

ЛЕКЦІЯ №6

ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ВІТРУ. ПРОЦЕСИ ТА ЕОЛОВІ ФОРМИ РЕЛЬЄФУ. КРИОГЕННІ ПРОЦЕСИ І БАГАТОРІЧНА МЕРЗЛОТА.

План лекції:

1. Геологічна діяльність вітру.
2. Геологічна діяльність снігу і льоду.
 - сніг;
 - лід (типи льодовиків, кучеряві скелі, термокарст);
3. Світовий океан.
4. Озеро.
5. Болото

Основні поняття:

Корозія, дефляція, еолові відклади, пагорби, дюна, бархан, такіри, солончакові пустелі, льос, блюдя степові, поди, фірновий басейн, ова лінбархани, лес, лід, льодовики, сніг, снігопад, хуртовина, сніговий покрив, снігова лінія, фірнове поле, гірські або альпійські льодовики, покривні або материкові льодовики, льодовики скандинавського типу, екскавація або льодовикова ерозія, трог, морена, фіорд, ригелі, кучеряві скелі, морени, ози, зандри, друмлини, флювіогляціальні осади, тиліти, пагорби пучення, термокарстові форми рельєфу, термокарст, світовий океан, течія, морські хвилі, цунамі, шельф, фіорди, естуарії, неритові і пелагічні осади, озеро, болото, торф.

Геологічна діяльність вітру.

Повітряні течії в атмосфері є одним із найважливіших факторів, що визначають інтенсивність геологічних процесів на поверхні Землі. Основною причиною переміщення повітряних мас є нерівномірний розподіл атмосферного тиску. Доповнюють його зміни густини атмосфери (за рахунок нерівномірного нагрівання її і поверхні Землі Сонцем), рельєф поверхні, наявність рослинності, щільність забудови тощо.

Значний вплив на рух повітряних мас та утворення вітрів здійснюють: розподіл континентів та океанів, розмір і форма суші і акваторій, теплі і холодні океанічні течії, сезонні зміщення кліматичних зон; сезонний перерозподіл ділянок високого і низького атмосферного тиску. В результаті

постійного руху повітряних мас атмосфери відбувається тепло- і вологообмін між континентами та океанами, екваторіальними та арктичними зонами, виникають морські течії і хвилі.

Геологічна діяльність вітру переважно зводиться до руйнування корінних порід, транспортування та акумуляції продуктів руйнування. Інтенсивність руйнівної роботи повітряних мас, що переміщуються, залежить від швидкості вітру. Руйнування відбувається як при безпосередній дії повітряних струменів на розсипчасті або слабозцементовані породи, так і дією на поверхню гірських порід твердими частинами, які переносяться. Перший вид еолової ерозії одержав назву **дефляції** (лат. - видування, розвіювання), а другий - **корозії** (лат. - обточування). Отже, вітер руйнує всі гірські породи, що утворюють поверхню Землі, за рахунок вітрового навантаження та за допомогою піску і пилу, що переноситься.

Частини, які переносяться вітром, постійно бомбардують поверхню гірських порід (коразія). В результаті ударів, які тривають постійно впродовж геологічного часу, м'якші корінні породи руйнуються. На поверхні Землі утворюються жолоби, борозни, штрихи, ніші, розширюються невидимі раніше мікротріщини, виникають неглибокі печери тощо. Характерною особливістю коразії є утворення одиноких скель надзвичайно різноманітної форми. Найбільш характерними з них є своєрідні вироблені еолові форми: коразійні ніші, кам'яні "гриби", кам'яні стовпи, кам'яні скульптури тощо.

В процесі дефляції вітер підхоплює розсипчасті продукти вивітрювання або відриває частинки слабозцементованих порід та переносить їх в напрямі свого руху. Швидкість дефляції визначається силою вітру, характером залягання та міцністю гірських порід. Особливо інтенсивно процес дефляції відбувається там, де прогресують процеси фізико-механічного руйнування (вивітрювання). Дефляція переважно носить вибіркового характеру. Часто в крутих урвищах виступи і карнизи, які відповідають шарам міцних порід, чергуються з нішами, які утворені видуванням м'яких або

слабозцементованих порід. Найчастіше така структура поверхні характерна для шаруватих товщ з різною фізико-механічною стійкістю гірських порід.

Перенесені вітром продукти дефляції (пісок, глинисті частинки, пил, елементи органіки), випадаючи із повітряного потоку, дають початок формуванню *еолових відкладів* і форм рельєфу. Перевідкладені маси піску з пилювато-глинистими частинками, при сприятливих умовах, формують на земній поверхні скупчення у вигляді піщаних пагорбів, дюн, барханів і гряд найрізноманітнішої форми.

Пагорби переважно утворюються біля кущів рослин при хаотичному характері вітру. В переважній більшості, вони безсистемно розкидані по площі. Їх висота, в середньому, становить 1,5-10 м. Зберігаються вони в рельєфі тільки за умови закріплення їх рослинністю. За відсутності рослинності їх неправильна поверхня поступово згладжується більш стійкими вітрами.

Дюни - це видовжені асиметричні пагорби із заокругленими вершинами та більш пологим підвітровим схилом. Навітровий схил переважно більш крутий (до 35°). Утворюються дюни на берегах морів, озер і рік. Їх висота коливається від 5 до 30 м, досягаючи часом 100-200 і навіть 500 м. В поперечному перерізі вони мають асиметричну будову.

Бархани - це піщані утворення в пустелях і напівпустелях. В плані вони переважно мають серпоподібну форму. Утворюються при одному напрямку вітру, що встановився для даної місцевості. Навітровий схил більш пологий ($5-14^{\circ}$), а підвітровий - крутий ($30-35^{\circ}$). Це пов'язано із здуванням піщаних частинок вверх по його відлогому схилу і їх осипанням за гребенем бархану. Подібна динаміка визначає внутрішню косошарувату структуру бархану і його переміщення в напрямі вітру. Переважно висота барханів змінюється від 1 до 200 м. В пустелі Сахара зустрічаються окремі пірамідальні бархани висотою до 500 м. В аридних і семиаридних областях, поряд з піщаними пустелями розвинуті кам'янисті і глинисті пустелі. Для них характерні різноманітні дефляційні форми типу дефляційних останців.

Уламки гірських порід на поверхні кам'янистої пустелі часто покриті характерною блискучою кіркою - пустельним загаром. Його утворення пов'язане з капілярним підтягуванням розчинів солей із породи і випаданням солей на її поверхню.

Одною із характерних форм рельєфу глинистих пустель є *такіри*. Це неглибокі замкнуті пониження з рівним, майже горизонтальним днищем, вкриті щільною глинистою кіркою і сіткою тріщин усихання. Міцність цієї кірки настільки велика, що навіть кінські підкови не залишають на ній слідів. Іншою формою рельєфу глинистих пустель є *кори* або *солончакові пустелі*. Вони виникають на місці висушених соляних озер і покриті розсипчастим шаром глини та солі.

