

О.В. Сидякіна  
О.І. Сидоренко  
М.О. Іванів

# ЕКЗОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ



Херсон - 2015

УДК: 551.3

Рекомендовано до друку на засіданні кафедри землеробства (протокол №3 від 13 листопада 2014 року) і методичною комісією агрономічного факультету Херсонського державного аграрного університету (протокол №2 від 27 листопада 2014 року).

Рецензенти:

**Гамаюнова В.В.** – доктор сільськогосподарських наук, професор, завідувач кафедри землеробства Миколаївського національного аграрного університету,

**Федорчук М.І.** – доктор сільськогосподарських наук, професор, завідувач кафедри ботаніки та захисту рослин ДВНЗ «Херсонський державний аграрний університет».

**Сидякіна О.В., Сидоренко О.І., Іванів М.О. Екзогенні геологічні процеси. Методична розробка. – Херсон: ВЦ ХДАУ, 2015. – 65 с.**

Методична розробка підготовлена відповідно до програми курсу «Ґрунтознавство з основами геології» зі спеціальності 6.090101 «Агрономія» ОКР «Бакалавр», кваліфікації «Агроном-технолог». Програма курсу передбачає вивчення екзогенних геологічних процесів – процесів, які протікають у верхніх шарах земної кори (вивітрювання, геологічна дія вітру і води).

УДК: 551.3

© Сидякіна О.В.

© Сидоренко О.І.

© Іванів М.О.

## 1. ЗАГАЛЬНІ ПОНЯТТЯ ПРО ЕКЗОГЕННІ ПРОЦЕСИ

Екзогенні процеси (рис. 1) протікають у верхніх шарах земної кори, на її межі з зовнішніми геосферами планети. Енергетичною основою даних процесів є сонячне тепло, енергія сонячної радіації та сили гравітації. Екзогенні процеси протікають за нормальних значень температури та тиску згідно з ендотермічною схемою, супроводжуються поглинанням тепла та направлені на диференціацію (розподілення) речовини земної кори.



**Рис. 1. Схематичне зображення екзогенних геологічних процесів**

Виділяють чотири стадії екзогенних процесів: вивітрювання, денудація, акумуляція та діагенез.

**Вивітрювання (гіпергенез)** – процес механічного руйнування та хімічної зміни гірських порід і мінералів на поверхні Землі або в приповерхневих шарах літосфери під впливом різноманітних атмосферних агентів, ґрунтових та поверхневих вод, життєдіяльності організмів та продуктів їхнього розкладу.

**Денудація** – сукупність процесів руйнування гірських порід водою морів та океанів, вітром, льодовиками тощо і перенесення продуктів руйнування з підвищених у понижені елементи рельєфу.

Основною рушійною силою процесів денудації виступають сили гравітації, дія яких проявляється безпосередньо (гірські обвали, каменепади, снігові і льодовикові лавини тощо) або опосередковано (дія вітру, текучих вод, льоду). Денудаційні процеси призводять до зміни форм рельєфу, вирівнюючи його.

**Акумуляція** – накопичення перенесених продуктів руйнування гірських порід на понижених елементах рельєфу – річкових долинах, озерах, болотах, морях та океанах.

**Діагенез** – сукупність процесів перетворення продуктів екзогенної діяльності в осадові гірські породи. Відбувається у верхніх шарах земної кори і полягає у перекристалізації осадів, утворенні мінералів, конкрецій, гідратації або дегідратації, цементації осадів тощо.

Усі екзогенні геологічні процеси тісно пов'язані між собою. Процеси вивітрювання готують матеріал для денудації. З продуктів вивітрювання, які залишаються на місці свого утворення, формуються гірські породи. Акумулятивні продукти знову піддаються процесам вивітрювання, денудації і повторному накопиченню. На екзогенні процеси впливають багато чинників, основними з яких є тектонічні рухи земної кори, геологічна будова території, рельєф, кліматичні умови, час.

Дія екзогенних процесів може бути позитивною і негативною. У першому випадку змінюється речовинний склад приповерхневих шарів земної кори, відбувається диференціація речовини, утворюються осадові гірські породи, формується рельєф земної поверхні, ґрунти і корисні копалини. З екзогенними процесами пов'язано близько 60% світового видобутку корисних копалин. До негативної дії екзогенних процесів слід віднести руйнування берегів річок, озер і морів, обвали та зсуви, снігові лавини, розмивання та руйнування схилів, ріст ярів і заболоченість територій. Негативні наслідки екзогенних процесів завдають значних збитків народному господарству, що, в свою чергу, обумовлює необхідність їх вивчення і прогнозування.

## **2. ВИВІТРЮВАННЯ ГІРСЬКИХ ПОРІД І МІНЕРАЛІВ**

Виділяють три типи вивітрювання: фізичне, хімічне і органічне (рис. 2, 3).



