

Лекция 2.

Эндогенные процессы. Тектонические процессы. Типы тектонических движений. Фиксизм и мобилизм. Тектоника литосферных плит. Типы залегания пластов. Складчатые движения и разломы.

В современной геоморфологии доминирует представление о том, что рельеф – это продукт взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Эндогенные процессы, питаемые внутренней энергией Земли, проявляются прежде всего в перемещениях огромных масс горных пород земной коры и расплавленного вещества мантии, и приводят к образованию крупных неровностей земной поверхности – континентов и океанических впадин, горных хребтов и межгорных прогибов. Экзогенные процессы, деятельность которых обеспечивается отчасти действием силы гравитации, отчасти энергией, поступающей преимущественно с излучением Солнца, напротив, производят преимущественно разрушительную работу. Они стремятся сгладить неровности поверхности, созданные эндогенными процессами – срезать выступы и заполнить продуктами разрушения впадины рельефа.

Поскольку главным конструкторами, создающими наиболее крупные черты рельефа Земли, являются эндогенные процессы, то рассмотрение отдельных процессов начнем именно с них.

Среди эндогенных процессов выделяется три самостоятельных, но тесно взаимосвязанных группы процессов:

- тектонические процессы
- землетрясения
- магматизм

В данной лекции мы сосредоточим свое внимание на имеющих ведущее значение в рельефообразовании и предопределяющих характер и плановые очертания планетарных форм рельефа Земли – тектонических процессах.

Под тектоническими процессами понимаются процессы преобразования рельефа, связанные с перемещениями отдельных фрагментов земной коры или литосферы в виде относительно монолитных блоков. При этом размер «блоков» может быть различным. По площади - от первых десятков и сотен квадратных метров до миллионов квадратных километров. По толщине – от первых метров и десятков метров до десятков километров. По направлению перемещения выделяют вертикальные и горизонтальные тектонические движения, а по характеру деформации слагающих земную кору горных пород – складчатые и разрывные.

До середины XX-го века в геологии и геоморфологии господствовала так называемая концепция «фиксизма». В основе концепции лежало представление о том, что абсолютно доминирующим видом тектонических движений являются вертикальные, а горизонтальные движения второстепенны. Все наиболее крупные формы рельефа Земли (континенты и океанические впадины) созданы именно вертикальными движениями – континенты – зоны поднятий, а океаны – зоны опусканий. Эта теория также достаточно хорошо объясняла образование и меньших по размерам неровностей рельефа земли – горных хребтов и разделяющих их понижений.

Однако в первой половине 20-го века геолог Альфред Вегенер обратил внимание на то, что очертания континентов геометрически очень хорошо сочетаются друг с другом. Кроме того, в это время стали активно собираться геологические и палеонтологические данные с разных материков, которые показали, что на материках, которые в настоящее время расположены друг от друга на расстояниях во многие тысячи километров в прошлом обитали совершенно одинаковые существа, многие из которых, судя по их строению, не имели никакой возможности преодолевать огромные водные пространства.

Обобщив огромный массив геологических и палеонтологических данных и сопоставив их с очертаниями современных материков А. Вегенер высказал предположение, что в прошлом материки располагались на поверхности планеты совершенно иначе и реконструировал очертания суши некоторых из прошлых геологических эпох. По его представлениям в пермский период палеозойской эры на нашей планете существовал только один суперматерик – Пангея. К середине юрского времени мезозойской эры Пангея разделилась на два самостоятельных материка – Лавразию и Гондвану. В дальнейшем Лавразия разделилась на Евразию и Северную Америку, а Гондвана – на Южную Америку, Африку, Австралию, Антарктиду и Индостан (рис. 2.1). Объяснить такие изменения очертаний материков и перемещения материков по земной поверхности с позиций теории «фиксизма» было уже невозможно. Вегенер предположил, что материки в виде гигантских литосферных блоков перемещаются в горизонтальном направлении и именно это и есть главные тектонические движения на нашей планете. Эта теория получила названия «теория дрейфа континентов», а ее сторонники в отличие от «фиксистов» стали называться «мобилисты».