В результаті вітрової ерозії на значні відстані переносяться не тільки пилоподібні глинисті частинки, але й пісок. Такі частинки, внаслідок підняття їх вітром на значну висоту, можуть переноситися в атмосфері на велику відстань, осідаючи далеко від пустель. На периферії пустель і в сухих областях еоловий пил може накопичуватись, утворюючи специфічну пиловату породу, яку названо лесом.

Льос - це дрібнопиловата супіщано-суглиниста континентальна осадова гірська порода світло-жовтого або палевого кольору. Переважають (40-50%) зерна розміром 0,01-0,05 мм, частково представлені агрегатами, утвореними при коагуляції колоїдних і глинистих частинок.

Характерною властивістю льосу і льосоподібних відкладів є різке зниження міцності структурних зв'язків при зволоженні. Це призводить до просідання, розвитку льосового псевдокарсту, втрати несучих властивостей, інтенсивного яроутворення тощо. Зволоження льосу зумовлює залежність його властивостей (пористість, просідання, опір стисненню і зсуву) від навколишнього середовища: посушливості клімату, характеру ґрунтоутворення, рельєфу, ландшафту. Льос є добрим матеріалом для спорудження насипів, сировиною для виробництва цегли, черепиці, клінкеру.

Первинні льосові покриви утворюють субгоризонтальну слабо-хвилясту поверхню рельєфу. На височинах, в умовах, що сприяють глибинній ерозії та площинному змиву, виникли рівнини, розчленовані яружно-балковою системою. Для низовинних степових рівнин характерні специфічні форми рельєфу – блюдця степові та поди.

Блюдця степові являють собою пологі, замкнуті безстічні зниження округлої форми. Їх діаметр від 10-15 м до сотень метрів, глибина - від 1-1,5м до 3-4 м. Поширені вони на площах залягання лесів, лесових легких суглинків та супісків, у підосві яких залягають водонепроникні породи.

Поди являють собою плоскодонні замкнуті зниження рельєфу розміром від кількох десятків метрів до 10 км у поперечнику, площею до сотень і тисяч квадратних метрів. На території України вони утворюються в лесовому покриві. Також зустрічаються в окремих районах Причорноморської і Придніпровської низовин. Поди разом із степовими блюдцями входять в басейни стоку талих і дощових вод. Форма подів - овальна, серпоподібна, округла. Нахил схилів - від $2-3^0$ до $5-10^0$, деякі з них терасовані. У великі поди розвиваються неглибокі, з пологими схилами, балки.

Отже, загальні тенденції і закономірності взаємодії атмосфери з твердою оболонкою нашої планети спрямовані на процеси вивітрювання і діяльність вітру. Результатом є нівелювання рельєфу земної поверхні. При цьому руйнуються цілі гірські регіони. Продукти руйнування зносяться вниз і заповнюють заглибини в рельєфі. Внаслідок цього процес руйнування поширюється на все глибші горизонти та постійно прискорюється.

Геологічна діяльність снігу і льоду.

Сніг - це тверді атмосферні опади у вигляді кристалів льоду різноманітної форми, які випадають з хмар при від'ємних (або близьких до 0^0C) температурах повітря. Процес випадання снігу називається **снігопадом**, а перенесення його вітром над Землею - **хуртовиною**. Шар снігу, що

утворюється на земній поверхні внаслідок снігопадів, називається **сніговим покривом**.

Формування снігових покривів на земній поверхні зумовлене геологічними процесами, особливостями земної поверхні та загальною циркуляцією атмосфери. Сніговий покрив характеризується тривалістю снігостою, висотою та щільністю.

Лід - це тверда різновидність води (або вода у твердому стані), що широко розповсюджена на земній поверхні. Об'єм льоду становить близько 30 млн. км³. Лід - низькотемпературна мономінеральна гірська порода, яка складена найбільш легким мінералом (водою). Лід має специфічні геологічні властивості. Наприклад, льодовики течуть аналогічно сильно в'язким рідинам. Природний лід бере активну участь в кругообігу води на планеті. Широке розповсюдження льоду на Землі, особливості динаміки його зміни і перетворень суттєво впливають на формування клімату, гідрогеологічних процесів, планетарного кругообігу води та формування рельєфу.

Льодовиками називаються стійкі у часі накопичення льоду на земній поверхні. Формуються вони тільки вище снігової лінії. **Сніговою лінією** називають рівень, вище якого сніг не встигає розтопитись за літо. При збільшенні товщини снігового покриву ця лінія переміщується вниз, а при потеплінні та зменшенні товщини снігу піднімається вгору. Найвище положення снігової лінії - на північному та південному тропіках, а найнижче - на полюсах (де вона опускається до рівня моря). Оскільки за природними умовами південна півкуля більш холодна, то в ній снігова лінія нижча і на 70⁰ південної широти знаходиться на поверхні Світового океану. В північній півкулі снігова лінія досягає нульової позначки тільки на північному сході Гренландії. Льодовики широко розповсюджені у високих широтах північної і південної півкуль Землі та у високих горах всіх широт. Основна маса льодовиків міститься в Антарктиді та Гренландії. Загальна площа сучасних льодовиків 16 млн. км² (11 % від площі суші). Загальний об'єм льоду, який міститься у льодовиках, оцінюється близько 30 млн. км³.

На поверхні суші льодовики формуються в районах, де протягом року існує від'ємна температура і можливе постійне накопичення снігу і льоду. Крім цього, необхідна наявність похилих схилів і западин, захищених від Сонця і вітру. Висота, на якій утворюються льодовики, в різних районах земної кулі неоднакова. Вона залежить від географічної широти, місцевого клімату, рельєфу, експозиції схилів, саморозвитку льодовиків.

Сніг, який накопичився на поверхні Землі, ще не є льодовиком. Для перетворення його у масу льоду він повинен пройти ряд процесів. Накопичуючись у пониженнях рельєфу або на вершинах гір, сніг за літо не встигає розтанути, а тому його маса із року в рік збільшується. Він ущільнюється і під впливом добових коливань температури перетворюється у зернисту масу. Такий ущільнений зернистий сніг називається **фірном**, а область його накопичення - **фірновим полем**. З часом фірн доущільнюється, зерна змерзаються і він перетворюється у фірновий лід білого кольору завдяки знаходженню в ньому бульбашок повітря. Із збільшенням тиску фірновий лід перетворюється у прозорий кристалічний льодовиковий або **глетчерний лід** бірюзового кольору. Зміна кольору зумовлена видаленням з льоду бульбашок повітря. Такі перетворення тривають сотні років. Із 10 м^3 снігу утворюється 1 м^3 глетчерного льоду. Якщо 1 м^3 свіжого снігу важить 85 кг, то маса 1 м^3 глетчерного льоду - 909 кг.

Розміри і форма фірнового поля залежать від розмірів зледеніння і рельєфу даної території. Найбільші розміри мають області живлення великих материкових льодовиків Гренландії та Антарктиди. Переважно це великі простори із слабо випуклою поверхнею, покриті снігом. Межу між областю живлення і льодовиком провести досить важко.

У льодовиках виділяють область живлення (де проходить накопичення снігу і перетворення його у фірн, а потім у глетчерний лід) та область стоку, по якій рухається і стікає глетчерний лід. Залежно від співвідношення областей живлення і стоку, а також від розмірів і форми льодовиків, вони

поділяються на три типи: гірські (або альпійського типу), покривні (або материкового типу) та проміжні.

