

5.2.6. Геологічна діяльність льодовиків

Льодовики – це природні маси кристалічного льоду, які формуються на поверхні Землі в результаті накопичення та подальшого перетворення твердих атмосферних опадів (снігу). Необхідною умовою утворення льодовиків є поєднання низьких температур повітря з великою кількістю твердих атмосферних опадів, що має місце в холодних країнах вищих широт і на вершинних частинах гір.

Накопичення потужних товщ снігу та перетворення його в лід являє собою тривалий і складний процес, зумовлений дією різноманітних факторів.

При накопиченні снігу в області живлення відбувається його складне перетворення, пов'язане, по-перше, з дією сонячного проміння, по-друге, з сублімацією, і по-третє, із збільшенням тиску в нижній частині снігової товщі.

Під впливом сонячного проміння пухкий сніг з поверхні відтає і при цьому окремі сніжинки округлюються, а при зниженні температури вони знову набувають кутастої форми. Разом з тим, частина води, яка звільняється в процесі танення снігу, проникає на глибину снігового покриву і теж зумовлює оплавлення сніжинок. Такий процес повторюється при добових змінах температури та в кожній новій порції снігу, що випадає. Поступово пухкий сніг перетворюється в зернисту масу, яка називається **фірн**.

При перетворенні снігу на фірн і лід велике значення належить також процесам **сублімації** (згону), тобто випаровування льоду з наступною кристалізацією утвореної водяної пари. Пружність пари в приповерхневій частині льоду залежить від температури, розмірів та форми кристалів. Над малими за розміром кристалами пружність пари більша, а над великими – менша. Це спричиняє переміщення пари від дрібних кристалів до великих та ріст останніх. Разом з тим при сублімації звільняється певна кількість тепла, завдяки якому відбувається поєднання окремих кристалів та укрупнення кристалічних зростків.

Важливе значення в процесі перетворення снігу на лід має також тиск. По мірі накопичення нових шарів снігу нижні шари зазнають тиску, який весь час зростає. Внаслідок цього відбувається ущільнення фірну, витискання з нього повітря, а також цементация окремих кристалічних зростків. У кінцевому результаті фірн перетворюється спочатку в білий фірновий лід, а згодом – на чистий прозорий блакитний *глетчерний* лід, який і складає основну частину льодовиків.

Льодовики покривають майже 11% поверхні суходолу, а в полярних областях поширюються і на шельфову область морів. Загальний об'єм криги, яка міститься в льодовиках, становить до 30 млн. км³.

Як зазначалось вище, для формування льодовиків необхідні наступні умови: низька середньорічна температура, велика кількість опадів у вигляді снігу, а також наявність у рельєфі похилих схилів і западин, захищених від сонця та вітру. Такі сприятливі умови для збереження стійкого снігового покриву протягом усього року характерні для районів з холодним кліматом і високогірних областей. Висоти, на яких відбувається формування льодовиків, залежать від географічної широти місцевості. Нижня межа снігового покриву або гіпсометричний рівень, нижче якого сніг влітку розтає, а вище зберігається,

називається *сніговою лінією*, або сніговою межею. В цій зоні існує своєрідна рівновага між кількістю снігу, що випадає та кількістю, яка встигає розтанути. Накопичення потужних товщ снігу та тривале його збереження можливе тільки вище снігової лінії. Найнижче гіпсометричне положення останньої, яке відповідає рівню океану, має місце в Антарктиді. При просуванні від полярних районів до екватора висота снігової лінії піднімається, досягаючи в

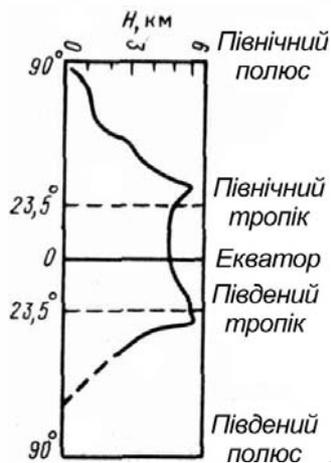


Рис. 5.33. Положення снігової лінії (H) в залежності від географічної широти місцевості.

горах тропічних зон максимальної величини 5-6 км (рис. 5.33).

Залежно від стадії розвитку, форми місця утворення та області живлення і стоку, льодовики поділяються на три типи: гірські, материкові та проміжні.

