

ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

1. Понятие об эндогенных и экзогенных геологических процессах.
2. Тектонические движения земной коры.
3. Землетрясения.
4. Магматизм.
5. Метаморфизм.
6. Основные структурные области земной коры.

1. Понятие об эндогенных и экзогенных геологических процессах

На протяжении своего существования Земля прошла длинный ряд изменений, причем эти изменения происходят непрерывно. Они вызываются разнообразными процессами, различающимися по скоростям, масштабности проявления и источникам энергии. Эти процессы перемещения вещества, видоизменяющие земную кору и поверхность Земли, называются геологическими.

Геологические процессы – движение геологической среды в физическом времени, обусловленное:

- взаимодействием геологической среды с другими частями среды обитания человека (окружающей среды), а также;
- взаимодействием между элементами самой геологической среды.

Следствием геологических процессов являются изменения структуры, состава, состояния и свойств, слагающих компонентов геологической среды горных пород, подземных вод, рельефа.

Геологические процессы протекают на поверхности и в недрах Земли и приводят к формированию минералов, горных пород, земной коры и внутренних оболочек Земли.

В зависимости от энергетического источника и места протекания геологические процессы разделяют на *внутренние (эндогенные)* и *внешние (экзогенные)*.

Основными внутренними источниками энергии Земли являются: гравитационная дифференциация, ротационные (вращательные) силы, радиоактивный распад, химические и фазовые превращения, происходящие в недрах Земли. К эндогенным процессам относятся:

- *тектонические движения (колебательные и горообразовательные);*
- *магматизм;*
- *метаморфизм;*
- *землетрясения.*

Группа экзогенных процессов вызвана внешними источниками энергии и проявляется на поверхности Земли. Это солнечная энергия и гравитация, перемещения водных и воздушных масс, жизнедеятельность организмов, их воздействие на горные породы и минералы. К экзогенным процессам относятся:

- *выветривание;*

- геологическая деятельность ветра;
- геологическая деятельность поверхностных текучих вод;
- геологическая деятельность подземных вод;
- геологическая деятельность ледников и водно-ледниковых потоков;
- геологические процессы в мерзлой зоне литосферы;
- геологическая деятельность морей и океанов;
- геологическая деятельность озер и болот;
- геологическая деятельность человека (техногенез).

В результате проявления эндогенных процессов одни участки земной коры опускаются, а другие поднимаются, в результате чего создаются основные формы рельефа и строения земной коры. Экзогенные процессы, наоборот, приводят к разрушению и сглаживанию всех неровностей земной коры, созданных эндогенными процессами (горных хребтов, впадин и т.д.), и, таким образом, нивелируют земную поверхность.

Эндогенные и экзогенные процессы действуют одновременно, тесно связаны друг с другом и взаимообусловлены, их эволюционное развитие и взаимодействие привело к формированию современного облика Земли.

2. Тектонические движения земной коры

Земная кора с момента возникновения находится в непрерывном движении. Эти движения проявляются в виде медленных и неравномерных поднятий и опусканий ее участков, а также выражающихся в смятии слоев горных пород и в разрыве их сплошности.

Тектонические движения – механические движения земной коры под воздействием внутренней (тепловой, радиоактивной, химической) энергии Земли. Тектонические движения проявляются в механических перемещениях блоков литосферы и приводят к деформации слагающих земную кору пород. Различают:

- вековые колебания земной коры;
- складкообразование;
- движения по разломам;
- вертикальные и горизонтальные движения.

Еще М.В. Ломоносов в своем труде «О слоях Земли» впервые дал определение и выделил два типа тектонических движений: «Существуют нечувствительные долговременные земной поверхности повышения и понижения и резкие быстрые трясения Земли». Примеров этому достаточно много: Скандинавское побережье поднимается, а Голландия и Германия опускаются; долина реки Рейн на 500 км прослеживается в Северном море, а полуостров Канин Нос (Белое море) во времена Ивана Грозного был островом. Таким образом, земная кора постоянно находится в движении, причем в современной геологии выделяют два основных типа тектонических движений: *эпейрогенические (колебательные)* и *орогенические (складчатые)*.

Эпейрогенические движения – медленные вековые поднятия и опускания земной коры, не вызывающие изменения первичного залегания пластов.

Эти вертикальные движения имеют колебательный характер и обратимы, т.е. поднятие может смениться опусканием. Среди этих движений различают:

Современные движения, которые зафиксированы в памяти человека и их можно измерить инструментально путем проведения повторного нивелирования. Скорость современных колебательных движений в среднем не превышает 1-2 см/год, а в горных районах она может достигать и 20 см/год.

Неотектонические движения – это движения за неоген-четвертичное время (25 млн. лет). Принципиально они ничем не отличаются от современных. Неотектонические движения зафиксированы в современном рельефе и главный метод их изучения – геоморфологический. Скорость их движения на порядок меньше, в горных районах – 1 см/год; на равнинах – 1 мм/год.

Древние медленные вертикальные движения зафиксированы в разрезах осадочных пород. Причем мощность накопившихся осадков рассматривается как мера тектонического опускания за время накопления осадка, а сама слоистость и их ритмичность – показатели колебательных движений. Скорость древних колебательных движений по оценке ученых меньше 0,001 мм/год.

Вертикальные колебательные движения ведут к длительному и медленному погружению или воздыманию крупных участков литосферы (площадью в десятки и сотни тысяч квадратных километров). Скорость таких движений составляет 1-2 мм/год и почти никогда не превышает 1-2 см/год. Так, на территории Беларуси величина медленных движений изменяется от -1,2 мм/год (в районе Орши) до +5,5 мм/год (в окрестностях Баранович). Благодаря тому, что знак направления движения сохраняется на протяжении тысяч и миллионов лет, вековые движения оказываются в состоянии изменить абсолютную высоту территории на несколько километров. В результате изменяются физико-географические условия местности, и, как следствие, меняется характер протекающих на ней экзогенных процессов. Так, тектоническое погружение суши ведет к морской трансгрессии, а значит, к накоплению морских отложений, т.е. к формированию осадочного чехла и выравниванию рельефа. Наоборот, тектоническое поднятие обуславливает морскую регрессию и подъем суши. На суше активизируются эрозионные процессы, возрастает расчлененность рельефа, ранее накопленные осадки разрушаются и выносятся, а в прибрежной зоне формируются морские террасы.

Характер поверхностных отложений и особенности рельефа территории зависят не только от направления и скорости тектонических движений, но и от специфики экзогенных процессов. Экзогенные же процессы контролируются климатом и рельефом. Так, интенсивность денудации увеличивается с ростом высоты гор, а скорость аккумуляции – с ростом глубины бассейна. Положительные формы рельефа возникают лишь при высокой скорости тектонического воздымания и низкой скорости денудации. Наоборот, глубоководный морской бассейн формируется только при высокой скорости тектонического погружения и низкой скорости осадконакопления. Равнинные территории суши возникают в двух случаях. Во-первых, при совпадении скоростей подъема и денудации возникают денудационные равнины, на поверхности которых отсутствуют молодые осадочные породы. Во-вторых, при равен-

стве скоростей погружения и аккумуляции образуются аккумулятивные равнины, поверхность которых сложена молодыми осадочными породами.

Среди причин, вызывающих медленные тектонические движения, можно назвать процессы горообразования в прилегающих областях, а также процессы внедрения в земную кору огромных интрузивных тел. Кроме того, колебательные тектонические движения иногда могут быть обусловлены экзогенными процессами. Например, развитие гигантских ледниковых покровов ведет к погружению суши, а таяние ледников – к ее подъему.

Горизонтальные медленные движения отличаются еще большей устойчивостью во времени. В силу этого амплитуда горизонтальных подвижек литосферных блоков может достигать нескольких тысяч километров, несоизмеримо превышая амплитуду вертикальных смещений. Горизонтальные движения – главная причина формирования океанов и массивов суши. Именно медленные горизонтальные движения лежат в основе почти всех других эндогенных процессов.

Орогенические движения происходят в двух направлениях – горизонтальном и вертикальном. Первое приводит к смятию пород и образованию складок и надвигов, т.е. к сокращению земной поверхности. Вертикальные движения приводят к поднятию области проявления складкообразования и возникновению нередко горных сооружений. Орогенические движения протекают значительно быстрее, чем колебательные. Они сопровождаются активными эффузивным и интрузивным магматизмом, а также метаморфизмом. В последние десятилетия эти движения объясняют столкновением крупных литосферных плит, которые перемещаются в горизонтальном направлении по астеносферному слою верхней мантии.

Основной областью накопления осадков является дно морей и океанов. Здесь осадки часто отлагаются в виде параллельных, практически горизонтальных слоев. Однако в процессе геологического развития первоначальные формы залегания горных пород обычно нарушаются под влиянием эндогенных процессов, главным образом тектонических движений земной коры. Всякое нарушение первоначального горизонтального залегания горных пород называется **дислокацией**.

Тектонические дислокации делятся на два типа:

а) **пликативные** (складчатые) – не ведут к возникновению разрывов (трещин);

б) **дизъюнктивные** (разрывные) – ведут к разрыву сплошности слоев горных пород.

Пликативные дислокации можно разделить на три типа: моноклинали, флексуры и складчатые.

Моноклинали – обширные территории, сложенные наклонно падающими в одном направлении слоями.

Флексуры – крутые перегибы горизонтально залегающих слоев в местах резкого изменения глубины их залегания. При этом разделенные флексурой разновысотные участки лежат параллельно или под небольшим углом друг к другу.

Моноклинали и флексуры характерны для осадочного чехла платформ, т. е. возникают благодаря медленным тектоническим движениям.

Складчатые дислокации – волнообразные изгибы слоев горных пород, которые происходят без разрыва сплошности пластов с образованием складок. Складки свойственны горным областям и кристаллическим фундаментам платформ, следовательно, образуются в результате быстрых (орогенических, т. е. горообразовательных) движений. Они бывают двух основных видов – антиклинальные и синклинальные (рис. 1).

Антиклинальными называются выпуклые складки, в которых пласты падают в противоположные стороны, а в центральных частях залегают более древние породы, чем на периферии.

Синклинальными называются вогнутые складки, в которых пласты падают навстречу друг другу, а в центральных частях располагаются более молодые породы, чем на периферии.

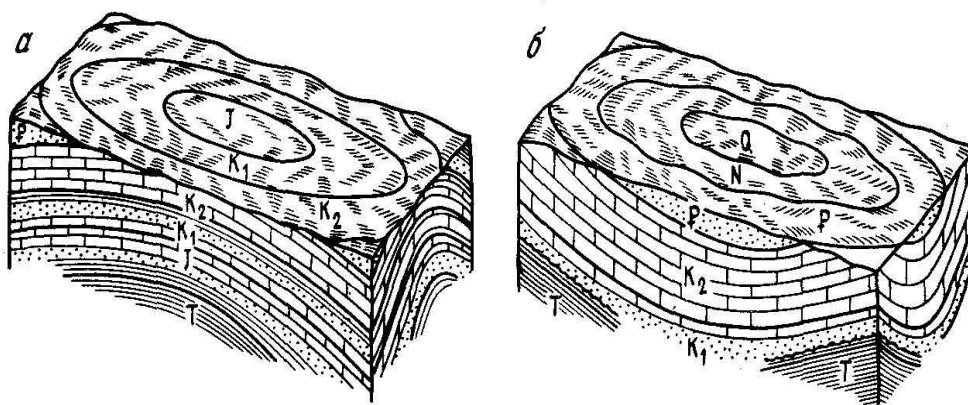


Рисунок 1 – Антиклинальная (а) и синклинальная (б) складки

Антиклинальные и синклинальные складки имеют следующие элементы: крылья, шарнир, замок, угол, осевую поверхность, ось, ядро (рис. 2).

Крылья – боковые части складки.

Шарнир – линия, проходящая через точки максимального перегиба любого из пластов, образующих складку. В продольном вертикальном разрезе шарнир нередко воздымается и погружается (ундулирует).

Замок – участок складки в области шарнира, где происходит перегиб крыльев. Иногда замок антиклинальной складки называют сводом, а замок синклинали – мульдой.

Угол складки – угол, заключенный между крыльями складки, мысленно продолженными до их пересечения.

Осевая поверхность – воображаемая поверхность, проходящая через шарниры всех пластов складки.

Ось складки (осевая линия складки в плане) – линия пересечения осевой поверхности складки с горизонтальной плоскостью.