Гірськими або **альпійськими** називають відносно малопотужні льодовики високогірних районів, утворення яких пов'язане з різного роду депресіями рельєфу - западинами, долинами рік, ущелинами тощо. Такого типу льодовики розвинуті в Альпах, Гімалаях, на Тянь-Шані, Памірі, Кавказі та інших гірських районах планети. Характерним льодовиком цього типу є льодовик Федченка на Памірі.

Покривні або **материкові** льодовики утворюються в полярних районах майже на рівні моря. Льодовики цього типу займають величезні площі і мають значну товщину льодового покриву. На відміну від льодовиків альпійського типу, покривні льодовики не мають яскраво виражених зон живлення. Форма таких льодовиків не контролюється рельєфом ложа. Покривні (материкові) льодовики найбільше розвинуті в Гренландії та Антарктиді.

В Гренландії площа зледеніння займає 1,8 млн. км². Лід покриває майже весь острів, за виключенням його південної частини. Товщина льоду в центральній частині досягає 3400 м. Швидкість руху льодовика, що проходить по гірських вершинах і утворює, так звані, вивідні льодовики досягає 20-25 м/добу. Частина вивідних льодовиків стікає в море і від їх краю відриваються **айсберги**.

Найбільшим льодовиком планети є Антарктичний льодовик, який займає площу близько 14 млн. км². В ньому міститься приблизно 24 млн. км³ льоду, що становить 80% від об'єму всіх льодовиків Землі. Його окраїнні частини, які спустились в море, відколюються і падають в море, утворюючи **айсберги**. Підхоплені течією, айсберги виносяться в помірні широти, іноді в тропічний пояс, де тануть і зникають.

Айсберги часто досягають надзвичайно великих розмірів (декілька кубічних і навіть десятків кубічних кілометрів). Більша частина айсбергу знаходиться під водою і тільки 1/8 його частини виступає над поверхнею

води у вигляді льодяної гори висотою в десятки метрів. В Антарктиді щорічно утворюється до 5 тис. айсбергів. Вони надзвичайно небезпечні для мореплавання, але поступово починають використовуватись як джерело прісної води в безводних місцевостях.

До льодовиків *проміжного (скандинавського)* типу належать плоскогірні льодовики, які утворились на горах з плоскою або плосковипуклою вершиною. На плато утворюється велика льодяна шапка, від якої в різні боки по схилах і по врізаних в них долинах спускаються льодовикові язики. В деяких випадках подібні льодовики, що мають спільний фірновий басейн живлення, можуть виникати не на плоских вершинах, а на випуклих і навіть конусоподібних вершинах гір.

Льодовики порівняно зі снігом і льодом відіграють важливу роль у руйнуванні гірських порід, їх трансформуванні та утворенні нових різновидів. Вони суттєво впливають на формування рельєфу Землі. Рухаючись, маса льоду руйнує гірські породи внаслідок перенесення вмерзлого матеріалу і тертя льодовика об ложе та оточуючі схили долини. Процес руйнування гірських порід під час руху льодовика називається *екзарацією* або *льодовиковою ерозією*. Здійснюється вона за рахунок тиску на ложе та схили долини. Якщо врахувати, що 1 м^3 льоду важить 900 кг, то при товщині льодовикового язика 100 м, на 1 м^3 його ложа тисне маса в 90т.

Льодовиковій ерозії сприяє тріщинуватість порід, а не їх м'якість. Якщо порода тверда, то льодовик сильно руйнує її, відломлюючи і виносячи великі уламки. Цими уламками він шліфує виступи свого ложа. Якщо ложе складене твердими породами, то на його поверхні льодовик залишає глибокі сліди свого переміщення у вигляді багаточисельних подряпин, борозд і льодовикового штрихування. Всі ці форми зорієнтовані у напрямі руху льодовика.

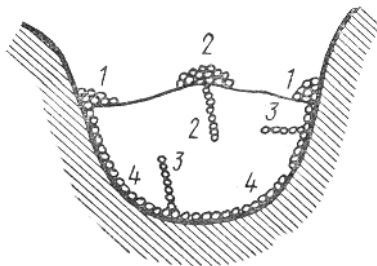
В процесі руху льодовика по гірській долині, відбувається подальше її поглиблення і розширення. Долина набуває форми великого корита - *трогу*. Трогові долини більш прямі, ніж ерозійні. Їх нижня частина згладжена,

виступи кристалічних порід відполіровані. Дно їх широке і плоске, вкрите **мореною** (перевідкладеними льодовиковими відкладами). Трогові долини, розташовані на березі моря і залиті водою під час трансгресії моря, називаються **фіордами**. Для них також характерні **висячі долини** і **падаючі водограї**.

На дні трогів зустрічаються **ригелі**, так звані **баранячі лоби**. Вони являють собою скелясті виступи, заокруглені і обточені льодовиком. Поверхня баранячого лобу, повернута назустріч руху льодовика, - згладжена, покрита льодовиковою поліровкою, поріzana валунами. На протилежній стороні до руху льодовика, переважно більш крутій, поліровка відсутня і видно сліди відриву і руйнування гірських порід. Довжина баранячих лобів – від декількох метрів до сотень метрів, а висота в середньому 50 м. Вони характерні для районів сучасного і давнього зледеніння.

Кучеряві скелі - це згладжені льодовиком групи скелястих пагорбів, які надають поверхні хвилястого вигляду. Вони являють собою більш дрібні, ніж окремі баранячі лоби, виступи кристалічних порід.

Уламковий матеріал, захоплений льодовиком, переноситься на значну відстань. Перевідкладений матеріал утворює **морени** - скупчення погано відсортованих і різновеликих уламків порід, які нагромаджувались під льодовиком, перед його нижнім краєм і на льодовиковій поверхні. Розрізняють рухомі морени, які пересуваються разом з льодовиком у вмерзлому стані, і нерухомі, які залишилися на поверхні Землі після танення льодовика. Рухомі морени в свою чергу діляться на **поверхневі** (в т.ч. **серединні**), **внутрішні** та **донні** (рис. 8.1).



1 – бокова морена; 2 – серединна; 3 – внутрішня; 4 - донна

Рисунок 8.1 – Схема розташування морен в поперечному перетині
льодовика

При пересуванні і таненні льодовик відкладає морену на поверхні ложа у вигляді валів, пагорбів та окремих великих валунів. Така морена називається **відкладеною**. Довготривале положення нижнього краю язика льодовика на одному місці приводить до формування валу **кінцеві морени**, яка нагадує форму льодовика. В горах вал кінцевої морени перетинає впоперек трогову долину. При періодичному багатостадійному відступанні льодовик може відкласти декілька валів кінцевих морен. На схилах долини залишається **бокова морена**, яка складається із більш дрібного уламкового матеріалу. Коли льодовик відступає всією своєю поверхнею і відслонює ложе, то на ньому залишаються донна, внутрішня і поверхнева морени. Цей потужний покрив уламкових відкладів називається **основною мореною**.