Рис. 2. Типи вивітрювання

**Фізичне вивітрювання** проявляється у механічному руйнуванні гірських порід і мінералів без зміни їх хімічного складу і поділяється на: температурне, морозне і механічне.

**Температурне вивітрювання.** Добові й сезонні коливання температури, нерівномірне нагрівання гірських порід, складених різними мінералами, нічне охолодження руйнують гірські породи. Ці процеси найбільш інтенсивно протікають у пустелях, де добові коливання температури перевищують  $70^{\circ}\text{C}$ . Удень на Сонці – до плюс  $70^{\circ}\text{C}$ , уночі – нижче  $0^{\circ}\text{C}$ . При нагріванні породи розширюються, при охолодженні – стискаються. У силу швидкого денного нагрівання й наступного нічного охолодження усередині гірських порід утворюється велика напруга і згодом порушується механічний зв'язок між мінеральними складовими порід. Руйнівна дія температурних коливань пов'язана з неоднаковим об'ємним і лінійним розширенням гірських порід та їх мінералогічним складом. Кожний мінерал має свій коефіцієнт об'ємного розширення (кварц –  $0,000310$ , ортоклаз –  $0,000170$ , рогова обманка –  $0,000284$  і т.д.). Темні мінерали нагріваються сильніше, ніж світлі. Внаслідок неоднакового розширення й зменшення об'єму мінералів породи починають розтріскуватися і подрібнюватися. Наприклад, грубо-



зернистий граніт, до складу якого входять ортоклаз, кварц, слюда, рогова обманка, у такий спосіб поступово руйнується і утворює «кам'яні моря» щебеню.

**Морозне вивітрювання.** Руйнуванню гірських порід внаслідок перемінної дії холоду й тепла сприяє вода. Під час зливових дощів сильно нагріті гірські породи швидко охолоджуються й розтріскуються. За негативної температури повітря вода, що замерзає в тріщинах і дрібних порожнечках гірських порід, діє на їхні стінки під тиском близько 1500 кг/см<sup>2</sup>. Руйнування гірських порід під дією замерзаючої води називається морозним вивітрюванням.



Фізичне



Хімічне



Органічне

**Рис. 3. Приклади різних типів вивітрювання**

**Механічне вивітрювання.** Значну механічну роботу з руйнування гірських порід здійснюють тварини, зокрема, гризуни, і коренева система чагарників і дерев. Руйнівний вплив також виявляють електричні явища, що відбуваються в атмосфері. Під ударами блискавок гірські породи не тільки розколюються, а і, у окремих випадках, плавляться. Щодня на Землі фіксують понад 3 млн. ударів блискавок.

Одним з факторів фізичного руйнування порід виступають льодовики, які відіграють важливу роль в утворенні осадових відкладів. Льодовикові маси під час свого руху механічно подрібнюють і переносять різного розміру уламки кристалічних порід, перетворюючи їх на валуни та пісок. Механічно подрібнює тверді породи і вітер, дія якого призводить до утворення дрібнозернистих пісків та піщаного пилу.

Значні масиви гірських порід руйнує людина внаслідок видобутку корисних копалин, ведення сільськогосподарського виробництва, будівництва та ін.

**Хімічне вивітрювання** – процес, внаслідок якого мінерали хімічно змінюються і перетворюються на сполуки з іншою будовою і властивостями. Основними причинами хімічного вивітрювання є розчинна здатність води, дія органічних і неорганічних кислот, вплив сонячних променів і атмосфери.

Однією з найпоширеніших форм хімічного вивітрювання є **розчинення** гірських порід (вапняків, гіпсу, крейди, солей). З підвищенням температури води розчинність зростає – на кожні 10°C хімічні реакції прискорюються у 2-2,5 рази. В результаті розчинення утворюються специфічні форми рельєфу, які називають карстом (рис. 4), а процес розчинення гірських порід водою – картуванням.



**Рис. 4. Карстові печери – прояв хімічного вивітрювання**

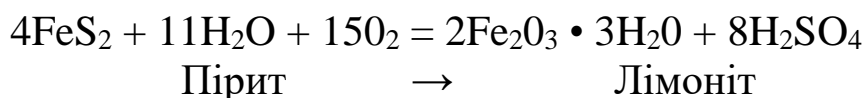
**Гідратація** – процес приєднання води у вигляді конституційної або кристалізаційної форми до молекул мінералів. Прикладом може бути перехід гематиту в лімоніт, ангідриту в гіпс:

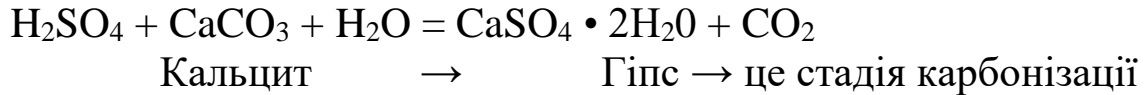


Гідратація, зазвичай, супроводжується збільшенням об'єму мінералу або гірської породи на 25% і більше, а тому обумовлює деформацію вищих шарів гірських порід.