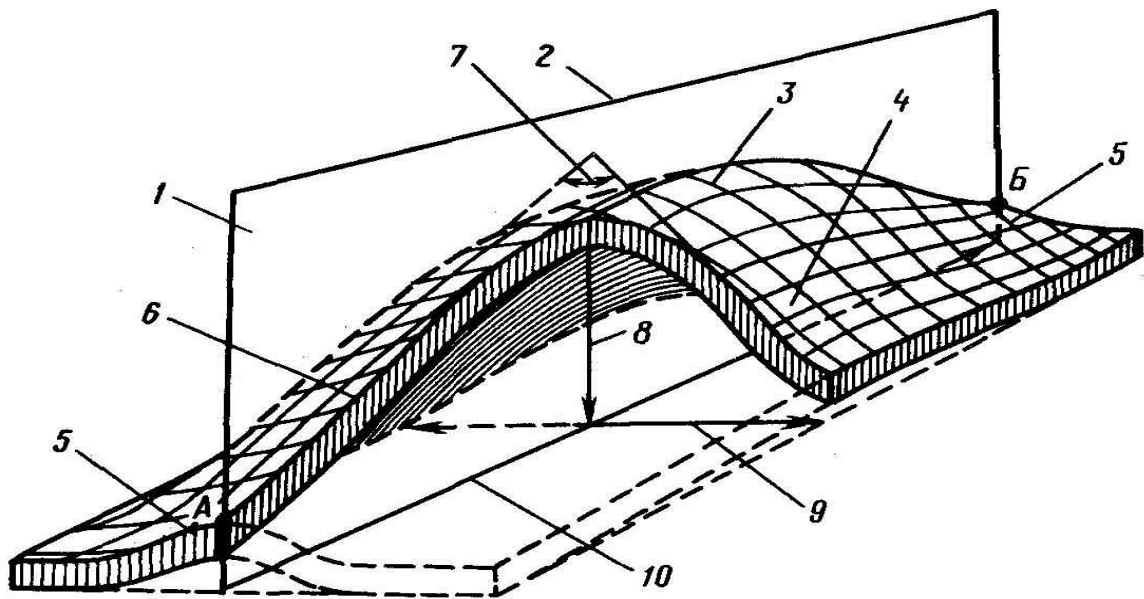


Рисунок 2 – Элементы антиклинальной складки (1/4 складки условно удалена):
 1 – осевая плоскость; 2 – ось; 3 – свод (замок); 4 – крыло; 5 – периклиналь; 6 – шарнир АБ;
 7 – угол; 8 – амплитуда; 9 – ширина; 10 – длина

Ядро складки – толща горных пород, слагающих замок антиклинальных и синклинальных складок.

Ширина складки – расстояние между крыльями складки на уровне среза ее поверхностью Земли.

Высота складки – расстояние по вертикали между шарнирами смежных антиклинали и синклинали.

Амплитуда складки – вертикальное расстояние от перегиба антиклинали до перегиба сопряженной синклинали.

Длина – расстояние в плане от одного периклинального окончания до другого. Замыкание антиклинальной складки называется **периклиналью**, а замыкание синклинальной складки – **центриклиналью**.

Складки различаются по особенностям строения, отражающимся в поперечном сечении и плане.

По особенностям строения в поперечном разрезе складки делятся на ряд типов. По положению осевой поверхности и крыльев выделяют прямые, наклонные, лежачие и перевернутые складки (рис. 3). У **прямых** складок осевая поверхность вертикальная, а крылья располагаются симметрично. Осевая поверхность **наклонных** складок наклонена, крылья падают в разные стороны. Разновидностью наклонных являются опрокинутые складки, оба крыла которых наклонены в одну сторону.

У **лежачих** складок осевая поверхность находится в положении, близком к горизонтальному, крылья почти параллельны друг другу. Осевая поверхность перевернутых складок находится ниже горизонтальной плоскости, крылья развернуты.

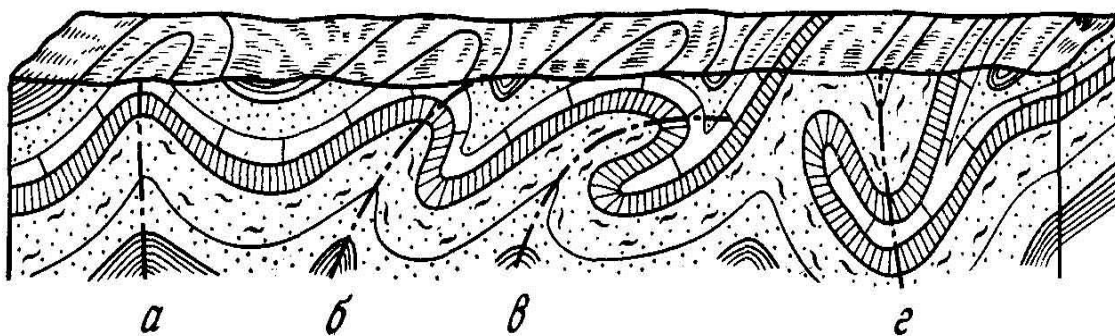


Рисунок 3 – Типы складок по положению осевой поверхности:
a – прямая, *б* – наклонная, *в* – перевернутая

По характеру расположения крыльев и форме замка различают складки нормальные (гребневидные), изоклиальные, веерообразные и сундучные (коробчатые) (рис. 4). У **нормальных** (гребневидных) складок крылья сходятся под острым углом, а замок имеет остроугольную форму. **Изоклиальные** складки имеют узкий замок и параллельные крылья. **Веерообразные** складки отличаются широким замком, веерообразно расходящимися крыльями и пережатым ядром. У **сундучных** (коробчатых) складок широкий замок и относительно крутые, почти вертикальные крылья.

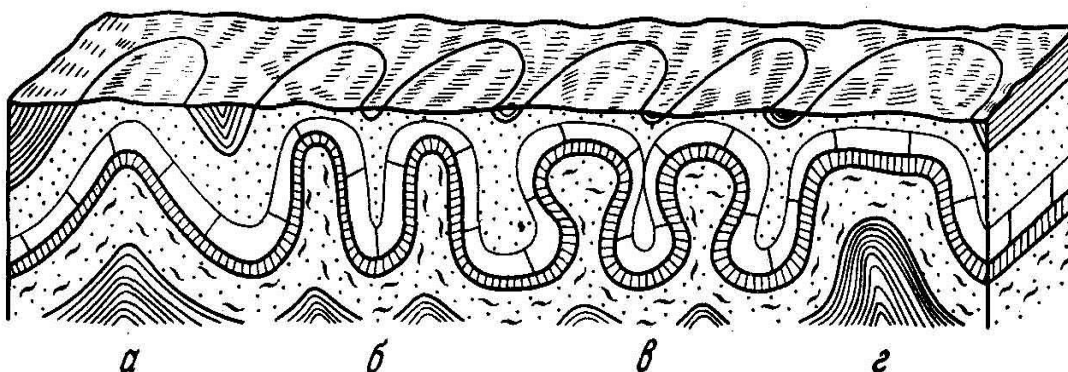


Рисунок 4 – Типы складок по положению крыльев:
a – нормальная, *б* – изоклиальные, *в* – веерообразные, *г* – перевернутая

По соотношению длины и ширины выделяют:

линейные складки — длина многократно превосходит ширину; характерны центральным зонам складчатых областей, где параллельные системы линейных складок формируют синклинии и антиклинории;

брахискладки (короткие складки) – длина в два-три раза превосходит ширину, соответственно возрасту ядра и крыльев они называются брахиантиклиналями или брахисинклиналями (мульдами); возникают на периферии складчатых областей;

равновеликие складки – длина примерно равна ширине, при антиклинальном залегании слоев возникают купола, при синклинальном – чаши; такие образования представлены в пределах платформ.

Разрывные дислокации – это дислокации, сопровождающиеся разрывом сплошности пластов горных пород (рис 5). Они возникают в результате ударного нарастания нагрузки, на которую горные породы реагируют как хрупкие тела. Различают два вида разрывов:

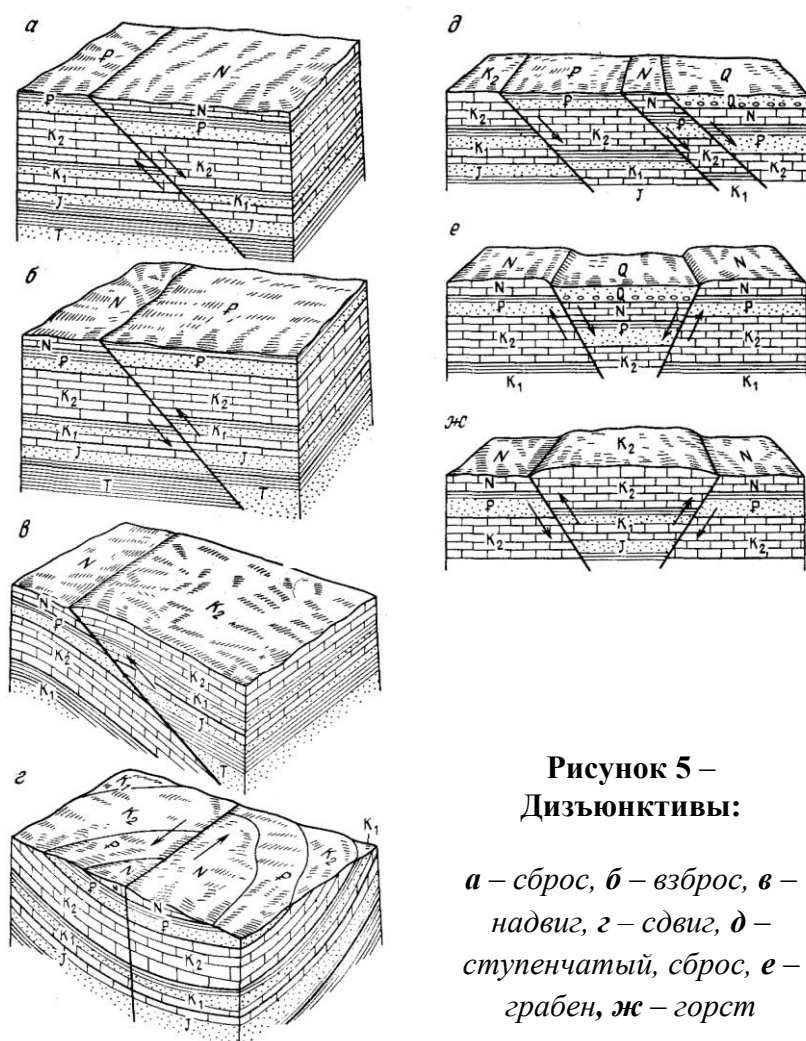


Рисунок 5 – Дизъюнктивы:

а – сброс, б – взброс, в – надвиг, г – сдвиг, д – ступенчатый сброс, е – грабен, ж – горст

1. Трещины – разрывы без заметного смещения пород друг относительно друга. Совокупность трещин называется *трещиноватостью*.

2. Дизъюнктивы – это разрывы с заметным смещением пород друг относительно друга. Они проявляются в виде трещин или зон дробления, по которым происходит смещения пластов. Плоскость разрыва, по которой происходит относительное перемещение пластов горных пород, называется *сместителем*. Примыкающие к этой плоскости участки горных пород называются **крыльями** (или блоками). При наклонном сместителе различают **висячее** и **лежащее** крылья (блоки).

По характеру, величине, направлению и углу относительного перемещения крыльев разрывы подразделяются на сбросы, взбросы, надвиги и сдвиги.

Сбросы представляют собой разрывные нарушения, у которых сместитель наклонен в сторону опущенного крыла, а висячее крыло смещено вниз по отношению к лежащему. Угол наклона сместителя к горизонтальной плоскости составляет 40-60° (рис. 5, а). При вертикальном положении сместителя сбросы называются **вертикальными**.

Взбросы представляют собой разрывные дислокации, у которых сместитель наклонен в сторону поднятого крыла, а висячее (поднятое) крыло по отношению к лежащему (опущенному) крылу смещено вверх по круто падающему сместителю (более 60°) (рис. 5, б).

Надвиги – разрывные дислокации типа взброса, висячее, крыло которых надвинуто на лежащее по пологому (менее 60°) сместителю (рис. 5, в). Пологие надвиги большой горизонтальной амплитуды при малом угле наклона

смещителя называются шарьяжами, или тектоническими покровами. Горизонтальная амплитуда их может достигать 30-40 км.