На території давнього зледеніння внаслідок льодовикової акумуляції утворились ландшафти моренних рівнин, а в горах - моренні поверхні на днищах і схилах трогів. В більшості випадків це нерухомі (викопні) морени, які складені уламковим матеріалом, утвореним на місці танення льодовика. Іноді вони формують суцільні моренні покриви. Серед них виділяються моренні вали

і моренні пагорби. При цьому, моренний матеріал льодовиком не сортується, а тому валуни, глиби, галька і дрібнозем, перемішані. Моренні вали мають витягнуту форму в напрямі руху льодовика, а моренні пагорби являють собою хаотично розкидані підвищення висотою до 12 м. Моренні вали складені переважно озами, зандрами і друмлинами (рис. 8.2).

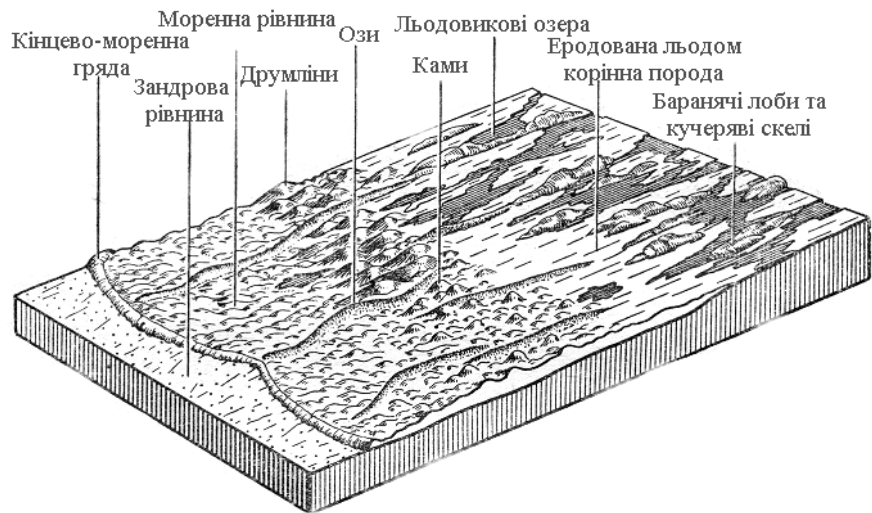


Рисунок 8.2 – Схема співвідношення льодовикових і водно льодовикових форм

Ози - це лінійно витягнуті моренні гряди довжиною до десятків кілометрів, шириною 40-100 м і висотою 20-30 м. Іноді вони досягають висоти до 100 м. Переважно ози закінчуються плоскими конусами виносу, які іноді трапляються самостійно.

Зандри - це полого-хвилясті рівнини, що розташовуються безпосередньо за зовнішнім краєм кінцевих морен, тобто за межами дії льодовика. Складені вони, перемитим флювіогляціальними водами, піском.

Друмліни - це продовгуваті пагорби, які розташовані в напрямі руху льодовика в районі накопичення основної морени. Їх протяжність змінюється від декількох сотень метрів до декількох кілометрів, а ширина - від 100 до 400 м. Висота драмлінів не перевищує 45 м. Схили їх асиметричні. Крутими можуть бути схили, які повернуті як в сторону руху льодовика, так і в протилежному напрямі. Друмліни складені мореною, всередині якої знаходиться ядро з корінних порід. Це відбувається внаслідок зупинки льодовика перед перепорою і розвантаження морени перед нею і за нею.

До льодовикових утворень належать також **флювіогляціальні осади**, які складені водяними потоками, утвореними при таненні льоду. Розрізняють два типи таких відкладів - прильодовикові та внутрішньольодовикові.

Прильодовикові флювіогляціальні відклади утворюються перед фронтом льодовика талими водами, які витікають з-під нього.

Внутрішньольодовикові флювіогляціальні відклади утворюються талими водами в підльодовикових тунелях, промоїнах і проталинах у товщі льоду.

Значну геологічну роботу виконує морський лід, який утворюється на поверхні морських або океанічних басейнів.

Протягом геологічної історії Землі неодноразово відбувались тривалі та короточасні похолодання. Вони спричиняли розвиток льодовиків і похолодання клімату у льодовикові епохи. В результаті, значні частини континентів вкривалися потужною льодовиковою товщею.

В певні епохи антропогенового періоду зледеніння охоплювали величезні простори континентів, що значно перевищувало площу розвитку сучасних льодовикових покривів. Центри древньоантропогенових зледенінь знаходились на Скандинавському півострові, в Альпах, на Таймирі та в ін. приполярних і високогірних областях. Маси льоду, що наступали зі Скандинавських гір, займали рівнини Північної Європи, більшу частину Східноєвропейської рівнини і досягали широти м. Львів на Україні. Допускають, що товщина льоду на цей період на Скандинавському півострові досягала 3 км, а товщина льоду, яка покривала Східноєвропейську рівнину, становила декілька сотень метрів. Внаслідок потепління до початку сучасної епохи скандинавський льодовик зник, залишивши після себе різноманітні льодовикові і водно-льодовикові форми рельєфу і відклади.

Відомі докази зледенінь, які періодично відбувались в більш давні геологічні епохи впродовж геологічної історії Землі. Про це свідчить наявність в древніх товщах **тилітів** - ущільнених метаморфізованих моренних відкладів. Причини періодичної появи зледенінь до цього часу

однозначно не встановлені. Існує ряд гіпотез, за допомогою яких намагаються пояснити причини періодичного зледеніння поверхні Землі. Вивчені на сьогодні фактори виникнення зледенінь можна розділити на дві групи - астрономічні та геологічні.

До головного астрономічного фактору відносять зміни в планетарному русі Землі, такі як варіації ексцентриситету земної орбіти та кута нахилу земної осі до площини екліптики. Це реальні періодичні зміни, які, без сумніву, викликають періодичну зміну клімату.

Основними геологічними факторами вважають періодичну зміну у складі атмосфери та тектонічні активізації. В геологічній історії розвитку Землі помічено безсумнівний зв'язок періодів зледеніння з епохами горотворення. Зледеніння земної кори наступило одразу після епох горотворення, які супроводжувались активною вулканічною діяльністю. Важливу роль у зміні клімату Землі повинні були відіграти тектонічні рухи. Вони могли переміщувати континенти з однієї кліматичної зони в іншу, піднімати або опускати окремі ділянки земної кори, сприяти вулканічній активізації тощо. Все це призводило до зміни клімату в планетарних масштабах. Тому, не виключений вплив тектонічних факторів і на зледеніння Землі в окремі епохи.

Якщо врахувати, що астрономічні та геологічні фактори могли діяти одночасно, то при їх спільному спрямованому впливі могли виникнути різкі зміни температури, достатні для періодичних похолодань і потеплінь. На протязі кожного льодовикового періоду поширення зледенінь на земній поверхні відрізнялось. Зокрема, сучасну епоху для Антарктиди, Гренландії, Шпіцбергена можна назвати льодовиковою, а для решти території Земної кулі -міжльодовиковою. На Східноєвропейській рівнині виділяють чотири зледеніння антропогенового віку: окське, дніпровське, московське і валдайське. Льодовик наступав зі Скандинавії і рухався на південний захід, південь і південний схід.