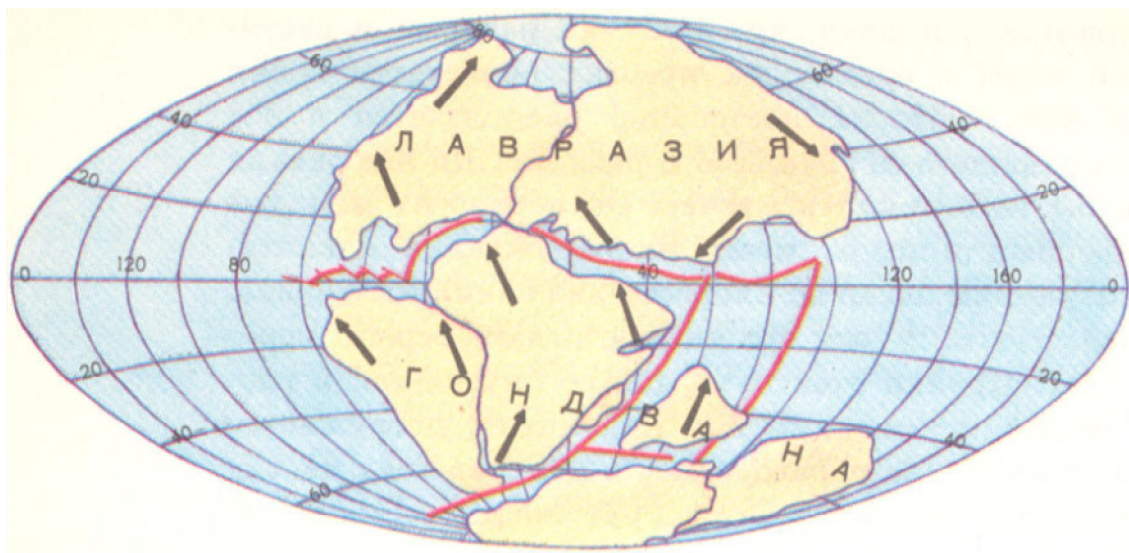


Рисунок 2.1. Расположение континентов в середине юрского времени и направление их дальнейшего перемещения.

Однако кроме палеонтологических данных и умозрительных заключений Вегенера реальных подтверждений этой теории не было. Для того, чтобы получить необходимые фактические данные и понять, почему же движутся материки необходимо было провести изучение строения земной коры и, что особенно важно, изучить строение до тех пор вообще не изученного дна океанов, которое, по мнению большинства исследователей того времени, представляло собой относительно ровную поверхность.

Такие исследования были проведены и привели к неожиданным результатам. Оказалось, что недра Земли под океанами и под континентами устроены совершенно по-разному (рис. 2.2).



Рисунок 2.2. Строение земной коры и литосферы Земли.

На континентах земная кора относительно мощная (в среднем, 30-40 км – до 70-80 км под высочайшими горами). Она состоит из трех слоев. Верхний слой – сложен осадочными породами, образующимися на поверхности Земли – осадочный слой. Ниже располагается два слоя, сложенные породами, образующимися в недрах Земли при остывании и кристаллизации вещества мантии – гранитный слой и самый нижний – базальтовый слой. Под океанами земная кора устроена совершенно иначе. Во-первых она имеет малую толщину (не более 6-10 км), во вторых, в ее составе только два слоя. Верхнюю ее часть слагают осадочные породы, а нижнюю – базальтовый слой. Таким образом, можно говорить о существовании двух типов земной коры – континентального и океанического.

