнов после континентальной аккреции в результате последующей тектонической переработки консолидированной континентальной земной коры; 11 – тектонический анализ террейнов (с позиций тектоники плит или с точки зрения любой концепции).

Рифты

Рифтогенез (рифтинг) – геотектонические процессы, приводящие к образованию рифтов (rift – расщелина, ущелье). Это могут быть: 1 – дифференциальные движения блоков – во время поднятия краевых частей крупных глыб вдоль древних разломов возникают блоки, отстающие в своём движении от этих глыб и создающие зоны рифтов; 2 – зоны растяжения, возникающие при горизонтальном разнонаправленном перемещении глыб; 3 – зоны растяжения и проседания над крупными аркогенными (воздымающимися) структурами; 4 – зоны растяжения, образующиеся на начальных стадиях раскола литосферных плит на континентальной (контролируются сбросами) или океанской коре (контролируются раздвигами) над восходящими плюмами.

Все варианты механизма континентального рифтогенеза предусматривают локальное утонение коры под действием растягивающих напряжений с проявлением: системы нормальных и пологих симметричных и ассиметричных (по отношению к осевой части структуры) сбросов; системы грабенов над вершиной крупного свода (мантийного диапира или аркогена); сопутствующего интенсивного магматизма (рис. 105). Океанский рифтогенез с позиций тектоники литосферных плит называется еще спредингом. Основу его составляет раздвиг посредством магматического расклинивания, которое может развиваться как продолжение континентального рифтогенеза. Вместе с тем современные рифтовые зоны Тихого и Индийского океана закладывались на океанской литосфере в связи с перестройкой движения плит и отмирания более ранних рифтовых зон.

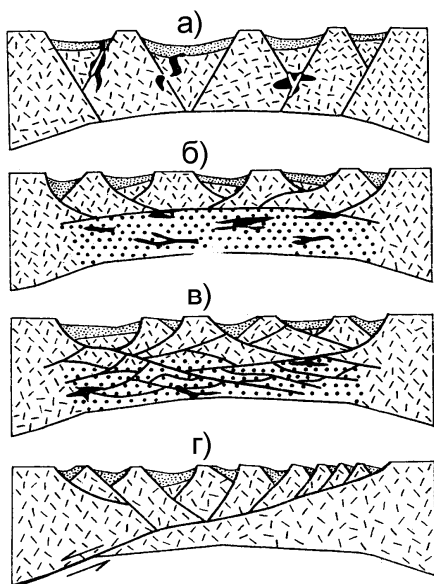


Рис. 105. Модели континентального рифтогенеза, по Р.Альмендингеру и др. (1987).

а – классическая модель симметричных горстов и грабенов; **б** – модель Р.Смита и др. с субгоризонтальным срывом между ярусом хрупких и ярусом пластичных деформаций; **в** – модель У.Гамильтона и др. с линзовидным характером деформаций; **г** – модель Б.Вернике, предусматривающая асимметричную деформацию на основе пологого сброса.

Рифтогенная структура (рифт) (от англ. rift – расселина, ущелье) – линейно вытянутая на несколько сот км (нередко >1000км) щелевидная или ровообразная структура глубинного происхождения. Ширина Р.с. от 5 км до 400 км. Выделяются Р.с. – внутриконтинентальные (Восточно-Африканский, Байкальский и др.), межконтинентальные (Красноморский и др.) и внутриокеанские или *срединноокеанические* (Атлантический, Тихоокеанский и др.). Для них характерны условия растяжения (раздвигания), интенсивный магматизм (интрузивный и эффузивный) и «подавленный» седиментогенез. *Внутриконтинентальные* рифты представляют собой систему грабенов, ограниченных нормальными сбросами. Дно грабенов занято озёрами или заполняется грубообломочными осадками. Магматические проявления известны как внутри, так и за пределами грабенов (в бортах). Это щелочные и щелочно-оливиновые базальты (с мантийными метками), платобазальты (похожие на траппы), карбонатиты, вулканиты кислого состава и др. *Срединноокеанические* рифты приурочены к срединноокеаническим хребтам (СОХ) и образуют единую мировую систему протяженностью около 80 тысяч км. Они обладают сильно расчлененным рельефом с относительным превышением до 2 км. В

них образуется незначительное количество глубоководных осадков, подушечные лавы базальтов и рой даек.

10. Изображение форм залегания осадочных и магматических комплексов и основных структурных элементов земной коры на геологических картах, разрезах

Типы геологических карт

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

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

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

На полях каждого листа геологической карты слева располагается стратиграфическая колонка, а на правом ее поле помещаются условные обозначения (легенда). Четвертичные отложения изображаются на особых **картах четвертичных отложений**, отдельно от коренных пород. На таких картах они делятся по возрасту, происхождению и составу. Обнажающиеся на поверхности коренные породы указываются

без расчленения. Исключение составляют лишь неогеновые континентальные образования, которые нередко показываются на карте четвертичных отложений и тоже делятся по возрасту, происхождению и составу.

Рис. 106. Последовательность расположения геологических материалов.

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

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

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

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

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

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

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

Карты полезных ископаемых составляются на геологической основе, на которой условными значками различной формы и цвета или в виде естественных контуров

указываются распространенные на данной площади месторождения полезных ископаемых, а также участки с рассеянной и вкрапленной минерализацией.

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

Виды геологических карт

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

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

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

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

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

Составляют и оформляют карты по ГОСТУ. Геологическая карта сопровождается условными обозначениями или легендой, стратиграфической колонкой. Надписи к карте помещаются над ее северной и под ее южной рамкой. Карта сопровождается числовыми и графическими (линейными) масштабами.