Гірськими льодовиками, або льодовиками альпійського типу, називаються порівняно малопотужні льодовики високогірних районів, приурочені до різноманітних депресивних форм рельєфу, якими є западини, долини рік, ущелини, тощо. Такі льодовики присутні в Альпах, Гімалаях, на Тянь-Шані, Памірі та Кавказі. Характерною їх особливістю є наявність чітко виражених областей живлення, тобто фірнових басейнів, у межах яких відбувається накопичення снігу та подальше його перетворення на фірн і лід.

Область живлення гірських льодовиків розташовується вище снігової лінії і приурочена до улоговин та западин, облямованих високими хребтами та вершинами. Рух льоду здійснюється лінійно по долинах, між крутими схилами яких повільно течуть крижані потоки або, як їх ще називають, язики.

Серед гірських льодовиків розрізняють: **долинні** – це найбільші льодовики цього типу, які формуються у високогірних



Рис. 5.34. Долинний льодовик
а) область живлення; б – область стоку.

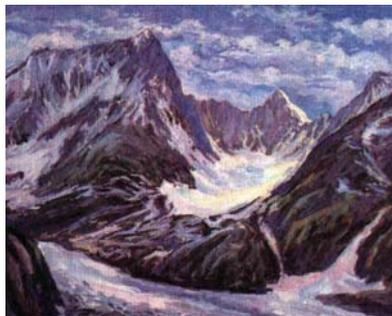


Рис. 5.35. Каровий льодовик.

частинах долин рік (рис. 5.34).; **карові** – льодовики кріслоподібних заглиблень,

малої потужності та без стоку (рис. 5.35); **висячі льодовики**, які розташовуються в западинах на крутих гірських схилах, звідки витікають у вигляді коротких язиків, що висять над урвищами та періодично відколюються і зриваються вниз у вигляді лавин (рис. 5.36).

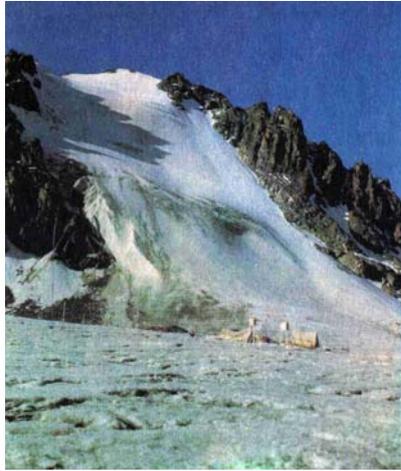


Рис. 5.36. Висячий льодовик

велика, що під нею ховаються всі нерівності рельєфу. Поверхня материкових льодовиків має форму опуклого щита з піднятою центральною частиною (рис. 5.37). Прикладом таких льодовиків можуть бути льодовикові покриви Гренландії та Антарктиди, площа яких становить 2 і 14 млн. км² відповідно, а максимальна потужність криги досягає 3,3-3,6 км. У західній частині Антарктиди льодовик

Материкові льодовики здебільшого формуються в полярних районах і розташовуються майже на рівні морів. Зазвичай, вони займають великі території та характеризуються значною потужністю крижаного покриву. На відміну від льодовиків гірського типу, вони не мають чітко відокремленої області живлення та стоку, і їх форма не залежить від рельєфу ложа. Товщина криги така

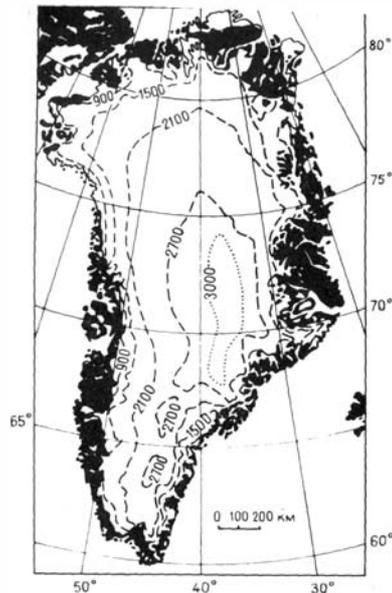


Рис. 5.37. Материковий льодовиковий щит Гренландії та ізогіпси його поверхні

залягає безпосередньо на дні океану та окремих островах морів Расса і Уедделла, утворюючи таким чином так званий **шельфовий льодовик**. Періодично від шельфових льодовиків відколюються великі брили криги, які називаються **айсбергами**. Розміри таких брил досягають декількох кілометрів у довжину, а висота сягає 200 і більше метрів.