Ниже, под земной корой, располагается мантия, вещество в которой находится в расплавленном состоянии. На глубине около 100-120 и более километров под континентами и 30-40 км под океанами, располагается слой мантии, обладающий, судя по данным о скоростях прохождения сейсмических волн, повышенной пластичностью и способностью к течению. Этот слой получил название **астеносфера**. Все, что расположено над астеносферой - это **литосфера**.

Литосфера – это земная кора + надастеносферный слой мантии.

Рельеф морского дна также оказался устроен гораздо сложнее, чем предполагалось ранее. На рисунке 2.3 приведена упрощенная и обобщенная картина, отражающая принципиальное строение рельефа дна океанов Земли.

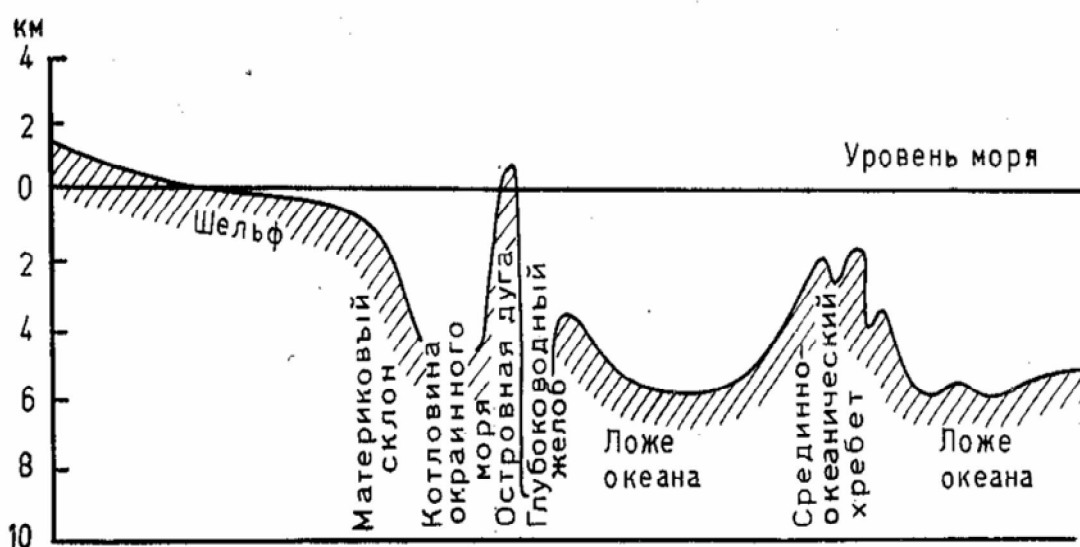


Рисунок 2.3. Обобщенный профиль дна Мирового океана.

От уреза воды до глубин 200-500 м простирается пологая поверхность, продолжающая общий уклон материковой суши – **шельф**. На глубинах 200-500 м она резко обрывается и далее до глубин 2500-4000 м (а иногда и глубже) простирается

материковый склон. Через вогнутый перегиб (материковое подножье) материковый склон переходит в **котловину окраинного моря.** Ширина котловины может быть различной (от первых километров до тысяч километров). Как правило, это слегка холмистая равнина. За ней, отделяя котловину окраинного моря от открытого океана, располагается **островная дуга** - цепь вулканических островов или подводных вулканов. Параллельно ей, по ее внешнему краю располагается наиболее глубокая часть океана - **глубоководный желоб.** Он представляет собой достаточно узкую (не более нескольких сотен километров) и глубокую (несколько километров) расселину в дне моря. Далее располагается **ложе океана,** по внешнему облику похожее на дно котловины окраинного моря, но имеющее ширину во многие тысячи километров. На ложе океана многочисленны холмы и отдельные горы, представляющие собой потухшие подводные вулканы. Ложе океана разделено на две (иногда более) частей обширным поднятием, расположенным чаще всего в осевой части океана. Оно имеет ширину от первых сотен до нескольких тысяч километров, высоту в первые километры, и вытянуто на десятки тысяч километров вдоль оси океана, соединяясь в единую систему с аналогичными понятиями в других океанах. Эти поднятия носят название **срединно-океанических хребтов.** В их осевой, наиболее приподнятой части, в свою очередь, располагается важная их составная часть – глубокая и узкая **рифтовая долина.**