Сдвиги представляют собой разрывные дислокации, крылья которых смещаются преимущественно в горизонтальном направлении, параллельно простиранию смещителя. Они нередко сочетаются со сбросами, взбросами и надвигами (сбросо-сдвиги и т. д.) (рис. 5, з).

Раздвиг – крылья разрыва смещаются в горизонтальном направлении, удаляясь друг от друга (между ними возникает пропасть). Раздвиги, подобно сбросам, возникают в режиме растяжения слоев (например, в замке антиклинальной складки).

Разрывные нарушения обычно встречаются группами, образуя сложные дизъюнктивы: ступенчатые сбросы, грабены и горсты. **Ступенчатые сбросы** представляют собой систему сбросов, в которой каждое последующее крыло опущено относительно предыдущего (рис. 5, д). **Грабены** – это система ступенчатых сбросов, в которой центральная часть опущена относительно периферийных блоков (рис. 5, е). **Горсты** – система взбросов, в которой центральная часть приподнята по отношению к периферийным блокам (рис. 5, ж).

Глубинные разломы – рассекают всю литосферу, выступают в качестве особой геологической разломной структуры. Среди них важнейшее значение принадлежит рифтам, относительно которых литосферные плиты раздвигаются. Другая разновидность глубинных разломов – трансформные разломы, поперек пересекающие рифты. По трансформным разломам сдвигаются участки литосферных плит.

3. Землетрясения

Землетрясениями называются быстрые толчки земной поверхности, вызываемые сериями колебаний, проходящими через породы Земли.

Наука, изучающая землетрясения, называется *сейсмология*. Регистрируют сотрясения земной коры созданными для этой цели приборами – *сейсмографами*.

Землетрясения обычно происходят внезапно, молниеносно, в течение нескольких секунд, иногда даже долей секунды. Некоторые из них проявляются в форме многочисленных подземных толчков, следующих друг за другом через короткие промежутки времени в течение недель и даже месяцев. В отдельных случаях землетрясения бывают большой силы и сопровождаются катастрофическими последствиями: гибелью людей, разрушением зданий, дорог, мостов и других инженерных сооружений. Очень часто при крупных землетрясениях возникают многочисленные пожары (рис. 6).



Рисунок 6 – Последствия землетрясений

На поверхности землетрясения проявляются в виде подземных толчков, направленных либо вертикально вверх, либо распространяющихся субгоризонтально. Во время сейсмического толчка вещество планеты подвергается упругим деформациям двух видов: изменяется объем вещества и его форма.

Изменения объема, вызванные прямолинейным поступательно-возвратным движением частиц, проявляются в виде продольных (первичных) волн. При этом слои горных пород то мгновенно увеличиваются по мощности, то сокращаются.

Изменения формы вещества вызваны поперечными (вторичными) волнами, направленными перпендикулярно продольным.

Кроме того, во время землетрясения распространяются еще и поверхностные (длинные) волны, движущиеся вдоль земной поверхности. Быстрее всего движутся волны продольные (от 5 до 13,8 км/с), они могут распространяться в твердых, жидких и газообразных средах. Скорость движения поперечных волн меньше (от 3,2 до 7,3 км/с), они проходят только через твердые тела. Медленнее всего распространяются поверхностные волны (от 2,0 до 4,5 км/с).

Место возникновения сейсмических волн в глуби Земли называется *гипоцентром* землетрясения (очагом). Проекция гипоцентра на земную поверхность называется *эпицентром* землетрясения (рис. 7).

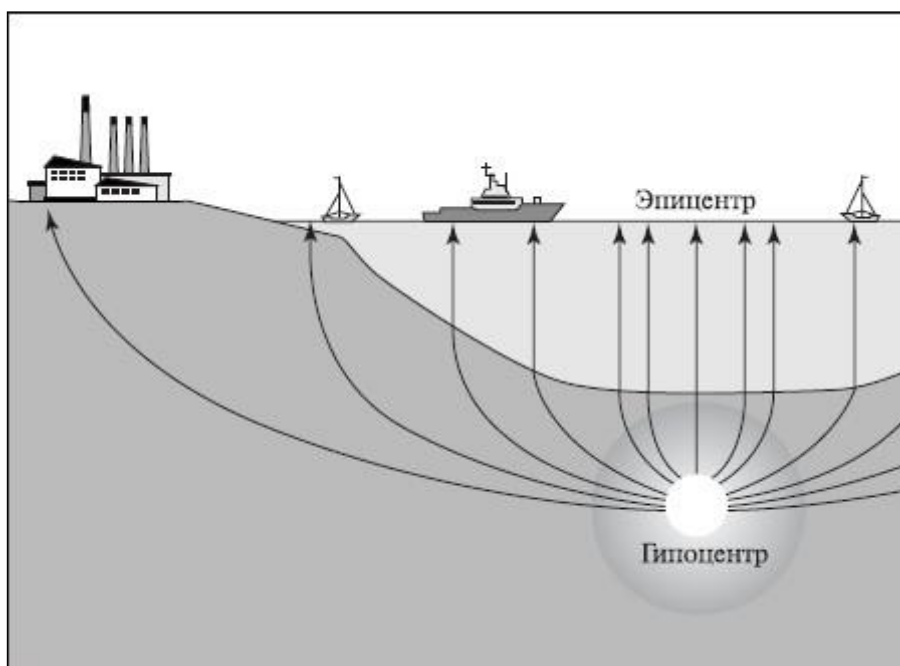


Рисунок 7 – Гипоцентр и эпицентр землетрясения

По глубине расположения гипоцентра землетрясения разделяются на три типа: мелкофокусные, промежуточные и глубокофокусные.

Мелкофокусные – очаг лежит не глубже 60 км. Около 80 % всех землетрясений зарождаются на глубине менее 8-10 км.

Промежуточные – глубина залегания очага – 60-150 км.

Глубокофокусные – очаг расположен глубже 150 км (наибольшие установленные глубины достигают 620-720 км, т. е. вблизи границ нижней и верхней мантии).

По происхождению землетрясения делятся на ряд типов.

Тектонические землетрясения обусловлены мгновенной разрядкой напряжений в слоях горных пород. Чаще всего это происходит при подвижках в тектонических разломах. К этому типу относятся все катастрофические землетрясения, охватывающие огромные площади (в миллионы квадратных километров).

Вулканические землетрясения связаны с давлением поднимающейся магмы и выделяющихся из нее газов; наблюдаются при взрывных извержениях.

Экзогенные землетрясения происходят при обрушении кровли карстовых пустот, обвалах и оползнях, падении метеоритов и т. д.

Техногенные землетрясения обусловлены деятельностью человека (заполнение водохранилищ, взрывы, закачка жидкостей в шахты и др.).

Из перечисленных типов землетрясений чаще всего происходят тектонические, они же причиняют и наибольший ущерб. Во время тектонического землетрясения дробятся и смещаются слои горных пород, прилегающие к разлому. Все названные явления связаны с тремя видами движений в литосфере: сжатием горных пород, их растяжением и со смещениями по горизонтальным сколам.

Режим сжатия обычно приурочен к зонам конвергенции литосферных плит. Здесь возникают глубинные разломы, которые косо погружаются под материка и островные дуги и по которым океанические плиты подныривают под континентальные массивы. По мере погружения океанические плиты раскалываются, что и вызывает землетрясения. Именно здесь возникают многочисленные мелкофокусные и все глубокофокусные землетрясения планеты.

Режим растяжения связан с дивергенцией литосферных плит и наблюдается в пределах срединно-океанических рифтов. Здесь происходят немногочисленные мелкофокусные землетрясения (около 5 % от числа зарегистрированных).

Определение силы землетрясения производится двумя принципиально разными способами, опирающимися на выявление относительной или абсолютной силы толчков.

Определение *относительной силы землетрясения* носит субъективный характер, поскольку опирается на характер разрушений, самочувствие человека и другие внешние признаки. На территории СНГ принята 12-балльная шкала оценки относительной силы толчков.

1 балл (незаметное) – колебания регистрируются только сейсмографами.

2 балла (очень слабое) – толчки замечаются единичными людьми, находящимися в спокойном состоянии на верхних этажах.

3 балла (слабое) – толчки ощущают немногие люди, находящиеся внутри помещений.

4 балла (умеренное) – толчки внутри зданий замечают много людей, возможно колебание дверей и створок окон, дребезжит посуда.

5 баллов (довольно сильное) – землетрясение ощущают все люди, сильно раскачиваются висящие предметы, дребезжат стекла, осыпается побелка, раскачиваются деревья и столбы.

6 баллов (сильное) – незначительные повреждения некоторых зданий: штукатурка покрывается тонкими трещинами, возникают трещины в каминах, печах; бьется посуда, с полок падают книги, сильно колеблется жидкость в сосудах.

7 баллов (очень сильное) – значительные повреждения некоторых зданий: штукатурка отслаивается и осыпается, стены пересекаются тонкими трещинами, повреждаются дымовые трубы; в водоемах возникают волны и вода взмучивается, в сырых грунтах возникают трещины.

8 баллов (разрушительное) – существенно разрушаются здания: в прочных стенах возникают большие трещины, обрушиваются карнизы и дымовые трубы; тяжелая мебель сдвигается или опрокидывается; стволы деревьев быстро раскачиваются или переламываются; на склонах гор происходят оползни и возникают трещины шириной до нескольких сантиметров.

9 баллов (опустошительное) – стены, перегородки и кровли многих зданий обрушиваются; в грунтах возникают трещины шириной до 10 см и более; в горах происходят обвалы, осыпи и оползни.

10 баллов (уничтожающее) – большинство зданий разрушается; грунты расщепляются трещинами шириной до 1 м, на склонах происходят обвалы и оползни; железнодорожные рельсы изгибаются, трубопроводы разрываются; вода из озер и рек выплескивается на берег.

11 баллов (катастрофа) – общее разрушение зданий; в грунтах широкие трещины и вертикальные подвижки, на склонах многочисленные и большие оползни и обвалы.

12 баллов (сильная катастрофа) – все инженерные сооружения разрушаются; существенно меняется рельеф: грунты покрываются густой сетью трещин, в земной коре происходят вертикальные и горизонтальные подвижки, речные русла изменяются, образуются водопады, происходят гигантские оползни и обвалы.

Абсолютная сила землетрясения оценивается по 9-балльной шкале магнитуд (от лат. *magnitudo* – величина), предложенной в 1935 г. Ч. Рихтером. Шкала опирается на действительную энергию, выделяющуюся в очаге землетрясения, – измеряется максимальная амплитуда колебаний частиц грунта, записанная на сейсмограмме на расстоянии 100 км от эпицентра. Магнитуда толчка соответствует величине десятичного логарифма амплитуды колебаний. Отличие магнитуд на единицу означает отличие амплитуд колебаний в десять раз и отличие энергии землетрясения в тридцать раз. Количество выделившейся при землетрясении энергии определяется в эргах (от греч. *ergon* – работа; $1 \text{ эрг} = 10^{-7} \text{ Дж}$). При самых слабых подземных толчках, регистрируемых сейсмографами, выделяется $2 \cdot 10^4$ эрг. Энергия крупнейших из зарегистрированных сейсмографами землетрясений достигает $2 \cdot 10^{18}$ эрг и соответствует магнитуде 8,9. Крупнейшие землетрясения имеют магнитуду в 6-9 баллов.

В среднем за год происходит до миллиона землетрясений, из них около 15-20 сильных и разрушительных.

Регионы земной коры, постоянно подвергающиеся землетрясениям, достигающим нередко очень большой силы, называют *сейсмическими*, а регионы, в которых не наблюдались землетрясения в течение исторического периода, – *асейсмическими* (рис. 8).

В географическом распространении сейсмических регионов можно выделить два основных пояса: Тихоокеанский и Средиземноморско-Индонезийский, а также три второстепенных: пояс срединно-океанических хребтов, Восточно-Африканский пояс, пояс гор Средней Азии, Южной Сибири и Дальнего Востока.