Сезонне промерзання ґрунтів характерне для регіонів, де середньорічна температура вища 0°C . Промерзання проходить взимку на глибину до декількох метрів. Підземні води, які містяться в порах і тріщинах гірських порід, замерзають і збільшуються в об'ємі. Розвивається значний тиск, в результаті чого поверхня промерзлого ґрунту деформується. Це явище називається *пученням ґрунту*. В літній період глинисті породи, які містять велику кількість вологи, розмерзаються, втрачають свою міцність, розкисають і набувають здатності текти. Цей процес називається *соліфлюкцією*, тобто здатністю ґрунтів текти при відтаненні.

Багаторічне промерзання ґрунтів виникає в тих районах, де середньорічні температури нижче 0°C . Вода в порах і тріщинах гірських порід знаходиться в замерзлому стані протягом багатьох століть. Утворену при цьому зону мерзлих порід назвали *зоною вічної мерзлоти*. В 1955 р. П.В. Швецовим було запропоновано замінити цей термін на "криолітозону". Зараз дуже широко застосовується поняття "багаторічна криолітозона", "багаторічно-мерзлі породи" та "багаторічна мерзлота". Із названих понять найбільш вдалим, вважається термін "багаторічна мерзлота". Але і він не відповідає дійсності природного явища промерзання ґрунтів і гірських порід, оскільки породи з від'ємними температурами виникають і зникають в процесі геологічного розвитку Землі.

Багаторічно-мерзлі породи на земній поверхні займають 40 млн. км² або майже 25% суші. Вони складають значну частину Євразії, Північної Америки, повністю Антарктиду і її шельфову зону, всі острови Північного Льодовитого океану і частину високогірних областей. На багаторічній мерзлоті переважно лежить шар ґрунту, який розмерзається влітку і замерзає взимку. Він називається діяльним шаром. Його товщина коливається від декількох сантиметрів до 5-7 м. Вона залежить від кліматичних умов, складу гірських порід, рослинного покриву, експозиції схилів та інших факторів. Наприклад, в пісках і галечниках товщина діяльного шару становить 2-4 м, а

в торф'яниках - 0,3-0,8 м. В діяльному шарі проходять активні фізико-хімічні процеси, характерні для зони багаторічної мерзлоти.

В районах розвитку багаторічної мерзлоти схилів процеси надзвичайно активні, хоча вони захоплюють переважно тільки невеликий за товщиною діяльний шар. Найбільш активним руйнівним процесом на схилах гір є соліфлюкція – витікання перезволожених рідких і пластичних порід по багаторічній мерзлоті. При цьому ґрунт насичується вологою за рахунок танення наявного в ньому льоду. В переважній більшості соліфлюкція розвивається на схилах, складених супісками, суглинками, пілуватими пісками та ін. дрібноуламковими породами. Названі породи мають надзвичайно велику вологість, а тому вони різко втрачають свою стійкість при сезонному відтаненні та надлишковому перезволоженні.

Соліфлюкція розвивається, в основному, на схилах гір, крутизна яких становить від 8 до 15°. На схилах меншої крутизни витікання ґрунту переважно не відбувається через його велике тертя по поверхні нерозтоплених порід. На схилах, кути падіння яких перевищують 25°, дрібнозем вимивається талими та дощовими водами, а залишений грубоуламковий матеріал утворює осипи та куруми. Соліфлюкція створює різні форми мікрорельєфу, основними з яких є солюфлікційні тераси, язики і невеликі пагорби. Переважно вони утворюються біля підніжжя схилів, де концентрується велика маса намитих порід. Часто такі форми рельєфу виникають на схилах, якщо пливун на своєму шляху наштовхується на виступи корінних порід, дерева та ін. перешкоди.

Пагорби пучення дуже часто спостерігаються на рівнинних територіях. Вони являють собою кріогенні форми рельєфу заокругленої форми висотою від 20-40 см до 30-40 м, діаметром в основі - від декількох метрів до 100-200 м. Утворюються вони в результаті збільшення об'єму при промерзанні сильно зволжених або водоносних дисперсних порід в результаті збільшення їх об'єму. Розрізняють однорічні і багаторічні пагорби пучення.

Крім пагорбів пучення на рівнинних територіях в районах багаторічної мерзлоти широко розповсюджені **термокарстові форми рельєфу**.

Термокарст - це процес витоплювання підземного льоду, який супроводжується просіданням поверхні Землі і появою від'ємних форм рельєфу. Просідання вищезалягаючих пластів відбувається не тільки при таненні прошарків і лінз, але й сильно льодянистих ґрунтів, оскільки вони можуть містити в собі до 50% льодової маси. Форми рельєфу, які виникають при цьому, називаються **термокарстовими**. Вони є різновидом псевдокарсту.

Весь комплекс відкладів, що утворився внаслідок взаємодії льодовика та його талих вод з породами субстрату, називається **льодовиковими відкладами**. Як уже відмічалось, за генезисом льодовикові відклади поділяються на моренні та водно-льодовикові. Вони вкривають значну частину території України та утворюють льодовикові форми рельєфу на площах дніпровського зледеніння (Сумська, Чернігівська, Полтавська, Київська, Черкаська, Житомирська, Рівненська, Волинська області), окського зледеніння (Львівська і Волинська області) і валдайського зледеніння (у Карпатах).

З льодовиковими відкладами пов'язані розсипні родовища корисних копалин. Виникають вони в результаті руйнування корінних порід дольодовикових алювіальних і схилових відкладів під час руху льодовика. Процес формування льодовикових відкладів не дуже сприяє концентрації корисних компонентів та збереженню сформованих розсипів. Тому, важливе практичне значення мають тільки ті льодовикові розсипи, які просторово пов'язані з льодовиковою абразією багатих корінних порід і дольодовикових розсипів.

Промивний режим морени талими водами сприяє утворенню флювіогляціальних розсипів. Серед них в переважній більшості зустрічаються алмази, золото, платина, рідкоземельні мінерали, дорогоцінне

каміння. Льодовикові відклади часто служать проміжним джерелом формування багатих алювіальних і морських розсипів корисних копалин.

Світовий океан - це суцільна водна оболонка планети, що оточує материки та острови і характеризується спільним сольовим складом. Світовий океан займає більше 361 млн. км² (70,8%) земної поверхні. У ньому зосереджено 1370 млн. км³ (96,5%) усіх вод планети. Води Світового океану виконують значну геологічну роботу. Це один з найважливіших факторів, який впливає на формування рельєфу суші та підводних океанічних просторів, відкладання осадових гірських порід та корисних копалин. За співвідношенням водного басейну й суходолу розрізняють океанічну південну півкулю (де океан займає 91 % площі) і материкову північну півкулю (де площа океану становить 53%). У північній півкулі Землі на водну поверхню припадає 60,7%, а на материки -39,3%. У південній півкулі це співвідношення відповідно становить 80,9% і 19,1%. Північніше 81⁰ північної широти (в Північному Льодовитому океані) й приблизно між 56⁰ і 63⁰ південної широти Світовий океан покриває земну кулю безперервним шаром льоду.

