

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

1. Экзогенные процессы, их агенты, источники энергии и типы отложений.
2. Выветривание, его типы и продукты.
3. Геологическая деятельность ветра.
4. Геологическая деятельность поверхностных текучих вод.
 - 4.1. Геологическая работа временных водотоков.
 - 4.2. Геологическая работа рек.
5. Геологическая деятельность морей.
6. Геологическая деятельность озер и болот.
7. Геологическая деятельность подземных вод.
8. Геологическая деятельность ледников.
9. Криогенные процессы в зоне «вечной» мерзлоты.
10. Роль человека в преобразовании земной коры.

1. Экзогенные процессы, их агенты, источники энергии и типы отложений

Экзогенными (внешними) называются геологические процессы, протекающие на земной поверхности или на небольших глубинах в земной коре. Эти процессы осуществляются разнообразными геологическими агентами: текучими и стоячими водами, ледниками, ветром и т. д. Деятельность этих агентов включает три важнейших вида работы: разрушение горных пород, перенос обломков и их накопление – *аккумуляцию* и *седиментацию*. Совокупность процессов сноса и удаления с приподнятых территорий продуктов разрушения горных пород называется *денудацией*.

Характер производимой работы определяется скоростью движения и массой геологического агента, а также свойствами горных пород (их составом, плотностью и т. д.). Чем выше скорость движения и масса геологического агента, тем активнее идет разрушение горных пород и транспортировка обломков. С падением скорости начинается процесс аккумуляции. Главными энергетическими источниками экзогенных процессов являются солнечная радиация и сила тяжести. Поскольку солнечная радиация по земной поверхности распределяется неравномерно, ее приход изменяется по сезонам года и времени суток, то и деятельность внешних агентов подчиняется тем же закономерностям. Влияние гравитации наиболее ярко выражается в том, что чем больше угол наклона поверхности, тем активнее происходит снос материала. Чем выше расположена территория, тем активнее разрушение и вынос обломков горных пород, а чем ниже поверхность, тем интенсивнее аккумуляция и больше мощность накапливающихся геологических осадков.

Осадками геологическими называют продукты, отложившиеся в результате физических, химических и биологических процессов на поверхности в зоне современного осадконакопления и еще не превращенные в горные породы. Наибольшие объемы осадков накапливаются в океанах.

Все экзогенные процессы можно разделить на две группы:

1) процессы выветривания, которые почти не приводят к перераспределению объемов горных пород по земной поверхности;

2) геологическая деятельность внешних динамических агентов, которая приводит к пространственному перераспределению объемов горных пород.

Накапливающиеся на поверхности Земли осадки объединяются в генетические типы, которые в свою очередь подразделяются на фации. Генезис отложений определяется тем геологическим агентом, который транспортировал и отлагал исходный материал.

Генетический тип отложений – это совокупность осадков, накопленных определенным геологическим агентом. Выделяют обширный перечень генетических типов осадочных отложений: аллювиальных, озерных, болотных, морских, эоловых и др. Вещественный состав отложений одного генетического типа может быть самым разным. Например, среди болотных отложений представлены торф, сидерит, известняк. И наоборот, осадки одинакового состава могут формироваться разными геологическими агентами. Так, пески могут иметь речное, озерное, морское, эоловое происхождение.

Фация – это часть отложений какого-либо генетического типа, накопленная в определенных физико-географических условиях. Фации характеризуются закономерными условиями залегания, строением и составом слагающего вещества.

По условиям осадконакопления всю земную поверхность можно разделить на две главные области: континентальную и морскую. В континентальной, приподнятой области господствуют разрушение горных пород и слагаемых ими форм рельефа, а также снос продуктов разрушения. Поэтому процессы аккумуляции на суше представлены на небольших площадях и ведут к накоплению маломощных осадочных толщ. Наоборот, в пределах низко расположенных океанов процессы аккумуляции господствуют, в силу чего морским отложениям характерны огромные площади и мощности. Более 95% объема осадочных пород, распространенных на поверхности суши, накапливалось в океанических условиях, т. е. во время морских трансгрессий (этапов наступления моря). Важнейшим фактором, определяющим протекание на земной поверхности процессов разрушения, денудации и аккумуляции, является тектоника. Восходящие тектонические движения ведут к установлению континентальных условий разрушения и денудации, а нисходящие – к возникновению океанических условий аккумуляции. При смене тектонического режима, т. е. при переходе от морских условий к континентальным (или наоборот), на определенное время на поверхности устанавливаются переходные условия (например, мелководных морских заливов).

Таким образом, выделяют три обстановки осадконакопления и соответствующие им генетические типы отложений:

- морскую (океаническую): *шельфовые, батинальные, абиссальные отложения;*

- континентальную: *элювиальные, коллювиальные (обвальнo-осыпные), аллювиальные, озерные, болотные, эоловые, ледниковые, водно-ледниковые и другие отложения;*
- переходную: *осадки устьевые и лагунные.*

2. Выветривание, его типы и продукты

Выветриванием называется совокупность процессов разрушения и изменения горных пород и минералов в приповерхностных условиях под воздействием физико-химических факторов атмосферы, гидросферы и биосферы. Выветривание лежит в основе почвообразования и заключается в превращении твердых горных пород в рыхлые отложения. Разрушению пород способствуют физические, химические и биологические факторы. Главные факторы выветривания: *климат* (температура и влага), *химические агенты* (кислород, углекислый газ и др.), *живые организмы*.

По преобладающему действию того или иного фактора различают *физическое, химическое и биологическое* выветривание. Но, как правило, в природе все типы выветривания проявляются одновременно. Особенно тесно взаимосвязаны между собой химическое и биологическое выветривания, объединяемые под общим названием биохимического выветривания. Процессы выветривания разрушают горные породы, изменяют их состав и свойства и являются важной составной частью почвообразовательного процесса.

Физическое выветривание ведет к последовательному дроблению горных пород на более мелкие обломки без изменения их химического и минералогического состава. Физическое выветривание активнее протекает в высоких широтах, высокогорьях, в жарких пустынях. Его можно разделить на две группы процессов: выветривание термическое и механическое.

Термическое выветривание происходит в результате резких суточных перепадов температуры, ведущих к расширению пород при нагреве и сжатию при охлаждении. Таким образом, на интенсивность разрушения горных пород влияют:

- величина суточного перепада температуры;
- минералогический состав горных пород;
- окраска горных пород;
- размер слагающих горные породы минеральных зерен.

Полиминеральные горные породы (граниты, гнейсы) разрушаются быстрее, так как у разных минералов, входящих в их состав, неодинаковые величины коэффициентов объемного расширения. В силу этого при смене нагрева охлаждением постепенно нарушается сцепление минеральных зерен, и порода подвергается дезинтеграции – рассыпается на отдельные остроугольные обломки. Более того, коэффициент линейного расширения отличается по разным направлениям кристалла, из-за чего со временем разрушаются даже мономинеральные породы. Быстрее разрушаются породы крупнокристаллические, а также темноцветные (они сильнее нагреваются, следова-

тельно, испытывают большой суточный перепад температур). Наиболее интенсивно температурное выветривание идет на обнаженных высокогорных вершинах, а также в зоне жарких пустынь. Здесь в условиях низкой влажности и отсутствия растительности суточный перепад температур на поверхности горных пород может превышать 80°C. При этом наблюдается процесс *десквамации* – шелушения скальных выступов или одиночных глыб, от которых отделяются параллельные поверхности чешуи и пластины горных пород.

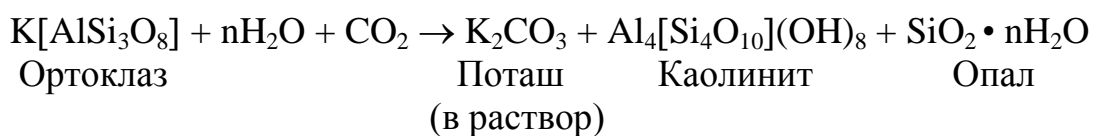
Механическое выветривание осуществляется замерзающей водой, а также живыми организмами и новообразующимися минеральными кристаллами. Важнейшее значение принадлежит воде, которая замерзает в порах и трещинах горных пород, при этом увеличивается в объеме на 9-10 % и расклинивает породу на отдельные обломки. Такое выветривание называют морозным. Данный процесс наиболее активен при частых (суточных) переходах температуры через 0°C – наблюдается в высоких и умеренных широтах и выше снеговой границы в горах. При большом количестве атмосферных осадков морозное выветривание активизируется, размер возникающих обломков становится все мельче. Повторяющиеся процессы промерзания и оттаивания способствуют своеобразной сортировке материала, при которой наиболее крупные обломки выдавливаются в ослабленные участки грунтов (морозобойные трещины и др.). На поверхности формируются каменные россыпи и многоугольники. Расклинивающее воздействие на горные породы оказывают корни растений, роющие животные и растущие в пустотах и трещинах горных пород кристаллы минералов.

В результате физического выветривания на поверхности образуются угловатые обломки, которые в зависимости от своего размера подразделяются на: глыбы – (> 20 см); щебень – (20-1 см); дресва – (1-0,2 см); песок – (2-0,05 мм); алеврит – (0,05-0,01 мм). Скопление этих продуктов приводит к формированию рыхлых осадочных горных пород. Механическое измельчение горных пород приводит к пропусканию и задерживанию породой воды и воздуха, а также значительному увеличению площади поверхности, что создает благоприятные условия для химического выветривания.

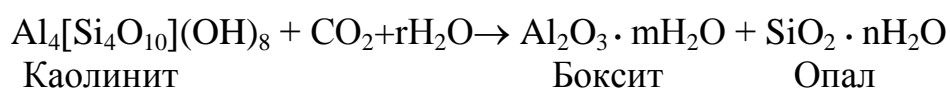
Химическое выветривание ведет к изменению химического и минерального состава горных пород или к полному их растворению. Важнейшими факторами здесь выступают вода, а также содержащиеся в ней кислород, угольная и органические кислоты. Наибольшая активность процессов химического выветривания наблюдается во влажном и жарком климате. Такие природные условия способствуют постоянному разложению огромного объема растительных остатков, что ведет к накоплению угольной и органических кислот и к росту содержания химически активных ионов водорода. Активность химических процессов пропорциональна площади взаимодействия, поэтому активность химического выветривания возрастает по мере уменьшения диаметра обломков и роста площади их поверхности. Следовательно, физическое выветривание можно назвать фактором, стимулирующим химическое выветривание. Под воздействием химических процессов быстрее разрушаются острые углы обломков и частицы нередко приобретают округлую

форму. Процессы химического выветривания осуществляются благодаря реакциям гидролиза, окисления, восстановления, гидратации и растворения.

Гидролиз – наиболее важный процесс химического выветривания, т.к. путем гидролиза разрушаются силикаты и алюмосиликаты, которые слагают половину объема внешней части континентальной коры. В результате гидролиза происходит замещение катионов оснований ионом водорода диссоциированных молекул воды в кристаллической решетке минералов. При этом кристаллическая решетка становится неустойчивой и происходит ее разрушение с образованием других минералов. Наиболее характерен пример гидролиза полевых шпатов:



В условиях влажного климата поташ K_2CO_3 выносится подземными водами. В аридных условиях он накапливается на месте своего формирования, образуя корочки и выцветы на поверхности минеральных частиц и разной формы стяжения. Опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, являясь химически устойчивым соединением, сохраняется практически в любых климатических условиях. Каолинит $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ сохраняется в умеренном поясе и формирует каолиновые месторождения. Подобные реакции образования каолинита в результате гидролиза происходят со всеми полевыми шпатами и носят название *каолинизации* полевых шпатов. В условиях жаркого и влажного климата реакция разложения ортоклаза идет дальше с образованием гидроксида алюминия. Этот процесс выветривания каолинита называется *бокситизацией*:

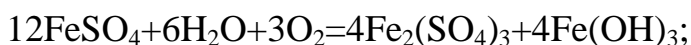
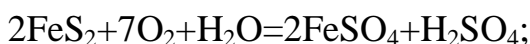


Более интенсивно, чем в полевых шпатах, процесс гидролиза происходит в простых силикатах – оливин, авгит, роговая обманка и в горных породах, содержащих эти минералы. В условиях умеренного пояса при достаточном увлажнении профиля и продолжительном периоде с положительными температурами в результате гидролиза происходит внутривлажное выветривание первичных силикатов с образованием вторичных глинистых минералов. Этот процесс носит название *оглинение* и является одним из основных слагаемых *буроземообразования*, в результате протекания которого формируются бурые лесные почвы Беларуси.

Интенсивность процесса гидролиза, которому сопутствуют растворение и гидратация, зависит от климатических условий: в умеренном климате гидролиз протекает до стадии образования гидрослюд; во влажном теплом климате – до стадии образования каолинита; в субтропическом климате – до стадии образования латерита. Таким образом, при гидролизе разрушаются силикаты и алюмосиликаты; на их месте накапливаются глинистые минералы, а

также свободные оксиды и гидроксиды алюминия, железа, кремния, марганца.

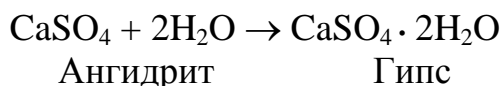
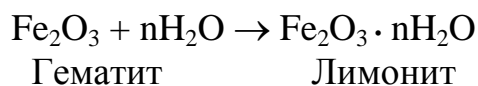
Окисление наиболее активно проявляется в минералах, содержащих закисные соединения железа, марганца и других металлов. Например, в кислой среде минералы класса сульфидов последовательно замещаются сульфатами, а затем оксидами и гидроксидами. При окислении пирита наряду с сульфатами и гидратами оксида железа образуется серная кислота, участвующая в создании новых минералов.



В результате выветривания пирита FeS_2 на поверхности месторождения может возникнуть «железная шляпа», состоящая из лимонита $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Лимонит – это самая устойчивая форма существования железа в поверхностных условиях. Ржавые пленки и ржаво-бурая окраска пород и почвенных горизонтов обусловлены присутствием гидроксидов железа.

Восстановление представляет собой обратный окислению процесс. Развивается в условиях недостатка свободного кислорода и заключается в частичной или полной потере веществом содержащегося в нем химически связанного кислорода. В заболоченных и болотных почвах из-за недостатка кислорода оксидные соединения железа (Fe^{3+}) переходят в закисные (Fe^{2+}) и образуются гидраты закиси зеленовато-голубоватого цвета. В результате накапливается грязновато-сизая или голубовато-сизая глинистая масса – глей. Процесс, образования глея, проявляющегося в виде отдельных пятен в почвенном профиле или в виде сплошного глеевого горизонта, называется *оглеением*.

Гидратация – это химическое присоединение молекул воды к минералам горных пород с образованием новых минералов и соединений.



Превращение ангидрита в гипс всегда сопровождается значительным увеличением объема породы, что сопровождается дополнительным разрушением.

Растворение и выщелачивание заключается в выносе водой из горных пород растворимых твердых минералов. Интенсивнее всего выщелачиваются осадочные породы хлоридного, сульфатного и карбонатного состава. Легче

всего растворяются хлориды, затем сульфаты. Но наибольшим распространением в составе земной коры отличаются карбонатные породы, растворение и выщелачивание которых привело к широкому развитию карстовых форм. Среди магматических образований наиболее подвержены выщелачиванию породы кислого состава.

Химическое выветривание наиболее интенсивно протекает в условиях теплого и влажного климата и менее интенсивно в сухом и холодном климате. В результате химического выветривания изменяется физическое состояние минералов, разрушается их кристаллическая решетка, порода обогащается новыми (вторичными) минералами и приобретает такие свойства, как связность, влагоемкость, поглонительную способность и др.

Биологическое выветривание – это процесс физического разрушения и химического изменения горных пород и минералов под влиянием организмов и продуктов их жизнедеятельности. Все процессы разрушения горных пород в поверхностных слоях земли совершаются при активном участии организмов; нет самостоятельных, чисто абиотических (безжизненных) механических и химических процессов выветривания. Абиотическое выветривание могло иметь место только до зарождения жизни на Земле.

Особенно значительную роль при этом играют различные растения и бактерии. При биологическом выветривании организмы извлекают из породы необходимые для построения своего тела минеральные вещества и аккумулируют их в поверхностном горизонте породы, создавая условия для формирования почвы. Корни растений и микроорганизмы выделяют во внешнюю среду углекислый газ и различные кислоты (щавелевую, яблочную, янтарную, азотную, серную и др.), которые разрушают минералы и усиливают процесс выветривания.

Кроме того, древесные и кустарниковые растения, поселяясь на каменных горных породах, размещают корневую систему и в трещинах. По мере роста корневая система расклинивает трещины, увеличивая их размеры и количество.

Этот вид выветривания связан с почвообразованием, так как биологическое выветривание служит началом почвообразовательного процесса. Если при физическом и химическом выветривании происходит только превращение магматических горных пород в осадочные, то при биологическом выветривании образуется почва, в ней накапливаются элементы питания растений и органическое вещество.

В почвообразовательном процессе участвуют бактерии, грибы, актиномицеты, зеленые растения, а также различные животные (дождевые черви, землеройные животные, насекомые и др.). Горные породы разлагают и многочисленные микроорганизмы. Так, нитрифицирующие бактерии образуют сильную азотную кислоту, а серобактерии – серную кислоту, которые энергично разлагают алюмосиликаты и другие минералы. Силикатные бактерии, выделяя органические кислоты и диоксид углерода, разрушают полевые шпаты, фосфориты и переводят калий и фосфор в форму, доступную для растений.

Водоросли также разрушают горные породы. Особенно велика роль диатомовых водорослей, которые для построения своего скелета извлекают из алюмосиликатов кремниевую кислоту.

Лишайники, поселившиеся на горных породах, разрушают их посредством выделения специфических лишайниковых кислот и диоксида углерода. Кроме того, гифы лишайника способны проникать в тончайшие поры горных пород, что приводит к их физическому разрушению. Под лишайниками происходит некоторое накопление фосфора, калия, серы и других элементов, наличие которых обуславливает поселение на их месте мхов, а затем и высших растений. Мхи задерживают много влаги, что еще усиливает разрушение пород.

Зеленые растения выделяют органические кислоты и другие биогенные вещества, которые взаимодействуют с минеральной частью, образуя сложные органо-минеральные соединения. Корневые системы избирательно усваивают зольные элементы. После отмирания растений в верхних почвенных горизонтах происходит накопление азота, фосфора, калия, кальция, серы и других биогенных элементов.

Животные, как и растения, механически разрыхляют горные породы и своими выделениями способствуют их изменению.

Таким образом, под влиянием физического, химического и биологического выветривания горные породы, разрушаясь, обогащаются мелкоземом, глинистыми и коллоидными частицами, приобретают поглощательную способность, становятся влагоемкими, водо- и воздухопроницаемыми; в них накапливаются элементы питания растений и органическое вещество. Это приводит к возникновению существенного свойства почвы — плодородия, которого не имеют горные породы.

В результате выветривания на земной поверхности формируется особый генетический тип отложений – *элювий* (от лат. *eluo* – вымываю), представляющий собой слой рыхлых неперемещенных продуктов выветривания. Для элювиальных отложений характерны рыхлость, отсутствие слоистости и сортировки материала, постепенный переход к нижележащим материнским породам. Состав и мощность элювия определяются временным фактором, составом первичных горных пород и процессами выветривания. Следовательно, в развитии процессов выветривания наблюдаются широтная зональность и сезонная ритмичность.

Корой выветривания называют совокупность элювиальных образований верхней части земной коры.

По времени образования коры выветривания разделяют на современные и древние (ископаемые). В современных корах вертикальная дифференциация элювия не выражена, мощность его мала, на поверхности развивается почвенный покров. Наибольшее практическое и теоретическое значение принадлежит древним корам выветривания, изучение которых позволяет реконструировать палеогеографические условия их формирования. В них же содержатся и огромные запасы минерально-сырьевых ресурсов: боксита, гематита, малахита, каолинита, россыпи редких и драгоценных металлов и

камней. Мощность ископаемой и современной коры выветривания различна (от долей до 100 м и более) и зависит от климатических условий, рельефа местности, состава горных пород и интенсивности их разрушения. Наибольшую мощность кора выветривания имеет в тропиках и субтропиках (рис. 1).



Рисунок 1 – Мощность коры выветривания в различных географических зонах

По характеру распространения выделяют площадные и линейные древние коры выветривания.

Площадные коры возникают на равнинных территориях в тектонически спокойных условиях, имеют большую площадь, мощность в десятки метров, обладают выраженной вертикальной зональностью.

Линейные коры выветривания мощностью 100-200 м и более представлены в горных областях, а также в пределах складчатого основания равнин.

Формирование мощных кор выветривания происходит за длительный промежуток времени на сложенных полиминеральными магматическими и метаморфическими породами равнинных территориях во влажном и жарком климате, способствующем бурному развитию растительности.

В проявлении процессов выветривания наблюдается определенная стадийность. Академик Б.Б. Полюнов в развитии коры на поверхности магматических пород установил четыре основных стадии выветривания.

1. *Обломочная* – в результате господства физического выветривания на поверхности накапливаются обломки исходных пород.

2. *Сиалитная обызвесткованная* – протекает в начале химического выветривания, когда благодаря гидролизу и гидратации силикатов и алюмосиликатов возникают гидрослюды, монтмориллонит, бейделлит и другие минералы. Одновременно наблюдается частичный вынос катионов Ca, Mg, K, Na, что является причиной возникновения щелочной реакции среды. Кальций взаимодействует с углекислым газом, в результате элювий обогащается известью (CaCO_3).

3. *Кислая сиаллитная* – характеризуется почти полным выносом всех оснований и кислой реакцией среды. Карбонаты, возникшие при взаимодействии катионов с углекислотой, также выносятся. Глубокие изменения кристаллохимической структуры силикатов ведут к образованию таких глинистых минералов, как каолинит и нонтронит.

4. *Аллитная (латеритная)* – силикаты полностью разрушаются, вместо них на поверхности формируются самые устойчивые соединения: оксиды и гидроксиды железа, алюминия и кремния (гетит, гидрогетит, гиббсит и др.). Благодаря этому происходит процесс *латеритизации* – образование красной латеритной коры выветривания, насыщенной гидрооксидами железа и алюминия. Во влажном состоянии латеритная кора легко поддается обработке, тогда как после высыхания ее прочность сопоставима с обожженным кирпичом, в силу этого ее называют кирасой или железным панцирем.

Процессы выветривания подчиняются географо-климатической зональности. Так, в тундре процессы выветривания оканчиваются обломочной стадией, в умеренном климате – кислой сиаллитной, в субтропиках – латеритной формой.

3. Геологическая деятельность ветра

Ветер представляет собой перемещение воздуха из мест высокого в места низкого атмосферного давления. Основная причина разности давлений – неравномерность нагревания земной поверхности и передачи тепла атмосфере.

Ветры могут быть как постоянными, так и периодическими. Одним из наиболее значительных перемещений воздушных масс в атмосфере является циркуляция воздуха между экватором и полюсами из-за хорошо выраженной разницы в температуре и давлении. Разница в давлении между экваториальной областью (где оно низкое) и субтропиками (где оно высокое) вызывает постоянные ветры от субтропиков к экватору, которые называют *пассаты*. В северном полушарии они дуют с северо-востока, а в южном – с юго-востока.

Муссоны связаны с сезонными различиями в температуре и давлении между материками и океанами. В зимнее время суша охлаждается, а океан накопивший тепло расходует его на нагревание воздуха. Поэтому зимой ветры муссонов дуют с материка, а летом, наоборот, с океана на сушу.