**Дегідратація** – відщеплення води від молекул хімічних сполук мінералів, зазвичай, під впливом тепла.

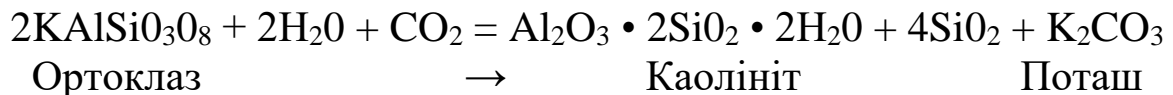
**Оксидація** – процес приєднання кисню або віддачі електронів. Оксидатії піддаються сульфати, оксиди, силікати, органічні сполуки. Так, при оксидатії піриту  $\text{FeS}_2$ , окрім сульфатів і заліза, утворюється вільна сірчана кислота, яка сприяє утворенню нових мінералів:





**Карбонізація** – процес утворення карбонатів і бікарбонатів під впливом вуглекислоти.

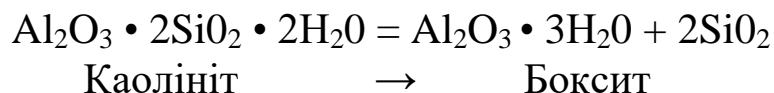
**Гідроліз** – процес розпаду первинних і утворення вторинних мінералів, який супроводжується частковою втратою лужних елементів. Прикладом гідролізу є каолінізація алюмосилікатів:



Ця стадія гідролізу називається **каолінізацією**.  $\text{K}_2\text{CO}_3$ , який при цьому утворюється, виноситься підземними водами за межі зони розкладу материнських порід. Частково виноситься також і кремнезем, але значна його частина осідає у вигляді колоїдів і утворює опал. Частина кремнезему залишається міцно зв'язаною у спрощеній молекулі алюмосилікатів – в каоліні.

В умовах помірного клімату гідроліз зупиняється на стадіях карбонізації й каолінізації з нагромадженням глинистих мінералів. Такий тип вивітрювання називають **сіалітним**.

У жарких і вологих кліматичних умовах відбувається подальший розклад вторинних глинистих мінералів до утворення гідрооксидів:



Більш інтенсивно, порівняно з польовими шпатами, процес гідролізу відбувається в таких силікатах, як олівін, авгіт, рогова обманка, і в гірських породах, які в значних кількостях містять зазначені мінерали. В умовах теплового і вологого клімату з вище перерахованих мінералів вилуговуються катіони  $\text{Ca}^{2+}$  і  $\text{Mg}^{2+}$ . Залізо із закисної форми переходить в окисну, утворюючи лімоніт, з алюмінію утворюється боксит. Таким чином, найбільш глибоке вивітрювання гірських порід і мінералів відбувається в умовах тропічного клімату, де продукти вивітрювання зовсім не містять лужних елементів. Гідроліз алюмосилікатів доходить до стадії латеритизації. Такий тип вивітрювання називається **алітним**.

**Органічне вивітрювання** – процес руйнування мінералів і гірських порід в результаті життєдіяльності живих організмів, який



може проявлятися у двох формах – фізичній (діяльність землерийок, дощових черв'яків, руйнування гірських порід кореневими системами рослин) і хімічній (виділення продуктів життєдіяльності живих організмів, амінокислот, засвоєння окремих елементів з ґрунту).

Руйнівну роботу в горах проводять найменш організовані представники органічного миру – бактерії. Вони готують основу для появи мікрофлори (грибів), лишайників і мохів. Різні землерийки (дощові хробаки, мурахи, терміти та ін.) пропускають пухкі гірські породи крізь свій кишковий тракт, споживають елементи живлення і значною мірою змінюють хімічний склад цих порід. Дощові хробаки до того ж є структуроутворювачами поверхневих відкладів. Щорічно вони можуть переробляти до 15 т землі на площі 1 га.

Усі типи вивітрювання відбуваються безперервно, але з різною швидкістю в зв'язку з різними кліматичними поясами і різними складовими породами. Так, у місцевостях з холодним кліматом інтенсивніше протікає морозне вивітрювання, з помірним – хімічне, в пустелях – механічне.

Материнські породи верхньої частини літосфери, змінені в результаті процесів вивітрювання, називають **корою вивітрювання**, яка відрізняється від корінних порід пухкою структурою та хімічним складом (рис. 5).

Починається формування кори вивітрювання з утворення елювіальних порід, більше подрібнених і хімічно змінених у верхніх горизонтах, порівняно з нижньою частиною розрізу. У випадку формування елювію на скелястих породах з глибиною горизонтів все більше трапляється уламків порід, які поступово переходять у тріщинуваті породи. Та частина елювію, яка зазнала процесів біологічного вивітрювання і містить органіку, перетворюється на ґрунтовий покрив. Через сотні тисяч або навіть мільйони років процес хімічного вивітрювання під впливом води проникає на значну глибину, формуючи уже значне геологічне тіло – кору вивітрювання.