До льодовиків проміжного типу відносяться льодовики плоскогір'я, які утворюються в горах зі столоподібними або плескато-опуклими вершинами. Такі льодовики поширені на Скандинавському півострові і через те називаються льодовиками **скандинавського типу**. Вони характеризуються поєднанням деяких рис льодовиків перших двох типів. Внаслідок одноманітності рельєфу вони, як і материкові льодовики, залягають суцільним масивом на плоскогір'ях. Пересуваючись, проміжні льодовики використовують для стоку долини рік, ущелини та круті схили, що надає їм подібності до льодовиків гірського типу. За розмірами вони поступаються материковим льодовикам, але значно перевищують розміри льодовиків гірського типу. Площа льодовиків на Скандинавському півострові рідко перевищує декілька сот квадратних кілометрів при загальній площі льодовикового покриву Скандинавії 5000 км².

Однією з характерних особливостей льодовиків є властивість рухатися, "текти". Крига при певних умовах набуває пластичних властивостей і починає переміщуватися. Враховуючи, що ступінь проявлення пластичних деформацій залежить від температури та тиску, вони, в першу чергу, будуть проявлятися в нижніх горизонтах потужних мас глетчерного льоду фірнових басейнів, які знаходяться під великим тиском шарів криги та снігу, що залягають вище. Завдяки зазначеним особливостям глетчерний лід підніжжя льодовиків набуває властивостей текучості. Проте, незважаючи на пластичність, він також реагує на зміну напруги як тверде крихке тіло, що, відповідно, призводить до утворення тріщин. Все зазначене свідчить, що рух льодовика являє собою складний процес.

У гірських льодовиках, які формуються на похилих ділянках долин, під впливом сили тяжіння відбувається не тільки в'язко-пластичний рух криги, але й ковзання її по своєму ложу. Окрім того, завдяки нерівностей у рельєфі або з інших причин льодовик розколюється на окремі великі брили і відбувається переміщення одних брил відносно інших шляхом ковзання по окремих площинах самих брил. Таким чином утворюються зсуви та насуви, що призводять до формування складних лускувато-брилових льодовиків.

На відміну від гірських льодовиків, материкові льодовики рухаються насамперед завдяки пластичному "розтіканню" криги від центра до периферії льодовикового щита. Це спричинене тим, що в центральній частині щита знаходиться область живлення, де щорічне накопичення снігу перевищує кількість снігу, який підлягає таненню. Відповідно, в цій зоні потужність крижаного покриву значно більша в порівнянні з периферією. В результаті нижні шари криги під впливом зростаючого тиску набувають пластичності та розтікаються (рис. 5.38). Одночасно, при русі криги збільшується **абляція** (лат. "абляціо" – знесення), інтенсивність якої зростає при наближенні до периферії льодовикового щита, а потужність крижаного покриву, відповідно, зменшується. Таким чином, різниця між тиском у центральній та периферійній частинах льодовикових щитів викликає рух материкових льодовиків.

Швидкість

руху льодовиків залежить від цілої низки факторів, провідне місце серед яких посідають інтенсивність живлення та нахил поверхні підкрижаного ложа. Вивчення льодовиків

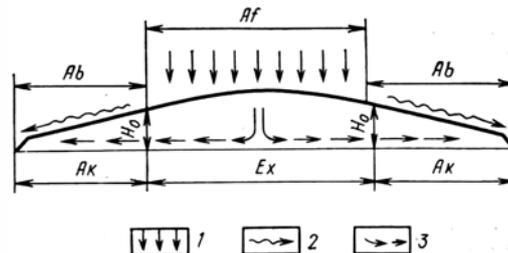


Рис. 5.38. Схема динаміки льодовикового щита (за С.В. Шанцером)

А – область живлення льодовика; Б – область абляції; В – зона екзарації; Г – зона акумуляції; Но – максимальна потужність криги, при якій можливе накопичення основної морени: 1 – надходження опадів (снігу); 2 – поверхнєве танення; 3 – напрямок руху криги.

показало, що вони здебільшого рухаються повільно, але досить відчутно за відносно короткі проміжки часу. Приблизні середні швидкості долинних гірських льодовиків становлять: для льодовиків Альп – 0,2-0,4; Тянь-Шаню – 0,4-0,5; Паміру – 0,6-0,8; Гімалаїв – 2,0-3,5 метрів на добу.