Суточные изменения температуры и давления также приводят к движению воздуха и возникновению *морских бризов* на побережье морей и океанов, которые дуют днем с моря, а ночью с суши.

Помимо указанных ветров в атмосфере широко проявляются различные вихревые движения воздуха – *циклоны и антициклоны*. Это мощные атмосферные вихри с диаметром 1,5-3,0 км. Для них характерны вращательные движения огромных масс воздуха. В циклонах атмосферное давление в центре минимальное, поэтому движение воздуха осуществляется от периферии к центру, против часовой стрелки в северном полушарии и по часовой – в южном. В антициклонах давление максимально в центре. Ветры направлены от

центра к периферии, по часовой стрелки в северном полушарии и против часовой – в южном. Циклоны обладают большой разрушительной силой, т.к. скорость ветра достигает 100-300 км/час и более.

Кроме циклонов и антициклонов в атмосфере возникают мелкомасштабные вихри – *смерчи* и *торнадо*, также обладающие большой разрушительной силой. *Смерчи* развиваются чаще над водной поверхностью, а аналогичные вихри на суше в США называют *торнадо*. Скорость их движения достигает до 240 км/час. Одновременно происходит вращение воздуха по спирали вверх со скоростью до 300-700 км/час. Такой вихрь разрушает все на своем пути.

Накопленные ветром отложения и созданные формы рельефа называются эоловыми. Эоловые процессы наиболее активно протекают при большой скорости ветра, наличии на земной поверхности рыхлых сухих мелкодисперсных горных пород, слабом развитии или отсутствии растительности. Геологическая работа ветра проявляется в виде разрушительной, транспортирующей и созидательной деятельности.

Разрушительная работа ветра осуществляется двумя путями: дефляцией и коррозией.

Дефляция – выдувание частиц рыхлых пород воздушными струями. Бывает бороздовой (в линейно вытянутых углублениях) и плоскостной (сдувание с большой площади). Поверхность пустынь в результате дефляции постепенно очищается от мелкообломочного материала, остаются лишь крупные обломки и формируются каменистые пустыни – *гаммады*. Разрушительное действие дефляции часто проявляется в виде пыльных бурь, когда ветровым потоком захватывается мелкозем с поверхности почв и переносится на значительные расстояния (рис. 2). В результате дефляции образуются эродированные (дефлированные) почвы с более низким уровнем плодородия.



Рисунок 2 – Пыльная буря

Корразия – разрушение горных пород путем истирания их твердыми частицами, переносимыми ветром. Корразия, как правило, сопутствует дефляции и разделяется на точечную, бороздovou (царапающую) и сверлящую. Поскольку преобладающая часть переносимого ветром песка движется на высоте до 1 м, сильнее всего корразии подвержены основания скальных выступов. Результатом может явиться формирование качающихся камней, у которых центр тяжести лежит на одной линии с точкой опоры. В результате ветрового разрушения возникают формы рельефа — как отрицательные (котловины выдувания, эоловые борозды и ниши), так и положительные (эоловые столбы, иглы, обелиски, грибы и проч.). В немалой степени этому способствует избирательный характер корразии и дефляции — в первую очередь разрушаются ослабленные участки пород и создаются причудливые формы эолового рельефа (рис. 3).



Рисунок 3 – Скала-гриб

Транспортирующая деятельность ветра осуществляется различными способами: волочением или перекатыванием обломков по поверхности, скачкообразным перемещением, переносом во взвешенном состоянии. Характер движения обломков зависит от скорости ветра и от массы и размера перемещаемых частиц. При волочении и перекатывании обломки сталкиваются, истираются, шлифуются, иногда раскалываются, на их поверхности возникают характерные борозды. При скорости ветра до 10 м/с подхватываются частицы диаметром до 1 мм; при скорости 20 м/с – до 4 мм. Ветер вызывает скачкообразное движение песчаных зерен – *сальтацию*. Во время сальтации песчинки взлетают под крутым углом, а падают под острым. Падая, песчинка сталкивается и приводит в движение другую и рикошетирует сама. Таким обра-

зом начинается лавинообразное хаотичное движение песчаных зерен. Сальтация осуществляется по дугообразной траектории, высшая точка которой редко превышает 10-15 см, хотя при сильном ветре песок взлетает на 1,5-2 м, а при урагане – и на несколько сот метров. Соответственно различается и дальность ветрового переноса: ветры умеренной силы перемещают песок на десятки метров, тогда как ураганы – на десятки километров. Мелкие пылеватые и глинистые частицы переносятся во взвешенном состоянии, причем восходящие воздушные потоки могут заносить их в верхнюю часть тропосферы и рассеивать на огромных площадях, удаленных от областей дефляции на сотни и тысячи километров. Пыль пустынь Африки уносится сильными пассатными ветрами в Атлантику на расстояние 2500-3500 км. Пепел вулкана Кракатау во время извержения 1883 г. облетел земной шар и держался в воздухе около трёх лет, вызывая в ряде мест розовые зори, «красавые» дожди. Объем переносимого материала может быть очень значителен. Так, объем пыли, поднятой средней бурей, достигает 25 км^3 , что составляет массу в 50 млрд. т. Ветры переносят также различные соли, что приводит к засолению тех территорий, на которых они выпадают. Ежегодно в атмосферу попадает 27 млрд. т морских солей. В почву континентов в среднем с морскими солями попадает около 10 г на 1 га йода в год.

Ветровая аккумуляция ведет к накоплению *эоловых отложений* песчаного, пылеватого, реже глинистого состава. Преобладающим минералом является устойчивый к механическому воздействию кварц, присутствуют полевые шпаты, глинистые минералы; могут быть частицы и органического происхождения — споры, пыльца, грибы, бактерии. Кроме продуктов разрушения горных пород, в небольших количествах встречается пепел вулканов и космические частицы (метеоритная пыль). Эоловые аккумуляции образуют насыпи разной формы и размеров: дюны, барханы, эоловые гряды, кучевые пески, бугристые пески и проч. Всем эоловым насыпям характерен пологий наветренный склон (обычно $5-10^\circ$) и крутой подветренный (до $30-35^\circ$). Текстура ветровых отложений косослоистая, параллельная поверхности подветренного склона, что позволяет определить направление ветра во время образования эолового бугра. Однако при смене направлений ветра слоистость приобретает гораздо более сложный характер типа чередования разнонаправленных наклонно лежащих вогнутых и выпуклых слоев. Наиболее распространенными аккумулятивными эоловыми формами являются дюны и барханы.

Дюны возникают на берегах океанов, озер, крупных рек. Дюны вытянуты по направлению ветра, имеют овальную в плане форму, округлую вершину, высоту до нескольких десятков метров (иногда до ста метров и более), ширину до нескольких сот метров и протяженность до нескольких километров. Обычно ветер выносит песок с наветренной части дюны, образуя здесь котловину выдувания (рис. 4).



Рисунок 4 – Дюны

В итоге дюна приобретает параболическую форму в плане, причем «рога» параболы направлены в сторону, откуда дует ветер. Скорость их движения от 1 до 20 м в год, в зависимости от режима ветров. Дюны широко развиты на побережье Балтийского моря, в долинах рек Лена, Днепр, Дон.

Барханы возникают на открытых равнинных территориях пустынь при постоянном направлении ветра. В плане барханы имеют форму полумесяца, «рога» которого вытянуты по ветру. Высота барханов иногда достигает 30-40 м. Поверхность песчаных насыпей покрыта более мелкими эоловыми формами – *знаками ряби*, подобными крошечным дюнам. Скорость движения ветровых насыпей обычно составляет 1-2 метра в год, в некоторых случаях до нескольких десятков метров в год. Барханы обычно объединены в *цепи* и *гряды*, состоящие из многих сотен одиночных барханов. Длина такой гряды, ориентированной перпендикулярно к направлению ветра, может достигать 20 км при ширине 1 км. Расстояние между грядами 1,5-2 км (рис. 5).

Кроме барханов для эоловой аккумуляции характерны бугристые и кучевые пески.

Бугристые пески – песчаные холмы высотой до 8-10 м неправильной формы, закрепленные растительностью.

Кучевые пески возникают при недостатке песка и накапливаются лишь около препятствий.



Рисунок 5 – Барханные цепи

Ветровые отложения пылеватого состава обусловили формирование специфических горных пород – *лессов*.

Лессовые отложения являются одним из важнейших генетических типов поверхностных отложений. Одна из главных их особенностей заключается в однородности гранулометрического и минерального состава, не зависящих от геологических и климатических условий территорий, на которых распространены лессовые накопления. Они представляют собой скопления тонкообломочного, преимущественно алевритового материала, окрашенного в палево-желтый цвет. Кварцево-полевошпатовый минералогический состав лессовых пород отличается довольно высоким постоянством, он практически одинаков в самых разных регионах Земли, и почти везде характеризуется высокой карбонатностью. Ярчайшими отличительными чертами пород являются макропористость, образование столбчатых призматических отдельностей и способность долгое время удерживать в обрывах вертикальную стенку. В то же время, данные накопления обладают непредсказуемой просадочностью. Текстуры их варьируют от массивных до слоистых. Они занимают, по меньшей мере, 13 млн. км², то есть свыше 9% площади суши, встречаются на всех материках (кроме Антарктиды). Крупнейшие площади их сосредоточены в Евразии, тогда как второе место занимает Северная Америка, а третье – Южная Америка.

Климатически лессовые отложения приурочены к умеренным и субтропическим поясам – их нет в полярных широтах, а также во влажных тропиках. Залегают они на самых разных генетических типах отложений и формах равнинного рельефа, распространены как на платформах, так и в межгорных

долинах, накрывая их своеобразным плащом; встречаются в широком диапазоне высот: до 500 м в гумидных условиях Европы и до 4000 м в аридных областях Азии (рис. 6).

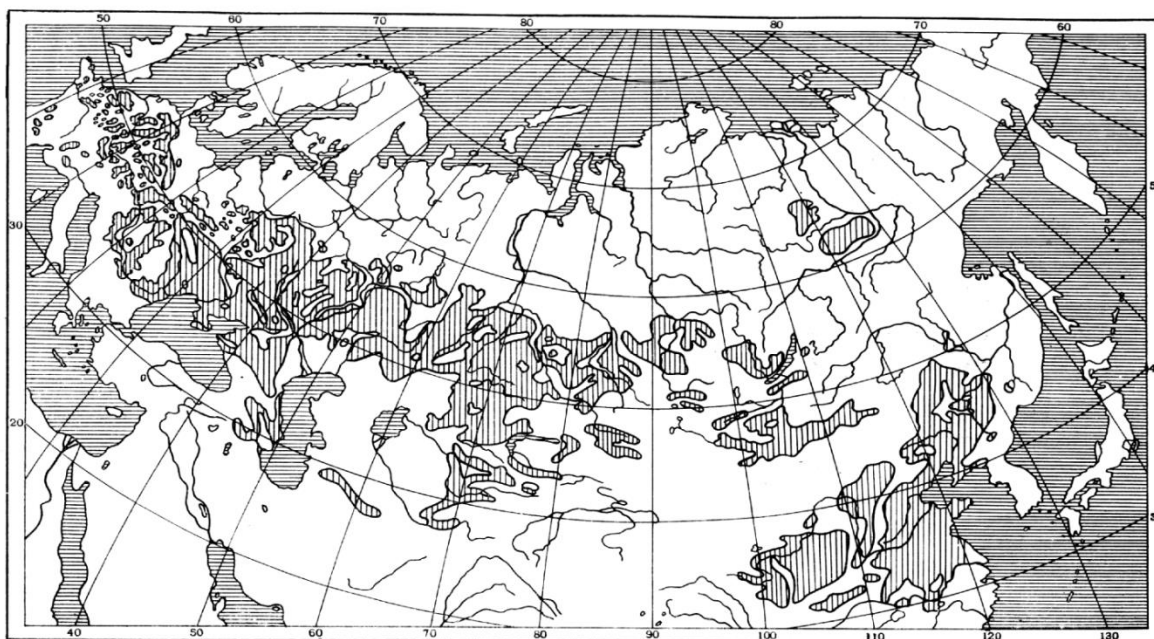


Рисунок 6 – Карта распространения лессовых пород в Евразии

В составе лессовых отложений можно выделить типичные лессы (или просто – лессы) и лессовидные породы.

Лессом, по мнению крупного исследователя данных пород Н.И. Кригера, «...наиболее целесообразно называть палевый, пылеватый, известковистый, неслоистый суглинок с видимыми невооруженным глазом порами (преимущественно вертикальными канальцами), имеющий покровное залегание на разных элементах рельефа и в больших толщах не содержащий прослоев песков и галечников».

Гранулометрически в лессах господствует алеврит – на долю фракции 0,01-0,05 мм приходится 30-50 %. Главным породообразующим минералом является кварц. Пористость лессов составляет 40-50 % от объема породы.

Лессовидные отложения – это образования, напоминающие лесс, но не имеющие полного набора его признаков.

Уловным рубежом распространения лессовых отложений можно считать границу последнего покровного ледника плейстоцена – в более высоких широтах лессовые осадки представлены лишь эпизодическими и маломощными лессовидными разностями. Лессовидным отложениям свойственны нехарактерные для типичных лессов особенности: наличие прослоев песков и глин; меньшие пористость и карбонатность; в осадках встречаются прослои и линзы, насыщенные раковинами пресноводных моллюсков. С удалением от границы ледника количество этих нарушений уменьшается, накопления приобретают все более «лессовый» облик. Таким образом, можно констатировать следующую закономерность географического распространения лессовых отложений: близ границ предельного распространения последнего покровного

ледника на поверхности залегают лессовидные породы, которые южнее сменяются типичными лессами. Предельной мощности – до 300 м лессы достигают в Восточной Азии, на равнинах Лессового плато. В толще лессов широко представлены разновозрастные горизонты погребенных почв. Исследования лессов Украины и российского Черноземья позволили определить, что возраст лессов четвертичный, а время образования почвенных горизонтов соответствует межледниковьям. Следовательно, накопление лессов происходило в холодные ледниковые этапы, когда названные территории находились во власти мерзлотных процессов.

Существует около 50 гипотез образования лессовых пород. Столь высокий интерес к данным отложениям объясняется хотя бы тем, что они послужили материнским субстратом для формирования уникальнейших на планете почв – черноземов, а также чрезвычайно широким их распространением на земной поверхности, в том числе и в густонаселенных регионах. Все теории можно разделить на две группы. К первой из них принадлежат те, согласно которым алевритовый состав лессов заложен в них изначально (эоловая и водная гипотезы). Во вторую группу входят гипотезы, либо отрицающие изначально алевритовый состав осадка, либо относящие данное качество к второстепенным. В любом случае, эти гипотезы предполагают, что исходный осадок для превращения в лесс обязан подвергнуться выветриванию (почвенно-элювиальная и полигенетическая гипотезы). При этом сам процесс приобретения породами лессовых свойств называют *облессованием* (термин предложил почвовед С.С. Неустроев). *Эоловая гипотеза* впервые прозвучала в работах Ф. Рихтгофена, затем была развита трудами В.А. Обручева, П.А. Тутковского и др. Суть ее заключается в том, что исходные алевритовые и песчаные частицы создавались силами выветривания: на склонах и вершинах гор, в жарких и ледяных пустынях. В ледниковые этапы благоприятные условия для формирования мелкозема возникали у границ ледников, а также на поверхности ледников. Затем ветер поднимал мелкие обломки, переносил и отлагал их, осуществляя при этом избирательную сортировку по размеру. Ближе к области дефляции накапливались песчаные фракции, на некотором удалении – песчано-алевритовые, а на значительном расстоянии – алевритовые. Таким образом, лессовые отложения в целом имеют эоловое происхождение. Возможно, часть из них в последующем переотложилась водой, образовав лессовидные породы.

Геологическая работа ветра наиболее сильно проявляется в пустынях, распространённых на всех континентах в тропиках, субтропиках и южной части умеренных поясов. Опустынивание является одним из глобальных проявлений деградации почв и всей окружающей природной среды в целом. Опустынивание – это процесс необратимого изменения почвы и растительности и снижения биологической продуктивности. Всего в мире подвержено опустыниванию более 1 млрд. га практически на всех континентах. Резкие колебания температуры создают в пустынях условия для возникновения постоянных или периодических сильных ветров.

По преобладанию того или иного типа эоловой геологической работы пустыни можно разделить на дефляционные и аккумулятивные. К первым относятся каменистые пустыни (гаммады), ко вторым – песчаные, глинистые (такыры), лёссовые (адыры) и солончаковые (шоры).

Песчаные пустыни наиболее распространены вследствие большой устойчивости кварца, из которого состоят песчинки. В песчаных пустынях особенно хорошо выражены все те бугристые и грядовые формы, о которых говорилось ранее.

Глинистые пустыни располагаются по краям или внутри песчаных пустынь. Глинистые частицы, принесённые ветром или водой во время паводков, быстро уплотняются. Выпадающая на поверхность такыра дождевая вода не проникает в глубину, скапливается, образуя обширные, но очень мелкие озёра. После испарения такого озера образуются многочисленные трещинки высыхания, разбивающие поверхность на многоугольники.

Лёссовые пустыни получают материал путём выдувания из каменистых пустынь или намыва водой с окрестных гор. Воды, стекающие во время дождей и снеготаяния по поверхности адыров, обычно расчлениают её густой системой ветвистых оврагов, так что чаще всего рельеф неровный. Эти пустыни при использовании искусственного орошения могут быть превращены в очень плодородные земли.

Солончаковые пустыни – наиболее безжизненный вид пустынь. Поверхность их покрыта корочкой соли, которая вытянута испаряющейся водой из глубины. Роль ветра в этих пустынях сводится к выдуванию солей и пыли с поверхности шора. Очень часто поверхность шора разбивается трещинами.

Движущие барханные пески наносят большой ущерб народному хозяйству, так как уничтожаются плодородные земли, разрушаются постройки, нарушаются транспортные коммуникации. Для защиты железных и шоссейных дорог на пути движения песков устанавливают щиты и заборы, высаживают лесополосы, а пески выстилают камышом, хворостом и соломой. Пески и песчаные грунты укрепляют различными физическими и химическими способами, высаживают на них растительность (фитомелиорация). На неукрепившихся песках не разрешается уничтожать растительность, выпасать скот.

Перемещающиеся дюны, также как и барханы, засыпают освоенные земли и селения. Для того, чтобы остановить движение дюн, на их наветренном склоне в горизонтальном направлении высаживают растения с сильно развитой корневой системой (песчаный овес, сосны и др.).

4. Геологическая деятельность поверхностных текучих вод

Под текучими водами понимают всю воду, стекающую по поверхности суши, начиная от мелких струек, возникающих во время дождей и таяния снега, до самых крупных речных систем. Текучие воды являются самым мощным из всех экзогенных факторов, преобразующих поверхность материков. Разрушая горные породы и перенося продукты их разрушения в виде гальки, песка, глины и растворённых веществ, текучие воды способны в те-

чение миллионов лет срезать даже самые высокие хребты и сравнивать их с прилегающими равнинами. В то же время вынесенные ими в моря и океаны продукты разрушения горных пород служат главным материалом, из которого возникают мощные толщи осадков.

Всю разрушительную работу текучих вод в целом называют *эрозией* (от лат. «разъедание»). Эрозионная работа осуществляется следующими способами: *гидравлическим выпахиванием* (размывом рыхлых пород ударом водных струй), *абразией* (разрушением пород ударами переносимых обломков – это главный фактор водной эрозии), *растворением* горных пород. Выделяющиеся формы её проявления принципиально отличаются друг от друга по своим результатам. Размыв и абразия – это разрушительная работа русловых водных потоков, то есть временных или постоянных ручьёв и рек. Все они стремятся врезать своё русло в поверхность Земли в виде более-менее глубокой рывины, промоины, оврага. Совсем иной формой проявления разрушительной работы воды является *смыв* (площадной смыв, абляция). Под смывом понимают работу воды, стекающей по склонам во время дождей или таяния снегов. Этот временный склоновый сток выражается либо в виде сплошной тонкой пелены воды,двигающейся по пологому скату, либо в виде густой сети мелких струек, каждая из которых является как бы миниатюрным ручейком.

Под влиянием площадного смыва происходит выполаживание и сглаживание склонов, общее выравнивание поверхности суши, уменьшение её вертикального расчленения. Иными словами, площадной смыв приводит к прямо противоположным результатам по сравнению с линейным размывом. Реки и ручьи, производящие линейную эрозию, и мелкие струйки склонового стока, осуществляющие площадной смыв, создают совершенно различные по составу и строению отложения, играющие неодинаковую роль в общем комплексе континентальных осадков. Совокупность процессов работы водных потоков, накапливаемые при этом отложения и образующиеся формы рельефа называются *флювиальными*.

4.1. Геологическая работа временных водотоков

Временные водные потоки подразделяются на равнинные и горные. Возникают они на склонах при таянии снега и выпадении атмосферных осадков.

Работа временных водных потоков на равнинах включает деятельность плоскостных и русловых потоков. Их активность в огромной мере зависит от степени развития растительности, в особенности травянистой – чем плотнее дернина, тем меньшее воздействие временных водотоков на горные породы. Таким образом, в наибольшей степени подвержены водной эрозии лишённые естественной растительности склоны.

Плоскостной (склоновый) сток представлен тонкой, сравнительно однородной пленкой воды, медленно стекающей по гладкой поверхности пологого склона. В этих условиях энергия (живая сила) потока мала, поэтому смываются и сносятся вниз только сравнительно мелкие и легкие рыхлые частицы. Перенесенный материал отлагается у подножья и в нижней части склона,

образуя шлейф, наибольшая мощность которого наблюдается в основании склона. Данный процесс называется *делювиальным*, а накопленные в результате его осадки – *делювием*. В почвоведении такой процесс разрушения склона носит название *плоскостной (склоновой) водной эрозии* (рис. 7).



Рисунок 7 – Плоскостная водная эрозия

Под действием плоскостного смыва крутизна склона уменьшается, поверхность его становится ровной или даже вогнутой. Следовательно, со временем снижается скорость водного потока, а значит, смывается и отлагается все более мелкий материал. Как правило, делювиальные отложения характеризуются неоднородностью состава, часто обогащены смытым гумусом, в них преобладают алевритовая и мелкопесчаная фракции, в гранулометрическом составе наблюдается уменьшение диаметра обломков снизу вверх. В целом вещественный состав делювия аналогичен составу пород, слагающих склон. В результате проявления плоскостного стока на склоновых элементах рельефа формируются эродированные смытые почвы с меньшим уровнем плодородия по сравнению с несмытыми.

Русловой сток временных водотоков возникает на склонах, поверхность которых осложнена разного рода выемками и ложбинками. Скапливающаяся в них вода, имея значительную массу, может совершать большую эрозионную и транспортирующую работу, причем не по плоскости, а линейно. Таким образом, деятельность временных русловых потоков на равнинах ведет к образованию *оврагов*. Развитие оврагов идет по четырем стадиям. На первой стадии возникает *рытвина*, увеличивающаяся в размерах благодаря донной эрозии. Рост рытвины в длину идет как вниз, так и вверх по склону – за счет

размыва верхней части рывины обрушивающейся в нее водой. Такое движение вверх называется *пятящейся (регрессивной) эрозией*. Вторая стадия – *висячего устья* – начинается тогда, когда вершина рывины достигает бровки (крутого перегиба) склона и возникает *вершинный перепад* (вершина рывины приобретает вид глубоко врезанного колодца). Устье рывины при этом располагается выше подножья холма и называется *висячим*. На первых двух стадиях продольный профиль оврага неровный, с многочисленными перегибами, а поперечный профиль V-образный (крутые, обрывистые склоны, узкое дно). Процесс донной эрозии идет до достижения руслом на большей части его длины высоты *базиса эрозии*. Под базисом эрозии понимают абсолютную высоту поверхности бассейна, в который впадает водоток. Третья стадия – *выработки профиля равновесия* – начинается при достижении устьем оврага базиса эрозии. Продольный профиль постепенно выравнивается, поперечный остается V-образным. По мере роста оврага на его склонах могут возникать рывины, также превращающиеся в овраги – *отвержки*. В итоге образуется древовидная в плане овражная система. Четвертая стадия – *балки* – характеризуется затуханием донной эрозии, вершинный обрыв и склоны оврага осыпаются и выполаживаются до угла естественного откоса, поперечный профиль приобретает корытообразную форму, склоны и дно покрываются растительностью. Выносимый из оврага материал скапливается в устьевой части, образуя конус выноса, сложенный косо- и диагонально-слоистым *овражно-балочным делювием*, состав которого совпадает с составом пород размываемого склона (рис. 8).