За морфологічними особливостями твердої оболонки Землі Світовий океан умовно ділять на чотири окремих океани: Тихий, Атлантичний, Індійський і Північний Льодовитий. Виділяють також Південний океан, що включає південну частину Світового океану, прилеглу до Антарктиди. Складовими Світового океану є й моря, що відокремлені від нього суходолом, підводними підвищеннями або островами і мають своєрідний гідрометеорологічний режим. Всього на земній кулі нараховується біля 60 морів, включаючи відкриті частини океанів (Саргасове море), великі затоки (Мексиканська, Перська) та озера (Аральське і Каспійське моря).

Світовий океан створює сприятливі умови для розвитку життя. Він являє собою величезний акумулятор сонячного тепла і вологи, завдяки чому згладжуються різкі коливання температури та зволожуються віддалені райони суші. Світовий океан - це найбагатше джерело продуктів харчування,

що містять білкові речовини. Він служить джерелом енергетичних, хімічних і мінеральних ресурсів, які зараз частково використовуються людиною. Води Світового океану за фізичними, хімічними властивостями і якісним хімічним складом являють собою єдине ціле, але за кількісними показниками гідрологічних і гідрохімічних режимів характеризуються великою різноманітністю. Як частина гідросфери Світовий океан знаходиться в безперервній взаємодії з атмосферою і земною корою.

Середньорічна температура поверхневих океанічних вод становить $+17,5^{\circ}\text{C}$, змінюючись від $-1,5-2^{\circ}\text{C}$ у полярних широтах і до $+35^{\circ}\text{C}$ - у тропічних. На глибинах розподіл температури визначається процесами горизонтальної та вертикальної циркуляції морських вод, які можуть підвищити або понизити температуру басейну.

Постійна інтенсивна циркуляція вод забезпечує нормальний газовий режим Світового океану. При його порушенні відбувається різке зменшення кількості розчиненого кисню в нижніх горизонтах водних басейнів та утворюються сірководневі зони. Такі зони є у Чорному та Балтійському морях. Тут, глибше, ніж 150-200 м, морська вода містить лише сліди кисню. Внаслідок цього тут протікають відновлювальні процеси і утворюється сірководень. Його кількість з глибиною різко зростає і в придонній частині досягає найбільших значень. Так, у Чорному морі загальний об'єм насичених сірководнем вод становить 87% (435 км^3) від об'єму моря, що негативно вплинуло на його органічне життя.

На води Світового океану постійно впливають сили притягання Місяця і Сонця, зміни температури і солоності, вітри. Ці фактори зумовлюють постійний рух води, який здійснюється у вигляді течій, хвиль, припливів та відпливів. Внаслідок цих рухів відбувається переміщення величезних мас біогенної і мінеральної речовини у вигляді розчинів, зважених частинок та великих уламків. Це призводить до утворення комплексів осадових гірських порід і вирівнювання дна Світового океану.

Течія - це горизонтальне переміщення водних мас в океанах і морях. Характеризуються вони певним напрямом розповсюдження, швидкістю й сталістю у часі.

Крім морських течій існують морські протитечії. Вони спрямовані проти переважаючих у даному районі морських течій, як правило, поверхневих. Морські протитечії у підповерхневих, глибинних і придонних шарах вод океану зумовлені кліматичними умовами, особливостями вітрового режиму, градієнтами тиску та іншими причинами. Морські течії й протитечії утворюють у Світовому океані замкнуті кругообіги, сприяючи обміну енергії в системі “океан-атмосфера-материк”.

Морські хвилі являють собою коливні рухи води у морях та океанах. Вони виникають внаслідок дії вітру, змін атмосферного тиску, підводних землетрусів, припливотворних сил Сонця і Місяця, нерівностей дна та при переміщенні суден. Морські та океанічні хвилі досягають великої висоти і часто набирають значну швидкість. У відкритому океані нормальна висота хвилі сягає 1,5-4,5 м, збільшуючись при сильних штормах до 15-30 м. Максимальну висоту хвилі до 37 м зафіксовано у Тихому океані.

Потужні морські хвилі виникають при землетрусах на дні водойми. Їх називають **цунамі**. Такі хвилі розповсюджуються зі швидкістю від 50 до 1 000 км/год. Висота хвиль в області виникнення цунамі сягає 0,1-5 м, а біля узбережжя збільшується до 10-50 м і більше. Вони мають надзвичайно велику руйнівну силу. Досягаючи узбережжя, цунамі викликають руйнування, іноді катастрофічні, як, наприклад, Курильське (1952 р.), Чілійське (1960 р.), Аляскінське (1964 р.).

Припливи та відпливи являють собою періодичні підняття та опускання рівня вод Світового океану під дією сил, що виникають між Землею і Сонцем та Землею і Місяцем. Характер припливів і відпливів залежить від взаємного розташування Землі, Місяця і Сонця, а також географічної широти, глибини моря, обрисів берегової лінії. Під дією припливотворних сил Місяця і Сонця земна поверхня набуває форми еліпсоїду.

Двічі на добу, приблизно через 12 год 26 хв, рівень води у морях та океанах піднімається, утворюючи **припливи**, і двічі опускається, утворюючи **відпливи**. Одночасно з припливом в одному регіоні Землі, вода відтікає з іншого. В міру обертання Землі, кожний меридіан по чергово зазнає високого і низького стояння води з інтервалом 24 год 52 хв. Неповна відповідність цього інтервалу добі пояснюється тим, що сам Місяць за добу встигає дещо відійти від свого попереднього положення. Інтенсивність припливів також пов'язана із формою океанічної котловини - розміром, глибиною, положенням на Землі. Ці параметри визначають періодичність припливних коливань рівня, які можуть бути півдобовими, добовими або змішаними.

Поверхня твердої оболонки Землі на континентах і під океанами має досить складний рельєф. На материках зустрічаються рівнини, плоскогір'я і гірські хребти. Встановлено, що найбільш високою точкою на земній кулі є гора Джомолунгма (Еверест) з абсолютною відміткою над рівнем моря +8882 м. На дні океанів виявлено підводні хребти, окремі вулканічні конуси і плоскогір'я, глибоководні котловини й западини. Максимальна глибина в Маріанській западині Тихого океану знаходиться на абсолютній відмітці - 11034 м.

В центральній частині дна океанів простягаються серединноокеанічні хребти, схили яких, понижуючись, переходять в океанічні котловини. Вони утворюють єдину систему довжиною 60000 км. Ширина хребтів змінюється від декількох сотень до 1000-1500 км, підіймаючись над океанічними котловинами на 3-4 км. Окремі вершини океанічних хребтів досягають рівня океану і навіть виступають у вигляді островів вулканічного походження. Гребінна зона хребта, шириною до 100 км, переважно має розчленований рельєф і дрібноблокову будову. Вздовж осі хребтів зазвичай простягаються рифтові долини шириною 25-30 км, дещо опущені відносно гребенів хребтів. Глибина осьової рифтової долини становить 1,5 км. В неї входить осьовий рифт у вигляді щілини, шириною 4-5 км, із стінками висотою декілька сотень

метрів. На цих глибинах осади невеликої товщини і молодого віку зустрічаються, переважно, лише в занурених блоках.