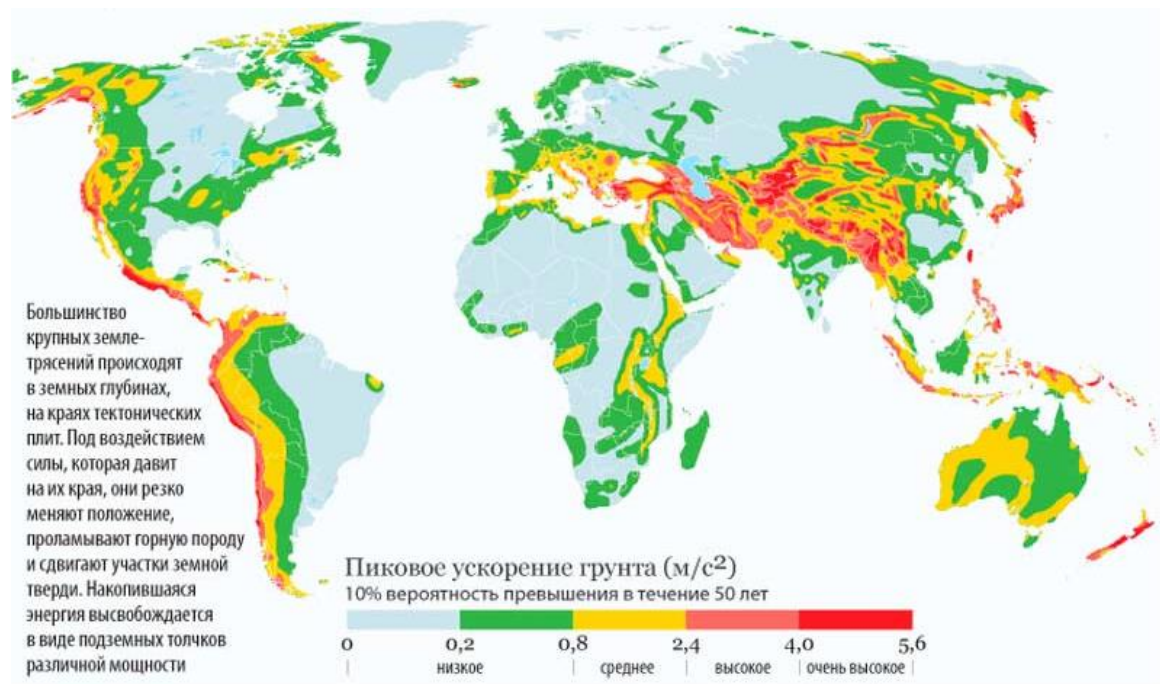


Рисунок 8 – Сейсмические регионы Земли

Тихоокеанский пояс – главный сейсмоактивный пояс Земли. Землетрясения связаны с процессами сжатия в зонах субдукции, и наиболее распространены сверхглубокие сейсмические очаги. Наблюдаются и землетрясения, вызванные движениями по горизонтальным сколам, часто очень мощные (Калифорнийское землетрясение 1906 г.).

Средиземноморско-Индонезийский пояс характеризуется преобладанием мелкофокусных землетрясений, во всяком случае глубины очагов более 300 км здесь не зарегистрированы. Землетрясения этого пояса также объясняются сжатием слоев горных пород и происходят в горноскладчатых массивах, являющихся реликтами древних зон субдукции (возрастом в 40-50 млн лет).

Глобальный пояс срединно-океанических хребтов отличается слабыми и мелкофокусными (до 10 км) землетрясениями, связанными с растяжениями в океанических рифтах, а также со смещениями по горизонтальным сколам в трансформных разломах. В континентальном рифте располагается Восточно-Африканский пояс землетрясений. С древними зонами субдукции связано существование сейсмического пояса гор Средней Азии, Южной Сибири и Дальнего Востока. На сейсмическую активность в нем влияет и Байкальский рифт, т. е. землетрясения связаны как с процессами сжатия, так и растяжения.

Асейсмические регионы планеты приурочены к платформенным элементам земной коры, на которых не происходит перестройка геологической структуры.

Сильные колебания земной коры под океанами, сопровождающиеся быстрыми поднятиями или опусканиями значительных участков морского дна, вызывают сильные волнения – моретрясения. При таких колебаниях

приходят в движение большие массы воды и образуются огромные морские волны – *цунами*.

Цунами, или сейсмические морские волны, – это длинные волны 400–800 км/ч. Цунами могут вызвать разрушения на берегах, удаленных на тысячи километров от эпицентра. У близлежащих к эпицентру берегов эти волны иногда достигают в высоту 30 м. У берегов они вздыбливаются и, затапливая прибрежную территорию, причиняют большой ущерб в пострадавших регионах Земли.

В 2011 г. произошло крупное землетрясение в западной части Тихого океана. Землетрясение произошло в Японском жёлобе – глубоководной океанической впадине, где сталкиваются Тихоокеанская и Охотская литосферные плиты. Более тяжёлая в этом месте океаническая Тихоокеанская плита погружается под материковую Охотскую плиту, над которой располагается часть Евразийского континента и некоторые Японские острова.

Эпицентр землетрясения находился в 373 км от японской столицы г. Токио. После основного толчка магнитудой 9,0 землетрясение вызвало сильное цунами, которое произвело массовые разрушения на северных островах японского архипелага. Цунами распространилось по всему Тихому океану, во многих прибрежных странах, в том числе по всему тихоокеанскому побережью Северной и Южной Америки от Аляски до Чили. Максимальная высота волны наблюдалась в префектуре Мияги и достигала 40,5 м (рис.9). Землетрясение произошло на расстоянии около 70 км от ближайшей точки на побережье Японии и волнам цунами потребовалось от 10 до 30 минут, чтобы достичь первых пострадавших областей. Его волны смывали автомобили и самолеты, затапливали и разрушали здания. В некоторых префектурах вода затопила территорию на расстоянии 10 км от морского побережья (рис.10).



Рисунок 9 – Цунами во время японского землетрясения 2011 г.



Рисунок 10 – Последствия цунами 2011 г.

Для повышения точности прогноза землетрясений необходимо представлять механизмы накопления напряжений в земной коре и образования деформаций на разломах, выявлять зависимости между тепловым потоком из недр Земли и пространственным распределением землетрясений и устанавливать закономерности повторяемости землетрясений в зависимости от их магнитуды. Во многих регионах земного шара, где существует вероятность возникновения сильных землетрясений, ведутся геодинамические наблюдения с целью обнаружения предвестников землетрясений, среди которых заслуживают особого внимания изменения сейсмической активности, деформации земной коры, аномалии геомагнитных полей и теплового потока, резкие изменения свойств горных пород (электрических, сейсмических и т.п.), геохимические аномалии, нарушения водного режима, атмосферные явления, а также аномальное поведение насекомых и других животных (биологические предвестники). Данные исследования проводятся на специальных геодинамических полигонах. В настоящее время в мире работает множество сейсмических станций, оборудованных высокочувствительной регистрирующей аппаратурой и мощными компьютерами, позволяющими быстро обрабатывать данные и определять положение очагов землетрясений.

4. Магматизм

Магматизмом называют явления, связанные с образованием, изменением состава и движением магмы из недр Земли к ее поверхности. **Магма** представляет собой природный высокотемпературный расплав, образующий-

ся в виде отдельных очагов в литосфере и верхней мантии (главным образом, в астеносфере).

В зависимости от характера движения магмы различают магматизм интрузивный и эффузивный. При *интрузивном магматизме (плутонизме)* магма не достигает земной поверхности, а активно внедряется во вмещающие вышележащие породы, частично расплавляя их, и застывает в трещинах и полостях коры. При *эффузивном магматизме (вулканизме)* магма через подводящий канал достигает поверхности Земли, где образует вулканы различных типов, и застывает на поверхности. В обоих случаях при застывании расплава образуются магматические горные породы. Температуры магматических расплавов, находящихся внутри земной коры, находятся в пределах 700-1100°C. Измеренные температуры магм, излившихся на поверхность, в большинстве случаев колеблются в интервале 900-1100°C, изредка достигая 1350°C. Более высокая температура наземных расплавов обусловлена тем, что в них протекают процессы окисления под воздействием атмосферного кислорода.

Интрузивный магматизм включает образование магмы, ее движение и застывание внутри земной коры. Магматическим очагом называют своеобразную камеру сфероидальной формы, возникающую в литосфере и заполненную жидким расплавом вещества мантии – магмой. Считается, что исходная (первичная) магма имеет химический состав, аналогичный веществу мантии, – основной или ультраосновной. Изучение магматических горных пород показало, что существуют расплавы и другого химического состава. Главным критерием определения химического состава магмы, как и магматических горных пород, является содержание SiO_2 – кремнезема. Соответственно этому показателю выделяют четыре типа магматических расплавов: ультраосновной (оливиновый); основной (базальтовый); средний (андезитовый); кислый (липаритовый). Расплавы ультраосновного и основного составов обогащены Fe, Mg, Ca, однако бедны Si, Na, K; в расплавах кислого и среднего составов повышено участие Si, Na, K и понижено Fe, Mg, Ca. Для образования расплавов, по составу отличающихся от первичных (ультраосновных и основных), требуется преобразование магмы. Такое разделение исходной (основной) магмы на расплавы разного состава называется дифференциацией магмы.

Дифференциация магмы происходит разными путями, основные из которых следующие:

1. *Кристаллизационно-гравитационная дифференциация* заключается в том, что кристаллизация минералов при остывании расплава идет в строгой последовательности: первыми кристаллизуются самые тугоплавкие и тяжелые минералы, затем все менее тугоплавкие и легкие (оливин – пироксен – плагиоклаз – роговая обманка – биотит – ортоклаз – мусковит – кварц). Оставшиеся после образования кварца магматические пары и растворы могут реагировать с минералами, в результате образуются хлорит, серпентин или другие минералы. Магматические расплавы, проникая в трещины, формируют рудоносные пегматитовые тела (дайки и жилы). Во время кристаллизации

первыми образуются тяжелые минералы – они оседают на дно магматической камеры, формируя породы ультраосновного и основного составов (дуниты и габбро). Оставшаяся магма оказывается более легкой за счет пониженного участия тяжелых элементов. Легкий и богатый подвижными компонентами расплав поднимается вверх и над породами основного состава начнут кристаллизоваться средние (диориты, сиениты, гранодиориты), а затем и кислые магматические породы (граниты).

2. *Ликвация* (от лат. *liquatio* – плавление, разжижение) – разделение магмы при понижении температуры на два несмешивающихся расплава разного состава. При этом насыщенная кремнеземом легкая жидкость скапливается в верхней части магматической камеры, а более тяжелая – в нижней. Возможно, ликвация принимает участие в образовании пегматитов.

3. *Ассимиляция* (от лат. *assimilatio* – слияние, усвоение) – магма расплавляет окружающие горные породы, обогащается продуктами расплава и изменяет свой химический состав. Процесс ассимиляции связан с формированием крупнейших по объему интрузивных тел. Иногда ассимиляция ведет к *гибридизму* (от лат. *hibrida* – помесь) – образованию магматических пород неупорядоченного химического и минералогического составов.

По мере остывания интрузивных тел от них отделяются и поднимаются по трещинам перегретые водные растворы и летучие компоненты, создавая пневматолитовые месторождения минералов, содержащих олово, вольфрам и другие металлы. На значительном расстоянии от интрузива летучие компоненты исчезают, температура растворов падает, идет формирование гидротермальных месторождений галенита, сфалерита, халькопирита, кварца, кальцита и других минералов.

Формы проявления магматизма зависят от геологической обстановки образования и внедрения магмы и тесно связаны с тектоническими движениями земной коры. Если поднимающаяся магма не достигает поверхности Земли, а застывает внутри коры, образуются глубинные магматические тела – *интрузии* (рис. 11). Форма интрузивных тел может быть очень разнообразной и определяется характером дробления вмещающих пород и физическими свойствами магмы.

В зависимости от того, как взаимодействуют интрузивные тела с вмещающими их горными породами, выделяют:

Согласные (конкордантные) интрузивные тела, внедрившиеся между слоями вмещающих пород (форма таких тел зависит от складчатой структуры вмещающей толщи). Среди согласных выделяют: лакколиты, лополиты, факолиты, силлы.