Рисунок 8 – Растущий овраг

Наиболее глубокая и разветвленная сеть оврагов образуется в районах развития легко размываемых горных пород — лессов, лёссовидных суглинков, алевролитов, глин. Овражное расчленение отмечается на возвышенностях Беларуси, где, по данным Б.Н. Гурского, овражно-балочный рельеф занимает 20-30% площади плодородных земель. Оврагообразованию способствуют не только природные факторы, но и необдуманная деятельность человека (вырубка леса, распахивание, заложение грунтовых дорог и канав в направлении вниз по склону и др.). Для борьбы с оврагами применяются различные методы, направленные на предотвращение попятной эрозии и укрепление склонов.

Работа временных водных потоков в горах отличается огромной эрозионной и транспортирующей силой, поскольку здесь слишком велики площади водосборных бассейнов по сравнению с площадью поперечного сечения крутосклонных каналов стока. Крупные массы воды и большие уклоны поверхности способствуют смыву и переносу гигантских объемов рыхлых пород. Такие перенасыщенные обломками временные горные потоки называются в Азии *селями*, а в Европе *мурами*. По составу они бывают водогрязевыми, водо-каменными и грязе-каменными. С выходом на предгорную равнину поток разливается в виде веера и формирует конус выноса, сложенный *пролювиальными отложениями*, петрографический состав которых определяется породами горного склона. В вершинной части конуса выноса залегают наиболее крупные обломки, тогда как в периферийной — самые мелкие (вплоть до алевролита).

4.2. Геологическая работа рек

Реки — естественные постоянные потоки воды, собранные в русла. Реки играют важную роль в геологической жизни континентов. Не менее 25% их территории находится под воздействием работы рек. Все реки земного шара выносят за год в море в растворённом и механически взвешенном состоянии около 17,5 млн. т вещества, полученного за счёт разрушения суши.

Для существования рек необходимо два главных условия: *рельеф*, допускающий движение водной массы, и *источник питания*. Площадь, с которой происходит сток воды в реку называется *водосборным бассейном*. Бассейны смежных рек отделяются друг от друга возвышениями рельефа — *водоразделами*.

У рек выделяют следующие элементы: исток, русло, устье и притоки. *Исток* — это место зарождения реки; *русло* — естественное углубление, в котором движется вода в период межени; *устье* — место впадения реки в другой водный объект; *притоки* — более мелкие реки, впадающие в данную реку.

В зависимости от климатических и других физико-географических условий выделяют четыре основных источника питания рек: дождевое, снеговое, ледниковое и за счет подземных вод. При этом однородного питания рек в природе почти не наблюдается. Обычно реки получают воду из различных источников с преобладанием какого-либо одного типа. В холодном и умеренном поясе преобладает снеговое питание, в странах с муссонным климатом, в тропиках и субтропиках — дождевое, в высокогорных районах — ледни-

ковое и т. д. В зависимости от источников питания распределяются основные фазы режима рек: половодье, паводки и межень.

Половодьем называют ежегодно повторяющееся в один и тот же сезон увеличение количества воды в реке, вызывающее значительное повышение ее уровня. В реках со снеговым питанием половодье наступает весной в связи с массовым таянием снега; в реках с ледниковым питанием – летом, во время усиленного таяния ледников в горах.

Паводками называют быстрые кратковременные повышения уровня воды в реках, возникающие, например, после сильных ливней.

Меженью называют длительные сезонные периоды низкого стояния уровня воды в реках. Межень в реках со снеговым питанием наступает обычно после половодья – зимой и летом, в реках экваториальных областей – после окончания периода тропических ливней и т. д. Во время межени реки обычно питаются грунтовыми водами.

В зависимости от характера рельефа реки делятся на равнинные и горные.

Равнинные реки текут в неглубоких широких долинах, заполненных легко размываемыми рыхлыми отложениями; для них характерны малые уклоны русел и спокойное течение.

Горные реки протекают в глубоких и значительно более узких долинах, часто с каменистым ложем; они характеризуются большими уклонами русла, быстротой течения, частыми порогами и водопадами.

Независимо от типа реки в ней принято выделять три части: верхнее течение, или верховье, среднее течение и нижнее течение, или низовье. Реки (особенно горные) в нижнем течении обладают значительно более пологим уклоном русла, чем в верхнем. При этом чем больше и многоводнее река, тем меньше ее уклон; чем меньше река, тем уклон круче. В больших реках уклон русла измеряется сантиметрами и десятками сантиметров на километр, в небольших горных речках – метрами на километр, а в некоторых горных ручьях – десятками метров на километр. Реки, в отличие от оврагов, выравнивают свое русло очень медленно. Поэтому далеко не все реки имеют выработанный профиль равновесия. По характеру продольного профиля различают реки: с невыработанным профилем равновесия (горные реки); с профилем равновесия, выработанным на значительном протяжении (большинство рек); с выработанным профилем равновесия от истоков до устья.

Геологическая работа рек сводится к эрозионной (разрушительной), транспортирующей и аккумулятивной деятельности.

В процессе своей деятельности реки вырабатывают эрозионно-аккумулятивные формы рельефа, которые получили название *речные долины*. Речные долины представляют собой созданные водотоками вытянутые углубления на земной поверхности с общим уклоном в сторону текущей воды. В поперечном сечении речные долины могут иметь различную форму: в виде глубоких каньонов, V – образную форму или плоскодонную (ящикообразную). Форма и размеры долин постепенно меняются в процессе развития речной долины. Долины крупных равнинных рек имеют хорошо выраженные элементы: *русло, пойма, надпойменные террасы*.

Эрозионная деятельность наиболее активно проявляется на первых этапах развития речных долин, а также в верхней части русла. Существует три типа речной эрозии: донная, регрессивная и боковая.

Донная эрозия, ведущая к углублению речной долины, преобладает в начале развития речной долины и всегда сочетается с *регрессивной* (потящейся) эрозией. В процессе регрессивной эрозии река, углубляя свое русло, стремится преодолеть различные неровности, которые со временем сглаживаются, и постепенно вырабатывается более плавная (вогнутая) кривая, или *профиль равновесия реки*. Выработка профиля равновесия – глубинный врез русла – происходит от устья к истоку. В результате вертикальных движений земной коры и разной прочности размываемых пород в русле могут возникать пороги и водопады, которые получают роль *местных* (локальных) *базисов эрозии*. Относительно них река разбивается на самостоятельно развивающиеся участки, и единый для всего русла профиль равновесия будет сформирован только после срезания местных базисов эрозии. Вследствие донной эрозии возникает V-образный поперечный профиль речной долины.

Боковая эрозия, заключающаяся в размыве берегов, наибольшее развитие получает в поздние этапы жизни речной долины, когда с приближением к профилю равновесия уменьшится скорость течения в нижней и средней частях русла. Основными причинами ее возникновения являются турбулентность течения и ускорение Кориолиса. Благодаря боковой эрозии русло изгибается, появляются *излучины* (*меандры*) (рис. 9). Вогнутые берега излучин активно размываются, дно под ними углубляется. Близ противоположного выпуклого берега скорость потока минимальна, поэтому здесь происходит отложение переносимого рекой материала и формируются *прирусловые отмели*. Под действием боковой эрозии речная долина расширяется, ее поперечный профиль приобретает U-образную или корытообразную форму.



Рисунок 9 – Речные меандры

Транспортирующая работа рек по переносу горных пород осуществляется тремя способами: волочением обломков по дну, во взвешенном состоянии и в растворенном виде. Два первых способа переноса формируют твердый сток реки, и они же являются главнейшими факторами эрозионной работы. В результате соударения переносимых обломков друг с другом, а также с породами стенок и дна русла происходит их *абразионное истирание*, окатывание и уменьшение в размерах – образуются валуны, галька, гравий, песок. Значительное количество минерального вещества (до 40%) переносится в растворенном состоянии: легкорастворимые соли (NaCl , KCl , MgSO_4 , CaSO_4), карбонаты (CaCO_3 , MgCO_3 , NaCO_3) и кремнезем. Причем, на долю карбонатов приходится до 60% ионного стока, а сульфатные и хлоридные соли играют заметную роль только в водах рек засушливых областей. В небольшом количестве в растворенном состоянии содержатся соединения Fe и Mn, которые образуют истинные и коллоидные растворы. Способ транспортировки зависит от живой силы реки и от состава размываемых пород.

Аккумулятивная работа играет все большую роль по мере приближения реки к профилю равновесия, что объясняется снижением скорости потока. Отложения, переносимые реками накапливающиеся в долинах, называются *аллювием*. Они состоят из обломочного материала различной зернистости, степени окатанности и сортировки. Различают три разновидности аллювия: русловой (рис. 10), пойменный и страичный.

Русловой аллювий самый грубый (крупнозернистый песок, гравий, галечник). Размер его обломков зависит от скорости течения воды в русле. Он обладает косою слоистостью с наклоном слоев в направлении течения реки.



Рисунок 10 – Русловой крупногалечный аллювий

Пойменный аллювий откладывается в пойме, которая представляет собой часть речной долины, периодически затапливаемой при разливах рек. Пойменный аллювий значительно более мелкозернистый, чем русловой, так как во время разливов вода выходит из берегов, разливается по пойме и скорость ее течения резко падает. На пойму она выносит более мелкий материал, чем несет в русле, где скорость течения больше.

В пойме реки различаются: 1) прирусловой вал, примыкающий к главному руслу; 2) центральная пойма, расположенная за прирусловым валом, в пределах которой нередко выделяются два уровня: низкая пойма, заливаемая ежегодно полыми водами, и высокая, заливаемая в самые обильные паводки; 3) притеррасная пойма, самая пониженная часть поймы, примыкающая к надпойменной террасе (рис. 11).

Прирусловая часть поймы сложена наиболее крупнозернистым материалом с плохой сортировкой за счет резкого изменения скоростей потока реки. Это преимущественно крупнозернистые плохо сортированные пески различного минерального состава.

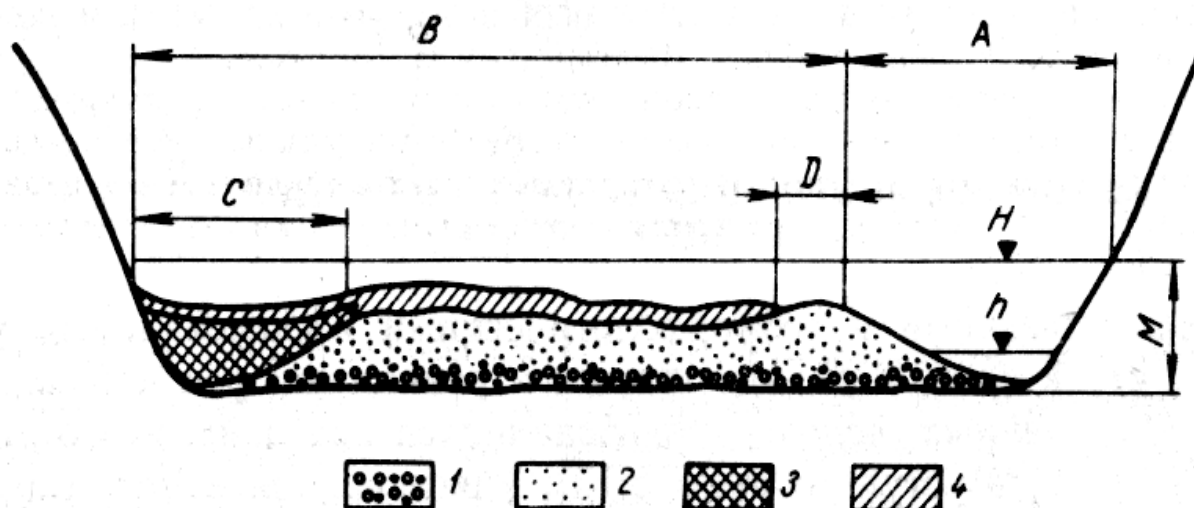


Рисунок 11 – Схема строения поймы (по Е. В. Шанцеру):

A - русло; *B* - пойма; *C* - старица; *D* - прирусловой вал; *H* - уровень полых вод; *h* - уровень межени; *M* - нормальная мощность аллювия. Русловой аллювий: 1- разнозернистые пески, гравий, галька, 2- мелко- и тонкозернистые пески, 3- старичный аллювий, 4- пойменный аллювий.

Центральная часть составлена тонким суглинисто-супесным материалом меньшей, чем у прирусловой, мощности. Часто осадки имеют зеленовато-серый цвет из-за седиментации в застойных условиях, или черный — из-за наличия гумуса и торфообразования. Четкую границу между прирусловой и центральной пойменными отложениями установить трудно из-за постепенного перехода.

Притеррасная часть представлена отложениями самой нижней части поймы, которая составлена тонкими глинами и имеет, как правило, наименьшую мощность. Близкое залегание грунтовых вод в этой части поймы часто вызывает процессы заболачивания и формирование пойменных торфяно-болотных почв.

В целом, для пойменного аллювия характерно: горизонтальная или косая слоистость, окатанность минеральных зерен, включение органических остатков, сравнительно небольшая мощность. Отложения пойменного аллювия являются широко распространенными почвообразующими породами. Благодаря процессам почвообразования пойменные отложения являются высокогумусированными, поэтому почвы пойм, особенно в центральной части, отличаются высоким уровнем плодородия. При культурном освоении большая часть поймы занята заливными лугами, которые относятся к лучшим кормовым угодьям.

Старичный аллювий накапливается в старицах и представлен супесями, суглинками, глинами и богат органическими остатками, которые образуются при зарастании стариц растительностью; а при заболачивании - болотными отложениями.

В процессе своего развития каждая река проходит ряд стадий. Выделяют три основных стадии: юности, зрелости и старости (рис. 12).

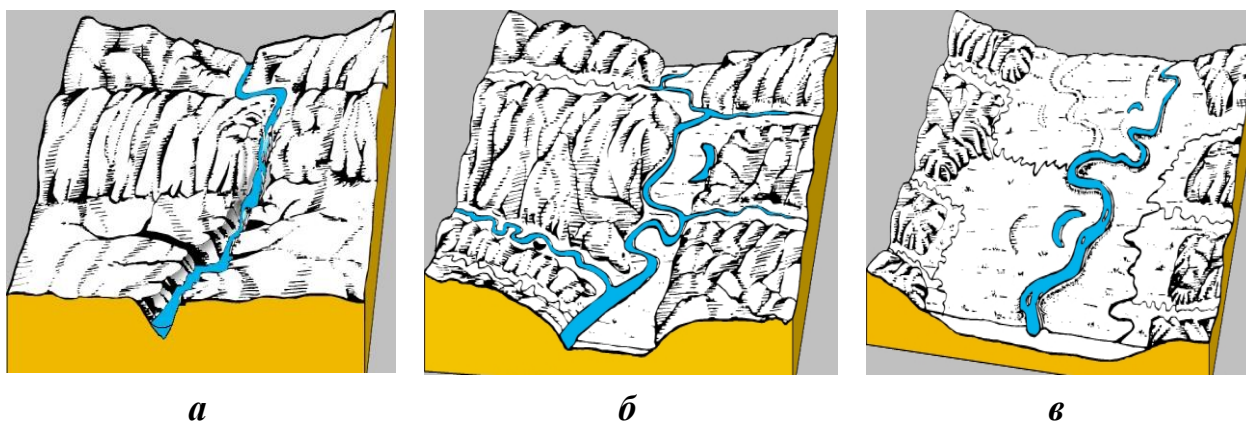


Рисунок 12 – Стадии развития речных долин:

а - стадия юности; *б* - стадия зрелости; *в* - стадия старости.

Стадия юности свойственна начальному этапу развития. Господствуют глубинная эрозия и вынос обломков. Продольный профиль реки не выработанный, русло спрямленное. Поперечный профиль речной долины имеет V-образную форму: долина узкая и глубокая. Аккумуляция осадков на стадии юности минимальна, она представлена только в русле, где отлагаются самые крупные обломки. Коэффициент извилистости реки, под которым понимают отношение истинной длины реки к расстоянию по прямой между ее истоком и устьем, на этой стадии минимален.

Стадия зрелости начинается при приближении продольного профиля реки к профилю равновесия. Скорость течения уменьшается, большую роль начинает играть боковая эрозия, речная долина расширяется. В составе отложений поймы максимальный объем принадлежит русловому аллювию. Коэффициент извилистости реки увеличивается. Со временем речные излучины приобретают петлеобразные очертания, узкие перешейки между ними прорываются водой, русло спрямляется, а отсеченная от него излучина превращается в старицу. Для стадии зрелости характерны умеренная скорость тече-

ния; большое значение боковой эрозии; меандрирующее русло; широкая U-образная долина; накопление аллювия ведет к образованию поймы.

Стадия старости начинается при выработке рекой профиля равновесия. Коэффициент извилистости достигает максимальных величин. Скорость течения минимальна; преобладает *боковая эрозия*, донная представлена только в верхнем течении; русло сильно меандрирует; долина очень широкая; водоразделы низкие и узкие; притоков уже немного, но все они крупные; накопление аллювия идет в русле и на пойме.

Периоды юности, молодости и зрелости составляют *цикл эрозии реки*.

Цикличность развития речных долин называют повторение стадий развития, когда долина из стадии старости или зрелости возвращается к стадии юности. Это происходит в результате увеличения уклона русла, после чего река стремится выработать новый профиль равновесия (рис. 13).

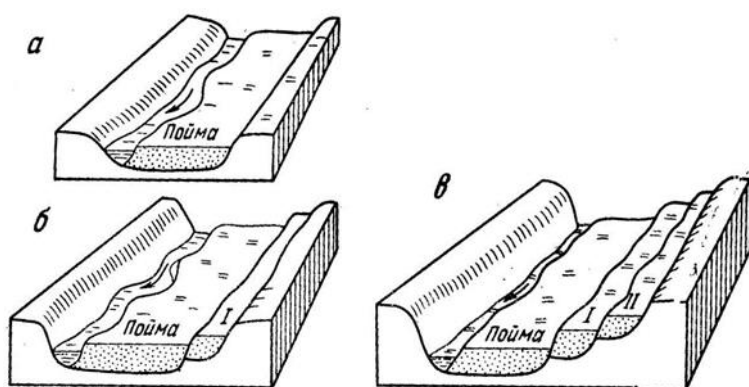


Рисунок 13 - Образование надпойменных террас:
a – первый цикл эрозии; *в* – второе омоложение;
 I, II – надпойменные террасы

Возобновляется донная эрозия, и река врезается в дно долины, размывая ранее созданную пойму. С приближением нового продольного профиля к кривой равновесия, опять начнет формироваться пойма, только уже на меньших абсолютных высотах. От прежде существовавшей поймы сохранятся лишь горизонтально

вытянутые ступени на склонах речной долины – *надпойменные террасы*. Основными причинами формирования надпойменных террас являются тектоническое поднятие территории или понижение базиса эрозии. В обоих случаях река вновь вынуждена врезаться в породы русла и вырабатывать новый профиль равновесия. Такие циклы могут повторяться несколько раз, что приводит к образованию широкой долины с серией надпойменных террас. Количество надпойменных террас свидетельствует о числе циклов врезки реки. В строении террас выделяют ряд элементов:

- *площадка* – горизонтальная поверхность террасы;
- *уступ* – вертикальная поверхность (склон) террасы;
- *бровка* – место перегиба площадки в уступ;
- *коренной берег (цоколь)* – территория, сложенная породами неаллювиального происхождения; коренные (цокольные) породы лежат в основании всей территории, занятой речной долиной;
- *тыловой шов* – место сочленения террасы с ниже- или вышележащей террасой или коренным берегом.

В зависимости от происхождения слагающих пород выделяют три типа надпойменных террас: эрозионные, аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные (рис. 14).

1. *Эрозионные (скульптурные) террасы* – целиком сложены коренными породами. Возникают тогда, когда новый цикл врезания произошел в стадию юности речной долины.

2. *Аккумулятивные террасы* – полностью сложены аллювиальными породами. Возникают, когда новый цикл врезания приходится на стадию старости, т. е. когда река успела уже накопить большую мощность аллювия.

3. *Эрозионно-аккумулятивные (цокольные, смешанные) террасы* – сложены как коренными породами, обнажающимися в нижней части уступа, так и аллювиальными, слагающими площадку террасы. Возникают, когда интенсивность размытия в новом цикле была выше интенсивности аккумуляции в предыдущем.

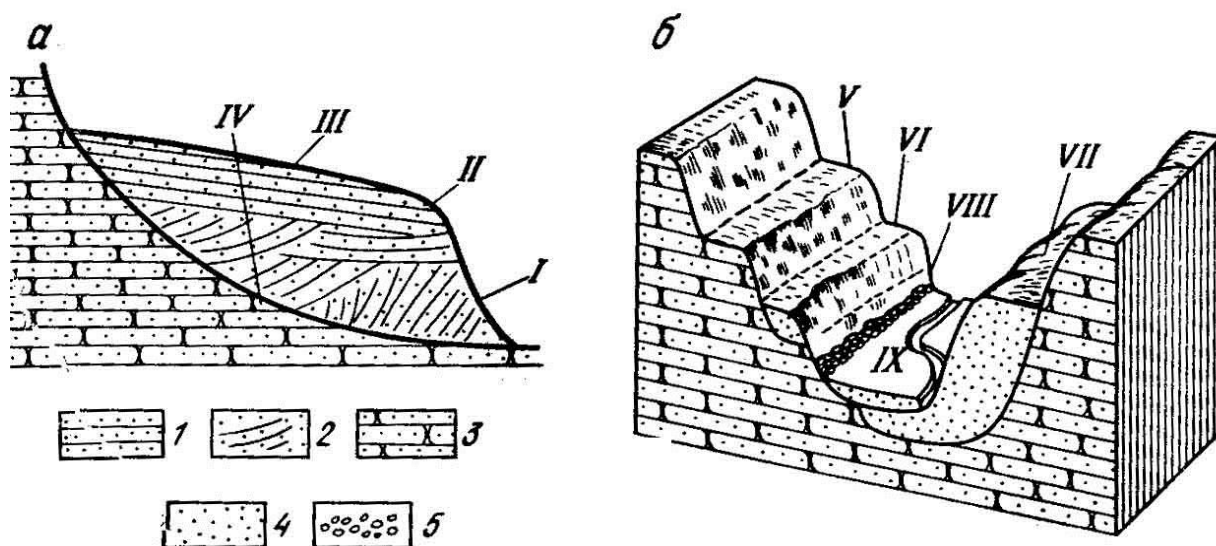


Рисунок 14 – Надпойменные террасы:

а – строение террасы; *б* – типы надпойменных террас.