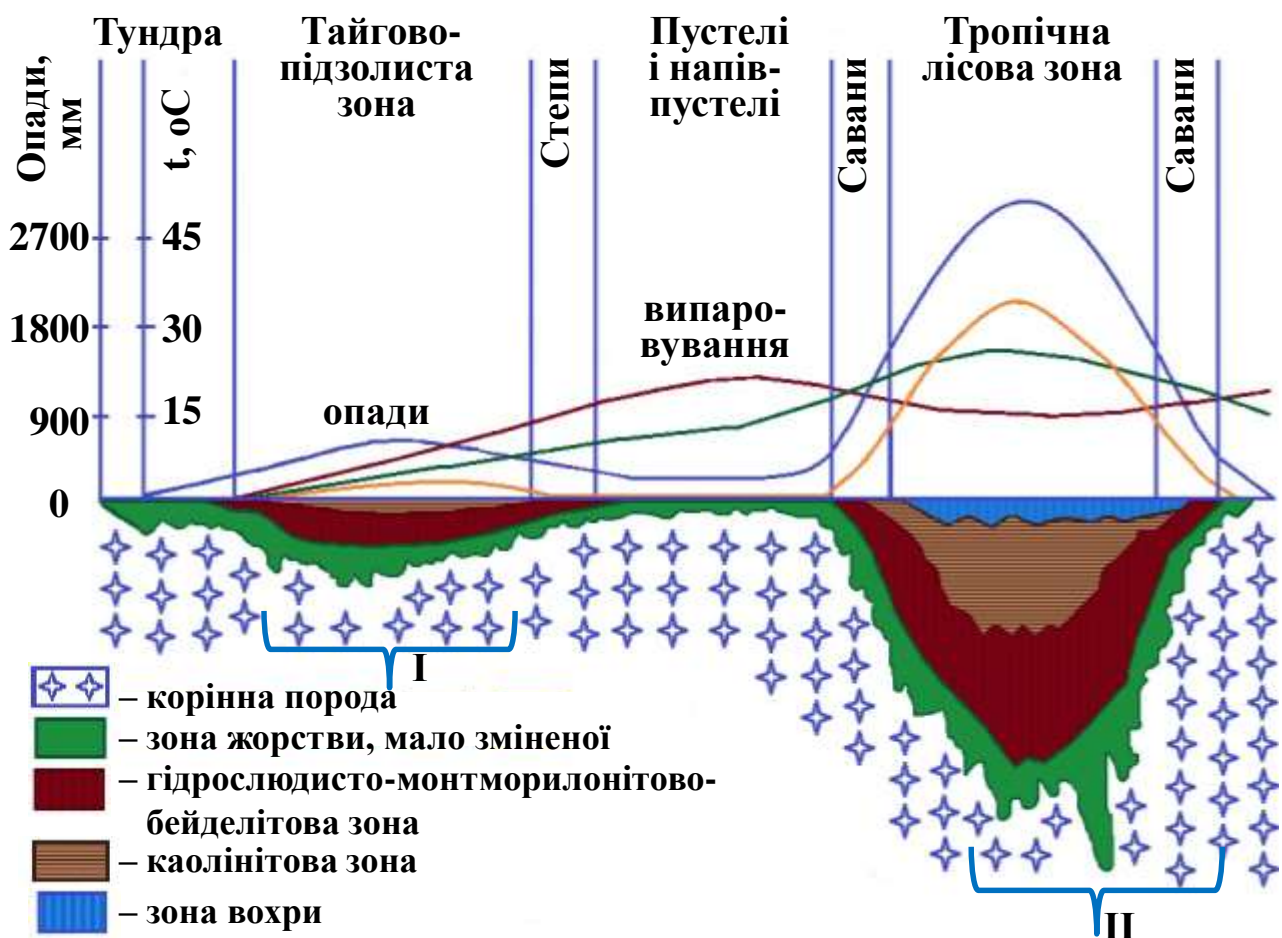
Виділяють зону поверхневого або сучасного і зону глибинного або вікового вивітрювання. Поверхневій (сучасній) зоні притаманні усі особливості елювіальних утворень. Глибинна (вікова) зона містить ті елементи, які були винесені ґрунтовими водами з поверхневої зони і відкладені на понижених елементах рельєфу. Ці відклади формують мінеральні комплекси і складають зону глибинного або вікового вивітрювання.

Залежно від вмісту глинистих мінералів кора вивітрювання буває:

1. **Уламкова** – результат прояву фізичного вивітрювання, формується в арктичних і високогірних областях.

2. **Гідрослюдиста** – формується в холодних і помірних областях з відносно слабким хімічним вивітрюванням, характеризується розкладом польових шпатів до гідрослюд.