Примером такого варианта строения дна океана может быть Тихий океан на широте Австралии и Новой Зеландии. Если мы будем пересекать Тихий океан от г. Брисбен на восток, то мы последовательно пересечем шельф Тасманова моря, материковый склон, котловину окраинного моря (в данном случае – котловина Тасманова моря), островную дугу (острова Новая Зеландия, острова Кермадек), глубоководный желоб (желоб Кермадек) и выйдем на ложе океана в пределах Южной котловины. Двигаясь далее на восток, мы пересечем Восточно-тихоокеанское поднятие (это срединно-океанический хребет) и попадем в котловину Беллинсгаузена и далее подойдем к побережью Южной Америки.

Сопоставление данных о строении недр земли под континентами и океанами, с новыми данными о строении дна океанов позволило создать теорию, которая достаточно хорошо объясняет перемещения материков и демонстрирует настоящую роль горизонтальных тектонических движений (рис.2.4).

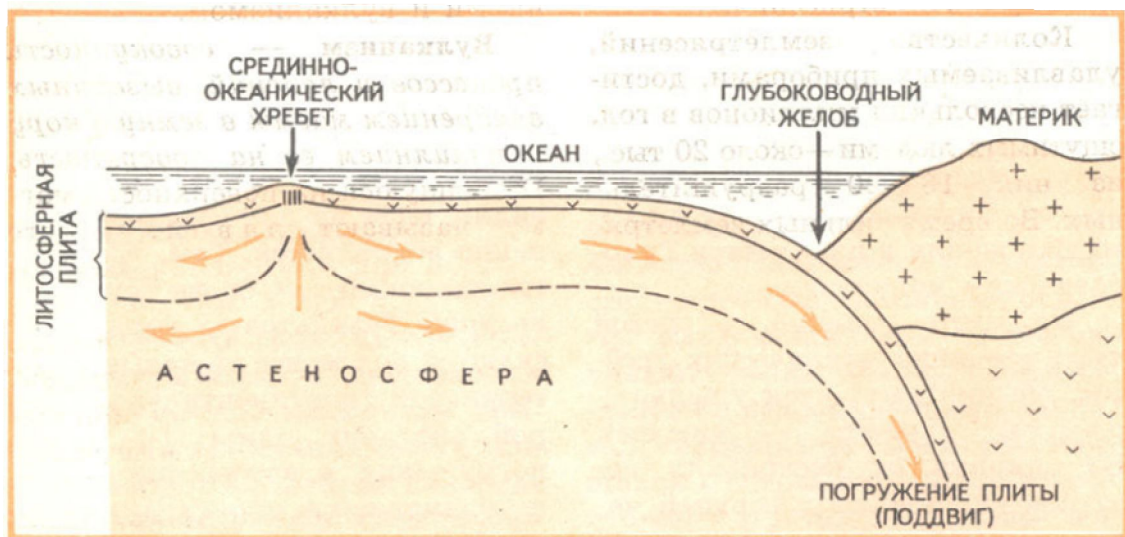


Рисунок 2.3. Движение литосферных плит.

В основе концепции было положено представление о том, что литосфера состоит из нескольких относительно монолитных блоков, которые способны перемещаться друг относительно друга по поверхности астеносферы. Пластичная астеносфера выступает в данном случае в качестве своеобразной смазки, облегчающей перемещение.