I – пойменный аллювий, *2* – русловой аллювий, *3* – песчаники в коренном залегании, *4* – аллювий, *5* – осыпи.

I – уступ; *II* – бровка; *III* – террасовая площадка; *IV* – тыловой шов; террасы: *V* – эрозионная, *VI* – цокольная, *VII* – аккумулятивная, *VIII* – цоколь, *IX* – пойма.

В устьевой части речной поток достигает уровня базиса эрозии, теряет энергию и отлагает переносимый материал. Специфика осадконакопления и особенностей строения в устьевой части определяется сочетанием ряда факторов, среди которых наибольшее значение имеют: количество выносимого рекой материала, расход воды в реке и его изменение во времени, динамика морских вод и характер тектонических движений. Типичными формами устьевых частей рек являются дельты, эстуарии и лиманы.

Дельты возникают в режимах тектонического покоя или воздымания дна бассейна, в который впадает река, либо когда скорость речной аккумуля-

ции превышает скорость погружения дна бассейна. Дельты представляют собой плоско покатую низменную равнину, выдающуюся в море в виде выступа более-менее треугольной формы, в пределах которой река дробится на многочисленные рукава, протоки. На образование дельты влияет не только гидрологический режим реки, но и гидрологический режим моря и тектонический режим земной коры.

Эстуарии – это большие, постепенно расширяющиеся заливы в устье некоторых рек, которые формируются при большой скорости погружения, превышающей скорость осадконакопления, а также если имеется сильное параллельное берегу течение или активные приливно-отливные движения, уносящие поставляемый рекою аллювий. С эстуариями по форме сходны *лиманы* – расширенные устья рек, затопленные морем и превратившиеся в заливы. Их образование связано с прогибанием земной коры на данном участке. Такие лиманы имеют Днепр, Буг и некоторые другие реки.

5. Геологическая деятельность морей

Моря и океаны занимают около 361 млн. км², или 70,8 % площади поверхности Земли и играют колоссальную роль в формировании облика планеты. На протяжении длительной истории развития земной коры моря и океаны не раз меняли свои границы и почти вся поверхность современной суши неоднократно заливалась их водами. На дне морей и океанов накопились мощные толщи осадков, из которых образовались различные осадочные породы.

Среднегодовая температура воды поверхности Мирового океана составляет +17,4°C, что почти на 3°C выше температуры нижних слоев атмосферы. Морская вода содержит в растворенном виде значительное количество различных солей. Их содержание в 1 л морской воды измеряют в промилле (‰), составляющих 0,1 %. Средняя соленость морской воды, равная 3,5% (35 ‰), называется *нормальной*. В водах с нормальной соленостью подавляющая часть растворенного вещества приходится на долю хлористого натрия (78,32 %) и хлористого магния (9,44 %). Сульфаты, представленные MgSO₄, CaSO₄, K₂SO₄, составляют 11,94%, на долю всех других солей приходится 0,3%. В морской воде, помимо перечисленных солей, присутствуют йод, фтор, фосфор, цинк, свинец и другие элементы. Поскольку воды Мирового океана постоянно перемешиваются, их средняя соленость остается неизменной.

В геологической деятельности моря принимают участие многочисленные животные и растительные организмы, в изобилии населяющие морские и океанические водоемы. После гибели организмов их скелетные остатки в дальнейшем преобразуются в органогенные горные породы. Весь органический мир морских бассейнов подразделяется на три основные группы: бентос, планктон и нектон (рис. 15).

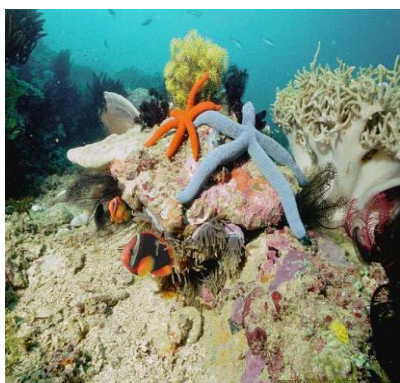
Бентос представлен большой группой животных и растений, обитающих на дне морей и океанов. Одна их часть прирастает ко дну (прикрепленный бентос), другая передвигается на небольшие расстояния (подвижный

бентос). Донное население больших глубин в отличие от бентоса мелководных прибрежных частей моря называется абиссальным бентосом. К прикрепленному бентосу относятся морские лилии, кораллы, губки, мшанки и др., к подвижному бентосу – гастроподы, морские ежи, морские звезды и др.

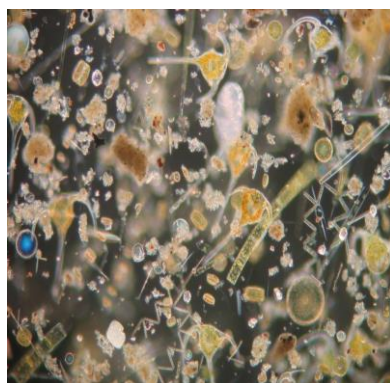
Планктон объединяет все организмы, пассивно плавающие в толще воды и переносимые волнами и морскими течениями. Планктонными формами являются мелкие одноклеточные животные (фораминиферы, радиолярии), а также некоторые растения (диатомеи и другие водоросли). Фораминиферы и радиолярии обитают в основном в океанических водах тропических и средних широт, диатомеи – в холодных околополярных морях. Планктон составляет основную часть органической массы, населяющей Мировой океан.

Нектон представлен активно плавающими животными. В эту группу входят разнообразные виды рыб и многие представители морских беспозвоночных.

Основное геологическое значение среди перечисленных групп морских организмов имеют бентос и планктон. Ввиду массовости распространения многие представители этих групп играют ведущую роль в процессах осадкообразования и являются породообразующими организмами.



а



б



в

Рисунок 15 – Группы морских организмов:

а - бентос, *б* - планктон, *в* - нектон.

Главными элементами рельефа дна океанических бассейнов являются: *континентальный шельф, континентальный склон, континентальное подножие, система срединно-океанических хребтов, островные дуги, ложе океана* с абиссальными равнинами, положительными формами рельефа (главным образом вулканами и атоллами) и глубоководными желобами.

Континентальный шельф представляет собой окраины континентов, погруженные до 200-300 м ниже уровня моря у их внешнего края, откуда начинается более крутое погружение морского дна. Общая площадь шельфа около 7 млн. км², или около 2% площади дна Мирового океана.

Континентальный склон с каньонами. От бровки шельфа дно опускается круче, образуя континентальный склон. Его ширина от 15 до 30 км и погружается он до глубины 2000-3000 м. Изрезан глубокими долинами – каньона-

ми глубиной до 1200 м и имеющие V – образный поперечный профиль. В нижней части каньоны достигают глубины 2000-3000 и ниже уровня моря.

Континентальное подножие – осадочная оторочка с пологой поверхностью в основании континентального склона.

Ложе океана кроме глубоководных равнин включает также другие крупные и мелкие формы рельефа.

Абиссальные равнины – это плоские и самые глубокие (3000-6000 м) участки океанического дна. Занимают около 30% площади дна. Они представляют собой аккумулятивные поверхности, образованные осадками.

Срединно-океанические хребты – образуют единую глобальную систему возвышенностей общей протяженностью около 60 тыс. км. Центральная, наиболее приподнятая часть хребта обычно рассечена глубокой продольной долиной – рифтом. В пределах рифтовой долины проявляется активный базальтовый вулканизм, происходит раздвижение океанического дна и формирование молодой океанической коры.

Гайоты – это подвижные вулканические горы с плоскими вершинами, которые опущены на глубину 1000-2000 м от уровня моря.

Атоллами называют почти круглые, коралловые или водорослевые рифы, окаймляющие лагуну.

Глубоководные желоба, окружающие Тихий, Индийский океаны и частью Карибский бассейн, представляют собой узкие протяженные впадины глубиной до 11034 м, как например, Марианская впадина.

Островные дуги – вытянутые на тысячи километров архипелаги вулканических островов (например, Курильская гряда) с внешней стороны которых располагаются глубоководные желоба.

Выделяется два типа сочленения материков с Мировым океаном: *атлантический тип* и *тихоокеанский тип* (рис. 16, рис. 17).

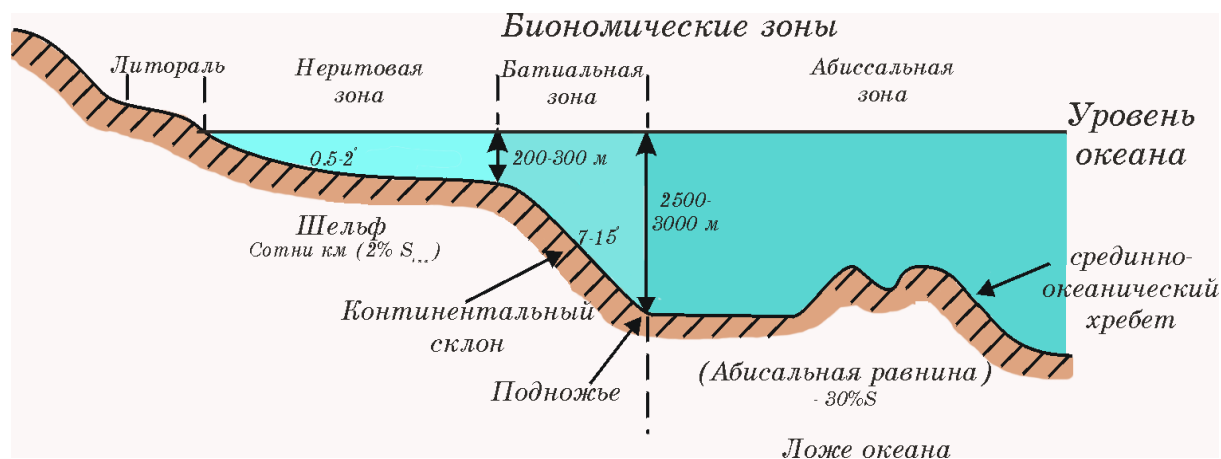


Рисунок 16 – Атлантический тип сочленения

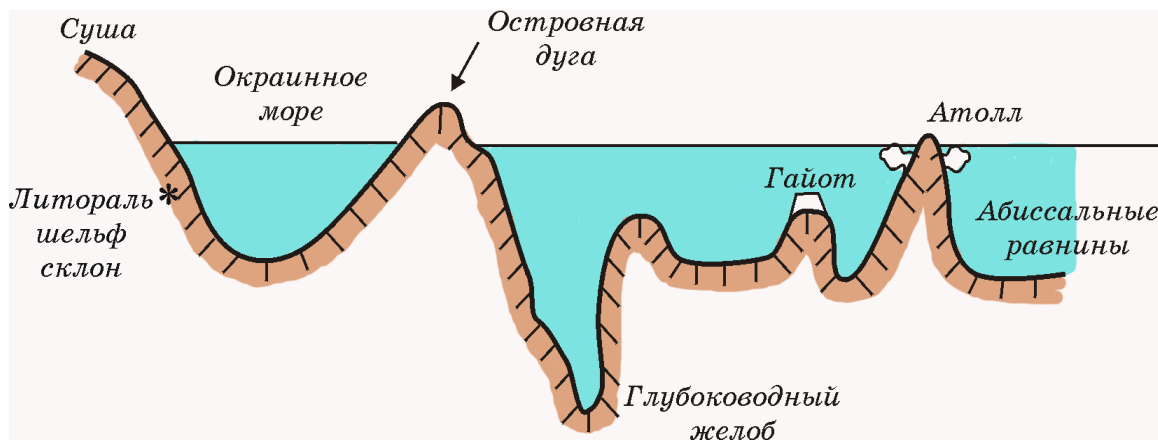


Рисунок 17 – Тихоокеанский тип сочленения

Отличительной особенностью строения морского дна Тихоокеанского типа от Атлантического в том, что такие элементы морского дна как шельф, континентальный склон и его подножье в Тихоокеанском типе четко не разделяются.

Геологическая деятельность моря сводится к разрушению горных пород берегов и дна, транспортировке обломочного материала и отложению осадков, из которых впоследствии образуются осадочные горные породы морского происхождения.

Разрушительная работа моря наиболее активна у кромки воды. Разрушение осуществляется химическим растворением пород, гидравлическими ударами волн – процесс *гидравлического выпаживания*, ударами находящихся в волне обломков пород – процесс *абразии* (рис. 18).

Высокая степень химической агрессивности морской воды из-за ее минерализации способствует довольно быстрому растворению берегов, сложенных широко распространенными в составе суши известняками. Рост температуры воды способствует активизации растворения.

Влияние петрографического состава пород берега сказывается в том, что для разрушения берегов, сложенных рыхлыми породами, вполне достаточно гидравлического удара волны. Такие берега разрушаются сравнительно быстро и равномерно, приобретают спрямленные очертания. Наоборот, берега, сложенные прочными кристаллическими породами, разрушаются медленно и неравномерно. Здесь, кроме гидравлического выпаживания, огромно значение абразии. Бьющая в берег волна своим ударом расширяет трещины, истирает породы переносимыми обломками. В силу разной степени устойчивости породы подвергаются избирательному разрушению, и берег приобретает неровную, зазубренную форму. Обломки пород, падая в море, также подвергаются размыву и истиранию. Самые крупные из них под действием возвратно-поступательных движений волн приобретают окатанную и уплощенную форму, типичную для галек *каменистых пляжей*. Мелкие обломки подхватываются и уносятся на глубину обратным током волны. Таким образом, в основании приглубого берега, куда постоянно бьет волна, вырабатывается *волноприбойная ниша* – полость, над которой нависает карниз. С ростом

ниши карниз обрушивается, возникает *клиф* – отвесный скалистый берег. По мере дальнейшего развития этого процесса берег отступает, а под водой формируется *абразионная терраса* – прибрежная, мелководная часть моря, дно которой сложено лишенными мелких обломков монолитными скальными породами.



Рисунок 18 – Морская абразия

Берега интенсивно разрушаются в период наступления, или *трансгрессии*, моря. При отступлении, или *регрессии*, моря абразионная терраса постепенно выходит из-под уровня воды и превращается в обычную морскую террасу.

Транспортирующая работа моря осуществляется морскими волнами и течениями и сопровождается избирательной сортировкой переносимых частиц. Крупные обломки (галька, гравий) перемещаются только у берега, где сила волны и обратного тока воды максимальны. Дальше в море выносятся песчаные, алевритовые и глинистые частицы, а также легкие органические останки. В переносе последних огромное значение принадлежит морским течениям.

Аккумуляция морских осадков ведет к накоплению грандиозных объемов горизонтально залегающих слоев осадочных горных пород. В морских условиях накопилось более 95 % объема пород осадочного чехла суши. Среди главных источников оседающего на дне материала являются следующие: об-

ломочные породы суши, продукты вулканизма, органические останки, продукты химической кристаллизации вещества. Соответственно морские осадки по вещественному составу и происхождению разделяют на обломочные (терригенные), вулканогенные, органогенные, хемогенные и полигенетические. Основными факторами осадконакопления являются широтная климатическая зональность, глубина и рельеф дна (вертикальная зональность), степень удаленности от суши и другие. Например, тектонические особенности континентальных окраин: по этому признаку берега разделяют на активные и пассивные. Тектонически *активные континентальные окраины (тихоокеанского типа)* возникают в зонах конвергенции литосферных плит. Здесь сложный и динамично меняющийся рельеф дна, активны землетрясения, вулканизм, поэтому в составе накоплений большое значение принадлежит вулканическим. На дне глубоководных желобов возникают толщи осадков колоссальной мощности. В целом, по причине большой расчлененности рельефа распространение и мощности осадков отличаются большой пестротой. В пределах *пассивных континентальных окраин (атлантического типа)* спокойное тектоническое развитие способствует накоплению терригенных, органогенных и хемогенных осадков, распределение и мощности которых более равномерны. В зависимости от физико-географических условий осадконакопления морские отложения делятся на четыре группы, соответствующие морфологическим зонам дна: литоральные, сублиторальные, батимальные и абиссальные.

Литоральные (прибрежные) отложения накапливаются у самой кромки воды, где море бывает лишь во время прилива. Осадкам характерно разнообразие (от битых раковин и гравия до тонких илов), смешение останков наземной и морской фауны и флоры. На обрывистых, скалистых абразионных берегах формируются *каменистые пляжи*, сложенные дисковидными гальками, сглаженными глыбами. На отмелях берегах накапливаются *песчаные пляжи*. Их поверхность нередко изменяется эоловыми процессами, что ведет к формированию дюн. В случае слабого обратного тока воды на границе прибоя возникает один или несколько *береговых валов*, сложенных крупными обломками. На очень пологих берегах в результате ежедневных приливно-отливных движений иногда возникают *ватты* (от нем. Watten – прибрежные отмели) – илистые отложения, обнажающиеся при отливах. Участки отмелого берега, затопляемые морем при максимальной высоте прилива, и расположенные гипсометрически выше ваттов, называются *маршами*. Марши сложены ритмично чередующимися более мощными слоями ила и сравнительно тонкими слоями торфа. Поверхность маршей укрыта густым травяным покровом. Искусственно осушаемые марши называются *польдерами*.

Сублиторальные (шельфовые, неритовые) отложения формируются на постоянно покрытой водами поверхности шельфа. В их составе присутствуют терригенные, органогенные и хемогенные образования.

Терригенные осадки являются главенствующими. Характерно постепенное уменьшение размеров обломков от берега к морю. Если волна наступает и отступает перпендикулярно к приглубому берегу, то обломочный материал,

сносимый в море, накапливается параллельно береговой линии. Обломки, в составе которых обычно преобладают пески и гравий, отлагаются у подножья абразионной террасы, создавая *аккумулятивную террасу*. Если же волны подходят к берегу под острым углом, то перемещение обломков идет параллельно береговой линии, а аккумуляция – перпендикулярно ей. Так образуются расположенные под углом к берегу *песчаные косы*, являющиеся своеобразным продолжением пляжа в сторону моря. В низких широтах реки выносят в океан глины, поэтому на шельфе накапливаются глинистые осадки. Для высоких широт характерны ледниковые и айсберговые несортированные валунные осадки.

Органогенные осадки шельфа формируются преимущественно за счет отмирания бентосных организмов, строящих свои скелеты из кальцита, кремнезема или, реже, из фосфатных соединений. Среди них господствуют карбонатные, созданные скоплениями останков кораллов и моллюсков. По своему строению коралловые рифы делятся на три типа. *Береговые рифы* вытянуты вдоль берега и под водой соединяются с ним. *Барьерные рифы* также протягиваются параллельно берегу, но отделяются от него лагуной. *Рифы атоллов* имеют вид плоского и низкого разомкнутого кольца с лагуной, расположенной внутри него. В пределах сублиторали распространены также *известковые пески*, возникающие при разрушении известняков-ракушечников и коралловых рифов.

Хемогенные осадки также в основном сложены карбонатами. Особенно быстро накапливается кальцит в мелководных лагунах теплых морей. Кроме известковых, хемогенные осадки сублиторали могут быть сложены железистыми, алюмосодержащими и марганцевыми соединениями. На прибрежном мелководье осаждаются железистые минералы, а глубже, где среда носит более выраженную щелочную реакцию – марганцевые. На значительно больших глубинах (50-150 м) местами формируются залежи фосфоритов.

Осадки лагун и солеродных бассейнов выделяют в самостоятельные генетические типы. Лагуны подразделяются на опресненные и осолоненные. В *опресненных лагунах*, возникающих в гумидных условиях, соленость понижается благодаря речному стоку. Пониженная соленость стимулирует активное развитие растений и животных. В силу этого идет накопление осадков органогенных и принесенных рекой обломочных. В *осолоненных лагунах*, формирующихся в аридном климате, из-за интенсивного испарения быстро растет концентрация солей. Поэтому здесь абсолютно преобладают хемогенные отложения сульфатного, галоидного или карбонатного состава.

Солеродные бассейны возникали в геологическом прошлом Земли, когда широко распространялись мелководные внутриконтинентальные моря. Во время аридизации климата и отступления моря в них протекали процессы *галоге́неза* (от греч. *hals* – соль) – из перенасыщенных растворов выпадали на дно и накапливались толщи легкорастворимых солей, называемые *эвапоритами*. В составе эвапоритов распространены галит, сильвинит, ангидрит и проч. При морских трансгрессиях отлагались типично морские осадки, формируя межсолевые толщи из известняков, доломитов. В пределах Припятско-

го прогиба суммарная мощность солевых и межсолевых слоев местами превышает 5 км.

Батиальные отложения формируются на поверхности материкового склона и у его подножья.

На материковом склоне господствуют мелкообломочные осадки, поступившие с материков: алевроитовые и глинистые илы. В зависимости от состава и физико-географической обстановки накопления *батиальные илы* отличаются по окраске и делятся на четыре группы: синие, зеленые, красные и желтые.

- *Синие (темные) илы* широко распространены в умеренных и высоких широтах на глубинах от 200 до 3000 м и более. Они окрашены в сине-черный или голубовато-серый цвет. Сложены алевроито-глинистым материалом, содержащим рассеянную органику (остатки планктона) и мелкие зерна пирита. Голубоватый или темно-серый цвет обусловлен разложением органики при дефиците кислорода. Этой же причиной объясняется характерный для синих илов запах сероводорода.

- *Зеленые илы* и *зеленые пески* отличаются грубостью состава. Они формируются на глубинах 200-2000 м, в пределах участков с высокой подвижностью придонных вод. По сравнению с другими илами здесь высокое содержание песчаной фракции, конкреций фосфоритов и карбонатов (до 30 %). Зеленый отложений обусловлен высоким содержанием минерала глауконита.

- *Красные илы* глинистого состава встречаются недалеко от устьев крупных рек в низких широтах. Они сложены продуктами размыва латеритных красноцветных кор выветривания.

- *Желтые илы* отмечены лишь на дне Желтого и Восточно-Китайского морей, куда реки приносят размывтый лессовый материал.

Абиссальные отложения распространены в самой глубоководной и максимально удаленной от суши части Мирового океана. Обломочный материал с суши сюда почти не поступает, поэтому среди осадков преобладают органические и полигенетические. В абиссальной зоне накапливаются лишь самые тонкодисперсные отложения: илы и глины.

Органогенные осадки в основном сложены мельчайшими известковыми или кремнистыми скорлупками планктона. В распространении этих отложений проявляется четкая вертикальная зональность: микроскопические частицы кальцита растворяются глубже 4000-4500 м, поэтому на еще больших глубинах преобладают *кремнистого* осадки. *Карбонатные* осадки занимают до 45 % площади ложа Мирового океана и господствуют на глубинах от 2000 до 4700 м и сложены останками фораминифер и кокколитофорид. *Фораминиферовые илы* образованы раковинами простейших планктонных организмов – фораминифер, широко представленных в водах умеренных и низких широт. *Кокколитофоридовые илы* сложены пластинками одноклеточных планктонных водорослей – кокколитофорид, наиболее распространенных в тропических водах. *Кремнистые отложения*, занимающие около 10% площади ложа Мирового океана, сложены скелетами опалового состава – останками диатомей и радиолярий. Наибольшие площади занимают *диатомовые*

илы, сложенные раковинами диатомовых водорослей. Диатомеи преобладают в холодных водах высоких широт. *Радиоляриевые илы* являются самыми глубоководными из органогенных отложений. Они образованы скелетами радиолярий – простейших одноклеточных организмов, обитающих в экваториальных водах. Радиоляриевые илы распространены в экваториальных широтах Тихого и Индийского океанов на глубинах до 4500-6000 м. *Полигенетические* отложения абиссальной зоны представлены *красноцветными глубоководными глинами*. В их состав входят мельчайшие нерастворимые органические останки; вулканическая, золовая и космическая пыль; перенесенные морскими течениями коллоидные продукты речного стока и др. Скорость накопления этих отложений составляет от 1 до 10 мм за 1000 лет. В Тихом океане на поверхности красноцветных глин и радиоляриевых илов распространены черные *железомарганцевые конкреции* диаметром от 1 мм до 10 см.