Вздовж окраїн континентів до глибини 200 м простягається шельф. Його ширина - від декількох десятків до перших сотень кілометрів.

Шельф - це відносно мілководні ділянки дна океанів та окраїнних і внутрішніх морів, які обрамляють континенти і острови. Границею шельфу зі сторони суші служить берегова лінія. Зовнішня границя зі сторони акваторій відповідає бровці - перегину зони переходу до океанічного схилу, нижче якої глибина океану різко збільшується. Висота утвореного уступу становить 2-4 км, ширина -30-40 км і крутизна в середньому 10^0 . Загальна площа шельфу морів та океанів становить 31199 км² або 8% від загальної площі Світового океану. Середня глибина шельфу 132 м, а ширина від 1-3 км до 1500 км. Пересічний кут нахилу поверхні шельфу становить 7', а максимальний $1^045'$.

Води Світового океану знаходяться в безперервному русі. На поверхні виникають вітрові хвилі, цунамі, припливні хвилі тощо, які мають колосальні запаси кінетичної енергії та виконують величезну геологічну роботу. Наявна кінетична енергія, в першу чергу, спрямовується на руйнування морських берегів та утворення нових форм рельєфу. Процес механічного руйнування і знесення уламків гірських порід в береговій зоні озер, морів та океанів хвилями і прибоєм, а також перенесення уламкового матеріалу, називається **абразією**.

В результаті різного режиму висхідних і низхідних рухів, пов'язаних з ними трансгресії або регресії моря, а також внаслідок неоднорідної будови і складу гірських порід, формуються береги різної конфігурації. За формою берегової лінії виділяють побережжя атлантичного та тихоокеанського типів.

Береги атлантичного типу переважно сильно розчленовані і порізані. В них спостерігається чергування бухт і заток з мисами і півостровами. Прибережно-морська смуга має достатньо велику кількість островів і кіс. При зануренні морських берегів цього типу утворюються глибокі, порізані затоки - **фіорди** та **естуарії**.

У Світовий океан щорічно виноситься 27,1 млрд. т осадового матеріалу, який поставляється ріками (19,5 млрд. т), вулканами (1,7 млрд. т), вітром (2 млрд. т), льодовиками (1,2 млрд. т) і власною морською діяльністю (2,7 млрд. т). Весь цей матеріал осідає на різних ділянках моря, підпорядковуючись особливостям гідродинамічного і гідрохімічного режимів басейну. Він знаходиться у вигляді уламків, а також у дійсних та колоїдних розчинах. Крім привнесеного матеріалу, в утворенні морських осадів беруть безпосередню участь скелетні залишки організмів, які населяють морський басейн.

Весь привнесений в морський басейн матеріал переробляється, внаслідок чого формуються нові осадові породи морського походження. На долю морських відкладів припадає 3/4 всіх осадових порід земної кори. Вони відрізняються: розміром уламкових частинок, кількісним співвідношенням між уламковим і хомогенним матеріалом, мінеральним складом окремих компонентів, а також фауністичною характеристикою. В одних районах залишки фауни і флори містяться в осадах у великій кількості, а в інших - поодинокі або зовсім відсутні. Така різноманітність характеру морських відкладів є наслідком надзвичайної різноманітності фізико-географічних умов, в яких відбувалось їх накопичення.

Вивчення сучасних осадів дало змогу встановити основні фактори, які визначають тип морських відкладів. Головними серед них є рельєф і глибина морського дна, ступінь віддаленості берегової лінії та кліматичні умови. У відповідності з цими особливостями в межах Світового океану виділяють зони із специфічними умовами осадонакопичення: **літоральна** - в припливно-відпливній зоні; **мілководна** - в області шельфу; **батіальна** - в області континентального схилу та **абісальна** - в області ложа Світового океану і глибоководних западин.

Осади, які формуються в літоральній та мілководній зонах, називаються **неритовими**, а в батіальній та абісальній зонах - **пелагічними**. В межах літоральної та мілководної зон формуються теригенні, органогенні та

хемогенні осади. Пелагічні осади на 70% складаються із теригенного матеріалу. Вони, переважно, - уламково-глинисті й глинисті, алюмосилікатного складу. Розповсюджені в морях і в прилеглих до континенту районах океанів на будь-яких глибинах.

Біля пологих плоских берегів переважно формуються органогенні карбонатні за складом осади і, так звані, осади пляжів. Органогенні осади утворюються за рахунок накопичення залишків фауни і флори, яка дуже поширена на літоралі і плоских узбережжях. В утворенні цих осадів особливо велика роль належить рослинності та приростаючим організмам.

Багаторазове переміщення уламків призводить до їх диференціації і відкладання за масою. Найбільш великі уламки (валуни, галька) переносяться на незначну відстань і складають в основному береговий вал. Дальше від нього в море відносяться піщані частинки різної величини, а ще далі - алевритові та глинисті різновидності.

Водна товща, дно і надра Світового океану містять різноманітні тверді, рідкі та газоподібні мінеральні утворення, що мають промислову цінність. Найбільше значення мають нафта і газ, розсипні родовища олова, рідкісних металів, золота, алмазів, залізо-марганцеві конкреції, намули та масивні сульфіди, фосфорити, нерудні будівельні матеріали тощо. Підраховано, що в надрах Світового океану зараз знаходиться не менше половини світових ресурсів нафти і газу. На шельфі Світового океану виявлено сотні родовищ нафти і газу. Зокрема, понад 500 родовищ - у Північному морі, близько 40 родовищ – у Перській затоці. Перспективи нафтогазоносності пов'язуються з осадовими товщами на підніжжях континентальних схилів і на дні глибоководних котловин деяких окраїнних морів.

Морські розсипи золота, платини, алмазів, каситериту, циркону, монациту, рутилу, ільменіту, титаномагнетиту та ін. формуються також в прибережних зонах шельфів і на пляжах. Вони виникають в умовах інтенсивного перемивання осадів береговими хвилями або знаходяться в реліктових алювіальних відкладах, затоплених морем річкових долин. В

межах Світового океану знаходяться величезні запаси залізо-марганцевих конкрецій, продуктивність яких змінюється від менше 1 кг/м² до 50-70 кг/м². Найбільш широко вони розповсюджені в пелагічних районах Світового океану. За середнім вмістом основних рудних компонентів залізо-марганцеві конкреції, в межах окремих вивчених океанічних районів, співставимі з рудами родовищ, які розробляються на континентах.

Видобуток корисних копалин із вод Світового океану розпочався давно. Сьогодні видобувається близько 30% загальносвітового обсягу видобутку нафти і 15% газу. Із морських розсипів видобуваються руди заліза в Японії і Новій Зеландії, платини - в США, каситериту - в країнах Південно-Східної Азії. У Світовому океані видобувається 100% циркону та рутилу, 80% ільменіту, понад 40% каситериту. Близько 95% світового видобутку рутилу, 77% циркону, 25% монациту припадає на розсипні родовища шельфу Австралії. Розсипні родовища алмазів у різний час розроблялись на пляжах і в шельфовій зоні біля берегів Намібії.