3. **Монтморилонітова** – притаманна степовим і напівпустельним областям з жарким кліматом і слабким зволоженням, де відбувається інтенсивне накопичення монтморилонітів.



**Рис. 5. Схема утворення кори вивітрювання на тектонічно неактивних площах: I – зона звичайної, II – зона підвищеної рухомості континентів**

4. **Каолінітова** – утворюється переважно на гранітах у теплих і вологих районах при активному хімічному вивітрюванні, в результаті

якого відбувається нагромадження значної кількості каолініту. Потужність досягає 50-80 метрів.

**5. Латеритна** – результат прояву процесів активного хімічного вивітрювання в умовах жаркого і вологого клімату, який супроводжується накопиченням вільних окислів алюмінію і заліза.

Академік Б. Б. Полинов увів поняття стадійності процесів вивітрювання. До чотирьох типів кори вивітрювання відносяться:

**1. Уламкова**, на якій переважає фізичне вивітрювання і накопичуються уламки первинних гірських порід.

**2. Сіалітна обвапнена**, яка відповідає початку хімічного вивітрювання і під час якої первинні силікати гідратуються і перетворюються на гідролуїди, монтморилоніт, бейделіт, утворюються конкреції кальциту.

**3. Кисла сіалітна**, яка характеризується майже повним виносом усіх основ і кислою реакцією середовища. У цю стадію утворюються проміжні продукти – глинисті мінерали групи каолініту, галуазиту,  $\text{CaCO}_3$  виноситься водою за межі зони вивітрювання. В умовах відсутності промивного водного режиму в ґрунтах утримується багато кремнезему.

**4. Алітна** – зустрічається тільки в умовах жаркого тропічного клімату. Усі силікати й алюмосилікати руйнуються. З них утворюються найпростіші, найбільш стійкі в поверхневих умовах з'єднання – водні окисли  $\text{Al}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{SiO}_2$ , що є складовими частинами бокситів, лімоніте, бурого залізняку, опалу.

Існує багато інших класифікацій, які базуються на геохімічному, фаціальному і морфологічному принципах. Усі вони орієнтовані на вирішення проблем пошуку корисних копалин, адже на певних породах формуються певні руди. Так, наприклад, родовища золота є стійкими до фізичного і хімічного вивітрювання, а тому вони після вивітрювання кімберлітів збереглися у великих елювіальних родовищах Південної Африки. Глибина їх залягання становить близько 600 м – на цій глибині кімберліти зберігаються у первісному стані.

Формується кора вивітрювання за відсутності інтенсивного підняття і опускання земної кори. У першому випадку продукти вивітрювання будуть переноситись і кора вивітрювання просто не встигне сформуватися. У другому випадку вона теж не сформується, адже продукти вивітрювання будуть похованими.

### **Геологічні наслідки вивітрювання:**

- ✓ відбувається руйнування первинних і утворення нових гірських порід і мінералів;
- ✓ підвищується здатність речовин вступати в хімічні реакції;
- ✓ відбувається переміщення продуктів руйнування по земній поверхні.
- ✓ утворюються четвертинні пухкі відклади, які є ґрунтоутворюючими;
- ✓ утворюються ґрунти. Ґрунт є особливим природно історичним тілом, що володіє такою важливою властивістю, як родючість. Для того, щоб управляти родючістю ґрунту, необхідно розуміти ті складні й різноманітні процеси, які в ньому протікають.

## **3. ГЕОЛОГІЧНА ДІЯ ВІТРУ**

Вітер є потоком повітря, що рухається переважно в горизонтальному напрямку внаслідок різниці атмосферного тиску, яка виникає в результаті нерівномірного нагрівання повітря.

Вітри можуть бути постійними і періодичними. У більшості районів Землі переважають вітри, що дмуть у певному напрямку. Поблизу полюсів, зазвичай, домінують східні вітри, у помірних широтах – західні, тоді як у тропіках знову домінують східні вітри. На межах між цими поясами знаходяться зони затишку, де переважаючі вітри практично відсутні. У цих зонах рух повітря переважно вертикальний, через що виникають зони високої вологості або пустель.

**Пасати** – вітри, які дмуть у бік екватору. Їх потужність складає декілька кілометрів, зростаючи у напрямку від субтропіків до екватору. Вище над пасатами переважає західне перенесення повітря, яке називається **антипасатами**. У результаті сезонних коливань температури виникають **мусони**, що дмуть узимку у бік моря, а влітку – у бік суші. Добові коливання температури викликають **бризи** – вітри, що дують удень з моря, а вночі – з суші.

Складні переміщення повітряних мас і їх взаємодія ще більш ускладнюються утворенням гігантських повітряних вихрів – **циклонів і антициклонів**. У Північній півкулі циклони обертаються за годинниковою стрілкою, а антициклони – проти годинникової стрілки (рис. 6).