Преобразование осадков в горные породы – длительный и сложный процесс, который носит название *диагенеза*. Процесс этот начинается ещё в морском бассейне и длится десятки и сотни тысяч лет. В процессе диагенеза первоначальный осадок подвергается различным химическим изменениям, зависящим от условий среды и уплотнения. Большое значение в процессе химического изменения осадков имеет преобразование малоустойчивых минералов, например, карбонатов. В глубоких придонных водах, насыщенных CO_2 , происходит растворение CaCO_3 , с чем связано отсутствие известковых илов на глубине более 4 км.

Уплотнение осадка происходит в результате перекристаллизации, обезвоживания и цементации.

Перекристаллизации подвергаются главным образом однородные мелкозернистые осадки, состоящие из легкорастворимых минералов. Пример - диагенез рифовых образований. Под действием CO_2 , освобождающейся при разложении органического вещества, CaCO_3 скелетов частично растворяется и после выделения углекислоты выпадает заново уже в кристаллической форме.

Цементация связана с выпадением в осадок различных химических соединений, цементирующих зёрна осадков, заполняя поры, пустоты, скрепляя частицы. Таким цементирующим веществом чаще всего является *кремнезём* в различных модификациях (кварц, опал, халцедон), окислы железа, карбонаты, фосфаты.

Обезвоживание осадка происходит в результате выжимания воды из нижних пластов в верхние вследствие давления толщ осадка.

В конечном итоге осадок теряет рыхлость, пластичность и превращается в твёрдую горную породу.

6. Геологическая деятельность озер и болот

Геологическая деятельность озер. К деятельности моря близка геологическая деятельность озер – замкнутых водоемов, не имеющих непосред-

ственной связи с Мировым океаном. Общая площадь озер на Земле достигает 2,7 млн. км², что соизмеримо с площадью Средиземного моря.

Источниками питания озер служат атмосферные воды, поверхностный сток и подземная разгрузка водоносных горизонтов;

По происхождению озерной котловины выделяются озера *экзогенные*, происхождение которых связано с поверхностными факторами, и *эндогенные*, появление которых обусловлено поверхностным проявлением глубинных факторов.

Экзогенные озера делятся на котловинные и плотинные.

Котловинные озера в зависимости от происхождения котловины бывают эрозионными и провальными (карстовыми). Среди *эрозионных* озер различаются ледниковые, речные и эоловые.

Ледниковые озера заполняют троговые долины, связанные с геологической деятельностью ледника.

Речные озера образуются в отшнурованных участках русла – старицах.

Эоловые озера расположены в углублениях эолового происхождения, обычно в котловинах выдувания.

Провальные (карстовые) озера возникают на месте провала земной поверхности над карстовыми или другими пустотами.

Плотинными называются озера, у которых одной из стенок углубления служит плотина. В зависимости от происхождения плотины различают озера *ледниковые, лавинные, обвальные, моренные* и т. д.

К эндогенным озерам относятся тектонические и вулканические озера. *Тектонические* озера обычно образуются в результате опускания блоков земной коры (например, Байкал, Рица и др.), *вулканические* часто связаны с кратерами потухших вулканов.

Другим классификационным признаком озер является их водный режим. По этому признаку озера делятся на проточные и бессточные. *Проточные* озера связаны как с впадающими в них, так и вытекающими из них реками. Примером проточного озера является Байкал, в который впадают многие реки (Селенга, Баргузин и др.) и из которого вытекает Ангара. В *бессточные* озера реки только впадают. Примером таких озер могут служить Каспийское и Аральское моря.

Важную роль играют химический состав и минерализация озерных вод. По минерализации вод озера делятся на пресные, солоноватые и соленые. Минерализация *пресных* озер не превышает 1 ‰. К категории *солоноватых* относятся озера с минерализацией от 1 до 24 ‰, например, Каспийское море с минерализацией около 13 ‰. Минерализация вод *соленых* озер превышает 24 ‰ (оз. Эльтон с минерализацией до 28 ‰).

Разрушительная работа озер осуществляется теми же путями, что и у морских вод. Озерная *абразия* почти исключительно обусловлена ветровыми волнами. Ее активность будет тем выше, чем больше площадь водного зеркала (следовательно, больше высота волны), чем выше берега и чем мягче слагающие берега породы. Высота берегов определяется происхождением озер-

ной котловины и возрастом самого водоема. Так, интенсивно размываются высокие берега крупных провальных и плотинных котловин.

Транспортная работа озер зависит от характера движения воды, и, в основном, осуществляется волнами. В *проточных* озерах, обычно располагающихся в речных долинах, речное течение может перемешивать некоторую часть объема воды. В *бессточных* озерах аридных областей ветровыми волнами перемешивается только верхняя часть водной массы, тогда как нижние слои остаются неподвижными. Поэтому в проточных озерах легкие частицы, принесенные реками, могут заноситься дальше, чем в бессточных.

Аккумуляционная работа является главным видом деятельности озер. Происходит накопление обломочных, органико- и хемогенных отложений. Озерным осадкам характерны тонкодисперсность и горизонтальная слоистость. В озерах с сезонным осадконакоплением состав прослоев отличается: например, в покрывающихся зимою льдом озерах зимний слой глинистый, а летний песчано-алевритовый.

Терригенные осадки озер накапливаются примерно по той же схеме, что и морские. Как и в море, поступившие в озеро обломки подвергаются избирательной сортировке по весу: тяжелые остаются у берега, а легкие разносятся волнами по водоему. На границе воды близ высоких скалистых берегов возникают *галечниковые пляжи*, а на низких, сложенных рыхлыми породами берегах, – *песчаные пляжи*. Крупные обломки оседают также в устьях впадающих в озеро рек. Глинистые частицы, разносящиеся по всей акватории, преобладают в составе осадков центральной части бассейна, где они создают тонкие горизонтальные слои *глин*. Высокое содержание органики придает озерным глинам темно-серую окраску с оттенками синего или зеленого цветов, реже – коричневого. Поступающие в озеро подземные воды нередко насыщены карбонатами, из-за чего близ берега накапливаются пресноводные известковые отложения. В зависимости от содержания CaCO_3 их разделяют на *мергелистые глины* (10-30 %), *глинистые мергели* (30-70 %) и, наконец, *пресноводные мергели* (более 70 %) – рыхлые осадки белого, желтого или красно-бурого цвета, иногда образующие крупные скопления.

Органогенные осадки в максимальном объеме формируются на прибрежном мелководье пресных озер, где наиболее активно развивается и отмирает высшая водная растительность, давая начало накоплению *торфа*. В результате гибели планктона (диатомовых, сине-зеленых водорослей и др.) на дне образуются *органические илы*, а при смешении органических останков с глинистыми частицами – *органоминеральные илы*. Благодаря деятельности анаэробных бактерий названные илы битуминизируются и превращаются в специфический озерный осадок – *сапропель*. Сапропель – жирный ил пресных озер, содержащий не менее 15 % органического вещества. В зависимости от состава, природный цвет сапропелей бывает черным, коричневым, оливковым, голубым или красно-бурым. Будучи извлечен на поверхность, осадок быстро окисляется и теряет свою окраску. Сапропель залегает горизонтальными слоями мощностью до несколько метров, иногда более 30 м. В сапропелях четко выражена сезонность накопления, представленная мощными и

темными слоями летними, и тонкими светлыми зимними. Иногда осадок сложен однородными гелеобразными массами, лишенными слоистости. Благодаря биохимической и микробиологической переработке, осадок обогащается биологически активными веществами: витаминами, антибиотиками, стимуляторами роста; насыщается макро- и микроэлементами. Указанные характеристики обуславливают хозяйственную ценность сапропеля. Он используется в качестве удобрения, кормовых добавок, а также для грязелечения. В зависимости от преобладающих компонентов выделяют четыре типа сапропеля: карбонатный, кремнистый, торфянистый, смешанный.

- *Карбонатные сапропели* обладают светло-серой окраской. Содержание органики в них составляет менее 30 %, а в минеральной части до 50 % занимает СаО.

- *Кремнистые сапропели* формируются при обилии в воде диатомовых водорослей. Осадки темно-серые, содержат более 60 % органики, а в составе минеральной их части на долю SiO₂ приходится не менее 50 %. Карбонат кальция в них отсутствует.

- *Органические (торфянистые) сапропели* более чем на 75 % сложены органическим веществом, содержат значительную примесь крупных растительных останков, окрашены в темно-коричневый цвет.

- *Сапропели смешанного состава* отличаются разнообразием цвета и доли органики, а их зола содержит СаО, СаСО₃ и SiO₂

Иногда в составе органогенных озерных отложений встречаются мало-мощные линзы *озерных ракушечников*. Кроме того, скопления диатомовых водорослей могут создавать *озерные диатомовые илы* кремнистого состава.

Хемогенные осадки преобладают в бессточных озерах областей аридного климата. Здесь накапливаются *каменная и калийная соли, сода* (Na₂CO₃·10H₂O), *мирабилит* (Na₂[SO₄] 10H₂O) и др. В пресных озерах возможно также образование хемогенных отложений, представленных *карбонатными, железистыми или марганцовистыми илами* или *оолитами*. Продукты выветривания и почвообразования приносятся реками в виде коллоидов, которые оседают на прибрежном мелководье и создают бобовые озерные железные руды, а в тропических широтах – бокситы. Оолитовые лимониты накапливаются в зонах распространения подзолистых и дерново-подзолистых почв. Соединения железа, вынесенные из почв ручьями или грунтовыми водами, распадаются под действием микроорганизмов на нерастворимые гидроксиды и формируют на дне озера пласты лимонита мощностью до 10-15 см. После промышленной выработки, такой залежи требуется для восстановления 15-20 лет.

Процесс аккумуляции осадков в озерах, не испытывающих тектонического погружения дна, постепенно ведет к обмелению и, следовательно, исчезновению водоема.

Геологическая деятельность болот. Болотом называют избыточно увлажняемый участок суши, покрытый гидрофильной растительностью, и обладающий слоем торфа толщиной более 30 см. Формирование болот и спе-

цифика протекающего в них осадконакопления определяются такими факторами, как климат, рельеф, геологическое строение территории, растительность. В том случае, когда заболачивание сопровождается торфонакоплением, возникают *торфяные болота*. Толщина слоя торфа в них должна превышать 30 см, если же она меньшая, то избыточно увлажненные территории называют *заболоченными землями*.

Болотами на Земле занято около 2 млн. км², а торфяные залежи – массивы торфа, мощностью более 0,5 м – распространены на территории свыше 1,75 млн. км². В пределах Беларуси современные торфяники охватывают примерно 12,5 % площади, их средняя мощность составляет 1,9 м, а наибольшая достигает 12 м в массиве Ореховский Мох в Узденском районе.

Главным результатом геологической работы болот является накопление торфа. Помимо торфа, нередко образуются и другие осадки, в том числе минеральные.

Торф – органогенная горная порода от желто-коричневого до черного цвета, состоящая из растительных остатков, разлагавшихся в условиях высокой влажности и дефицита воздуха. Состав торфа зависит от вида растительности, климата, происхождения и условий образования болота. Главное значение в торфообразовании принадлежит процессам биохимической гумификации, осуществляемым микроорганизмами. Процентное содержание возникающего при этом гумуса характеризует степень разложения торфа. Последний показатель увеличивается вниз по разрезу во всех типах торфяников и определяет структуру и текстуру торфа. Вниз по разрезу возрастает также плотность торфа, а его окраска становится темнее. Среднегодовая скорость прироста торфяников составляет около 1 мм, хотя может сильно колебаться в зависимости от местных природных условий.

Содержание влаги в невысушенном торфе достигает 80-95 %, а доля минеральных веществ – *зольность* – колеблется от 2-4 % в верховых торфяниках до 4-18 % в низинных. Пористость торфа изменяется от нескольких процентов при высокой степени разложения до 70-80 % при низкой.

По происхождению болота бывают озерными, лесо-луговыми и приморскими. Соответственно условиям образования, они различаются составом отложений, а также выраженностью в рельефе.

Озерные болота возникают при зарастании озер. Зарастание водоема идет от берегов к центру, и главное значение в этом процессе принадлежит травяной растительности, укореняющейся на дне озера или плавающей по поверхности. Следовательно, среди отложений господствуют травяные торфа. В зависимости от формы озерной котловины, процесс заболачивания приобретает некоторые особенности (рис. 19).

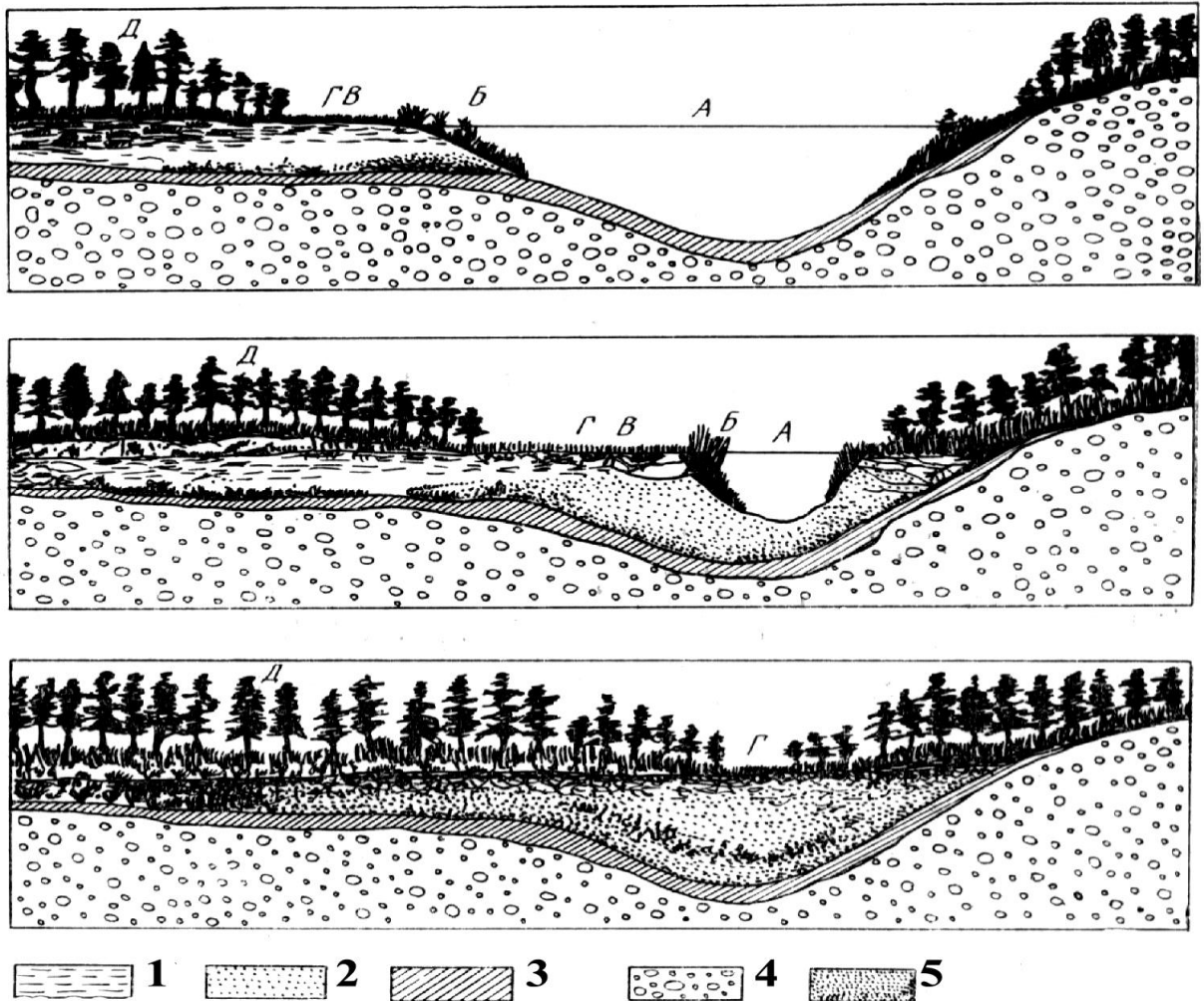


Рисунок 19 – Стадии заболачивания озера:

А – открытое водное пространство; *Б* – прибрежно-водная растительность;
В и *Г* – осоковое низинное болото; *Д* – сосновый лес на сфагновом торфе.

1 – сфагновый торф; 2 – осоковый торф; 3 – сапрпель; 4 – минеральный грунт;
 5 – сапрпелевый торф.

Озера, берега которых полого уходят под воду, зарастают укореняющимися травами. Травы распределяются по глубине, образуя концентрические полосы. В прибрежной мелководной зоне, глубиной до 1 м, в озерах умеренных широт произрастают осоки, рдесты, ситник, стрелолист и др. Дальше от берега, на глубине до 2-3 м, распространены камыши, тростники. Еще глубже (4-5 м) их сменяют водяные лилии и широколиственные рдесты. На дне центральной и самой глубокой части котловины обитают сине-зеленые, зеленые и диатомовые водоросли. Соответственно указанным зонам растительности, происходит зональное накопление осадков разного состава. Близ берега на дне отлагается *осоковый торф*, глубже – *камышовый* и *тростниковый торф*, затем – *торфянистый сапрпель* и, наконец, *сапрпель карбонатный* или *кремнистый*. По мере заполнения водоема осадками, площадь водного зеркала уменьшается, зоны растительности сдвигаются все ближе к центру. Это влечет за собой смену состава торфа: на первоначально накопившийся тростниковый торф оседает осоковый и т. д. Постепенно озеро превращается в во-

гнутое низинное болото, которое со временем может трансформироваться и в выпуклое верховое (рис. 20).

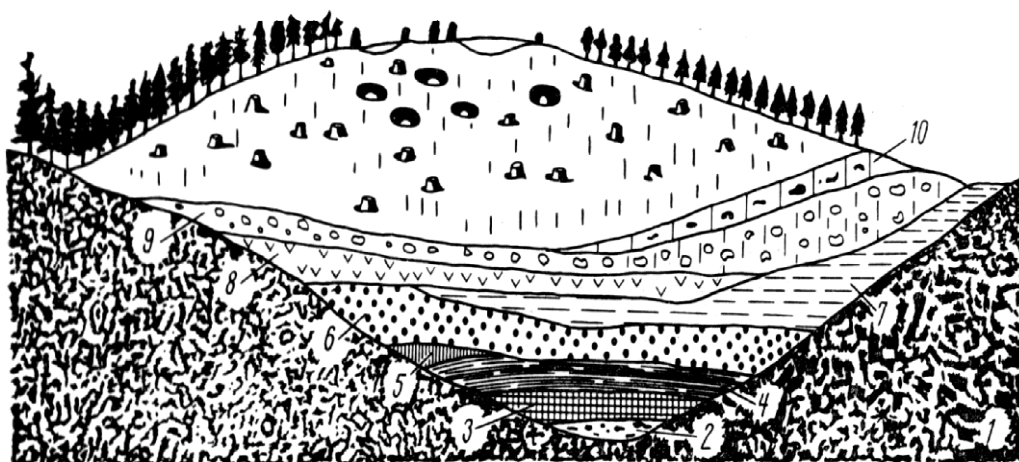


Рисунок 20 – Разрез верхового болота, возникшего путем зарастания озера:

1 – минеральное дно; 2 – пресноводный мергель; 3 – сапропелит; 4 – тростниковый торф; 5 – хвощовый торф; 6 – осоковый торф; 7 – лесной торф; 8 – гипновый торф; 9 – шейхцериево-сфагновый торф; 10 – пушицево-сфагновый торф.

Глубокие, с круто погружающимися берегами озера зарастают также от берега, но уже плавающей растительностью: сабельником, белокрыльником и проч. Вначале возникает *сплавина* – слой водных и болотных корневищных растений, наползающий с берега на водоем. Со временем сплавина утолщается и уплотняется. Иногда на самых мощных сплавинах растут ели, березы и другие деревья. Отмирающая растительность сплавины создает плавающий *торфяник-зыбун* травяного или древесно-травяного состава. На дне под зыбуном отлагаются озерные осадки – сапропели, сложенные смесью минеральных частиц и органических остатков, вымытых из сплавины. Иногда погружающаяся сплавина смыкается с нижележащим сапропелем. Тогда зыбкое болото (трясина) превращается в сплошное плотное болото. Таким образом, зарастание озера и заполнение его осадками происходят в двух направлениях: от берегов к центру, а также от поверхности ко дну (или ото дна к поверхности).

Лесо-луговые болота образуются за счет подтопления поверхности подземными водами или атмосферными осадками. Соответственно условиям водного питания болот, выделяются три типа торфов: низинные, верховые и переходные.

Торфа низинного типа возникают либо в понижениях рельефа, подтапливаемых грунтовыми водами, либо на месте заросших озер. Питающие их подземные воды *эвтрофны* – богаты минеральными солями, а значит, болота характеризуются разнообразием растительности. Здесь растут мхи, травы, кустарники, деревья. Накапливающиеся торфа отличаются высокой зольностью (6-18 %, иногда до 50 %), содержат до 3,8 % азота и до 1 % серы. В составе золы преобладают оксиды магния и кальция, иногда отмечается значительное содержание фосфора. Низинные торфа характерны гумидным усло-

виям лесных зон умеренных и низких широт. На территории Беларуси низинные торфяники господствуют, занимая около 80 % площади всех торфяных массивов. Встречаются они повсеместно, хотя наиболее распространены в пределах Полесья. Они приурочены к отрицательным формам рельефа; сложены гипновыми, осоковыми, тростниковыми и древесными торфами.

Торфа верхового типа приурочены к понижениям рельефа, где в рыхлых поверхностных породах над близлежащим водоупором скапливаются атмосферные осадки. Дождевым водам свойственна кислая реакция и *олиготрофность* – бедность минеральными солями. Просачиваясь сквозь грунты, кислые воды выщелачивают из почвы питательные вещества, а также, заполняя поры, препятствуют доступу воздуха к корням деревьев и трав. В итоге развиваются нетребовательные растения, такие как мхи. Вначале распространяются мхи зеленые – гипновые (кукушкин лен), а затем – сфагновые. Во мхах скапливается вода, не пропускающая атмосферный кислород, поэтому органические остатки полностью не разлагаются и формируют торф. Составу сфагнового мха присущи биохимически обусловленные особенности. Ферменты, содержащиеся в сфагнуме, разрушают протоплазму клеток после их отмирания. Высвободившиеся при этом азот и минеральные соли усваиваются живыми растениями. В итоге, вверх по разрезу зольность уменьшается: содержание минеральных элементов питания в горизонте живого сфагнома несравнимо большее, чем в подстилающем торфе. В целом зольность торфов верхового типа минимальна – она не превышает 4 %. В составе минеральной части преобладает SiO_2 . Гораздо ниже, чем в низинных торфах, содержание азота (1,5 %) и серы (0,2 %). Поэтому верховые болота отличаются бедной растительностью, в составе которой преобладают сфагновые мхи. Торфонакопление начинается и наиболее активно протекает в центре массива, поскольку на края поступают минерализованные воды, стекающие с окружающей местности и препятствующие развитию сфагнома. В результате образуется торфяная залежь с выпуклой поверхностью. На верховом торфянике может расти болотная сосна, кустарники и кустарнички, а также корневищные травы: осоки и злаки. Однако бедность питательными веществами не позволяет всем группам растений развиваться одновременно. Поэтому в жизни сфагнового болота происходят смены растительности, отражающиеся в составе и строении торфа. Отличительная особенность разреза верховых торфяников – чередование горизонтальных слоев торфа разного состава: мохового (слои широкие и светлые) и древесного (слои узкие и темные). Верховые торфяники характерны зонам тундры, лесотундры и тайги: их мощность соответственно достигает 2, 10 и 20 м. В Беларуси верховые торфяники чаще всего встречаются на территории Поозерья и Центрально-Березинской равнины; сложены сфагновыми, пушицево-сфагновыми, шейхцериевыми торфами, иногда содержат остатки древесины.