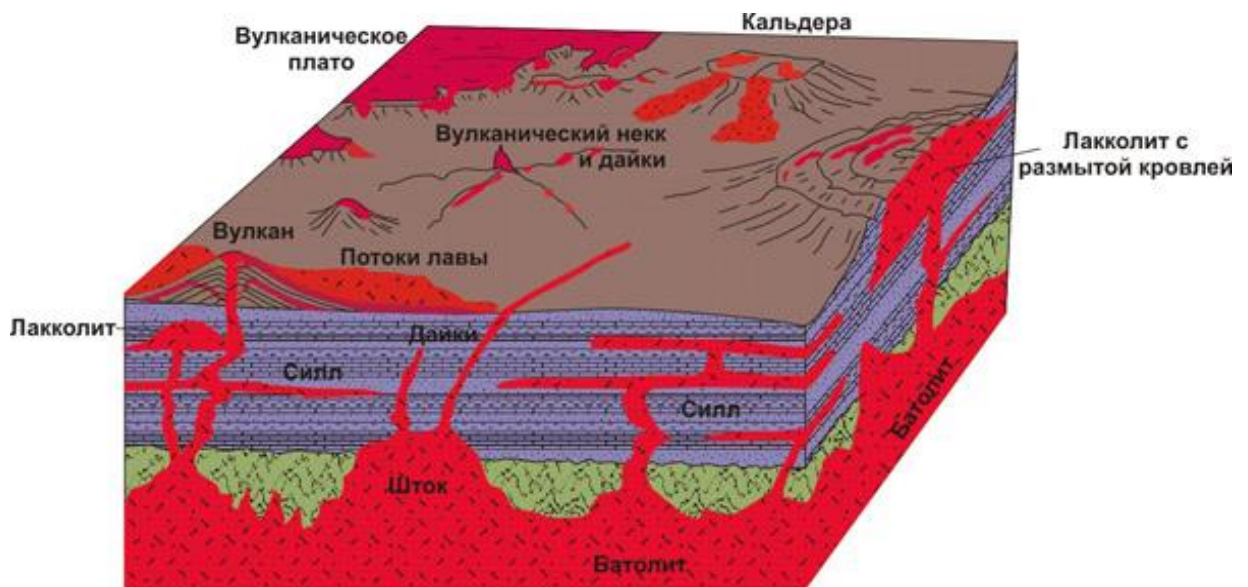


Рисунок 11 – Формы залегания магматических горных пород

Лакколиты в вертикальном разрезе имеют грибообразную форму за счет подъема магмой вышележащих слоев осадочных пород. Верхняя часть лакколита куполообразная, а нижняя ровная, параллельная слоям осадочных пород. Если нижняя часть имеет вид воронки, то возникшую форму называют магматическим **дианиром**. Диаметр лакколитов достигает нескольких километров.

Лополиты – чашеобразные тела, возникающие при заполнении магмой ядра синклинали складки. Диаметр некоторых лополитов составляет более 100 км.

Факолиты – тела в форме вогнутых или выпуклых линз, возникают при заполнении магмой ослабленных сводов синклинали или антиклинальных складок; факолиты особенно характерны для ультраосновных интрузий.

Силлы – пластообразные, выдержанные по мощности интрузивные тела. Формируются при заполнении магмой горизонтальных или наклонных пластов, часто образуют многоярусные серии. В составе преобладают породы основного, реже среднего химического состава (рис. 12).

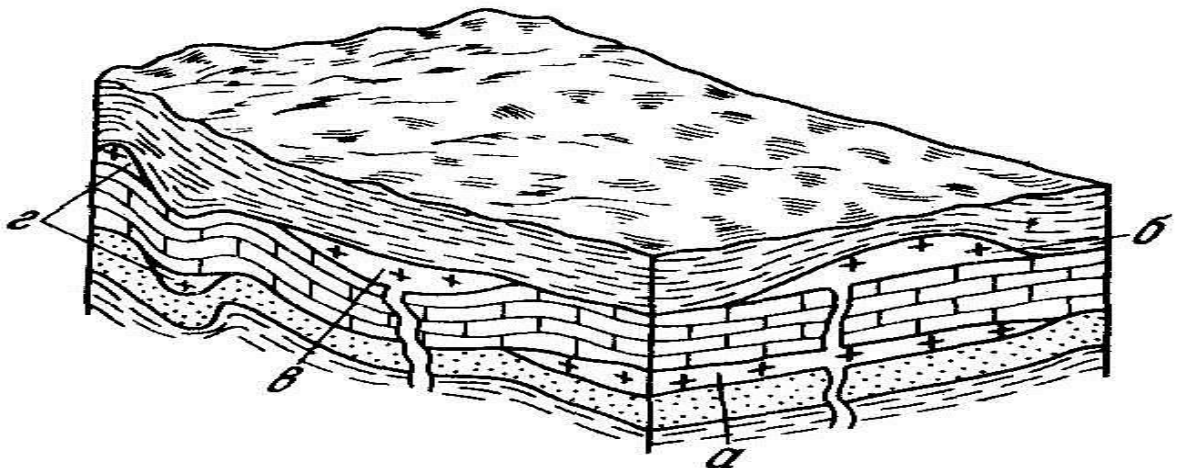


Рисунок 12 – Интрузивные тела: а – силл; б – лакколит; в – лополит; г – факолит

Несогласные (дискордантные) интрузивные тела прорывают и пересекают слоистые вмещающие толщи и имеют форму, не зависящую от структуры последней. Среди несогласных выделяют: батолиты, штоки, дайки, апофизы, хонолиты (рис. 13).

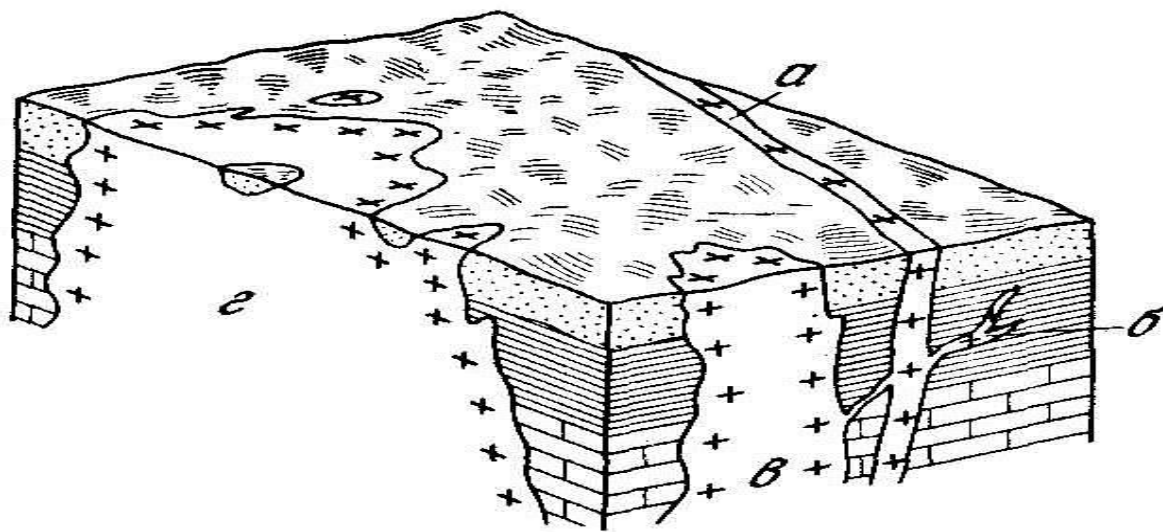


Рисунок 13 – Интрузивные тела: а – дайка; б – жила; в – шток; г – батолит

Батолиты – это крупные магматические тела, уходящее на большие глубины. Образование их связано с интенсивным усвоением и переплавлением вмещающих пород. В вертикальном разрезе могут как расширяться вверх, так и сужаться, соответственно образуя вверху купол или свод. Это крупнейшие интрузивные образования в земной коре: площадь их поверхности превышает 100 км^2 , время остывания достигает десятков и сотен миллионов лет. Обычно батолиты сложены кислыми породами (гранитами). Величайшая известная система батолитов находится в Андах – ее общая длина около 8000 км. Три входящих в ее состав батолита, расположенные на территории Перу и Чили, имеют протяженность по 1300 км каждый. Гигантский батолит Берегового хребта на северо-западе США простирается на 2000 км при ширине до 200 км.

Штоки – интрузивные крутопадающие тела цилиндрической формы. В плане очертания его неправильные, изометричные. Корни штоков уходят на большие глубины, площадь поперечного сечения не превышает 100 км^2 . Штоки представляют собой широко распространенную форму залегания магматических пород различного состава.

Дайки – вертикальные или наклонные плиты, длина и ширина которых многократно превосходит толщину. Дайки возникают при заполнении магмой узких трещин в земной коре. Толщина даек варьирует от нескольких миллиметров до десятков и сотен метров, а протяженность иногда составляет несколько сотен километров. Химический состав слагающих дайки магматических пород бывает различным.

Жилы подобны по форме дайкам, но стенки их волнистые. Жилы часто ветвятся, переплетаются друг с другом. Как дайки, так и жилы обычно отхо-

дят от более крупного интрузива, часто они играют роль связующих каналов между магматическим очагом и другими интрузивными телами.

Некки представлены трубообразными интрузивами в вулканических областях. Являются подводными каналами от магматического очага к жерлу вулкана.

Эффузивным магматизмом или **вулканизмом** называется выброс на земную поверхность различных магматических продуктов. Магматические продукты разделяются на газообразные, жидкие и твердые. В развитии вулкана можно выделить три стадии: субвулканическую, извержения, фумарольную.

- *Субвулканическая стадия* охватывает процессы формирования магматического очага и дифференциации магмы. Большая часть крупных магматических очагов формируется на глубинах 40-150 км. Затем магма поступает в сравнительно небольшие вторичные очаги, расположенные на небольших глубинах и непосредственно питающие извергающийся вулкан.

- *Собственно вулканическая (стадия извержения)* характеризуется формированием вулканического канала и выбросом вулканических продуктов на земную поверхность.

- *Поствулканическая (фумарольная) стадия* отличается выбросом только газообразных продуктов.

Вулканическим каналом называют вертикальный или наклонный трубообразный или трещинообразный канал, соединяющий магматический (вулканический) очаг с поверхностью Земли (рис. 14). В зависимости от характера подводного канала вулканы можно разделить на два типа: трещинные и центральные.

Трещинные вулканы (рис. 15) обладают трещинообразным подводным каналом. На поверхности Земли представлены протяженной (до 20 км и более) трещиной. Извержения происходят или вдоль всей трещины, или в отдельных ее участках. Чаще всего трещинные вулканы изливают жидкую и подвижную лаву. После извержения трещина закрывается, но рядом с ней нередко возникает новая трещина, изливания из которой наслаиваются на предыдущие. Растекающаяся по поверхности лава создает обширные уплощенные покровы. Такие извержения широко представлены в геологическом прошлом Земли, а сохранившиеся от них в пределах платформ лавовые покровы получили название *траппов*.

Вулканы центрального типа (рис. 16) обладают трубообразным подводным каналом – *жерлом*, как правило, сохраняющимся долгое время. Лавы и вулканические обломки скапливаются на поверхности Земли вокруг устья жерла и формируют вулканический конус на вершине – *кратер*. Иногда близ поверхности Земли жерло разветвляется, и на склонах вулканического конуса возникают вторичные кратеры.

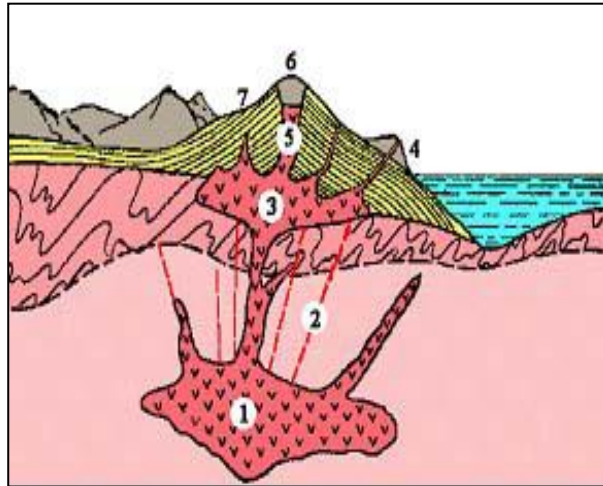


Рисунок 14– Строение вулкана:

1 – первичный магматический очаг; 2 – тектонические трещины; 3 – вторичный магматический очаг; 4 – побочный вулкан; 5 – жерло; 6 – кратер; 7 – конус вулкана.



Рисунок 15 – Вулкан трещинного типа



Рисунок 16 – Вулкан центрального типа

Газообразные продукты (фумаролы) вулканических извержений представлены парами воды, углекислоты, встречаются водород, азот, хлористый водород. Интенсивность выделения газов и паров из лавы зависит от степени вязкости лавы: из кислых и вязких газы выходят с трудом, что ведет к их скоплению и последующим взрывам. Фумаролы, проходя сквозь горные породы, оставляют на стенках трещин и пор налет из различных минералов, иногда создавая промышленные месторождения полезных ископаемых.

Жидкие продукты представлены лавами разного химического состава: от кислого до основного. Объем лавы, выделившейся во время извержения, может достигать десятков и сотен кубических километров.