Своєрідне розподілення швидкості руху спостерігається в материкових льодовиках. У межах льодовикових щитів вона є незначною, проте у вивідних льодовиках, тобто льодовиках, які перетікають через гірські перевали та дають початок долинним, швидкість збільшується в десятки та сотні разів. Так, наприклад, швидкість руху в льодовиковому щиті Гренландії становить 0,07-0,08 м/добу, а у вивідних льодовиках зростає до 3-27 м/добу. Аналогічна картина спостерігається на льодовиковому щиті Антарктиди, який характеризується середньою швидкістю руху 0,03-0,35 м/добу, в той час як у вивідних льодовиках вона зростає до 0,8-3,2 м/добу.

В процесі руху льодовик виконує складну **геологічну роботу**, яка включає руйнування, перенесення та відкладання або акумуляцію продуктів руйнування.

Руйнівна дія льодовиків називається **екзараційною діяльністю**, або **екзарацією** (від лат. “екзараціо” – виорювання). Особливо інтенсивно вона проявляється за наявності потужних товщ криги, що спричиняє великий тиск на крижане ложе. Руйнівна робота значно підсилюється завдяки уламкам гірських порід, захоплених льодовиком в процесі руху та вмерзлим у його придонні частини. “Навантажений” уламковим матеріалом льодовик, рухаючись, дробить, перетирає, шліфує поверхню твердих скельних порід, що його підстелюють. Піщані кварцові зерна, щєбінка та великі гострокутні уламки залишають на поверхні гірських порід подряпини та борозни, які називаються **льодовиковими шрами**. Здебільшого вони мають довжину від одного до декількох метрів, відносно невелику ширину та глибину. Остання вимірюється міліметрами і в окремих випадках може досягати десятків сантиметрів.

Льодовики, зустрічаючи на своєму шляху скелі, невеликі виступи та підвищення корінних порід, згладжують їх,

полірують, округлюють і, звичайно, вкривають подряпинами та борознами. В результаті виникають своєрідні форми, які називаються **“баранячими лобами”**. Характерною особливістю таких форм є їх асиметрична будова. Схили, які направлені на зустріч руху льодовика похилі і здебільшого добре відполіровані зі слідами подряпин, а протилежні – круті, поліровка проявлена слабо, але зі слідами виламування окремих брил скельних порід. Поєднання таких форм утворюють серію асиметричних виступів та поглиблень, які називаються **“кучер’явими скелями”**.

З діяльністю льодовиків у гірських районах пов’язано утворення таких характерних форм рельєфу як кари, льодовикові цирки і льодовикові долини або трогои.

Кари, як вже зазначалося вище, – це кріслоподібні поглиблення (рис. 5.39). Поштовхом до їх формування є накопичення снігу в незначних за розмірами ерозійних заглибленнях на схилах гір. Впродовж дня навколо снігової плями утворюються талі води, які проникають також і на дно западини. Вночі при зниженні температури відбувається інтенсивне фізичне (морозне) вивітрювання, спричинене збільшення об’єму замерзлої води. При наступному таненні дрібні продукти вивітрювання виносяться водою, а повторне замерзання охоплює нові верстви гірської породи, яка підстеляє сніговий покрив. Так, у результаті сумісної дії снігу або криги, талої води та фізичного вивітрювання кари поступово розширюються та поглиблюються.

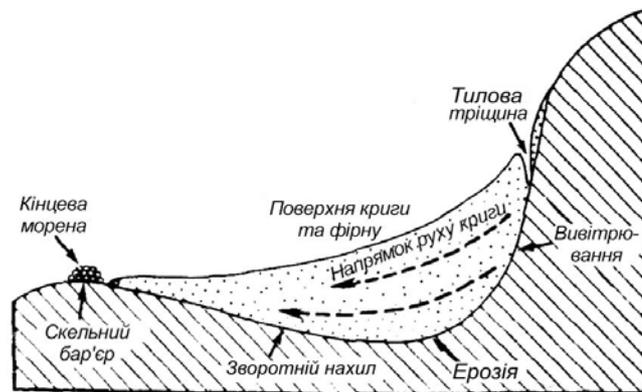


Рис. 5.39. Поздовжній розріз кару та карового льодовика (за Р. Гресвеллом).