Торфа переходного типа возникают при образовании верхового торфяника поверх низинного. Поэтому отложения представлены остатками растительности обоих типов. Накопления обладают небольшой мощностью, характеризуются невысокой зольностью – до 8 % и средним содержанием азота –

до 2,6 %. Среди всех торфяников Беларуси на долю переходных выпадает лишь 2 % площади, и встречаются они там же, где и верховые.

При распаде растительного вещества в условиях болот обычно выделяются углекислота, метан и различные органические кислоты, придающие болотным водам бурю окраску. В результате неполного разложения органической массы она постепенно обогащается углеродом и со временем превращается в черное углистое вещество. Давление вышележащих осадков и повышенная температура приводят к полному разрушению растительных тканей, относительному уплотнению торфяной массы, уменьшению содержания в ней водорода и кислорода и значительному увеличению содержания углерода. В результате торф превращается в *бурый уголь (лигнит)*. Последующее погружение в область более высоких давлений и температур приводит к дальнейшей переработке лигнита и превращению его в *каменный уголь*.

Помимо торфов, в болотах могут накапливаться различные терригенные (песчано-глинистые) и хемогенные осадки, образующие прослои, линзы и гнезда внутри торфа.

Хемогенные накопления характерны для низинных болот. Они представлены белесым известняком CaCO_3 , приносимым жесткими подземными водами. В болотах умеренных широт, особенно в зонах тайги и смешанных лесов накапливаются железные руды: светло-серый *сидерит* FeCO_3 , превращающийся в результате окисления в бурый *лимонит* $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Нередко в восстановительной среде образуется изумрудно-синий *вивианит* $(\text{Fe}_3\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, который, окисляясь на воздухе, быстро меняет свою окраску на белую.

Приморские болота встречаются на пониженных полого погружающихся участках морских берегов и характеризуются сменой соленых вод пресными. Среди приморских болот наиболее распространены болота маршей и мангровые болота. *Мангровые болота* широко представлены на низких берегах тропических морей, в том числе в устьях рек. Здесь пресные речные воды сменяются во время приливов солеными морскими. Господствует своеобразная древесная растительность с воздушными и опорными корнями, между которыми на дне накапливаются черные зловонные илы, насыщенные сероводородом, и торфа древесного состава и повышенной зольности.

7. Геологическая деятельность подземных вод

К подземным водам относятся воды, находящиеся в недрах Земли и заполняющие поры, пустоты и трещины в горных породах. Раздел геологии, предметом изучения которого являются подземные воды и условия их образования, называется *гидрогеологией*.

Подземные воды по происхождению подразделяются на инфильтрационные, конденсационные, реликтовые и ювенильные.

Инфильтрационные воды образуются в результате просачивания (инфильтрации) атмосферных осадков или вод рек и озер по порам и трещинам горных пород. Общий объем воды, выпадающей на поверхность Земли в те-

чение года, оценивается в 108,4 тыс. км³. Из них более двух третей (71,1 тыс. км³) испаряется, т. е. возвращается в атмосферу, а одна треть (37,3 тыс. км³) формирует поверхностный сток; часть этого стока, расходуемая на увлажнение почв, проникает в пласты-коллекторы, образуя инфильтрационные воды.

Конденсационные воды появляются в результате конденсации атмосферной влаги в порах и трещинах пород в условиях резких суточных колебаний температуры пустынь.

Реликтовые воды образуются за счет захоронения вод древних бассейнов совместно с накопившимися в них осадками. Большая часть осадочных горных пород образовалась из осадков, которые формировались в водной среде. Воды этих древних морских или озерных водоемов могли сохраниться в осадках и в сформировавшихся из них породах или просочиться в окружающие породы. В том и другом случае такие подземные воды относят к реликтовым.

Ювенильные воды поступают из глубинных недр земной коры, их происхождение связано с остыванием расплавленной магмы.

Подземные воды, заполняющие различные пустоты горных пород (каверны, трещины, поры), в зависимости от давления и температуры могут находиться в парообразном, жидком или твердом (в виде льда) состояниях.

К *парообразной* воде относят водяные пары, которые вместе с воздухом заполняют поры, каверны и трещины горных пород. При понижении температуры или повышении давления водяные пары конденсируются на стенках пустот горных пород и переходят в жидкую фазу.

Подземную воду, находящуюся в горных породах в *жидкой* фазе, подразделяют на гигроскопическую, пленочную, капиллярную и гравитационную.

Гигроскопическая вода в виде сплошной одномолекулярной пленки или отдельных мельчайших капелек покрывает стенки пустот (рис. 21, а). Она настолько прочно связана с частицами породы, что не способна передвигаться в пустотах породы под влиянием силы тяжести. Выделить гигроскопическую воду из породы можно только путем нагревания последней до температуры 100-105°С, при которой вода переходит в парообразную фазу.

С увеличением количества воды в пустотах породы возникает *пленочная* вода, образующая на поверхности минеральных частиц сплошную пленку из нескольких слоев молекул (рис. 21, б). Толщина такой пленки может быть различной. Пленочная вода способна передвигаться от частиц с большей толщиной пленки к частицам с меньшей ее толщиной. Движение воды на стенках пустот происходит до тех пор, пока толщина пленок не станет равной, причем пленочная вода движется в различных направлениях, не испытывая влияния силы тяжести.

При еще большем содержании воды в породах образуется *капиллярная* вода, заполняющая мелкие пустоты и микротрещины, в которых она удерживается силами поверхностного натяжения (рис. 21, в). Капиллярная вода может продвигаться по капиллярным каналам в любом направлении, в том числе и снизу вверх, т. е. в направлении, противоположном действию силы тя-

жести. Продвигается она тем дальше, чем тоньше диаметр пор или трещин, по которым она движется.

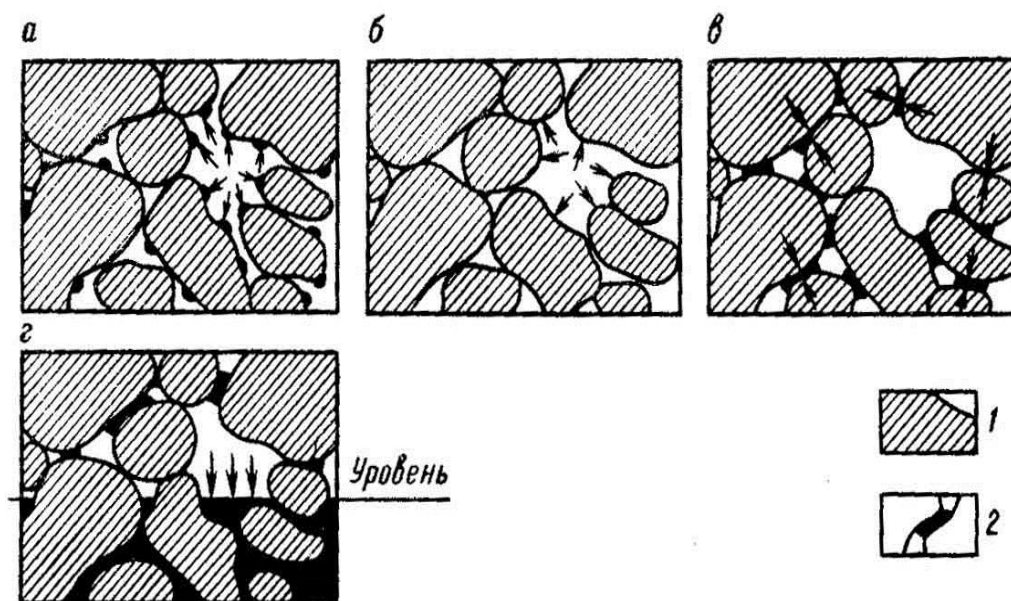


Рисунок 21 – Формы нахождения воды в пустотах горных пород:

а – гигроскопическая, *б* – пленочная, *в* – капиллярная, *г* – гравитационная;
1 – зерна породы, 2 – вода.

Гравитационная вода находится в капельно-жидком состоянии в проницаемых породах, передает гидростатическое давление и передвигается под действием гравитационных сил (рис. 21, *г*). Сила тяжести обуславливает наличие у гравитационной воды уровня, или зеркала.

Кроме перечисленных в природе существуют также воды, химически связанные с горными породами, участвующие в строении кристаллической решетки минералов. К ним относятся конституционная, кристаллизационная и гидратная воды.

Важнейшие гидрогеологические свойства горных пород – водопроницаемость и влагоёмкость. *Водопроницаемость* – это способность породы пропускать через себя гравитационную воду. Она определяется наличием пустот в породе, т.е. пористостью у зернистых и скважностью или трещиноватостью у массивных. Все горные породы в той или иной степени способны пропускать воду, однако степень проницаемости их различна. По степени проницаемости горные породы подразделяются на три группы.

К первой относятся *проницаемые* породы, через которые вода фильтруется наиболее легко. Это – пески, гравий, галечники, трещиноватые разности других пород.

Вторая группа объединяет *полупроницаемые* породы – супеси, лёсс, неразложившийся торф и др.

К третьей группе относятся практически *непроницаемые* породы – глины, плотные глинистые сланцы, аргиллиты, сцементированные осадочные породы, нетрещиноватые разности магматических и метаморфических пород, а также породы, находящиеся в зоне многолетней мерзлоты.

Водоудерживающая способность горных пород характеризуется влагоемкостью.

Влагоёмкостью горных пород называют их способность вмещать и удерживать определённое количество воды при данных температуре и давлении. Она выражается в % отношением массы или объема воды, содержащейся в породах, соответственно или к массе сухой породы, или к ее объему. В зависимости от степени насыщенности почв и пород водой и тех сил (капиллярных, адсорбционных), которые удерживают в них воду, влагоемкость подразделяется на несколько категорий. Наиболее часто употребляются следующие понятия:

– *полная влагоемкость (ПВ)*, или водовместимость, характеризуется наибольшим количеством влаги, которое может вмещать порода при полном заполнении всех пор;

– *капиллярная влагоемкость (КВ)* – наибольшее количество капиллярно-подпертой влаги, которое может содержаться в породе. Это величина переменная, зависящая от высоты слоя, для которого она определяется, над уровнем свободной воды;

– *наименьшая влагоемкость (НВ)*, или полевая влагоемкость, характеризуется количеством влаги, которое почва или порода способны удержать в подвешенном состоянии силами капиллярного и адсорбционного действия; соответствует капиллярной подвешенной влаге.

Горные породы в зависимости от их влагоемкости подразделяют на:

– *сильновлагоемкие* – торф, глина, суглинки;

– *слабовлагоемкие* – мергели, мел, рыхлые песчаники, глинистые мелкие пески, лёсс;

– *невлагоемкие* – крупнообломочные породы: галька, гравий, песок и массивные изверженные и осадочные породы.

Подземные воды, как правило, содержат растворенные соли. Суммарное их количество в единице объема называют *общей минерализацией* вод. Крупнейший советский геохимик В.И. Вернадский подразделил все природные воды по степени их минерализации на пресные, солоноватые, соленые и рассолы. Согласно этой классификации *пресные* воды содержат меньше 1 г/л растворенных солей; *солоноватые* – 1-10 г/л; *соленые* – 10-50 г/л; *рассолы* – более 50 г/л. Подземные воды классифицируют по химическому составу на основании преобладающих анионов и катионов. Наиболее распространенными классами вод, выделенными по преобладающим анионам, являются: *гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные*.

Жесткость подземных вод определяется наличием солей $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, CaSO_4 , MgSO_4 , CaCl_2 , MgCl_2 ; *соленость* – CaSO_4 , MgSO_4 , CaCl_2 , MgCl_2 , NaHCO_3 , Na_2SO_4 , NaCl ; *щелочность* – $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, NaHCO_3 .

Температура подземных вод зависит от тектонических особенностей и глубины залегания, а также от климата территории (для приповерхностных вод). По температуре подземные воды бывают *холодными* (до $+20^\circ\text{C}$), *теплыми* (до $+37^\circ\text{C}$), *термальными* (до $+42^\circ\text{C}$), *гипертермальными* (более $+42^\circ\text{C}$).

°С). Очевидно, что с ростом температуры увеличивается и химическая агрессивность подземных вод.

По условиям залегания, питания и движения среди подземных вод выделяются следующие типы: почвенные воды, верховодка, грунтовые воды, межпластовые воды.

Почвенные воды распространены в почвенном слое близ поверхности Земли. Их формирование связано с процессами инфильтрации атмосферных осадков, снеготалых вод и конденсации атмосферной влаги. Вид и состояние почвенных вод определяют три основных фактора: общая увлажненность почвы, мощность зоны аэрации и структурно-текстурные особенности почвы. На участках, где мощность зоны аэрации большая, а грунтовые воды находятся глубоко, в почвенном слое при растущем увлажнении образуются подвешенные капиллярные воды, заполняющие межзерновые пространства пород. Толщина слоя капиллярно-подвешенных вод составляет обычно десятки сантиметров. В случае неглубокого залегания грунтовых вод возможно питание почв снизу за счет капиллярно-поднятой воды. В теплую часть года, особенно в период вегетации, вода из почвы интенсивно расходуется на испарение и главным образом на транспирацию растениями (рис. 22).

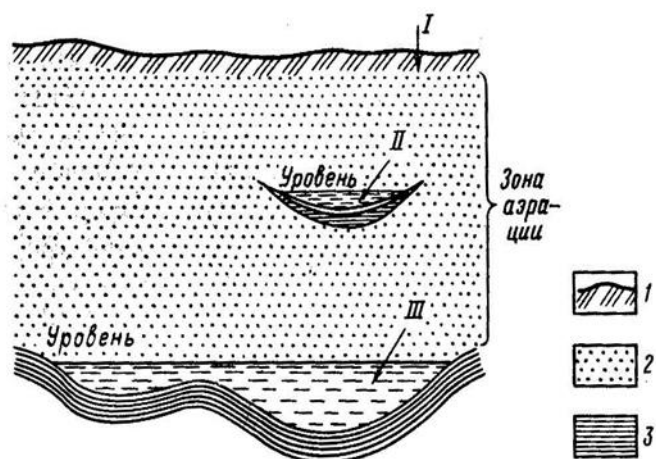


Рис. 22 - Схема залегания почвенной воды (I), верховодки (II) и грунтовой воды (III).

I - почва, 2 - пески, 3 - глины.

Верховодкой называется подземная вода, залегающая на небольшой глубине в зоне аэрации – зоне свободного проникновения воздуха. Верховодка образуется, когда инфильтрующаяся вода встречает на своем пути линзы водонепроницаемых пород. Это могут быть линзы глин среди песчаных отложений речных террас или суглинков в водопроницаемых водно-ледниковых отложениях и др. Подземные воды верховодки обычно образуются на сравнительно небольшой глубине и имеют ограниченное по площади распространение. Мощность пород, насыщенных верховодкой, чаще всего бывает до 1 м, редко достигает 2-5 м. Наибольшая мощность отмечается весной в период интенсивного снеготаяния и осенью при обильном выпадении атмосферных осадков. В засушливые годы мощность и количество воды верховодки уменьшаются, а иногда она совсем иссякает. Продолжительность су-

ществования верховодки зависит также от размеров и мощности водоупорного ложа, влагоемкости пород и условий питания.

Грунтовые воды представляют собой атмосферные воды, которые просачиваясь сверху вниз до водоупора, а затем перемещаясь в горизонтальном направлении, постепенно заполняют все пустоты горной породы. Так возникают водоносные горизонты.

Водоносным горизонтом называется пласт или слой породы, в котором поры, пустоты и трещины заполнены водой. У каждого такого пласта имеются *кровля* и *подошва*. Если пласт не полностью заполнен водой, то под водоносным горизонтом понимают лишь его водонасыщенную часть. Первый от земной поверхности постоянный водоносный горизонт называется *горизонтом грунтовых вод*. Грунтовые воды обладают свободной поверхностью – *зеркалом*, или *уровнем грунтовых вод*. Этот уровень непостоянен. Обычно он повышается в дождливые и понижается в засушливые периоды. Если уровень грунтовых вод на каком-то участке поднимается до земной поверхности, то здесь образуется болото. В местах пересечения водоносного горизонта оврагами и речными долинами или разрыва водоупорной кровли трещинами происходит вскрытие подземного потока. Подземные воды начинают вытекать в виде ключей, родников или источников на поверхность. По способу истечения воды различают источники *нисходящие* и *восходящие*. В первом случае вода спокойно стекает по склону, во втором выходит под напором и всегда бьёт ключом.

В целом грунтовые воды характеризуются наличием свободной водной поверхности, только одного, подстилающего, водоупора и отсутствием напора.

Межпластовые воды представляют собой подземные воды, которые заключены между двумя водоупорами, т. е. ограничены ими и сверху (со стороны кровли) и снизу (со стороны подошвы). Водоносные горизонты, содержащие межпластовые воды, обычно характеризуются обширной областью распространения, часто измеряемой тысячами квадратных километров. Площадь распространения межпластовых вод не совпадает с областью их питания. Основные области питания этих вод приурочены к местам выходов водоносной породы на земную поверхность. Дополнительное питание межпластовые воды получают за счет просачивания вод из вышерасположенных водоносных горизонтов через относительные водоупоры. Межпластовые воды делят на безнапорные и напорные (артезианские).

Безнапорные межпластовые воды залегают между двумя водоупорными пластами и не заполняют весь водоносный горизонт. Эти воды залегают, как правило, неглубоко. Речные долины иногда прорезают несколько ярусов межпластовых вод. В этом случае в местах дренирования на разных уровнях склона долины (котловины) воды выходят на поверхность и являются устойчивыми источниками питания поверхностных водотоков и водоемов.

Напорные межпластовые (артезианские) воды также залегают между двумя водоупорными толщами, но насыщают весь водоносный горизонт и обладают определенным гидростатическим напором. Обычно встречаются в

пределах определенных геологических структур (впадин, мульд, флексур и др.), образуя артезианские бассейны. При вскрытии буровой скважиной или шурфом артезианские воды поднимаются выше кровли водоносного пласта, иногда фонтанируют. Высота подъема воды зависит от расположения скважин относительно областей питания и дренажа и от гидростатического уровня (рис. 23).

Гидростатическим (пьезометрическим) уровнем называется воображаемая поверхность, проходящая через область питания и разгрузки и определяющая высоту подъема воды в данном месте. Пьезометрический уровень обычно выражается в абсолютных отметках по отношению к уровню моря. Выше этого уровня артезианская вода при фонтанировании подняться не может.



Рисунок 23 – Напорные (артезианские) подземные воды

Источники артезианского типа относятся к важнейшим полезным ископаемым. Обычно залегают на глубине от 100 до 1000 метров. Большие скопления артезианских вод приурочены к так называемым *артезианским бассейнам*, которые в большинстве случаев представляют собою огромные мульды или прогибы пластов земной коры. В каждом артезианском бассейне (рис. 24) выделяются: а) *область питания* – площади выхода на дневную поверхность водоносных пород, располагающихся на наивысших гипсометрических отметках; б) *область разгрузки* – места выхода на поверхность водоносного горизонта на более низких абсолютных отметках по сравнению с областью питания. Такая разгрузка может осуществляться в виде восходящих источников, местами же в виде скрытых очагов разгрузки в рыхлые отложения под руслами рек или на дне моря; в) *область напора* – основная площадь распространения артезианских вод, расположенная между областями питания и разгрузки. В области напора уровень напорных вод всегда располагается выше кровли водоносного горизонта.

Режим артезианских вод по сравнению с режимом грунтовых является более стабильным; пьезометрический уровень мало подвержен сезонным колебаниям; хорошая изолированность от природных и искусственных воздействий с поверхности Земли обеспечивает чистоту воды напорных водоносных горизонтов.

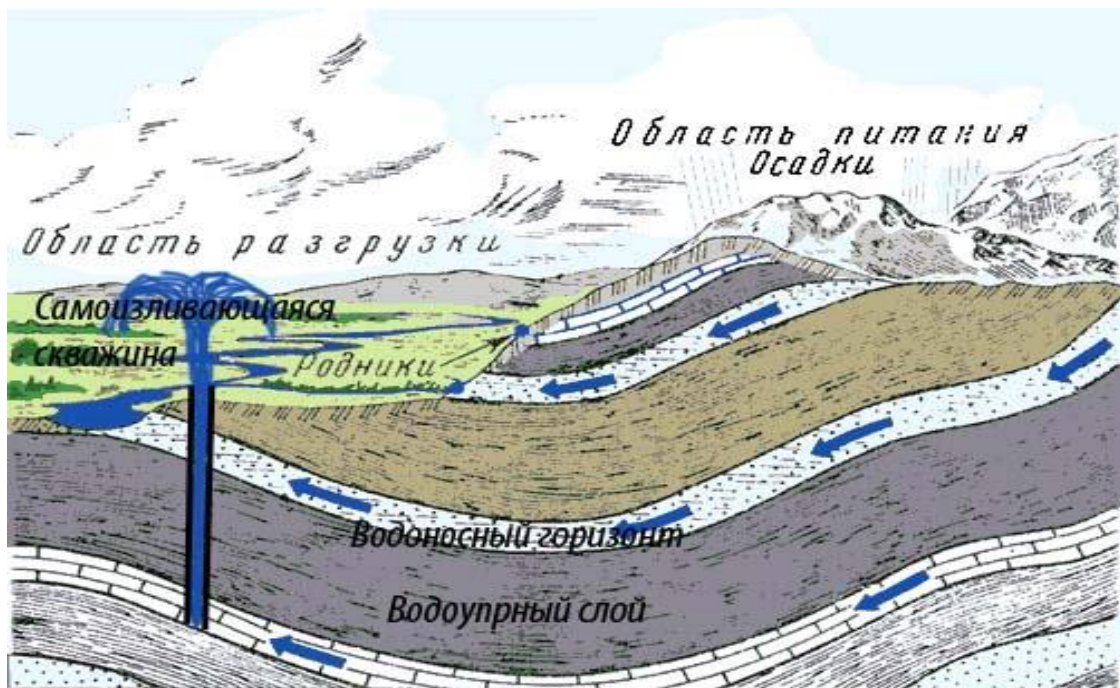


Рисунок 24 – Схема фильтрации воды в артезианском бассейне

Крупные артезианские бассейны служат важнейшими источниками водоснабжения больших промышленных и сельскохозяйственных районов на многих континентах земного шара. Особенно большое значение имеют пресные артезианские воды для засушливых областей Земли. Получая питание вне их пределов, в районах с влажным климатом, они доставляют подземную воду иногда в самую глубь безводных пустынь, где только артезианские буровые скважины нередко дают жизнь отдельным оазисам.

Геологическая работа подземных вод ярче всего проявляется в процессах карста и суффозии.

Карст – это совокупность геологических процессов, обусловленных растворением и размывом горных пород движущимися водами, и ведущих к образованию отрицательных форм рельефа на поверхности Земли и различных пустот на глубине (рис. 25). К водорастворимым горным породам относятся каменная и калийная соли, гипс, карбонатные породы. Карстовые формы подразделяются на поверхностные (открытые) и подземные (закрытые).