Кислые лавы содержат более 65 % кремнезема, они самые вязкие и малоподвижные. Застывают в виде коротких и мощных языков, куполов, сложенных липаритом (риолитом), дацитом.

Средние лавы содержат 65-53 % кремнезема, обладают разной степенью вязкости и подвижности, что зависит от содержания в них кремнезема и летучих компонентов. При их остывании возникают трахиты и андезиты. В составе трахитов и андезитов нередко обнаруживаются пирокласты – впаянные в породу твердые (обломочные) продукты извержения.

Основные лавы содержат 53-45 % кремнезема, они очень жидкие и подвижные (скорость движения по земной поверхности может превышать 50 км/ч). При остывании возникают базальты и диабазы, почти никогда не держащие пирокластов.

Ультраосновные лавы содержат менее 45 % кремнезема, выбрасываются крайне редко, при застывании образуют пикриты и кимберлиты.

Твердые продукты извержения, или **пирокласты**, представляют собой минеральные обломки разного диаметра, возникающие в наибольших объемах при взрывных извержениях. Вулканы Земли извергают пирокластических пород примерно в шесть раз больше, чем лав.

В зависимости от диаметра выделяют следующие типы пирокластов:

- а) вулканический пепел (менее 0,1 мм);
- б) вулканический песок (0,1-2 мм);
- в) лапилли (2*30 мм);
- г) вулканические бомбы (более 30 мм).

При отложении и уплотнении пирокластов на суше возникают *вулканические туфы*, а при осадении обломков в воде – *туффиты*. Объемы выброса пирокластов иногда измеряются десятками кубических километров.

Характер залегания эффузивных горных пород менее разнообразен, чем интрузивных. Наиболее типичные для них формы – потоки, покровы и купола.

Потоки имеют в плане резко удлиненную форму и характерны для всех типов вулканов. Скорость основных лав – 40-60 км/ч, длина потоков – несколько сотен метров; скорости средних и кислых – первые километры в час, длина потоков – первые десятки метров (рис. 17).

Покровы характерны для вулканов щитового и трещинного типа с жидкой лавой основного состава. Имеют большие площади до тысяч км² при мощности до десятков метров (рис. 18).

Купола образуются при излиянии очень вязких гранитных магм. При этом лава, выходящая из жерла вулкана, не растекается, а образует куполообразные возвышения (рис. 19).



Рисунок 17 – Лавовый поток



Рисунок 18 – Лавовый покров



Рисунок 19 – Вулканический купол

Характер извержений бывает весьма различным и зависит от температуры лавы и ее химического состава. Эти свойства определяют качество и количество продуктов извержения, наличие и силу сопровождающих землетрясений и т. д. По таким признакам установлено несколько четко выраженных типов извержений – гавайский, стромболианский, везувианский, пелейский, кракатауский и маарский.

Гавайский тип извержений характерен для вулканов Мауна-Лоа и Килауэа на о-ве Гавайи. Это классические щитовидные вулканы с очень пологими склонами (уклон не более 5°) и конусом, сложенным слоями остывшей лавы. Такие пологие конусы образовались в результате изливания подвижной жидкой базальтовой лавы с малым содержанием газов. Извержению этого типа предшествует подъем магмы и накопление ее в магматических камерах. По мере возрастания давления лава начинает медленно переливаться через край кратера и разливаться по склону.

Стромболианский тип извержений наиболее характерен для вулканов Стромболи в Средиземном море и Ключевского на Камчатке. Лава, изливающаяся из этих вулканов, менее подвижна, заключенные в ней газы выделяются в виде взрывов. При этом комки лавы, часто раскаленной, выбрасываются из кратера, образуя бомбы и лапилли.

Везувианский тип извержений протекает с чрезвычайно мощными выбросами магмы, насыщенной газом. Продукты извержения выбрасываются наружу в виде огромных черных туч, из которых затем выпадают ливни пепла и грязевые потоки. Лава изливается из боковых трещин и устремляется по склонам конуса. К этому типу относятся вулканы средиземноморья – Везувий, Этна, Вулькано и др.

Пелейский тип извержений получил название по вулкану Мон-Пеле,

расположенному на о-ве Мартиника (Малые Антильские острова). Извержениям этого типа обычно предшествуют сильные подземные толчки. Магма вулканов чрезвычайно вязкая и содержит много газов. Извержение сопровождается сильными взрывами, а магма пробивает себе путь через боковые трещины, так как жерло перекрыто куполом. При выходе на поверхность лава вследствие значительной вязкости выдавливается вверх в виде огромной пробки, образующей обелиск. При этом из-под пробки вырываются нагретые газы, капельки лавы и пепла, образующие «палящую» тучу раскаленных продуктов извержения.

Кракатауский тип извержений (вулкан Кракатау, 1883 г.) отличается взрывами чудовищной силы и выбросом гигантского объема газов и пирокластов. В отличие от предыдущих типов извержений, лава кислого состава, накапливающаяся в расположенном на огромной глубине очаге, на поверхность не выходит совсем. В итоге мощным взрывом разрушается почти весь вулкан.

Маарский тип объединяет лишь единожды извергавшиеся, ныне потухшие вулканы. В рельефе они представлены плоскими блюдцеобразными котловинами, обрамленными невысокими валами. В вертикальном разрезе кратер имеет вид воронки, которая в нижней части соединяется с трубообразным жерлом, или трубкой взрыва. Древние структуры такого облика получили название *диатрем*. Диаметр их колеблется от нескольких десятков метров до нескольких километров. Верхняя часть диатрем до 400-500 м заполнена кимберлитом (по г. Кимберли, ЮАР) – брекчиевидной породой ультраосновного состава, состоящей из пироксенов, оливинов, пиропов и обломочного материала. Кимберлиты окрашены в сине- и зелено-черные цвета. Состав кимберлитов свидетельствует о высочайших температурах и давлении во время их образования, а также о сверхглубинном (мантийном) расположении магматического очага. К кимберлитам приурочены коренные месторождения алмазов, пиропов и других минералов. На больших глубинах диатремы заполнены ультраосновными породами.

После прекращения выбросов лавы и пирокластов начинается поствулканическая стадия, в ходе которой наблюдается лишь выделение магматогенных газов и паров, а также горячих подземных вод – *гейзеров*.

Гейзеры – это источники, периодически выбрасывающие фонтаны воды и пара. Распространены в поясах современного вулканизма и приурочены к местам скопления грунтовых вод. Чаще всего гейзеры связаны с эффузивами кислого состава (липаритами). Гейзеры извергаются из грифонов – чашеобразно расширенных устьев выводных каналов. Интервалы между извержениями составляют от 1 минуты до нескольких месяцев, высота фонтана может достигать 30-50 м. Величайший из известных гейзеров – Ваймангу (Новая Зеландия, действовал с 1899 по 1904 г.) выбрасывал при каждом извержении до 800 т воды на высоту до 460 м. Главные районы современной деятельности гейзеров – Исландия, Йеллоустонский парк (США), Камчатка (Долина Гейзеров, Россия), Новая Зеландия. Воды гейзеров имеют температуру 80-100°C, обычно они минерализованы: содержат соли кальция, кремния,

натрия, магния. Общая минерализация воды составляет 1-3 г/л, иногда до 10 г/л. В результате осаждения солей вокруг гейзеров накапливаются легкие макropористые породы: туфы известковые (травертины) или туфы кремнистые (гейзериты).

Географическое распространение вулканизма. За последние 3000 лет истории Земли зафиксировано более 2500 извержений и установлено около 1000 действующих наземных вулканов, из которых порядка 200 ныне пребывают в фумарольной стадии. Почти все известные наземные вулканы располагаются на окраинах материков или на островах. Абсолютное большинство – 90% наземных вулканов – приурочено к четырем вулканическим поясам, совпадающим с границами крупнейших литосферно-мантийных структур.

Тихоокеанский пояс (Тихоокеанское Огненное кольцо) – охватывает от 340 до 381 действующих наземных вулканов. Вулканы Тихоокеанского пояса располагаются вдоль узких глубоководных желобов, на расстоянии 100-200 км от их оси в сторону материков. В этих областях литосферная плита с земной корой океанического типа пододвигается под литосферную плиту с материковым строением земной коры. Вулканы этого пояса по характеру извержений относятся к самым разным категориям и типам (рис. 20).

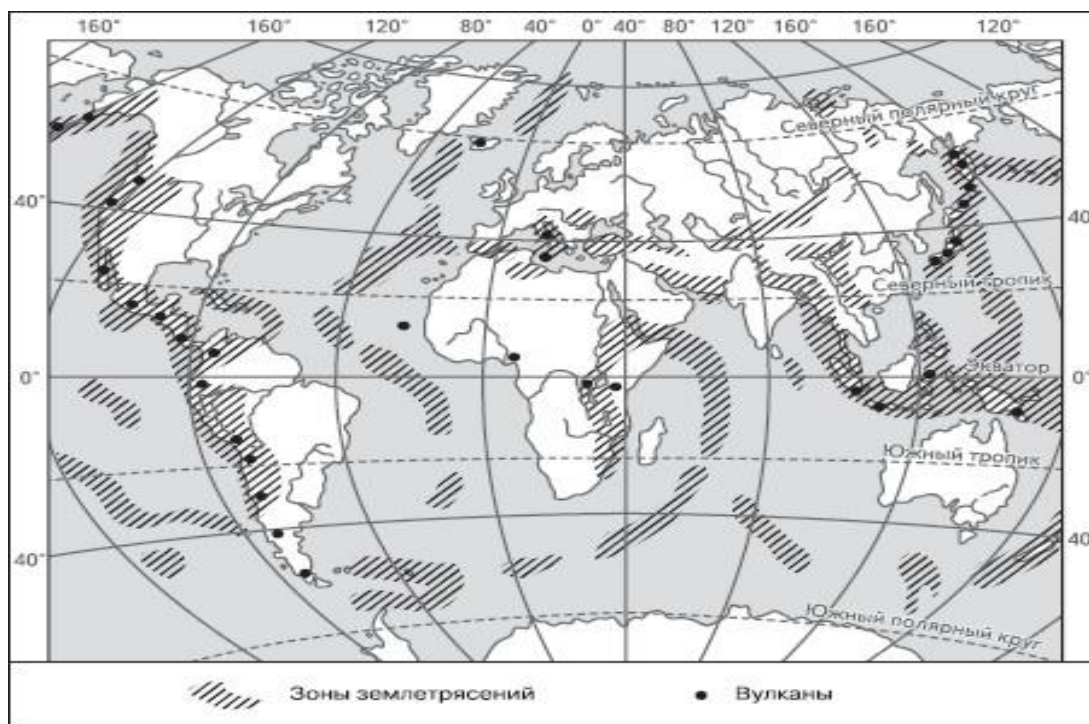


Рисунок 20 – Географическое распространение вулканов

Средиземноморско-Индонезийский (Средиземный) пояс, опоясывающий планету в широтном направлении, включает от 117 до 175 действующих вулканов. Вулканизм данного пояса также связан с активными сейсмофокальными зонами – реликтами неогенового пика альпийской складчатости. Наиболее активный вулканизм здесь наблюдался, очевидно, в неогене и начале четвертичного периода, о чем свидетельствуют многочисленные потухшие вулканы Карпат, Кавказа, Иранского нагорья, Тибета.

Атлантический пояс располагается в осевой меридиональной части Атлантики, все 44 действующих наземных вулкана находятся на островах (от о. Ян-Майен до о-вов Тристан-да-Кунья). Большинство вулканов здесь связаны с рифтовыми структурами растяжения, поэтому очаги залегают совсем неглубоко, а состав лавы базальтовый. По характеру извержений преобладают вулканы трещинного типа.

Восточно-Африканский пояс, расположенный в пределах величайшей континентальной рифтовой системы, включает в свой состав 42 действующих наземных вулкана разных по составу лав и характеру извержений.

Небольшое количество наземных вулканов находится за пределами названных поясов. Размещаются они как на островах в океанах (Канарские, Зеленого Мыса, Маврикий, Реюньон, Гавайи), так и на материках (Камерун). И наконец, на дне океанов имеется огромное количество подводных вулканов.

5. Метаморфизм

Метаморфизм – преобразование горных пород под действием эндогенных процессов, вызывающих изменение физико-химических условий в земной коре. Преобразованию могут подвергаться любые горные породы – осадочные, магматические и ранее образовавшиеся метаморфические. Факторами метаморфизма выступают высокие температуры и давление, воздействие различных химически активных соединений: магматических газов, паров, растворов и др. В физико-химических условиях, отличных от тех, в которых образовались горные породы, происходит изменение их минерального состава, структуры и текстуры.