**Рис. 6. Види повітряних вихрів**

У центрі циклонів спостерігається мінімальний тиск, у антициклонів – максимальний. Під дією циклонів нагріте Сонцем і насичене вологою повітря спіралеподібно піднімається вгору, а його місце займає холодне повітря, причому на висоту 10-15 км викидається до 500 т повітря за секунду. Зі зростанням висоти тиск падає, нагріте повітря, розширюючись, охолоджується, і волога, яку воно містить, конденсується й випадає у вигляді рясних опадів. Швидкість циклонів у поверхні Землі в тропіках досягає 70-80 м/с. Вони повторюються досить часто – 70-80 разів на рік. Сила циклонів іноді така, що вони можуть перекидати на значні відстані досить важкі предмети (навантажені вагони, морські кораблі та ін.). На Далекому Сході страшні нещастя приносять **тайфуни** – тропічні циклони.

Дія вітру виражається в руйнуванні гірських порід (видуванні, розвіюванні й шліфуванні), транспортуванні (переносі) і відкладанні (нагромадженні, акумуляції) уламкового матеріалу. Вона проявляється в усіх кліматичних зонах, але особливо інтенсивно в умовах:

- ✓ аридного клімату, де випаровуваність в 6-10 разів перевищує кількість опадів, які випадають;
- ✓ бідного рослинного покриву, що скріплює коренями ґрунт;
- ✓ інтенсивного фізичного вивітрювання, що поставляє матеріал для видування;
- ✓ постійних вітрів.

Таким чином, найбільш сприятливими для геологічної діяльності вітру є області пустель і напівпустель, на частку яких



припадає до 20% поверхні материків. У гумідних кліматичних зонах поверхня Землі вкрита рослинним покривом, який охороняє ґрунт від інтенсивного фізичного вивітрювання, тому геологічна діяльність вітру проявляється в основному на піщаних узбережжях морів, озер, річок і на територіях з відсутнім рослинним покривом.

**Руйнівна дія вітру** полягає у видуванні частинок гірських порід, тобто **дефляції**, і в механічній обробці їх поверхонь – **коразії** (рис. 7). Дефляція і коразія завжди проявляються одночасно. Поступальна швидкість вітру визначає його силу. Вітер, який рухається зі швидкістю кілька десятків сантиметрів за секунду, здатний піднімати й нести тонкий пил. При швидкості вітру 10-20 м/с переносяться частинки діаметром 1-5 мм у поперечнику. Ураганні вітри, швидкість яких досягає 70 м/с, мають величезну силу – вітер усе змітає на своєму шляху, проникає в усі поглиблення й тріщини, видуваючи різні продукти вивітрювання. Вітер підхоплює і переносить продукти руйнування порід (наприклад, піщані частинки), а якщо на його шляху трапляються кам'яні накопичення різних порід, скелі і т.д., він з силою вривається в них і руйнує їх. Поступово поверхня цих кам'яних порід і скель покривається мережею подряпин, тріщин, поглиблень, западин, на них з'являються різні візерунки.



**Рис. 7. Прояв руйнівної дії вітру – "еолові гриби"**

**Транспортуюча дія** проявляється у тому, що вітер, залежно від сили і розмірів захопленого матеріалу, переносить його на ті або інші відстані. Переносити різні частинки вітер може як у підвішеному стані, так і шляхом перекочування по поверхні Землі.

**Бурі й урагани** піднімають величезні маси пилу (рис. 8). На суходолі бувають чорні, жовті, червоні та білі бурі. Чорні бурі

поширені в Степу і характеризуються видуванням і перенесенням чорноземних і каштанових ґрунтів. Жовті та червоні бурі виникають в пустелях і напівпустелях і переносять пил та пісок. Білі бурі формуються на солончаках, над озерами та лагунами і характеризуються перенесенням великої кількості найдрібніших уламків солей.

Ураганні вітри Сахари несуть масу пилу на відстань 2000-2500 км, іноді доносячи її до меж Російської рівнини. Із Центральної Азії пил вітрами транспортується в Жовте й Східно-Китайські моря. У південно-східній частині Каракумів ураганний вітер-афганець, що дме з боку Афганістану, піднімає в атмосферу таку величезну кількість пилу, що вона на 2-3 доби, а іноді й більше, закриває Сонце.

Подібно до пилу, вітер переносить і дрібний пісок, але на значно менші відстані – на десятки й рідше сотні метрів. Грубо- і крупнозернисті піски можуть транспортуватися у підвішеному стані лише при швидкості вітру понад 20 м/с. При меншій швидкості вітру піски й жорства тільки перекочуються по земній поверхні на невеликі відстані.

Своєрідною екологічною катастрофою є **суховії** – сухі гарячі вітри, що супроводжуються високою температурою (понад 25°C) та низькою відносною вологістю повітря (нижче за 30%). Вони порушують водний режим і обмін речовин у рослинах, що призводить до значних втрат врожаю сільськогосподарських культур.