Льодовикові цирки – це великі чашоподібні западини, які мають форму амфітеатрів і являють собою частини верхів'їв гірських долин сильно розширених та змінених льодовиками. Вони оточені майже вертикальними стінами і тільки з однієї сторони відкриті, поступово переходячи у зв'язані з ними долини. Такі цирки є основними областями живлення гірських долинних льодовиків. Їхній розвиток пов'язаний з такими процесами як:

- екзараційна дія самого льодовика;
- вивітрювання;
- дія талих вод.

Льодовикові долини, або **троги** (нім. "трог" – корито), розвиваються здебільшого успадковуючи ерозійні гірські долини. Льодовики, рухаючись по гірських долинах, проводять інтенсивну екзарацію їхніх бортових частин та ложа. В результаті долина розширюється, поглиблюється, а її поперечний профіль набуває V-подібної форми з плоским дном (рис. 5.40, А). Поздовжній профіль характеризується наявністю низки поперечних скельних виступів, які називаються **ригелями** (рис. 5.40, Б). Їх виникнення зумовлене різною твердістю та міцністю гірських порід на різних ділянках ложа, що відповідно впливає на інтенсивність льодовикової екзарації.

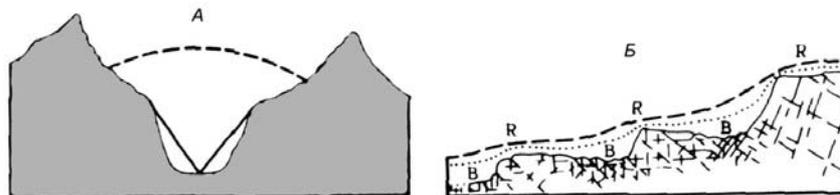


Рис. 5.40. Схема трогової долини.

А – поперечний профіль трого утвореного льодовиком в V – подібній ерозійній долині (пунктиром показано первинну поверхню льодовика); Б – поздовжній профіль льодовикової долини (R – ригелі, B – улоговини утворені льодовиковим виорюванням).

Окрім руйнування, льодовики виконують також велику роботу по перенесенню (транспортуванню) різноманітного уламкового матеріалу (від тонких частинок до великих валунів), який складається з продуктів надкрижаного та підкрижаного вивітрювання, а також з уламків, які утворюються внаслідок механічного руйнування гірських порід у процесі руху льодовика. Весь цей уламковий матеріал, захоплений льодовиком, перенесений ним і при сприятливих умовах відкладений, називається **мореною**.

Льодовикові морени поділяються на **рухомі** та **відкладені**.

Серед рухомих морен, залежно від їх положення в тілі льодовика, розрізняють: бічні, серединні, внутрішні, донні та поверхневі морени (рис. 5.41).

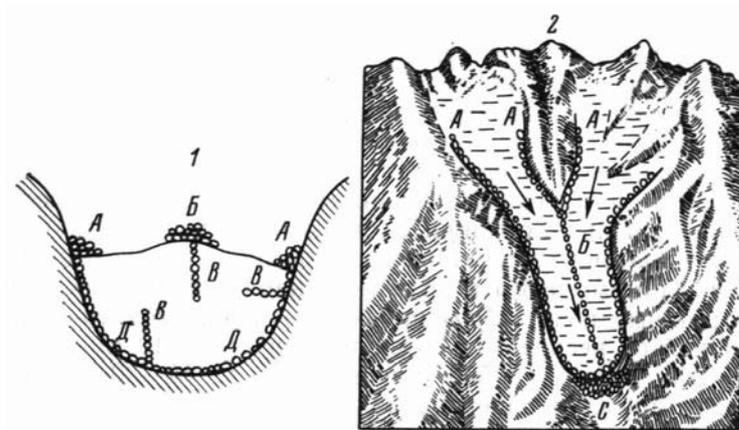


Рис. 5.41. Схема розташування морен в поперечному розрізі(I) і плані (II) льодовика.

A – бічна; Б – серединна; В – внутрішня; Д – донна; С – кінцева.

Бічні морени розташовуються вздовж боків льодовикового тіла та мають форму витягнутих валів або пасм. Вони утворюються головним чином з уламків гірських порід, які

відокремились внаслідок процесів вивітрювання з піднятих над льодовиком крутих схилів. Джерелом уламкового матеріалу можуть бути також водні потоки, характерні для бокових ущелин, та осипи гірських схилів.

Серединні морени приурочені до центральної частини поверхні льодовика і утворюються в результаті з'єднання бокових морен при злитті двох льодовиків, або при витаяванні внутрішньої морени. Вони, як і бічні морени, характеризуються вало- та пасмоподібними формами.