Изменение минералогического состава ведет к исчезновению неустойчивых минералов и образованию устойчивых, соответствующих создавшимся термодинамическим условиям. Если смена минералов идет при неизменном химическом составе, то метаморфизм называют *изохимическим*. Если же имеет место приток одних химических элементов и удаление других, то говорят об *аллохимическом метаморфизме*. Разновидностью последнего является *метасоматоз* – аллохимический метаморфизм, при котором объем пород не изменяется.

Структурные изменения заключаются в перекристаллизации пород, когда мелкозернистая порода превращается в крупнозернистую. Однако возможен и обратный переход, часто проявляющийся при формировании кварцитов.

Изменения текстуры проявляются двояко. Во-первых, одновременно с перекристаллизацией породы в ней исчезают поры, каверны и возникает *массивная (плотная)* текстура. Во-вторых, под действием направленного давления, именуемого стрессом, формируются *полосчатые* текстуры (сланцеватая и линейная).

Сланцеватая текстура, характерная сланцам, проявляется в образовании параллельно-пластинчатых пород. Причинами сланцеватости могут быть:

- свойство пластинчатых минералов (слюд, хлорита и др.) расти в плоскости, перпендикулярной направленному давлению (стрессу);
- первичная слоистость осадочных пород, претерпевшая переуплотнение во время метаморфизма и благодаря этому ставшая еще более яркой.

Линейная текстура, свойственная гнейсам, образуется игольчатыми или призматическими кристаллами, вытянутыми параллельно плоскости сланцеватости.

Всю совокупность процессов метаморфизма в зависимости от площади их проявления можно разделить на два типа: локальный и региональный. Каждый из типов включает несколько видов.

Локальный метаморфизм охватывает сравнительно небольшие площади, приуроченные либо к местам внедрения интрузий, либо к разломным структурам, либо крайне редко к местам падения крупных метеоритов. Локальный метаморфизм подразделяется на три вида: контактовый, динамометаморфизм и ударный.

Контактовый метаморфизм – следствие интрузивного магматизма. При внедрении раскаленного магматического расплава в верхние, сравнительно холодные слои земной коры (как правило, в осадочный чехол) метаморфизму подвергаются горные породы, контактирующие с интрузивом. Главным фактором здесь выступает температура.

Самыми характерными породами контактового метаморфизма являются роговики – плотные тонкозернистые породы серого или белого цвета с раковистым изломом, в основном состоящие из мельчайших спекшихся зерен кварца и образующиеся из глинистых пород.

Под воздействием высоких температур кварцевые песчаники переходят в кварцит – самую прочную из существующих на Земле горных пород, состоящую из кварца. Высочайшая прочность кварцита достигается прорастанием кристаллов кварца друг в друга, а также за счет вторичного кварца, привнесенного в породу растворами и отложенного вокруг первичных песчаных зерен. При высокотемпературном воздействии кислых растворов на кварцево-полевошпатовые породы образуются грейзены и вторичные кварциты. Эти породы состоят из кварца и слюд, возникших благодаря мета-соматическому разложению полевых шпатов. Метаморфизация известняков и доломитов ведет к формированию мрамора – породы от тонко- до крупнозернистой структуры, состоящей из кальцита, реже – доломита. Окраска мрамора, состоящего из чистого кальцита, белая; наличие примесей гематита и лимонита придает породе оттенки от розового и желтого до красного и бурого; серпентин и хлорит сообщают мрамору зеленую окраску, а присутствие метаморфизованной до графита органики – черную.

Динамометаморфизм (или **дислокационный метаморфизм**) проявляется в результате давления в зонах тектонических разломов и развивается в режиме сжатия горных пород под влиянием направленного давления – стресса. Под воздействием стресса горные породы либо механически размалываются, либо происходит их пластичное отжимание вверх по разлому (т. е. в направлении минимального давления). В результате такого отжимания фор-

мируются *милониты* – массивные полосчатые или сланцеватые породы. Полосчатость милонитов объясняется тем, что под влиянием стресса зерна многих минералов вытягиваются параллельно плоскости разлома. Минералогический состав милонитов отличается разнообразием и зависит от состава метаморфизовавшихся пород. Если сжимались гранитоиды или кварцево-полевошпатовые породы, то милонит будет сложен спекшимися тонкими зернами светлых минералов – кварца и кислых полевых шпатов. Если же стрессу подверглись ультраосновные или основные магматические породы, то в составе милонита господствующее положение займут темноцветные минералы – оливин, пироксен, основные плагиоклазы.

Ударный метаморфизм вызван падением крупных метеоритов. Главным фактором выступает давление. При падении метеорита мгновенно выделяется огромное количество энергии, расходуемой на механическое и тепловое изменение горных пород. В центре удара температура может достигать 10 000°C, а давление – 10 000 кбар. Благодаря этому в пределах метеоритных кратеров – *астроблем* – горные породы подвергаются сжатию, дроблению, плавлению и испарению. Главная особенность ударного метаморфизма – образование минералов, не характерных для земных условий. Среди таких минералов необходимо назвать модификации углерода – лонсдейлит и алмаз (морфологически отличный от земного), а также модификации кварца – стишовит и коэсит.

В настоящее время на Земле известно более 200 астроблем, крупнейшая из которых – Попигайская – расположена на севере Восточной Сибири (ее диаметр – 100 км). В Беларуси находится Логойскую астроблема, диаметр которой составляет около 10 км, а мощность метаморфизованных ударом пород достигает 500 м.

Региональный метаморфизм охватывает площадь в тысячи и сотни тысяч квадратных километров. Факторами регионального метаморфизма являются температура, давление и химически активные вещества, действующие совместно. При региональном метаморфизме осуществляются и изохимические и метасоматические процессы. Формирующиеся при этом породы отличаются большим разнообразием – сланцы, гнейсы, кварциты, мраморы, амфиболиты, гранулиты, эклогиты.

Региональный метаморфизм связан с активными геосинклинальными областями. Причиной его проявления является длительное, устойчивое прогибание участков земной коры, при котором осадочные и вулканогенные толщи, погружаясь, попадают в условия все более высоких температур и давлений и с последующей за этим орогенной стадией развития коры, характеризующейся интенсивным складкообразованием, подъемом магматических масс и генетически связанных с ними термальных растворов.

В истории Земли региональный метаморфизм играл важнейшую роль на протяжении архейской и протерозойской эр. Породы архейского возраста независимо от глубины их современного залегания метаморфизованы сильно и повсеместно. Породы протерозоя метаморфизованы очень часто, но в раз-

ной степени. Фанерозойские породы, как правило, испытали лишь локальную метаморфизацию.

В пределах распространения метаморфических комплексов наблюдается закономерное изменение минералогических ассоциаций (парагенезов минералов) от регионов с высшей степенью метаморфизма к периферийным областям, что обусловлено понижением температуры и давления. Соответственно указанной закономерности выделяют *метаморфические фации* – комплексы наиболее характерных метаморфических пород.

В зависимости от интенсивности процессов метаморфизма выделяют *ступени метаморфизма*, каждой из которых соответствует определенная метаморфическая фация. Ступени и фации метаморфизма – последовательный ряд, отражающий рост степени регионального метаморфизма. Низшей ступени метаморфизма соответствуют породы цеолитовой фации, нижней – зеленосланцевой, средней – амфиболитовой, высокой – гранулитовой, высшей – эклогитовой фации.

В зависимости от *направленности процессов* метаморфизм разделяют на прогрессивный и регрессивный.

При прогрессивном метаморфизме исходная порода проходит ряд последовательных превращений от низшей к высшей ступени метаморфизма.

Регрессивный (ретроградный) метаморфизм заключается в повторной слабой метаморфизации ранее возникших сильно метаморфизованных пород.

Низшая (цеолитовая) ступень метаморфизма протекает при минимальных температурах (до 200 °С) и давлении. Глины и аргиллиты превращаются в глинистые и аспидные сланцы, сложенные микроскопическими зернами. Значительная часть глинистых минералов трансформируется в кристаллы биотита, хлоритов.

Нижняя (зеленосланцевая) ступень метаморфизма проявляется при более высоких температурах (до 250 °С) и давлении, характеризуется формированием мелкозернистых структур. Метаморфизму подвергаются осадочные и магматические породы.

Зеленые сланцы – самые характерные породы нижней ступени, состоят из зеленых минералов: роговой обманки, хлоритов, эпидота. Зеленые сланцы возникают благодаря метаморфизации вулканических пород основного состава. Совместно с амфиболитами (породами следующей ступени метаморфизма) зеленые сланцы формируют зеленокаменные пояса – узкие и длинные синклиновые структуры позднеархейского возраста в фундаментах древних платформ. Метаморфические породы зеленокаменных поясов смяты в складки и прорваны интрузиями.

Метаморфизм ультраосновных пород земной коры океанического типа ведет к формированию серпентинитов (змеевиков) – оливин, взаимодействуя в процессе метаморфизма с морскими водами, переходит в серпентин.

На низкой ступени метаморфизма образуются также специфические голубые сланцы, состоящие из голубой разновидности роговой обманки.

Средняя (амфиболитовая) ступень метаморфизма характеризуется более высокими температурами (250-700 °С) и давлением (до $3 \cdot 10^6$ Па), что

ведет к росту размеров кристаллов и снижению доли гидратированных минералов в составе пород. Температурному интервалу 250-400°C характерно формирование кристаллических сланцев, мраморов, кварцитов и амфиболитов. При более высоких температурах (от 400 до 700 °C) возникают гнейсы. На верхней границе средней ступени начинается *палингенезис* — частичное плавление горных пород.

Высокая (гранулитовая) ступень метаморфизма протекает при температурах от 700 до 1500°C и давлении около $5 \cdot 10^6$ Па. В этих условиях слюды, роговые обманки и другие водосодержащие минералы замещаются пироксенами. Высокие температуры этой стадии метаморфизма обуславливают *анатексис* — полную переплавку исходных пород. Гранулит — самая характерная порода данной ступени, возникающая из магматических или осадочных пород. Гранулиты основного состава образуются из габбро или базальтов, а гранулиты кислого состава — из глинистых или песчано-глинистых пород. Гранулитовая фация широко представлена в архейских и реже в протерозойских породах фундаментов древних платформ.

Высшая (эклогитовая) ступень метаморфизма протекает при самых высоких температурах (от 1500 до 3000°C и выше) и давлении ($2 \cdot 10^9$ Па). Эклогиты — самые тяжелые и плотные из метаморфических пород, возникают из базальтов и входят в состав нижней части земной коры континентального типа. Обломки эклогитов встречаются в кимберлитовых трубках.

6. Основные структурные области земной коры

Тектоническими структурами называют участки литосферы и земной коры, обладающие определенными размерами, строением, составом, мощностью, характером тектонических движений, возрастом и историей развития. Крупнейшие тектонические структуры по их значимости можно расположить в следующем порядке.

Суперглобальные структуры имеют площадь в десятки миллионов квадратных километров и протяженность в тысячи километров. Развитие их проходит на протяжении всего геологического этапа истории планеты.

Глобальные структуры занимают площади до десяти и более миллионов квадратных километров, протягиваются на несколько тысяч километров. Время их жизни совпадает с предыдущими структурами.

Субглобальные структуры охватывают несколько миллионов квадратных километров, длина их достигает тысячи километров и более. Время развития превышает один миллиард лет.

Помимо названных выделяют структуры более мелких порядков.

В первую очередь на основании единства движения, а также сравнительной монолитности необходимо выделить такие суперглобальные структуры, как литосферные плиты. Выделяют семь крупнейших плит и от одиннадцати до тринадцати более мелких. Крупнейшие плиты: Евразийская, Африканская, Североамериканская, Южно-Американская, Индо-Австралийская,

Антарктическая, Тихоокеанская. К мелким плитам относят Филиппинскую, Аравийскую, Кокос, Наска, Карибскую (рис. 21).