Аризона, США



Аль Асад, Ірак



Абеше, Чад

**Рис. 8. Пилові бурі**

Вітри переносять також різні солі, що приводить до засолення тих територій, на яких вони осідають. Кількість морських солей, що виносяться штормовими вітрами з поверхні Світового океану в атмосферу, досягає 27 млрд. т. у рік.

**Творча дія** полягає у тому, що матеріал, який переноситься і відкладається вітром на певних відстанях від областей дефляції, формує різноманітні еолові форми рельєфу: бархани, барханні ланцюги, дюни, горбисті і грядові піски, піщані моря, лесові відклади, еолові гриби, стільці, шари.

**Бархани** (рис. 9) – нанесені вітром піщані, інколи пілуваті чи глинисті рухомі горби серпоподібної форми, звернені опуклістю проти вітру і не закріплені рослинністю. Висота барханів 1-10 м, рідко до 30 м і більше. Висота **барханних ланцюгів** у Середній Азії досягає 60-70 м, у Центральній Азії – до 100-150 м, довжина – до 20 км. Схили асиметричні: навітряний – похилий (кут нахилу 5-12°), підвітряний – крутий (кут нахилу 30-33°). Бархани утворюються поблизу будь-якої перешкоди – куща, горбка тощо. Поодинокі бархани зустрічаються лише на твердому ґрунті за недостатньої кількості піску. В піщаних пустелях, де сезонні вітри дмуть у протилежних напрямках, здебільшого утворюються барханні ланцюги. Швидкість руху барханів (від десятків сантиметрів до сотень метрів на рік) залежить від їх розмірів, сили і режиму вітру. Рухаючись, бархани часто завдають шкоди освоєним землям. Для боротьби з ними їх засаджують деревною рослинністю. Барханні ланцюги, зливаючись разом у великі простори пісків, утворюють **піщані моря**.



Казахстан



Сахара



Росія

**Рис. 9. Бархани**

**Дюни** (рис. 10) утворюються на берегах морів, озер, річок і, на відміну від барханів, випуклу форму мають не пологі, а круті схили. Пологий схил повернутий назустріч вітру і має кут нахилу 8-20°, навітряний схил наближається до кута натурального нахилу сухого (32-33°) або зволоженого (до 40°) піску. Висота дюни від 5 до 30 м і більше. У Литві відома дюна висотою 58 м, у Франції – 97 м (рис. 11).

Дюни можуть переміщатися у напрямку переважаючого вітру зі швидкістю до 10 м на рік, залежно від маси піску і швидкості вітру.



**Рис. 10. Схема дюни**



**Північні дюни (Литва)**



**Дюна Де Пила (Франція)**

**Рис. 11. Найбільші дюни Європи**

**Горбисті піски** являють собою дюни, які заросли рослинністю, а потім знову перевіяні вітром, мають вигляд піщаних горбів неправильної форми. **Грядові піски** – довгі паралельні піщані насипи.

Рухаючись, великі маси піщаних частинок сточують та шліфують підстилаючу поверхню. В результаті утворюються еолові "кам'яні стовпи" (рис. 12). Якщо під поверхневим шаром стійких міцних порід залягають м'які осадові породи (піщаники, глини), такі



стовпи приймають форму "еолових грибів" (рис. 7), що часто мають чудернацькі форми. При цьому тонка "ніжка" складена нестійкою до коразії породою, а розширена "шапка" – стійкими до дії вітру породами.



Кам'яний ліс  
Мадагаскару



Кам'яні стовпи Метеора  
(Греція)

Рис. 12. Еолові утворення – "кам'яні стовпи"

#### 4. ГЕОЛОГІЧНА ДІЯ ПОВЕРХНЕВИХ ТЕКУЧИХ ВОД

**Текучі води** – це всі води поверхневого стоку суходолу, від вод струмків, що виникають при випаданні дощу та таненні снігу, до вод найбільших річок. Такі води є одним з основних екзогенних факторів, вони виконують величезну геологічну діяльність, інтенсивність і наслідки якої залежать від об'єму та швидкості переміщення води. Усі види діяльності текучих вод можна звести до трьох основних: руйнування, переміщення і акумуляції продуктів руйнування.