Вещество мантии постоянно перемещается в недрах Земли. На отдельных участках наблюдается восходящее движение мантийного вещества – приток магмы к поверхности. На этих участках астеносфера утоньшается и выгибается вверх, испытывая давление снизу литосфера также испытывает выгибание – в рельефе формируется линейно вытянутое поднятие – зачаток срединно-океанического хребта. В дальнейшем, если приток мантийного вещества сохраняется, в осевой части поднятия образуется трещина – рифтовая долина. Вещество мантии поднимаясь к поверхности и изливаясь на поверхность начинает «расталкивать» прилегающие блоки литосферы – заставляет их двигаться в противоположных направлениях, удаляясь от оси срединно-океанического хребта. В то же время, вещество мантии застывает на поверхности и в приповерхностном слое, формируя новую земную кору. Процесс раздвижения литосферных плит сопровождающийся формированием новой земной коры в срединно-океанических хребтах называется **спрединг**.

Скользят по поверхности астеносферы в направлении от оси срединно-океанического хребта (в сторону соседних континентов) литосферные плиты, состоящие из океанической земной коры и наастеносферной мантии неизбежно сталкиваются с имеющими много большую толщину континентальными литосферными блоками. При этом меньшая по мощности и массе океаническая земная кора чаще всего начинает погружаться под континентальную земную кору и, попадая в зону повышенных температур в верхней мантии, расплавляется, пополняя мантию новым веществом взамен

изливающегося в срединно-океаническом хребте. Процесс погружения океанической литосферной плиты под континентальную называется **субдукция**. Непосредственно над зоной, в которой происходит погружение океанической земной коры под континентальную происходит резкое понижение уровня дна океана – образуется глубоководный желоб.

На основании вышеописанной теории, вся литосфера Земли была разделена на несколько литосферных плит разного размера, которые испытывают разнонаправленные движения друг относительно друга (рис. 2.5)



Рисунок 2.5. Основные литосферные плиты Земли.

Одним из главных результатов тектонических движений планетарного масштаба является специфическое строение дна океанов – глобальная сеть срединно-океанических хребтов, островных дуг и глубоководных желобов, разделяющая ложе океана на отдельные котловины.

Однако эти движения проявляются также и на материках, хотя и в меньшей степени. Основным проявлением горизонтальных тектонических движений на материках являются **рифты**.

Рифты – это зоны растяжения литосферы.

Как уже упоминалось выше, основным местом распространения рифтов является осевая часть всех без исключения срединно-океанических хребтов. Она, по сути,

Говоря о деформациях горных пород, нельзя не обсудить характер залегания горных пород. Под характером залегания горных пород понимается расположение отдельных слоев горных пород в пространстве друг относительно друга и относительно Земной поверхности. Выделяются следующие виды залегания горных пород:

Горизонтальное залегание – отдельные слои горных пород залегают горизонтально (рис. 2.7, А).

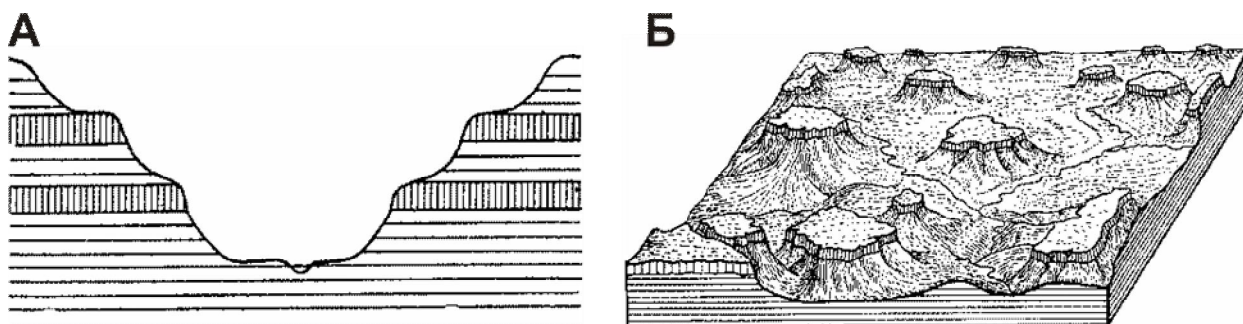


Рисунок 2.7. Горизонтальное залегание горных пород (А) и формирующийся при этом рельеф столовых останцов (Б).