Поверхневі морени покривають всю поверхню льодовика суцільним шаром, що зумовлене руйнуванням під впливом абляції серединних морен, а також витаяванням внутрішніх.

Внутрішні морени – це морени розташовані в тілі льодовика. Вони формуються за рахунок уламків гірських порід, які попадають у фірновий басейн де перекриваються новими порціями снігу, або являють собою накопичення уламків у тріщинних порожнинах в тілі льодовика.

Донна морена, або нижня, знаходиться в придонній частині льодовика. Вона складається з уламків гірських порід, які утворилися в результаті дольодовикового та підкрижаного вивітрювання, а також руйнування ложа під час руху самого льодовика.

Відкладені морени, на відміну від рухомих, поділяються на кінцеві та основні.

Кінцеві морени формуються біля межі льодовикового язика, або периферії покривного щита, якщо вони знаходяться в тривалому стаціонарному положенні, що зумовлює танення льоду і накопичення всього принесеного уламкового матеріалу у вигляді пасм, або валів, які облямовують льодовики.

Основна морена являє собою накопичення уламкового матеріалу донної морени, який переносився льодовиком. При таненні останнього уламковий матеріал поступово осідає і в кінцевому результаті (при зникненні льодовика) весь уламковий матеріал, який називається **абляційною мореною**, накладається на утворення донної морени (рис. 5.42). При цьому перша відрізняється від другої меншою щільністю, відсутністю чітко

вираженого орієнтування валунів і більш грубим складом, через те що тонкий матеріал був раніше вимитий талими водами.

Морени легко розпізнаються серед інших геологічних споруд, складених уламковим матеріалом. Особливістю їх будови є найрізноманітніший уламковий матеріал – тонкі глини, суглинки, глинисті піски, гравій та валуни. Співвідношення між складовими компонентами морен може бути різним. Воно залежить від багатьох факторів: від розташування морени в тілі льодовика, інтенсивності надходження уламкового матеріалу, складу порід підкрижаного ложа, довжини пройденого льодовиком шляху та його потужності. Місцями в морені переважають глини або суглинки, які містять окремі, більш крупні, уламки — гравій, щебінку, валуни. Іноді морени складені сумішшю грубоуламкового матеріалу різної зернистості та глини.

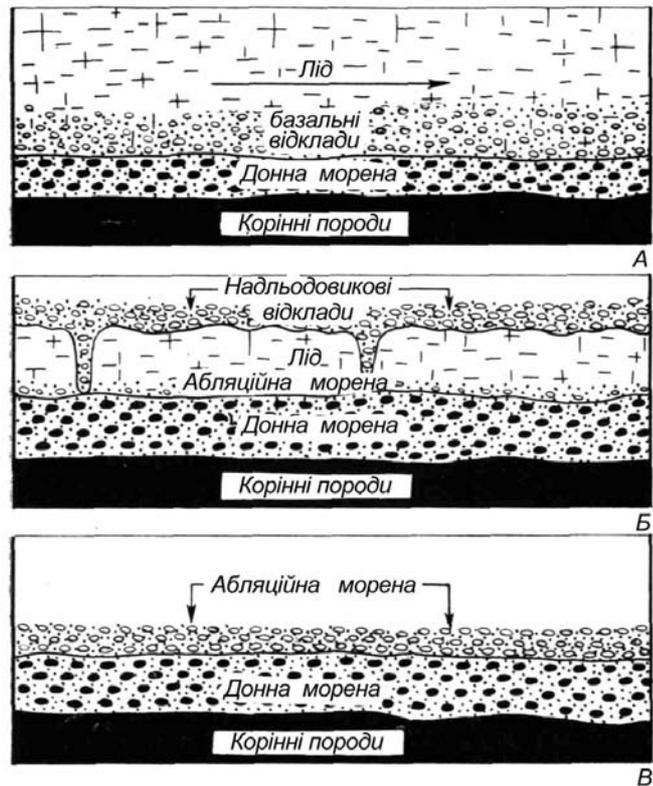


Рис.5.42. *Схема утворення основної (донної) та абляційної морен (за Р.Ф.Флінтом).*

А – остання стадія акумуляції основної морени під час руху льодовика; Б – утворення поверхневої морени внаслідок танення криги льодовика що припинив свій рух; В – утворення абляційної морени поверх донної.

До основних ознак, які відрізняють льодовикові морени від інших континентальних відкладів, належать:

- неоднорідність складу;
- відсутність ознак сортування уламкового матеріалу;
- відсутність верстуватості.