Вначале развивается поверхностный карст, мельчайшие формы которого называются *карры* – это борозды, рытвины и разной формы углубления, возникшие на обнажающейся поверхности растворимых горных пород. Карры образуются под действием атмосферных осадков, достигают 1-2 м в глубину.

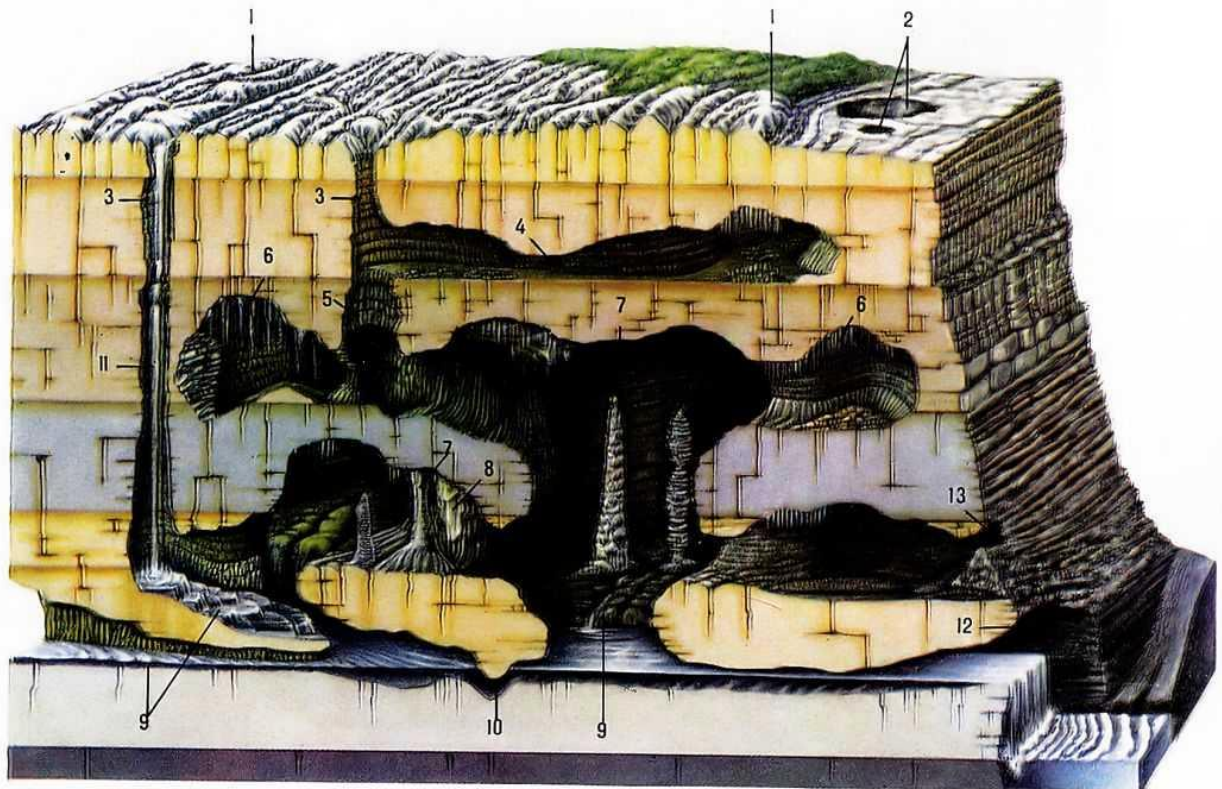


Рисунок 25 – Схема карстовых процессов в горном массиве:

1 - карры; 2 - воронки; 3 - естественные шахты и колодцы; 4 - пещерная галерея; 5 - вертикальная пещерная полость; 6 - сталактиты; 7 - сталагмиты и сталагнат (натёчная колонна); 8 - натёчные драпировки; 9 - подземные водотоки; 10 - сифон; 11 - подземный водопад; 12 - грот с карстовым источником; 13 - вход в пещерную систему.

Иногда карры занимают большие площади, делая территорию труднопроходимой, – так возникают *карровые поля*. Разрастание карров сопровождается размывом и расширением трещин. Так образуются *поноры* – наклонные или вертикальные колодцы, по которым поверхностные воды уходят под землю. Дальнейшее развитие этих процессов ведет к возникновению *карстовых воронок* – обширных углублений, диаметром до 100 м и глубиной до 20 м. Развитие подземного карста начинается, когда формы открытого карста позволяют поверхностным водам проникать под землю, растворяя породы, перекрытые слоями нерастворимых отложений.

Величайшими из подземных форм являются *карстовые пещеры*, возникающие как в горах, так и на равнинах (рис. 26). Пещеры представляют собой системы соединяющихся друг с другом наклонных и горизонтальных туннелей, часто располагающихся на нескольких вертикальных уровнях. По таким пещерам протекают целые подземные реки и ручьи, в их залах умещаются подземные озёра. В лабиринтах переходов из-за растворения, размыва пород или обрушения кровли образуются гигантские по площади и высоте *залы (гроты)*.



Рисунок 26 – Карстовая пещера

Крупнейшая из известных систем карстовых пещер Земли – Мамонтова (штат Кентукки, США) имеет суммарную протяженность более 485 км. Один из залов системы пещер Карлсбадского национального парка (штат Нью-Мексико, США) достигает длины 1200 м, ширины 190 м, высоты 90 м.

Аккумулятивная работа подземных вод в карстовых районах проявляется, в первую очередь, в образовании всевозможных *натечных форм*. Выпавшие на поверхность Земли атмосферные осадки содержат много растворенного углекислого газа, поэтому, просачиваясь по трещинам, легко растворяют известняки и насыщаются бикарбонатом: $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. После выхода воды на стенки или потолок пещеры, часть углекислоты испаряется, и бикарбонат переходит в карбонат кальция. Последний частично выпадает в осадок, давая начало образованию *сталактитов, занавесей, фестонов* и других форм, свисающих со свода пещеры. Остатки карбоната кальция выделяются из упавшей капли воды на полу пещеры. Тогда снизу вверх идет рост *сталагмитов*. Если сталактит срастается со сталагмитом, то возникает *сталагнат*, или *колонна*. Кроме того, на дне пещер или в местах выхода на поверхность источников, берущих начало в карстующихся породах, накапливаются пористые, губчатые *известковые туфы (травертины)*. В областях древнего карста на дне воронок и пещер накапливаются нерастворимые глинистые остатки карбонатов, обогащенные красноцветными гидроксидами железа и алюминия. Такие плодородные образования называют «*терра-росса*». И наконец, на дне пещер встречаются *отложения пещерных рек и озер*, а также *обвально-осыпные отложения*. В холодном климате возможно образование ледяных натечных форм в пещерах. С деятельностью гипертермальных подземных вод связано накопление *кремнистых туфов (гейзеритов)*, месторождений некоторых цветных металлов.

Суффозионные процессы идут благодаря выносу материала из поверхностных отложений в нижележащие карстовые полости, а также в результате растворения частиц горных пород. Все это ведет к образованию пустот в по-

верхностных отложениях. Породы разрыхляются и приобретают свойство просадочности, в силу чего на поверхности формируются *суффозионные западины, блюдца, воронки*.

Разрушительная деятельность подземных вод выражается в образовании оплывин и оползней.

Оплывины представляют собой мелкие смещения грунта, которые захватывают только верхнюю часть склона. Нередко оплывины приводят к гибели травяного покрова, культурных насаждений, к образованию так называемого «пьяного» леса.

Оползни – это смещения более крупных по сравнению с оплывинами масштабов. Они возникают на склонах возвышенностей, по берегам рек, озер и морей, сложенных рыхлыми породами, слои которых залегают с наклоном в сторону откоса (рис. 27).

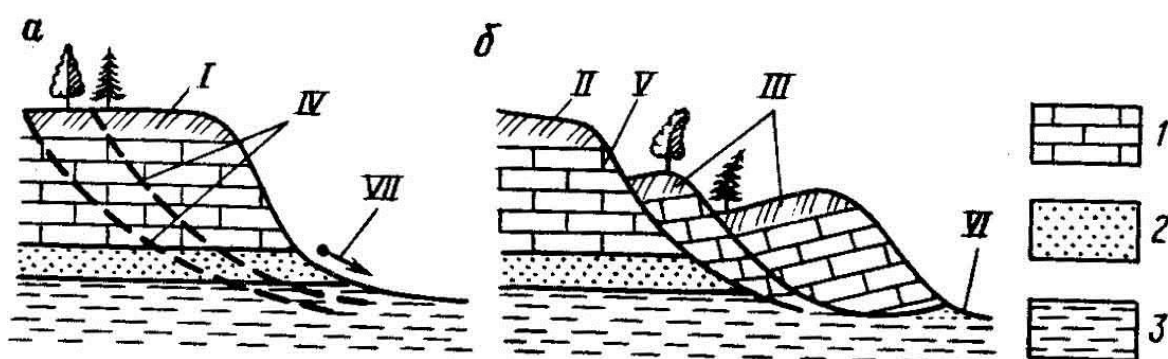


Рисунок 27 – Схема образования оползня.

Положение склона: **а** — до оползня; **б** — после оползня.

1 — известняки; **2** — пески; **3** — глины. **I** — первоначальное положение склона; **II** — ненарушенный склон; **III** — оползневые тела; **IV** — поверхности скольжения; **V** — надоползневый уступ; **VI** — подошва оползня; **VII** — источник.

Поверхность, по которой происходит отрыв и смещение масс горных пород, получила название *поверхности смещения*, или *скольжения*. В результате оползания массивы горных пород разбиваются на отдельные глыбы, которые называют оползневыми телами. Как правило, поверхность первоначального склона после оползания наклоняется в сторону, противоположную движению оползня. При этом стволы деревьев, постройки и т. д. наклоняются в ту же сторону.

Оползни распространены очень широко в горных и равнинных областях, где есть чередование различных пород с глинистыми породами. На равнинах они приурочены к долинам рек, берегам морей, озёр. Борьба с оползнями заключается в укреплении склонов деревьями, кустами, кольями. В нижней части склонов создаются упорные стенки. Поверхностные воды в оползневом районе отводятся по желобам, подземные воды перехватываются канавами, пускаются по трубам. На берегах моря строят защитные дамбы, волноломы, препятствующие размыву.

8. Геологическая деятельность ледников

Ледники занимают значительное место на Земле. Они покрывают почти 16 млн. км² поверхности суши (11 %), а в полярных областях ледниковый покров распространяется и на мелководную (шельфовую) область моря. Общий объем льда, содержащегося в ледниках, оценивается в 30 млн. км³. В них заключено более 24 млн. км³ пресной воды, что составляет почти 69% всех её запасов. Объем воды, заключенный во всех ледниках, соответствует сумме атмосферных осадков, выпадающих на Землю за 50 лет, или стоку всех рек за 100 лет.

Ледником (глетчером) называется природное скопление движущегося льда территории суши. Образование ледников происходит благодаря скоплению и последующей трансформации снега. Этот процесс иначе называют *метаморфизацией* или *фирнизацией* снега. Для накопления 1 м³ ледника расходуется около 10-11 м³ снега.

Главными *факторами образования глетчеров* являются атмосферные осадки, выпадающие в виде снега, и низкие температуры, не позволяющие выпавшему за год снегу полностью растаять. Поэтому оледенение активно развивается при сочетании высокой влажности воздуха и отрицательных температур. Такие условия возникают на наветренных склонах гор, расположенных в морском климате умеренного и субполярных поясов. Здесь обильны снегопады, и поэтому выше снеговой линии снег накапливается быстро (*снеговой линией* называют линию, соединяющую высоты, на которых приход и расход снега за год равны). Высота снеговой линии зависит от климатических условий: в полярных областях она располагается очень низко (в Антарктиде – на уровне моря), в тропических областях – выше 6000 м. Выше снеговой линии располагается область питания ледника, где происходит накопление снега и его последующее превращение в фирн и, затем, в глетчерный (ледниковый) лёд. *Фирн* представляет собой плотный зернистый снег, образовавшийся под давлением вышележащих слоев, поверхностного таяния и вторичного замерзания воды. Дальнейшее уплотнение фирна, приводящее к исчезновению воздушных промежутков между зёрнами, превращает его в лёд. Таким образом, ледниковый метаморфизм протекает по следующей схеме: снег – *фирн* (зернистый лёд) – *глетчер* (ледниковый лёд). В отличие от речного и морского льда глетчерный лёд не обладает слоистостью, как правило, прозрачен и имеет голубоватый оттенок. Накапливается он в виде масс значительной мощности, составляющих тело ледника. Важным свойством глетчерного льда является его текучесть. Скорость течения ледника зависит от его мощности и крутизны ложа, которое он покрывает. Чем больше мощность и чем круче ложе, тем значительнее скорость его течения. Обычно она составляет 3-10 м/сут, а крупные ледники движутся со скоростью до 40 м/сут.

В зависимости от соотношения областей питания и стока, от размеров и формы ледники подразделяются на три типа: горные (или альпийского типа), покровные (или материкового типа) и промежуточные.

Горными, или *альпийскими*, называют сравнительно маломощные ледники высокогорных районов, приуроченные к депрессиям в рельефе: впадинам, долинам рек, ущельям и т.п. Ледники такого типа развиты в Альпах, Гималаях, на Тянь-Шане, Памире, Кавказе. Область питания горных ледников выражена отчетливо и находится выше снеговой линии. Лед стекает по горным долинам с крутыми склонами, образуя один или несколько ледяных потоков – языков (рис. 28).



Рисунок 28 – Горный ледник

Среди горных ледников различают несколько разновидностей: *долинные* – наиболее крупные, характерные для ледников этого типа; *каровые* – образующиеся в углублениях гор почти на уровне снеговой линии и практически не имеющие стока; *висячие* – ложе ледника которых нарушается крутым уступом, и ледяной поток, нависающий над ним, периодически срывается вниз в виде лавины.

Хотя ледники альпийского типа играют скромную роль в общем балансе оледенений, отдельные высокогорные ледники достигают значительных размеров. Длина ледника Федченко на Памире 77 км при ширине 4 км и толщине глетчерного льда до 1 км.

Покровные ледники образуются в полярных районах и располагаются почти на уровне моря. Они занимают огромные площади и характеризуются значительной мощностью ледникового покрова. В отличие от альпийских ледников покровные ледники не обладают отчетливо обособленными областями питания и стока, форма их не контролируется рельефом ложа. Толщина льда настолько велика, что под нею скрываются все неровности рельефа.

Поверхность покровных ледников имеет форму выпуклого щита с воздыманием центральной части. Примером ныне существующих покровных ледников могут служить ледниковые покровы Гренландии и Антарктиды (рис. 29).

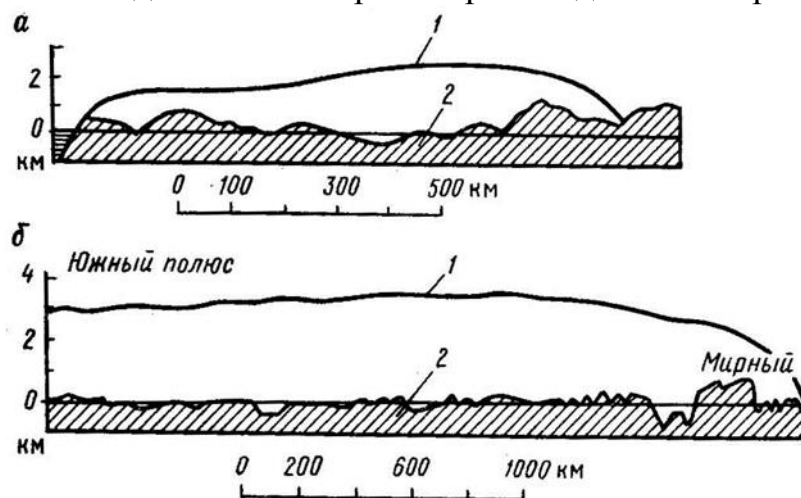


Рис. 29 – Разрезы покровных ледников: а – Гренландского, с запада на восток; б – Антарктического, от ст. Мирный до Южного полюса.; 1 – поверхность ледника, 2 – коренные породы.

Ледники покровного типа – крупнейшие на планете. Так, площадь крупнейшего ледника северного полушария – Гренландского – достигает почти 2 млн. км². При максимальной мощности 3,3 км общий объем льда здесь превышает 2,6 млн. км³. Крупнейшим ледником планеты является Антарктический, занимающий площадь почти 14 млн. км². В нем сосредоточено примерно 24 млн. км³ льда, что составляет 80 % объема всех ледников мира. В Антарктиде расположены собственно два ледника, разделенные Трансарктическими горами. Ложе ледника Восточной Антарктиды с максимальной мощностью льда до 3,6 км находится на высоте около 2 км; ледник Западной Антарктиды залегает на дне океана и на отдельных островах морей Росса и Уэдделла, образуя здесь *шельфовые* ледники.

В Антарктиде идет интенсивное накопление льда – при уровне осадков около 150 мм/год здесь ежегодно формируется слой льда в 24 мм; это накопление немного превышает потери льда, связанные в основном с отрывом ледяных глыб – айсбергов (рис. 30).

К ледникам *промежуточного* типа относятся плоскогорные ледники, которые образуются на горах с плоской (столообразной) или плосковыпуклой вершиной. Такие ледники, развитые на Скандинавском полуострове, иногда называются ледниками скандинавского типа. Промежуточными их считают потому, что они характеризуются смешением свойств ледников первых двух типов. Вследствие однообразия рельефа ложа они, как и материковые ледники, залегают сплошной массой на плоскогорьях. Передвигаясь от центра к периферии, промежуточные ледники используют для стока долины рек, ущелья и в этом отношении приближаются к горным. По размерам ледники промежуточного типа обычно невелики – площадь ледников Сканди-

навского полуострова редко превышает несколько сот квадратных километров (общая площадь ледников Скандинавского полуострова около 5000 км²).



Рисунок 30 – Покровный ледник

В дальнейшем развитии уже сформировавшегося ледника выделяют три главных фазы: трансгрессии, стабилизации и деградации.

- *Фаза трансгрессии (наступления, роста)* соответствует отрицательным температурам воздуха и преобладанию аккумуляции снега над его абляцией, в результате чего объем и площадь оледенения увеличиваются. Доказано, что во время древнеледниковых этапов четвертичного периода фаза трансгрессии занимала до 90 % жизни ледников.

- *Фаза стабилизации (остановки)* наблюдается тогда, когда приход снега уравнивается его таянием, и дальнейшее продвижение ледника прекращается.

- *Фаза деградации (отступления, регрессии)* связана с прогрессивным ростом температуры воздуха и таянием ледника. Особенность развития ледников заключается в возможности неоднократного перехода от фазы деградации к фазе трансгрессии и обратно, что связано с климатическими изменениями.

Процессы работы ледников, накопленные ими отложения, и созданные ледниками формы рельефа называются *гляциальными*. Подобно другим геодинамическим агентам, ледники производят три вида работы: разрушительную, транспортирующую и аккумулятивную.

Разрушительная работа ледников называется *экзарацией*. Она происходит в фазу трансгрессии и осуществляется за счет воздействия на горные породы как самого льда, так и переносимых им обломков. Огромное значение при этом играют процессы морозного выветривания и эрозионной деятельно-

сти талых вод. Давление ледника и активное морозное выветривание в области питания ведут к дроблению пород. Обломки вмерзают в днище ледника и начинают перемещаться вместе с ним, царапая подстилающие породы. Так на поверхности прочных кристаллических пород образуются *ледниковые шрамы*. Изучение этих шрамов, позволяет, во-первых, определять, что территория в древности подвергалась оледенению, а во-вторых – восстанавливать направление движения глетчеров. Продолжающийся вынос обломков из области питания ведет к образованию *кара* – креслообразного углубления на горном склоне. В результате роста или слияния каров возникают *ледниковые цирки* – обширные, подобные амфитеатрам впадины, окруженные крутыми склонами. Быстрее разрушаются участки, сложенные податливыми породами. Если ледник движется по ранее созданной речной долине, то она подвергается коренной перестройке: поперечный профиль долины из типичного для горных рек V-образного, становится U-образным, с широким дном и крутыми, часто отвесными склонами. Эти долины называются *троговыми*. За счет дробления и последующей шлифовки выступов твердых коренных пород, в области ледникового стока образуются *бараньи лбы* – скальные выступы, у которых обращенный в сторону ледника склон пологий и гладкий, а противоположный склон крутой и шероховатый. Если бараньи лбы занимают большую площадь и отличаются высокой степенью шлифовки, то возникает рельеф *курчавых скал*.

Транспортирующая работа ледников также происходит в фазу трансгрессии и заключается в переносе обломков самого разного размера: от глинистых частиц до глыб. Благодаря трению и морозному выветриванию очертания переносимых частиц постепенно изменяются, их размеры уменьшаются. Совокупность обломков, переносимых или отложенных ледником, называется *мореной*.

В зависимости от расположения в теле ледника, выделяют три типа *подвижной морены*: поверхностную, внутреннюю и донную (рис. 31).

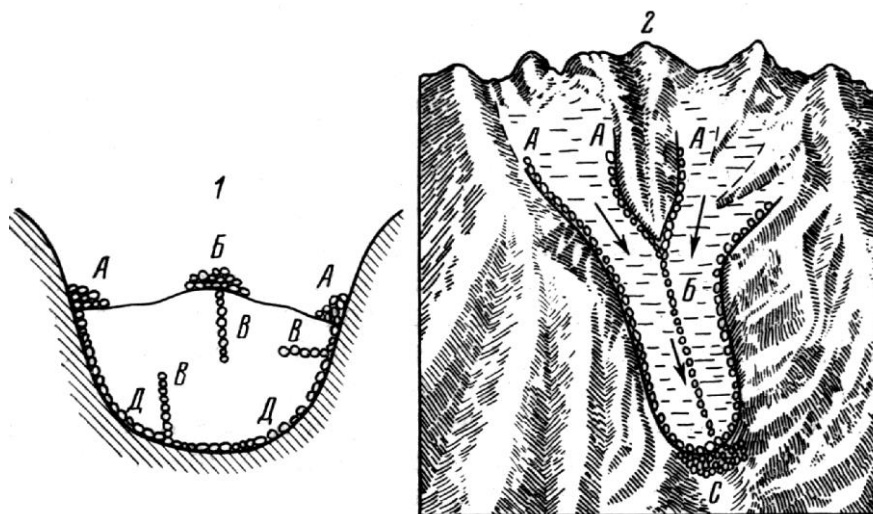


Рисунок 31 – Схема расположения подвижных морен в поперечном разрезе ледника (1) и в плане (2): А – боковая; Б – срединная; В – внутренняя; Д – донная; С – конечная.

Поверхностная морена, соответственно названию, залегает на поверхности ледника. Она представлена рыхлой смесью хаотично залегающих крупных обломков, скатившихся с горных склонов. Поэтому состав поверхностной морены отражает петрологический состав коренных пород зон ледникового питания и стока. В свою очередь, поверхностная морена разделяется на три вида, отличающихся своим распространением: боковую, срединную и сплошную поверхностную. *Боковая морена* формируется в горах, представлена насыпями, обрамляющими края ледникового языка. Она образуется за счет поступления обломков с надледных частей горных склонов (скатывание продуктов выветривания, осыпи, обвалы). *Срединная морена* также имеет вид продольно вытянутых насыпей, валов, но располагается в осевой части ледникового потока. Она возникает при слиянии ледниковых языков и объединении их боковых морен. *Сплошная поверхностная морена* полностью перекрывает ледник. Ее формирование может быть вызвано как перемешиванием материала при движении ледника по внутренним сколам, так и другими причинами.