Для территорий с горизонтальным залеганием горных пород наиболее характерен рельеф столовых останцов и горных массивов. Образование его связано с тем, что различные слои горных пород обладают разной устойчивостью к разрушению. Столовые останцы бронированы сверху наиболее прочными слоями, а в понижениях рельефа вскрыты менее устойчивые к разрушению слои (рис. 2.7, Б).

Моноклиналиное залегание – слои горных пород залегают наклонно относительно поверхности земли (рис. 2.8).

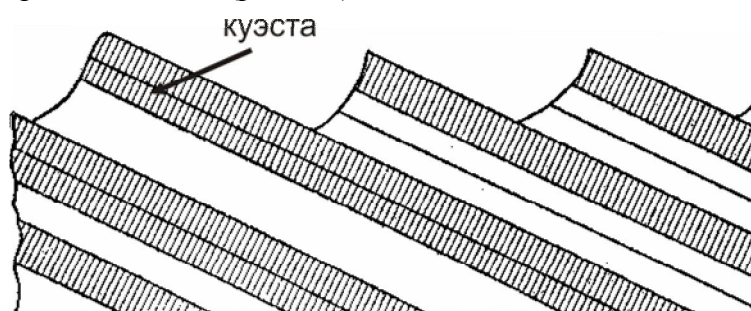


Рисунок 2.8. Моноклиналиное залегание горных пород.

В тех случаях, когда на поверхность выходят моноклиналино залегающие слои горных пород, наиболее устойчивые слои по аналогии с горизонтальным залеганием играют бронирующую роль, в результате чего формируется рельеф характерных асимметричных гряд пологий склон которых сложен устойчивыми породами, а крутой – легко размываемыми. Такие гряды называются **куэсты** (см. рис. 2.8).

Горизонтальное и моноклиналиное залегание образуются вполне естественным путем и характерны преимущественно для территорий, где тектонические движения

малоактивны. Там же где тектоника более активна горизонтальное или моноклиналиное залегание неизбежно претерпевает деформации.

Первым вариантом деформации исходного залегания пластов является складкообразование (складчатые тектонические движения). Складки образуются на участках с горизонтальным или моноклиналиным залеганиям, испытывающим сжатие.

Чаще всего, это происходит при встречных горизонтальных тектонических движениях, когда по мере сближения двигающихся друг навстречу другу блоков земной коры излишки горной породы между ними начинают «выжиматься» вверх и вниз формируя складки. В этих случаях формируются серии параллельных складок. Положительные (выпуклые) складки называются **антиклиналями**, а вогнутые (отрицательные) **синклиналями** (рис 2.9). Так формируются молодые складчатые горы, например, Карпаты и Кавказ. В более редких случаях возможно образование складок и за счет вертикальных тектонических движений. Чаще всего в этих случаях образуются широкие и пологие одиночные складки.

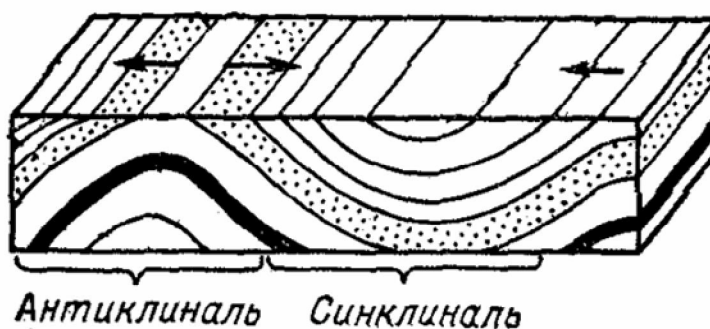


Рисунок 2.9. Складчатое залегание горных пород.