Серед продуктів геологічної діяльності льодовиків особливе місце займають своєрідні форми рельєфу такі як друмлини, зандри, ози, ками, камові тераси, льодовикові озера, тощо.

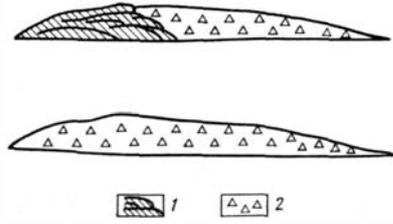


Рис. 5.43. Друмлини в розрізі.
1 – корінні породи; 2 – морена.

Друмлінами

називаються порівняно невисокі видовжені горби, складені уламковим матеріалом морен, простягання яких співпадає з напрямком руху льодовика (рис. 5.43). Спостерігаються також друмлини, ядра яких складені корінними

скельними породами, а моренний матеріал накопичується навколо них. Рідко зустрічаються друмлини, складені виключно корінними породами, які називаються “скельними друмлинами”.

Зандри належать до утворень водно-льодовикових потоків. Вони мають вигляд пологохвилястих рівнин, розташованих безпосередньо за зовнішнім краєм кінцевих морен (рис. 5.44), і складені верстуватими пісками, гравієм і галькою. Це пологі та широкі конуси виносів післяльодовикових потоків, які при вирівнюванні рельєфу зливаються.

Ози, або як їх ще називають **ескери**, мають вигляд довгих пасм і валів (рис. 5.45), витягнених на декілька сотень метрів, а іноді і кілометрів, при висоті від 3 до 50 і більше метрів. Складені вони добре промитими верстуватими різнозернистими пісками, гравієм та галькою з поодинокими включеннями валунів.

Ками – це горби висотою в середньому до 10-12 м, які за формою нагадують моренні горби, але відрізняються від останніх внутрішньою будовою. Вони складені верстуватими, добре відсортованими пісками, іноді з галькою та гравієм, глинами та валунним матеріалом (рис. 5.46). Ками здебільшого розташовуються поблизу кінцевих морен.

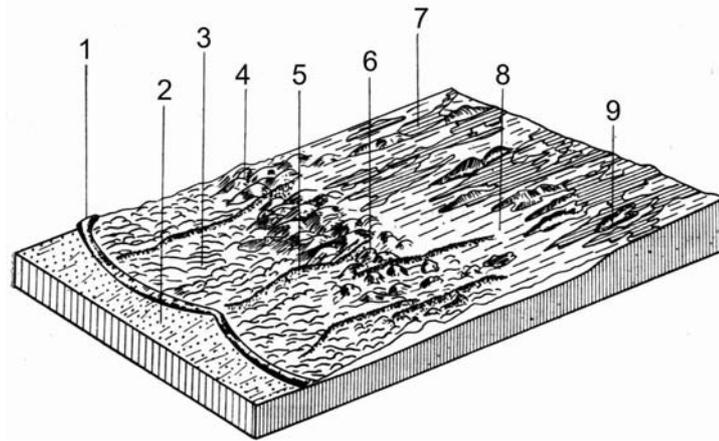


Рис. 5.44. *Схема співвідношення льодовикових і водно-льодовикових форм рельєфу.*

1 – кінцеве моренне пасмо; 2 – зандрова рівнина; 3 – горбиста моренна рівнина; 4 – друмлини; 5 – ози; 6 – ками; 7 – озера, які утворилися внаслідок льодовикового виорювання; 8 – еродована льодовиком поверхня корінних порід; 9 – “баранячі лоби” та “курчеряві” скелі.

Камові тераси приурочені до фронтальних частин долин льодовиків. Вони

утворюються в результаті геологічної дії потоків або озер, розташованих між льодовиком та прилеглим схилом долини в умовах “мертвого” льоду. Відклади, які утворюються потоками або в озерах, після танення льодовика



Рис. 5.45. *Оз.*

відкладаються у вигляді акумулятивних терас, притулених до схилів. Вони складені верстуватими пісками, пісками з гравієм та галькою, малопотужними прошарками глин.