Із дна моря видобуваються різні будівельні матеріали: пісок, гравій, ракушняк, корали тощо. США щорічно видобуває до 500 млн. т, а Великобританія -100 млн. т піску і гравію морського та океанічного походження.

Озеро - це природна водойма, що виникла у заглибленні земної поверхні і не має безпосереднього зв'язку зі Світовим океаном. Характеризується воно виробленим профілем берегової зони та сповільненим водообміном. Озера широко розповсюджені на земній кулі і відіграють надзвичайно важливу роль в геологічній діяльності та формуванні рельєфу. Як приклад, можна навести, що тільки на території України нараховується близько 20 тис. озер, зокрема, понад 7 тис. з площею від 0,1 км² і більше і 43 тис. з площею від 10 км² і більше. Основним джерелом живлення озер служать атмосферні води, поверхневий стік, льодовикові води, підземні води тощо. Однак основну масу води в озера поставляють ріки. За величиною водної поверхні озера надзвичайно сильно різняться між собою. Так,

наприклад, найбільше у світі Каспійське море-озеро займає площу 395 тис. км², Верхнє озеро в Північній Америці -82,4 тис.км², озеро Вікторія в Африці -69,4 тис. км², озеро Байкал в Росії -30,5 тис. км².

Ізольованість озер від Світового океану обумовлена їх гіпсометричним розташуванням над рівнем моря. Так, наприклад, Мертве море-озеро знаходиться на абсолютній позначці -392 м, а озеро Харпаїсо в Тибеті - на абсолютній позначці +5400 м. На території України найвище знаходиться озеро Синевір, абсолютна позначка якого +989 м. Всі наявні на нашій планеті озера суттєво різняться між собою глибиною і формою улоговини, солоністю води, умовами утворення, геоморфологією берегової лінії та дна.

Походження озерної улоговини є головною кваліфікаційною ознакою всіх, без винятку, озер. За цією ознакою озера поділяються на екзогенні, утворення яких зумовлене проявленням поверхневих факторів, та ендегенні озера, які утворились в результаті поверхневого проявлення внутрішньої динаміки Землі.

Важливою класифікаційною ознакою озер є їх водний режим. За цією ознакою всі озера діляться на стічні та безстічні. Прикладом стічного озера є Байкал. В нього впадає багато річок, але витікає тільки р. Ангара. В безстічні озера ріки тільки впадають і не витікають. Прикладом таких озер можуть бути Каспійське та Аральське моря, в які впадають багато річок, а витоку із них немає.

Геологічна і геоморфологічна робота озер полягає у руйнуванні берегів, транспортуванні уламків, формуванні озерних відкладів та нових форм рельєфу. Вона близька до діяльності морів та океанів, але в значно менших масштабах. Руйнівна робота озер порівняно невелика, оскільки вони являють собою усталені водні системи. При порушенні рівноваги між сушею і водою круті береги підмиваються і обвалюються. Це спричиняє утворення озерних терас, які за зовнішнім виглядом подібні до морських. Озерні течії транспортують принесені в озеро уламки порід і відкладають їх на дні озера. Тут проходить накопичення уламкових, органічних і хемогенних порід.

Основна маса уламкових осадів озер, в основному, приносяться ріками. Вони також утворюються при руйнуванні берегів та дна озера. В літологічному відношенні уламкові осади переважно виражені намулами, пісками, гравієм та галькою. При ущільненні осадів утворюються пісковики, конгломерати, брекчії тощо.

Органогенні осади озер, в переважній більшості, представлені скупченням раковин та органогенних намулів. Із цих осадів утворюються вапняки, горючі та бітумінозні сланці, сапропелеве вугілля та інші корисні копалини.

Хемогенні осади накопичуються переважно в безстічних озерах, де солоність води досягає 30%. В сухий період року вода в них випаровується і відбувається випадання на дно озера солей. В результаті в озерах формується глауберова сіль, гіпс, ангідрит, доломіти.

Озера, як і ріки, у своєму розвитку мають відповідні стадії. Розрізняють чотири стадії розвитку озер - юність, зрілість, старість і згасання.

Озерні водойми в геологічному часі порівняно недовговічні. Більшість з них на протязі тисяч років заповнюються осадами і, заростаючи рослинністю, перетворюються в болото.

Болотом називається ділянка земної поверхні з надмірним зволоженням. На ній зростає специфічна вологолюбна рослинність, розвивається болотний тип ґрунтів і, як правило, накопичується торф. Болота надзвичайно широко розповсюджені на поверхні суші та займають площу 175 млн. гектарів.

Особливістю розвитку боліт є накопичення і відмирання у водоймах залишків водяної рослинності. Заростання водойм розпочинається у зоні літоралі. Тут поступово накопичуються на дні відклади з решток флори і фауни, спричиняючи обміління водойм. Водяні рослини розвиваються до центру водойми, утворюючи послідовні смуги з надводних, плаваючих або підводних рослин. Завершується процес утворенням суцільного рослинного покриву. Відмерла болотна рослинність накопичується на дні водойми у

великій кількості. Внаслідок нестачі кисню вона піддається неповному розкладанню. Ущільнена, збагачена вуглецем, маса відмерлих напіврозкладених залишків рослин утворює торф.

У процесі свого розвитку болота утворюють болотні відклади мінерального та органічного походження. До болотних відкладів належать торфові поклади, болотні ґрунти, відклади мулу та сапропелю. Торфові поклади формуються в умовах перезволоження та недостатнього доступу кисню при заболочуванні суходолу та водойм. Вони складаються з декількох шарів, утворених рослинними угрупованнями. Болотні ґрунти формуються переважно внаслідок заболочування суходолу в умовах тривалого або постійного перезволоження. Найпоширеніші ґрунти низинних боліт (до 95%), які займають заплавні та притерасні зниження долин давніх рік, днища балок тощо. Характерним є також підстилення ґрунтового горизонту шаром торфу.

Торф - це органогенна гірська порода, утворена під водою при нестачі кисню з відмерлих і неповністю розкладених залишків рослин з домішками мінеральних компонентів до 50 %. Колір його переважно бурий та чорний. Природна вологість 75-95%, вміст вуглецю 45-66%. Торф є початковою стадією ряду гумусових горючих корисних копалин.

При подальшому захороненні пластів торфу, вони попадають в зону підвищеного тиску й температури. Торф ущільнюється, в ньому збільшується вміст вуглецю, знижується кількість кисню і водню. В результаті утворюється лігніт або буре вугілля. Подальше опускання пластів призводить до ще більшої метаморфізації початкового продукту. Розвивається неухильне ущільнення речовини, збільшується вміст вуглецю з одночасним зменшенням кисню і водню. При цьому буре вугілля перетворюється в кам'яне, потім - в напівантрацит, який в подальшому переформовується в антрацит. Процес перетворення торфу в кам'яне вугілля отримав назву вуглефікації. Кінцевою його стадією є утворення графіту. Сам процес перетворення вугілля у графіт називається графітизацією.