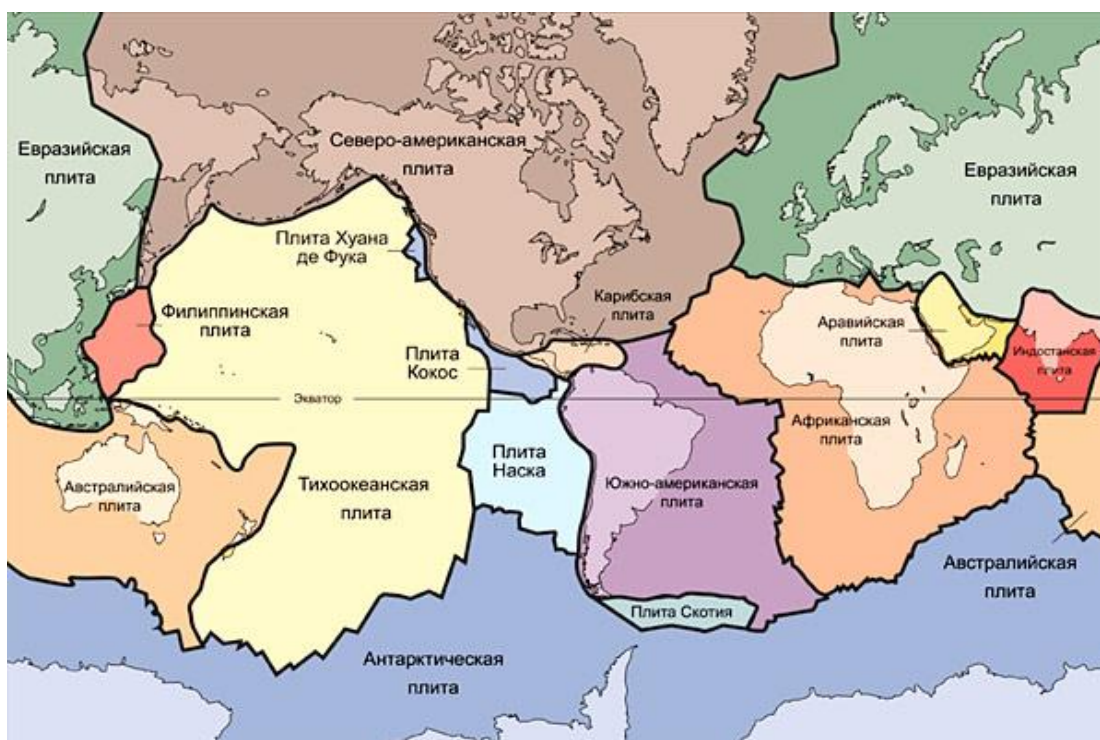


Рисунок 21 – Литосферные плиты Земли

Во-вторых, важнейшими являются разломные структуры, разделяющие литосферные плиты. Среди разломных структур выделяются рифты, которые подразделяют на срединно-океанические и континентальные. Срединно-океанические рифты образуют глобальную систему протяженностью более 64 000 км. Примером континентальных рифтов служит величайший на планете Восточно-Африканский, а также Байкальский. Другая разновидность разломных структур – трансформные разломы, перпендикулярно пересекающие рифты. По трансформным разломам происходит горизонтальное проскальзывание (сдвиг) прилегающих к ним частей литосферных плит.

В пределах материков глобальными структурами выступают платформы и горно-складчатые области.

Платформы – это жесткие, малоподвижные блоки земной коры, прошедшие длительный этап геологического развития и имеющие трехъярусное строение. Состоят из кристаллического фундамента (базальтовый и гранито-гнейсовый слои) и осадочного чехла. Кристаллический фундамент сложен смятыми в складки слоями метаморфических пород. Вся эта сложнодислоцированная толща во многих местах прорвана интрузиями (преимущественно кислого и среднего состава). По возрасту формирования кристаллического фундамента платформы разделяются на древние (докембрийские) и молодые (палеозойские и реже раннемезозойские). Древние платформы являются ядрами всех материков и занимают их центральную часть. Молодые платформы размещаются на периферии древних или между древними платформами.

В составе осадочного чехла господствуют слои шельфовых и лагунных, значительно реже – континентальных осадков.

В пределах древних платформ по особенностям геологического строения выделяют такие субглобальные структуры, как щиты и плиты.

Щит – участок платформы, где отсутствует осадочный слой и кристаллический фундамент выходит на поверхность. Щиты возникают при тектоническом воздымании территории и господстве процессов денудации. В рельефе щиты обычно представлены плоскогорьями (Бразильский щит) или возвышенностями (Украинский щит).

Плиты – это платформы (или их участки) с мощным осадочным слоем. Образование плит связано с тектоническим погружением платформы и морской трансгрессией. На поверхности платформ территориям плит чаще всего соответствуют низменности, а также возвышенности.

Более мелкие структурные подразделения в пределах осадочного чехла древних платформ представлены *суперрегиональными структурами*, площадь которых составляет сотни тысяч квадратных километров, а протяженность – до нескольких сотен километров. Их развитие происходит во время накопления осадочного чехла и измеряется сотнями миллионов лет. Суперрегиональные структуры подразделяются на *региональные*, а последние, в свою очередь, на структуры еще более мелких порядков.

Суперрегиональными структурами являются антеклизы, синеклизы и моноклинали.

Антеклизы – крупнейшие положительные структуры плитных участков с выпуклой поверхностью фундамента и осадочным чехлом небольшой мощности. Антеклизы формируются в режиме тектонического воздымания территории, поэтому на них могут отсутствовать многие горизонты, представленные на соседних отрицательных структурах. В пределах антеклиз выделяют такие региональные структуры, как массивы и выступы. *Массивы* – высшие части антеклиз, в которых фундамент либо выходит на поверхность, либо перекрыт осадочными накоплениями четвертичного возраста. *Выступы* – изометричные или вытянутые поднятия фундамента диаметром до 100 км в пределах массивов, антеклиз.

Синеклизы – крупнейшие отрицательные суперрегиональные структуры плитных участков с вогнутой поверхностью фундамента, плоским дном и очень пологими (доли градуса) углами падения слоев на склонах. Синеклизы возникают в режиме тектонического погружения территории, поэтому характеризуются повышенной мощностью осадочного чехла. Региональными структурами, подобными синеклизам, являются изометричной формы *впадины* и линейно вытянутые *прогибы*.

Моноклинали – тектонические структуры с односторонним наклоном слоев, угол падения которых редко превышает 1°. В зависимости от ранга положительных и отрицательных структур, между которыми располагается моноклираль, ее ранг также может быть разным.

Среди региональных структур осадочного чехла необходимо упомянуть *горсты*, *грабены* и *седловины*. *Седловины* – региональные образования, раз-

мещенные в зоне сочленения положительных и отрицательных структур и занимающие промежуточное положение по высоте поверхности фундамента. Седловины лежат выше окружающих их отрицательных структур, но ниже положительных.

Горно-складчатые области, характеризующиеся резким возрастанием мощности земной коры, формируются при конвергенции литосферных плит. Большинству горно-складчатых областей, особенно молодых, свойственна повышенная сейсмичность.

Основополагающим принципом их разделения является возраст складчатости, устанавливаемый по возрасту самых молодых, смятых в складки слоев. Соответственно складчатые массивы подразделяются на докембрийские, байкальские, каледонские, герцинские, киммерийские и альпийские.

Главнейшими структурами земной коры являются также *геосинклинальные пояса (геосинклинали)*.

Геосинклиналь называется подвижный участок земной коры, испытывающий быстрые вертикальные перемещения. В пределах геосинклинали земная кора сильно расчленена разломами и отличается повышенной проницаемостью.

Геосинклиналям характерны следующие черты:

- *Вертикальная направленность тектонических движений, резкая смена прогибания поднятием;*
- *Большие мощности осадочных пород (до 10-15 км);*
- *Широкое развитие интрузивного и эффузивного магматизма, высокая сейсмичность;*
- *Активный метаморфизм горных пород;*
- *Интенсивная складчатость всей территории и обилие разломных структур.*

Геосинклинали возникают благодаря расколу материковой земной коры и провалу ее блоков в мантию с их последующей переплавкой. На месте провалившегося блока формируется тонкий, а значит, подвижный базальтовый слой, т. е. образуется земная кора океанического типа. Возникший таким образом морской геосинклинальный бассейн в своем развитии проходит через несколько стадий:

1. *Собственно геосинклинальная стадия* – тонкая и тяжелая океаническая кора погружается. На дне углубляющегося моря накапливаются все более мощные толщи осадков. Базальтовый слой не выдерживает растяжения и разрывается – формируются подводные лавовые покровы.

2. *Островная стадия* – усложняются тектонические движения: на фоне преобладающего погружения отдельные массивы дна испытывают подъем. Активизируются процессы вулканизма и интрузивного магматизма. Над водой поднимаются вершины вулканических гор, формируя островные дуги.

3. *Орогенная стадия* — дно геосинклинального бассейна, разбитое трещинами на блоки, испытывает активные вертикальные и горизонтальные подвижки, что приводит к общему смятию накопленных осадочных толщ. По линиям разломов происходит активный магматизм и формирование огром-

ных интрузивных тел. Под влиянием давления при складкообразовании, а также под воздействием тепла, газов и растворов интрузий слои осадочных пород подвергаются сильной метаморфизации. Господствует режим тектонического воздымания территории, в результате которого на месте моря возникает горно-складчатая суша.

4. *Постгеосинклинальная (платформенная) стадия* – на территории горно-складчатой суши постепенно затухают быстрые тектонические движения, главенствующее значение приобретают процессы эрозии и денудации. Сохранившиеся от разрушения «корни» гор причленяются к платформе, наращивая ее площадь. Такой процесс роста континентальной земной коры получил название аккреции.

В пограничных зонах между платформами и геосинклиналями образуются своеобразные структурные элементы – краевые прогибы, краевые швы и окраинные вулканические пояса.

Краевые прогибы возникают и развиваются на границе этих областей с более или менее погруженным участком платформы. Геоморфологически краевые прогибы представляют собой систему предгорных впадин, отделяющих растущие горные сооружения от смежных равнинных пространств платформы.

Краевые швы формируются на контакте геосинклинальной области с крупными платформенными выступами.

Окраинные вулканические пояса тяготеют к зонам глубинных разломов, по которым происходят многократные и весьма интенсивные излияния магмы.

Особенности развития геологических структур земной коры. Развитие самой верхней твердой оболочки Земли тектонические гипотезы объясняют по-разному. Гипотезы отличаются объектами исследований и приоритетом направления тектонических движений.

Гипотеза фиксизма (геосинклиналей и платформ) в развитии земной коры главное значение отводит вертикальным движениям ее блоков. Свои истоки фиксизм берет в гипотезе контракции земной коры. Согласно последней, остывающая планета уменьшается в объеме, что ведет к складчатым деформациям ее верхней твердой части. Согласно фиксизму, главнейшими структурами земной коры являются геосинклинальные пояса и платформы. Платформой называют жесткий устойчивый блок земной коры, не претерпевающий активных тектонических движений (вулканизм и землетрясения редки). Платформы или их участки подвергаются лишь медленному воздыманию или погружению. Геосинклинали представляют собой чрезвычайно подвижные участки земной коры, которые испытывают в течение длительного времени интенсивные колебательные движения с тенденцией к прогибанию.

Гипотеза тектоники литосферных плит (мобилизма) зародилась в конце XIX в. как гипотеза дрейфа материков. Эта гипотеза в развитии литосферы главное значение отводит горизонтальным движениям ее блоков. Согласно этой гипотезе, главными структурами литосферы являются литосфер-

ные плиты и разделяющие их рифты. Литосферные плиты, включающие в свой состав участки земной коры как океанического, так и континентального типов, находятся в постоянном горизонтальном движении относительно друг друга. Рифты – рассекающие всю литосферу глубинные разломы, в которых происходит раздвиг литосферных плит и наблюдается высочайшая сейсмическая активность, а мощность земной коры минимальна.

Основные положения концепции сводятся к тому, что магма, поднимающаяся по рифтовым зонам, изливается на поверхность и застывает, образуя напластования базальтов, представленные в рельефе срединно-океаническими хребтами. Затем новообразованная океаническая кора разламывается и раздвигается со скоростью до нескольких сантиметров в год в обе стороны от рифта, тем самым увеличивая площадь океана. Этот процесс получил название «спрединга». По разломам происходит сдвиг срединных хребтов и рифтов. В зоне конвергенции литосферных плит с корой материкового и океанического типов происходит процесс субдукции. Субдукция заключается в том, что тонкая, но тяжелая плита с океанической корой полого погружается в мантию под гораздо более мощную, но легкую плиту с материковой корой. Там, где океаническая плита перегибается, возникает глубоководный желоб. В зоне взаимодействия плит, но ближе к материку, формируется островная дуга, созданная слоями морских отложений, которые смялись в складки, метаморфизовались и пронзились интрузиями, и вулканическими породами. Таким образом, конвергенция ведет к поглощению океанических участков литосферы и приращению континентальных участков.