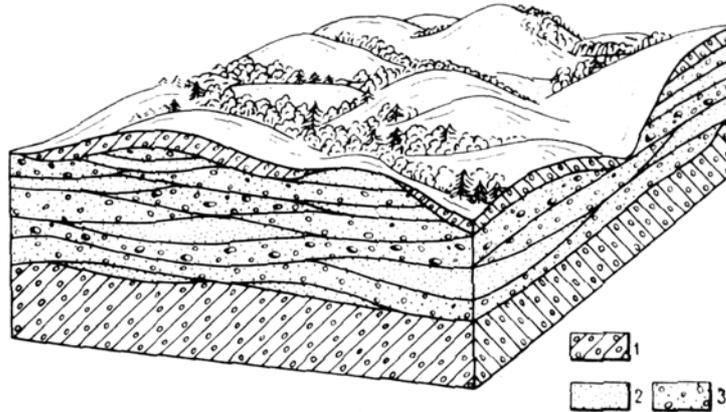


Рис. 5.46. *Ками, їх форма та будова* (за Б.М.Гурським).
1 – морени; 2 – піски; 3 – піщано-галечникові відклади.

Прильодовикові озера виникають у результаті загачування русел підльодовикових потоків пасмами кінцевих морен. Також можливе утворення озер внаслідок перекриття льодовиком рік, які течуть йому назустріч. Відклади таких озер називаються **озерно-льодовиковими** або **лімно-гляціальними** і представлені тонким чергуванням тонкозернистих пісків та глин з чітко проявленою горизонтальною стрічковою верстуватістю.

Завершуючи коротку характеристику геологічної діяльності льодовиків слід зазначити, що протягом геологічної історії Землі різні ділянки сучасних континентів певний час знаходилися під потужними крижаними покривами. Такі періоди називаються періодами **зледеніння**. Вони в геологічній історії змінювалися міжльодовиковими епохами. Відомі древні льодовикові відклади, або як їх ще називають, **тиліти** (викопні морени), приурочені до утворень венду, палеозойського та мезозойського періодів, проте найкраще вивчені четвертинні зледеніння. Дослідження розрізу цих відкладів у межах Європи дозволило встановити слід трьох

останніх епох зледеніння: валдайську, дніпровську та лихвинську. Дніпровське зледеніння сягало північних та центральних районів території України, де закарбувалося в формах рельєфу Полісся.

Існує декілька гіпотез, які пояснюють причини зледеніння поверхні Землі. Проте, однозначної відповіді вони не дають, що пов'язано з численністю факторів, які сприяють періодичним зледенінням. Беззаперечним є лише те, що однією з причин виникнення зледеніння є глобальні зміни клімату. Причинами останніх можуть бути як астрономічні, так і геологічні явища.

До головних **астрономічних факторів**, які можуть спричинити зміну кліматичної обстановки на Землі, насамперед слід віднести періодичні варіації ексцентриситету земної орбіти та кута нахилу земної осі до площини екліптики. Іншою причиною можуть бути варіації віддалення Землі від Сонця, які супроводжують зміни ексцентриситету земної орбіти. Ще одним вірогідним, на думку вчених, фактором, який може вплинути на глобальні зміни клімату є варіації випромінювання Сонця, пов'язані з нерівномірним переміщенням плазми та періодичною активізацією сонячного "реактора".

Серед **геологічних факторів**, які можуть спричинити глобальні кліматичні зміни, провідне місце належить тектонічному. Аналіз геологічної історії Землі свідчить про тісний зв'язок між періодами зледеніння та епохами гороутворення. Зледеніння земної кори здебільшого наступало після епох гороутворення, які супроводжувалися активною вулканічною діяльністю. При цьому в атмосферу надходила велика кількість діоксиду вуглецю, що призводило до так званого парникового ефекту і, відповідно, розквіту органічного життя, особливо рослинності. Разом з тим, різке збільшення рослинної маси на Землі сприяло пониженню вмісту CO₂ в атмосфері, що могло служити причиною глобального зниження температури. Проте, слід зауважити, що очевидно всі фактори впливали одночасно, тому що всі процеси та явища, які проходять в зовнішніх і внутрішніх геосферах Землі, тісно пов'язані між собою і в зв'язку з цим, виділяти провідні фактори, які

призводили до глобальних змін клімату, на нашу думку, немає потреби.

Запитання для самоперевірки

1. Як і при яких умовах утворюються льодовики ?
2. Поясніть причини руху гірських і материкових льодовиків;
3. Охарактеризуйте утворення різних типів морен;
4. Дайте характеристику льодовиковим і водно-льодовиковим формам рельєфу;
5. Поясніть причини виникнення зледенінь на Землі