Внутренняя морена представлена внутри ледникового тела. Она накапливается либо в зоне питания ледника, когда обломки, скатывающиеся в ледниковый цирк с горных склонов, засыпаются новыми порциями снега. Либо когда поверхностная морена по трещинам попадает внутрь ледника.

Донная морена выстилает подошву ледника. Возникает путем экзарации и вмораживания обломков подстилающих пород в лед. По сравнению с поверхностной мореной, в составе донной гораздо большее участие принимают алевритовые и глинистые фракции. Наибольшие объемы переносимой донной морены возникают при движении ледника. В силу названных причин, донная морена отличается повышенной плотностью и выраженной слоистостью, отражающей особенности ледовой динамики. Ее состав тесно связан с составом подстилающих пород.

Ледниковая аккумуляция происходит на всех фазах развития ледника, но активнее всего – при остановке и таянии. При этом на территориях, занятых ледником и прилегающих к нему, формируется целый ряд генетически сопряженных типов отложений, из которых наибольший объем занимают комплексы гляциальных, флювио- и лимногляциальных. Все они на земной поверхности распространены в зонах современного и четвертичного оледенения, а кроме того и на значительных глубинах, в составе *тиллитов* – морен древнейших ледниковых покровов.

Собственно-ледниковые (моренные, гляциальные) отложения представлены двумя главными генетическими типами: донной и конечной моренами. Их объединяет неотсортированность слагающего материала, наличие как грубых, так и мельчайших обломков, отсутствие или плохая выраженность слоистости, преобладание угловатых или плохо окатанных обломков. Вещественный состав морен зависит от состава подстилающих пород, мощности и особенностей динамики ледника и от других факторов. В горных областях абсолютно преобладают крупные обломки, а на равнинах, по мере удаления от гор, все большее значение принадлежит песчано-глинистым породам.

Донная (основная) морена накапливается под днищем ледника только во время его наступания. Поэтому количество горизонтов донной морены на какой-либо территории свидетельствует о числе имевших здесь место ледниковых покровов. Осаждение материала донной морены на поверхность происходит из-за перенасыщения подошвы ледника обломками или по другим причинам. Отложениям донных морен свойственны высокое содержание глинистой фракции и большая плотность. Содержащиеся в них грубые обломки обычно вытянуты по направлению движения ледника. В рельефе равнинных областей донная морена древних оледенений представлена полого-волнистыми, реже полого-холмистыми или плоскими равнинами. *Конечная (краевая) морена* отлагается при остановке и таянии ледника. Накопление ее происходит путем осыпания обломков с края тающего ледника или путем выдавливания горных пород из-под тела или края ледника. В рельефе данный тип осадков представлен крупными холмами, группирующимися в гряды, вытянутые вдоль края ледника. С областями развития гляциальных отложений связано наличие на дневной поверхности *эратических* (блуждающих) валунов, по составу которых возможно определение местоположения зоны питания или траектории движения ледника.

Водно-ледниковые (потоково-ледниковые, флювиогляциальные) отложения накапливаются потоками талых ледниковых вод. В зависимости от места формирования, они подразделяются на внутрiledниковые и приледниковые. Всех их объединяет высокая степень сортированности слагающего материала, ярко выраженная слоистость, хорошая окатанность крупных обломков. Петрографический состав грубообломочных пород в целом совпадает с составом одновозрастной моренной толщи. Формирование флювиогляциальных отложений происходит как при наступлении и остановках ледника, так и, особенно активно, при его таянии. *Внутрiledниковые* накопления представлены озовыми и камовыми отложениями. Их образование происходило при накоплении обломков талыми водами в различных углублениях на поверхности или в теле ледника, а затем, по мере таяния, проецировании на земную поверхность. *Озовые* отложения накапливались в ледниковых трещинах, поэтому в рельефе озы имеют вид крутосклонных, узких и длинных (до нескольких километров) насыпей, обычно вытянутых по направлению движения ледника. Сложены озы наклонно- и горизонтально-слоистыми галечно-гравийно-песчаными породами. *Камовым* отложениям присущи черты как потоково-ледниковых, так и озерно-ледниковых образований. Камовые осадки накапливались в озеровидных углублениях, поэтому в рельефе камы представляют собою холмы более или менее правильной куполовидной формы. Преимущественно камы сложены горизонтально-слоистыми песками, алевритами, глинами. Нередко присутствуют галечно-гравийно-песчаные прослойки и линзы, а иногда и карманы несортированного, с валунами и глыбами, моренного материала. Такие особенности объясняются изменением интенсивности потоков, впадающих в ледниковый водоем – это влекло смену диаметра приносимых и отлагаемых обломков. Кроме того, в ледниковое озеро могли соскальзывать глыбы льда со всей содержащейся в них мореной.

Отложения камов и озов обычно подстилаются донной мореной, территориально они часто приурочены к поясам конечной морены. В этом случае все три типа отложений объединяют в комплекс *краевых ледниковых образований*. Среди *приледниковых* наибольшим распространением пользуются *зандровые отложения*. Они возникают за пределами распространения ледника, у самого его края. Формируются они потоками талых вод, которые, вырываясь из рассекающих ледник трещин, разливаются в виде веера. Следовательно, зандры, по сути, являются конусами выноса, самая высокая часть которых располагается у края ледника, а самая низкая – на удалении от него. В вершине конуса размер слагающих обломков больший, чем во внешней его части. В горах, где мощность водных потоков огромна, зандры сложены галечно-валунным материалом. Наоборот, на равнинных территориях областей распространения покровных ледников скорость потока талых вод была мала, поэтому в составе зандров здесь преобладают отсортированные наклонно-слоистые пески с примесью гравия. Благодаря слиянию конусов выноса друг с другом, за пределами пояса краевых ледниковых образований возникал шлейф зандровых отложений, представленный в рельефе пологоволнистой равниной. По мере таяния ледника накопление зандровых осадков продолжается, следуя за его отступающим краем. Тот же процесс происходит и с поясами краевых образований, возникающими поверх донной морены при всякой остановке уходящего ледника.

Озерно-ледниковые (лимногляциальные) отложения преимущественно накапливались в приледниковых озерах. Такие бассейны возникали, если рельеф создавал препятствия для стока талых вод. В этом случае на дне озера у края ледника осаждались более крупные обломки (гравий, песок), а в центральной части озера – горизонтальные слои самых мелких частиц. Наиболее характерными отложениями приледниковых озер являются *ленточные глины*, представленные ритмичным чередованием слоев глин и алевритов. Указанная ритмичность объясняется климатическим фактором: летом талые воды и ветер приносят в озеро основную массу обломков, и на дно оседают сравнительно тяжелые алевриты. Зимой обломочный материал в водоеме не поступает: озеро покрывается льдом, таяние ледника прекращается. Следовательно, зимой в неподвижной воде осаждаются мельчайшие глинистые частицы, до того удерживавшиеся в воде во взвешенном состоянии. Итак, летний слой алевритовый, а зимний глинистый, т. е. каждая пара слоев формируется за год. По числу пар слоев (лент) можно определить продолжительность существования водоема. Приледниковое озеро существует до тех пор, пока его воды не размоют в каком-либо месте сдерживающее их препятствие. Возникший таким образом поток создает *долину прорыва*, через которую стекают озерные воды, оставляя на поверхности лимногляциальные отложения. Последние в рельефе имеют вид плоской равнины.

В конечном итоге последовательность залегания ледниковых отложений может иметь следующий вид. В основании лежат водно-ледниковые (зандровые) отложения времени наступания ледника. Выше залегает донная морена. Еще выше лежат пояса краевых ледниковых образований (конечная морена,

озы, камы). Между этими поясами на поверхности донной морены представлены озерно-ледниковые осадки и водно-ледниковые (зандровые) отложения времени отступления ледника. За внешней границей распространения морен залегают потоково-ледниковые (зандровые) и озерно-ледниковые накопления.

Установлено несколько этапов глобального похолодания климата, во время которых огромные территории Земли захватывались покровными ледниками. Об этом свидетельствуют *тиллиты* – переуплотненные, иногда метаморфизированные древние морены. Тиллиты найдены, в частности, в слоях позднего протерозоя, силура, карбона на материках северного и южного полушарий. Во время последнего, четвертичного, этапа оледенений ледники занимали до 30 % площади суши (в три раза больше, чем в настоящее время), и льдами охватывалось до 50 % поверхности океанов. Крупнейшие покровные ледники располагались в северном полушарии: Северной Америке, Европе, Азии. Доказано, что холодные ледниковые отрезки времени сменялись теплыми межледниковыми. Деятельность четвертичных оледенений привела к широкому распространению ледниковых и водно-ледниковых отложений, а также к изменению рельефа и других составляющих географической оболочки. Причины периодических похолоданий климата не установлены. Наибольшим признанием пользуются астрономические гипотезы о циклических вариациях солнечной активности, а также о периодическом изменении ориентировки Земли относительно Солнца (гипотеза Миланковича). Есть гипотезы тектонические (рост площади и высоты суши ведет к охлаждению), биологические (развитие биосферы ведет к потреблению CO₂ из атмосферы и к исчезновению парникового эффекта) и другие.

9. Криогенные процессы в зоне «вечной» мерзлоты

Криолитозона – зона многолетней мерзлоты, которая занимает порядка 25 % площади суши Земли. Своим возникновением криолитозона обязана четвертичным оледенениям. Косвенным подтверждением этому является наличие залегающих на глубине более 1 км многолетнемерзлых пород в районе озера Байкал, а также находки хорошо сохранившихся останков крупных млекопитающих, обитавших на планете в четвертичном периоде. Происходящие в зоне многолетней мерзлоты геологические процессы связаны, в первую очередь, с расклинивающим горные породы действием замерзающих подземных вод. В свою очередь, это действие зависит от условий залегания и режима подземных вод, а также от характера подземных льдов.

По времени образования выделяют два главных типа подземных льдов: сингенетические и эпигенетические.

Сингенетические льды возникли синхронно с формированием горных пород территории. Они представлены такой разновидностью, как *погребенные льды* – захороненные под слоем морены блоки ледника.

Эпигенетические льды образовались после накопления горных пород. В их числе выделяют несколько разновидностей. *Конституционные* льды ли-

дируют по объему в составе всех подземных. Они возникают при промерзании увлажненных горных пород или при замерзании подземных вод при их приближении к мерзлым грунтам. *Инъекционные льды* образуются при внедрении в мерзлые породы напорных подмерзлотных вод. *Жильные льды* представляют собой интрузии льда в кристаллических породах. *Повторно-жильные льды* формируются в трещинах многолетнемерзлых рыхлых пород.

Подземные воды в мерзлых породах по условиям залегания можно разделить на три типа. *Надмерзлотные воды* представлены в сезоннооттаивающем (деятельном) слое, в жидком виде напором они не обладают. *Межмерзлотные воды* приурочены к таликам (прослоям и линзам не замерзших пород), находящимся внутри мерзлого слоя. Эти воды могут как сообщаться с надмерзлотными и подмерзлотными, так и быть изолированными. *Подмерзлотные воды* лежат глубже мерзлых пород, часто обладают напором.

Морозное выветривание является главнейшим самостоятельным процессом криолитозоны. Кроме того, оно сопровождает практически все остальные происходящие здесь экзогенные явления. Именно благодаря морозному выветриванию, в составе поверхностных пород зоны многолетней мерзлоты широко распространены алевриты.

Морозное трещинообразование заключается в раздавливании рыхлых пород деятельного слоя замерзающей водой. Этот процесс, повторяясь из года в год в одном и том же месте (трещине), ведет к образованию *тундровых полигонов*. В однородных грунтах такие полигоны имеют форму четырехугольника, а в неоднородных – неправильного многоугольника. Как правило, диаметр полигонов составляет от 6 до 20 м (хотя возможны размеры от 1 м и менее до 80 м). Морозобойные трещины заполняются льдом, или рыхлыми мелкодисперсными породами, или смешанной грунтово-ледовой массой. Морозобойные клинья достигают максимальных размеров, когда трещина рассекает не только деятельный слой, но и многолетнемерзлые породы. Рост клиньев обуславливает деформацию вмещающих пород, в результате трещины могут обрамляться валиками выдавленных на поверхность грунтов.

Термокарст – это процесс вытаявания подземных льдов и последующего проседания земной поверхности. Он происходит тогда, когда глубина сезонного оттаивания грунтов превышает глубину залегания подземных льдов. В результате термокарста возникают блюдцеобразные котловины – *аласы*, глубина которых достигает 20-30 м. В разрезе склонов аласов отчетливо видны вызванные просадкой деформации слоев горных пород (изменения угла падения слоев, сбросы и др.).

Процессы морозного вспучивания слоев горных пород происходят в результате замерзания залегающих на небольшой глубине подземных вод. Установлено, что давление, развивающееся при морозном вспучивании, достигает 140 т/м^2 . Бугры пучения разделяются на два типа: миграционные и инъекционные. *Миграционные бугры пучения* приурочены к надмерзлотным таликам, как правило, к торфяникам. Они формируются в результате миграции грунтовых вод к промерзшим торфам – скапливаясь под торфом и замерзая, вода создает бугор высотой до 2-4 м. *Инъекционные бугры пучения* явля-

ются результатом замерзания межмерзлотных таликов. Примером служат *гидролакколиты* – куполовидные холмы с ледяным ядром. Гидролакколиты возникают при замерзании напорных подземных вод, внедряющихся между слоями мерзлых приповерхностных грунтов. Высота гидролакколитов достигает 10 м при диаметре до 20 м.

Склоновые процессы криолитозоны включают крип, солифлюкцию и курумообразование. *Крип* – это медленное сползание по склону горных пород под действием силы тяжести. В условиях мерзлоты процессы пучения поднимают поверхностные породы в направлении, перпендикулярном склону холма. Во время таяния крупные обломки оседают отвесно, с каждым циклом промерзания – таяния опускаясь все ниже по склону. *Солифлюкция* – медленное течение пород. С приходом теплого сезона оттаивает поверхность склона. Лежащие глубже породы скованы льдом и играют роль водоупора. Поверхностные грунты насыщаются талой водой и приходят в движение, оплывая вниз по склону со скоростью до нескольких сантиметров в год. *Курумообразование* – это процесс выдавливания на поверхность крупных обломков. В холодный сезон крупные валуны промерзают быстрее, чем окружающие песчаные или глинистые породы. Возникающие под валунами линзы льда приподнимают их. В теплое время валун быстрее прогревается, лед под ним тает. Талая подземная вода захватывает мелкие частицы и отлагает их под валуном, не позволяя тому опуститься на первоначальную глубину. В результате многократного повторения процесса крупные обломки, выдавленные на поверхность, образуют *курумы* – скопления разной формы и площади: каменные поля и каменные реки. Находящиеся на склоне курумы могут двигаться вниз под действием солифлюкции.

Об агрономическом значении сезонно-талого слоя. В условиях сурового арктического климата микробиологические процессы ослаблены и замедлены. Бактерии, разлагающие клетчатку, не функционируют. В почвах преобладают анаэробные условия и господствуют восстановительные процессы. Они бедны минеральными элементами питания растений. Растения, растущие на этих почвах, испытывают недостатки в азоте, фосфоре, калии и других элементах. Водоупорный слой мерзлых пород не пропускает почвенные растворы, препятствует насыщению почв различными солями и отдаче их почвами. В то же время мерзлые породы – это сильные конденсаторы водяных паров. Так, в Сибири в условиях континентального климата и малого количества выпадающих атмосферных осадков благодаря конденсации создаются значительные запасы влаги в почве. Несомненно, это способствует получению стабильных высоких урожаев различных сельскохозяйственных культур.

Таким образом, влияние низких температур на агрономические свойства почвы и ее плодородие является исключительно многообразным и противоречивым. С одной стороны, холод и морозное выветривание способствуют накоплению влаги в корнеобитаемом слое. В результате морозного выветривания почвы разрыхляются, в них увеличивается содержание растворимых минеральных частиц, то есть повышается плодородие. С другой стороны, на

холодных почвах почти все растения развиваются крайне медленно в связи с трудностью использования ими питательных веществ. Например, корни березы и кедра не углубляются в почву более чем на 40 см, а развиваются в стороны в радиусе 10-20 м от главного ствола. В умеренных широтах корни картофеля проникают в почву на глубину 1-1,5 м, а на Крайнем Севере – только на 0,7 м. Плохое прогревание, почвы в первый период вегетации (май – июнь) требует повышенного содержания питательных веществ в ней.

Повышению температуры в почве северных районов, усилению в ней окислительных процессов и микробиологической деятельности способствуют своевременная и глубокая вспашка, внесение минеральных и органических удобрений, снегозадержание и т. п.

10. Роль человека в преобразовании земной коры

По своим масштабам и значению геологическая деятельность человека, или антропогенный процесс, вполне сопоставима с любым из выше рассмотренных экзогенных геологических процессов, а по разносторонности ее проявления – с совокупным их проявлением. Площадь земель, исключенных из использования в результате антропогенного воздействия, включающая территории, разрушенные эрозией, выпасом скота, горнодобывающей промышленностью и в результате другой деятельности человека, сейчас превышает 4,5 млн. км², или 3% площади суши. В настоящее время антропогенный геологический процесс совершается в основном в трех направлениях: 1) извлечение из недр Земли полезных ископаемых; 2) сельскохозяйственная деятельность человека; 3) проведение различных инженерно-технических мероприятий.

С каждым годом добыча полезных ископаемых из земных недр растет. Ежегодно добывают свыше 1,7 млрд. т каменного угля и торфа, более 1,5 млрд. т нефти, свыше 350 млн. железной руды. В еще больших количествах из земной коры извлекают нерудные полезные ископаемые. При этом вместе с полезными ископаемыми на земную поверхность поднимают огромное количество пустой породы. Общее количество минеральных веществ, перемещаемых и перерабатываемых в настоящее время человеком, исчисляется триллионами тонн в год. Эта цифра сопоставима с массой обломочного материала, перемещаемого экзогенными силами в планетарном масштабе.

В результате добычи полезных ископаемых изменяется химический состав земной коры. Содержание в ней ряда химических элементов (меди, свинца, цинка, олова, серебра, золота и др.) резко сокращается. Особенно интенсивно истощаются запасы углерода, накопившиеся в земных недрах в виде каменного угля, нефти и природного газа. В процессе сжигания различных видов топлива в атмосфере увеличивается содержание углекислоты. Ученые предполагают, что при современных темпах использования горючих ископаемых содержание углекислоты в атмосфере может удвоиться через 100-150 лет, что приведет к значительному повышению температуры на Земле и изменению в худшую сторону ее климата.

Человек существенно нарушает режим подземных вод. Особенно большие объемы подземных вод откачивают для нужд крупных городов. Так, г. Москва ежегодно использует около 120 млн. м³ этих вод, а г. Мехико – в 2,5 раза больше. Откачка и снижение уровня подземных вод вызывают уплотнение горных пород, опускание земной коры и как следствие образование плоских, блюдцеобразной формы впадин. Например, отдельные участки Токио из-за интенсивных откачек подземных вод опускаются со скоростью до 20 см в год, а некоторые участки Мехико – со скоростью до 30 см в год. Уровни вод сильно понижаются также при осушении болот, разработках полезных ископаемых и т. п.

При сельскохозяйственных работах человек перерабатывает свыше 3000 км³ верхнего плодородного слоя Земли: разрыхляет его, обогащает воздухом, минеральными удобрениями, регулирует в нем количество гумусового вещества. Такая деятельность человека значительно ускоряет процесс денудации, поскольку твердый сток с территорий, подвергающихся ежегодной распашке, в десятки и сотни раз превосходит естественный. На территориях, сложенных хорошо развеваемыми породами, при нерациональном использовании почвенного покрова, создаются благоприятные условия для возникновения пыльных бурь. Так, в США 11 мая 1934 г. пыльная буря унесла почву с площади 300 млн. га, полностью погубила 45 млн. га плодородной земли.

Человек изменяет характер выветривания: в условиях сухого климата – насыщая почвы водой, а в условиях влажного – осушая их. Увлажнение и осушение почв, в свою очередь, влияют и на климат данной местности.

Инженерно-техническая деятельность человека, или техногенез, направлена на строительство городов, заводов, гидротехнических сооружений и т. п. Особенно отчетливо техногенез проявляется на территории крупных городов, занимающих значительную площадь – от 100 до 6000 км²: меняются естественный рельеф местности, гидросеть, режим подземных вод, почвенный и растительный покров, состав тропосферы и даже климат. Человек активно борется с естественными гравитационными процессами, останавливая или полностью прекращая в ряде районов оплывины, оползни и селевые потоки. В результате строительства искусственных водохранилищ развиваются геологические процессы, аналогичные геологическим процессам, происходящим в морях и озерах. При создании плотин резко меняются характер и водный режим рек. Подпор воды в реках способствует повышению уровня подземных вод. Вследствие этого территории, прилегающие к таким рекам в умеренных широтах, заболачиваются, а в засушливых районах засоляются. Крупные водохранилища увлажняют климат прилегающей к ним местности и уменьшают его континентальность.

Как и с любым экзогенным процессом, с антропогенной геологической деятельностью связаны разрушение, перемещение и образование новых горных пород. Вещество земной коры разрушается при извлечении полезных ископаемых из недр Земли. Добывая различные полезные ископаемые, человек проникает в земную кору на большие глубины. Так, в Индии глубина золотоносных рудников достигает 3800 м, а в Южной Африке – 3950 м. Еще на

большие глубины человек проникает в земную кору с помощью бурения. В настоящее время с целью изучения глубинного строения Земли бурятся сверхглубокие (до 15 км) скважины.

Верхний слой земной коры сильно разрушается при открытом способе добычи различных полезных ископаемых. При разработке россыпных месторождений золота, платины и других металлов преобразуются даже долины крупных рек, а долины мелких ручьев и речек часто полностью утрачивают свой естественный облик.

Огромное количество горных пород перемещается при поисках и разработке полезных ископаемых, строительстве гидроэлектростанций и других сооружений. Например, только при поиске полезных ископаемых из земных недр извлекается ежегодно около 20 млрд. м³ горных пород. В процессе деятельности человека транспортировка вещества идет не только из недр Земли на ее поверхность, но и в обратном направлении. Так, при сельскохозяйственных работах в почву вносят большое количество минеральных и органических удобрений. В нефтеперерабатывающих районах с целью поддержания внутрипластового давления нефти в скважины закачивают морскую или пресную воду. В последнее время начали создавать временные кладовые для хранения нефти и природных газов, нагнетая их в естественные или искусственные пустоты под Землей. Только в США объем подземных кладовых достигает 14 млн. м³. В Землю захороняют вредные отходы производств – нефтяных, газовых, атомных и др.

Под влиянием человеческой деятельности образуются почвы, резко отличающиеся по своему составу и облику от почв, сформированных в процессе естественного почвообразования. При добыче и переработке полезных ископаемых возникают рыхлые отложения, состоящие из измельченных обломков пустой породы и имеющие специфический минеральный и химический состав, а также свою собственную структуру и текстуру. Культурный слой, накапливающийся в местах человеческих поселений, состоит из бытовых отбросов, смешанных с почвой. Мощность этого слоя на отдельных участках достигает десятков метров.

В нашей стране уделяют исключительно большое внимание по вопросам окружающей человека среды и ее улучшения. Принимаются необходимые меры для охраны и научно обоснованного, рационального использования Земли и ее недр, водных ресурсов, растительного и животного мира, для сохранения в чистоте воздуха и воды, обеспечения воспроизводства природных богатств.