Непосредственно после образования складок антиклиналям соответствуют повышения поверхности – горные хребты, а синклиналям – понижения. Такой рельеф называется **прямым**. Нередки ситуации, когда осевые части антиклиналей оказываются наиболее подвержены воздействию экзогенных процессов и разрушаются быстрее синклиналей. Со временем на месте таких антиклиналей формируются понижения в рельефе, а к разделяющим их синклиналям оказываются приурочены господствующие высоты. Такой рельефа называют обращенным или **инверсионным**.

Складкообразование происходит преимущественно в условиях, когда горные породы испытывают умеренное по силе и растянутое во времени воздействие, так как в этом случае их естественной пластичности достаточно для того, чтобы деформироваться без нарушения сплошности (непрерывности) слоя. В тех случаях, когда оказываемое давление превышает пределы упругости слоя горных пород, горные породы уже не успевают сжиматься в складки. В этих случаях все избыточное напряжение в горных

породах разряжается в виде нарушения сплошности горных пород (образования разлома) и одновременного перемещения блоков горных пород друг относительно друга вдоль плоскости разлома (рис. 2.10). Такой вид деформаций называется **ДИЗЬЮНКТИВНЫМ (разрывные деформации)**.

По направлению перемещения блоков горных пород друг относительно друга выделяют сбросы, взбросы, сдвиги, поддвиги и надвиги.

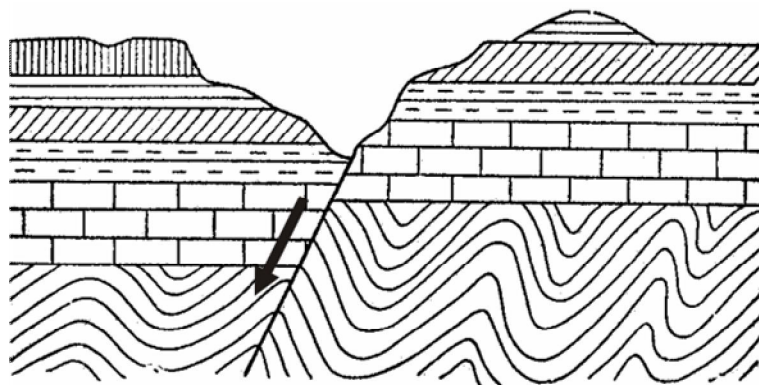


Рисунок 2.10. Сброс.

Разломы могут быть самостоятельны и дробить на отдельные блоки горизонтально или моноклинально залегающие породы, но чаще обнаруживаются в горных породах со складчатым залеганием. Практически все складки разбиты многочисленными мелкими разломами (рис. 2.11). Это связано с тем, что по мере образования складок в горных породах накапливаются чрезмерные напряжения, которые разряжаются в виде мелких разломов, особенно многочисленных в замковых (осевых) частях складок



Рисунок 2.11. Разломы, разбивающие замковую часть небольшой синклинали.

Разрывные нарушения играют огромную роль в рельефообразовании, поскольку могут резко изменять облик рельефа отдельных участков территории. Так, в отдельных случаях, наблюдаются смещения крупных речных долин по разломам на километры и даже десятки километров (рис. 2.12)



Рисунок 2.12. Смещение речных долин по разлому Сан-Андреас в Калифорнии.

Большое значение имеют также вертикальные перемещения блоков земной коры по разломам – сбросам и взбросам. В результате образования системы таких разломов территория дробится на своеобразные блоки-глыбы, которые разнонаправлено движутся по вертикали, образуя приподнятые участки – ограниченные взбросами **горсты** - и напротив, пониженные участки – ограниченные сбросами **грабены**. По своему внешнему облику грабены могут быть очень похожи на рифтовые долины, однако при образовании рифтов ведущую роль играет растяжение земной коры (горизонтальные движения), а грабены образуются практически исключительно за счет вертикальных тектонических движений.