В качестве условных обозначений используют цветовые, штриховые, буквенные и цифровые.

Цветовые - обозначают возраст осадочных, вулканических и метаморфических пород в соответствии с международными стандартами (см. шкалу). При этом породы нижнего отдела какой-либо системы обозначаются более темным тоном, чем среднего и верхнего. Яркие цвета - составляют магматические горные породы (кислые ярко-красные, основные - ярко-зеленые).

Штриховые - точки, черточки, треугольники, крестики и т.п. показывают вещественный состав горных пород различного происхождения.

Буквенные и цифровые (индексы) - указывают возраст и происхождение пород. Для обозначения осадочных, вулканических и метаморфических пород индекс составляется из прописных и строчных букв латинского алфавита и цифр. Первой

ставится прописная латинская буква, обозначает систему, внизу справа от нее арабской цифрой - отдел, далее - ярус строчными латинскими буквами, затем цифры справа внизу - подъярус.

Пример: K₁aIЗ - верхний подъярус альбского яруса нижнего отдела меловой системы. При необходимости буквенными знаками обозначают комплексы, серии, свиты, горизонты. Буквами греческого алфавита обозначают также состав интрузивных и некоторых вулканических пород (пример: кислые - γ, средние - δ, щелочные - ε, основные - ν, ультраосновные - σ).

Внемасштабные (линейные) - маркирующие горизонты (слои, пласты), дайки, жилы, геологические границы, разрывные нарушения, геологоразведательные выработки (скважины).

Условные знаки помещаются в прямоугольнике; справа - словесные описания. Знаки в легенде располагаются сверху вниз от молодых к древним. Знаки магматических пород (от кислых к у/о) - ниже. В самом низу - внемасштабные.

Геологические разрезы и стратиграфическая колонка

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

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

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

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

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

*Краткий курс лекций подготовлен на основе следующих источников:

1. gendocs.ru/v908/лекции_по_структурн..http://www.twirpx.com/file/162793/
2. В.С. Полянин. Структурная геология и геологическое картирование: пособие для самостоятельного изучения лекционного курса слушателей курсов повышения квалификации специальности «Геофизика». – Казань: Казанский государственный университет, 2009. – 56 с.
3. Пожиленко В. И. Лекции. Геологическое картирование. Мурманский Государственный Технический Университет. 2009.

ЛИТЕРАТУРА

а) основная литература:

1. Короновский Н.В. Геология для горного дела [Текст] : учеб. пособие: рек. УМО / Н. В. Короновский, В. И. Старостин, В. В. Авдонин. - М. : Академия, 2007. - 576 с.
2. Лурье И.К. Геоинформационное картографирование. Методы геоинформатики и цифровой обработки космических снимков. Учебник для вузов. Гриф УМО. М.: КДУ, 2010*
3. Корсаков А.К. Структурная геология . Учебник для вузов. Гриф УМО. Гриф УМО. М.: КДУ, 2009. -325 с.

б) дополнительная литература:

1. . Хаин В.Е. и др. Планета Земля. От ядра до ионосферы: Уч. пос. для вузов. Гриф УМО бакалавр/магистр. - М.:Alma Mater Book. -2007.- 500 с.
2. Цейслер В.М. и др. Тектонические структуры на геологической карте России и ближнего зарубежья: Учебное пособие. Гриф МО. М.: КДУ, 2007*, 2010.
3. Войлошников В.Д. Полевая практика по геологии. – М., 1977, 1984. – 128 с.
3. Гречишникова И.А., Левицкий Е.С. Практические занятия по исторической геологии. – М., 1979. – 168 с.
4. Толстой М.П. Геология с основами минералогии. – М., 1991. – 398 с.
5. Цейслер В.М. Полезные ископаемые в тектонических структурах и стратиграфических комплексах на территории России и ближнего зарубежья: Учебное пособие. Гриф МО. М.: КДУ, 2007*, 2010.
6. Горная энциклопедия [**Электронный ресурс**]. – М.: ДиректМедиаПабблишинг, 2006,- 1 эл. опт. диск (CD-ROM): карты.- (Электронная библиотека DirectVEDIA; Т. 79) – (Классика энциклопедий).
7. А.Е. Михайлов. Структурная геология и геологическое картирование. Издание 4. Москва «Недра» 1984 **г. 463с.

в) программное обеспечение и интернет-ресурсы

№	Наименование ресурса	Краткая характеристика
1.	http://www.iqlib.ru	Интернет-библиотека образовательных изданий, в которой собраны электронные учебники, справочные и учебные пособия. Удобный поиск по ключевым словам, отдельным темам иотрослям знания.
2.	Электронная библиотечная система «Университетская библиотека -onlaine» www.biblioclub.ru	ЭБС по тематике охватывает всю область гуманитарных знаний и предназначена для использования в процессе обучения в высшей школе, как студентами преподавателями, так и специалистами гуманитариями.

г) периодические издания

- 1.Геология нефти игаза.
- 2.Геология рудных месторождений
3. Геология. Сводный том.
4. Геотектоника
5. Геохимия
- 6.Записки российского минералогического общества.
7. Известия вузов. Геология и разведка.
8. Литология и полезные ископаемые.
- 9.Маркшейдерия и недропользование.
- 10.Отечественная геология.
- 11.Петрология.
12. Разведка и охрана недр.

13. Руды и металлы.