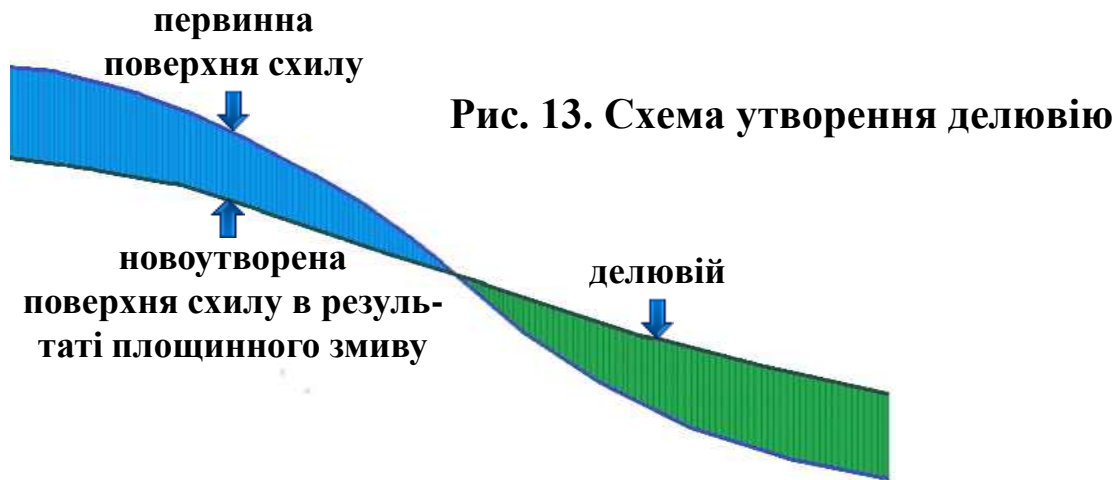
Виділяють 3 види поверхневого стоку вод: площинний безрусловий стік зі схилів; стік тимчасових руслових потоків; стік постійних потоків – річок.

**Площинний безрусловий стік зі схилів** – дощові і снігові води стікають суцільним покривом або густою мережею окремих струмків і переносять у понижені елементи рельєфу захоплений дрібноуламковий матеріал. У підніжжя схилів швидкість течії сповільнюється і цей матеріал акумулюється, утворюючи делювіальні відклади потужністю 15-20 м (рис. 13).

У підніжжя схилів утворюються делювіальні шлейфи. Вони містять 30-50% уламків розміром менше 0,01 мм і називаються суглинками. У горах переміщення уламкового матеріалу відбувається,



переважно, завдяки силам гравітації, а тому у їх підніжжя формуються колювіально-делювіальні відклади.



**Тимчасові руслові потоки** представлені водою ярів і тимчасових гірських потоків. **Утворення ярів** (рис. 14) пов'язане з руйнуванням пластів пухких осадових порід (лесів, глин, вапняків та ін.) тимчасовими лінійними водотоками, що виникають на схилах крутизною більше 3-5 градусів внаслідок випадіння дощів, танення снігу, льоду чи льодовиків на суміжних теренах. Крім найближчих схилів, каналами надходження стічних вод до ярів є мережі інших ерозійних форм, що сполучаються з їхніми долинами: лощин, ерозійних борозен, ерозійних вимоїн та ін. Крім того, загальною умовою наявності текучих вод на земній поверхні є відповідна структура та рухи корінних кристалічних порід фундаменту території. Часто фундамент є розбитим численними розламами, що породжують появу тектонічних блоків між ними. Відтак, під час вертикальних переміщень цих блоків виникають суттєві перепади висот на поверхні. Рівнини набувають хвилястих обрисів, а по утворених схилах починається активний стік. Там, де крутизна схилів стає більшою за 3-5 градусів, площинний стік переходить у лінійний. Змив крихких гірських порід перетворюється у розмив. З'являється ерозія і відповідний генетичний ряд форм рельєфу: лощини – борозни – вимоїни – яри – балки – річкові долини.

Яри припиняють свій ріст, а згодом й існування або досягаючи базису ерозії (рівня підземних вод, глибини залягання міцних кристалічних порід фундаменту, тальвегу сусідньої долини тощо), або внаслідок застосування проти них спеціальних технічних засобів

(заліснення схилів, загортання ярів гравієм тощо), або внаслідок глобальних змін клімату у бік появи більш посушливих умов. У першому випадку вони перетворюються на річкові долини чи балки, у інших двох – старіють і заростають.



**Рис. 14. Яри в Україні**

Верхів'я **тимчасових гірських потоків** розташовані у верхній частині гірських схилів і являють собою систему вимоїн, які утворюють водозбірний басейн. З цього басейну вниз по схилу вода рухається вже в єдиному руслі, яке називається каналом стоку. Під час інтенсивних опадів або сніготанення канал стоку заповнюються водою, яка з великою швидкістю рухається вниз по схилу, захоплюючи при цьому уламковий матеріал, який посилює ерозійну діяльність потоку. Потрапивши на підгірну рівнину швидкість течії різко зменшується, а уламковий матеріал відкладається, утворюючи конус виносу (рис. 15). У Середній Азії та інших гірських країнах аридної зони конуси виносу, зливаючись один з одним, утворюють широкі передгірні шлейфи. У будові конусів виносу спостерігається диференціація матеріалу від більшого до тонкого в міру віддалення від вершини конуса. Відкладення конусів виносу утворюють пролювіальні відклади.

За умови теплого і вологого клімату тимчасові гірські потоки утворюють значні за протяжністю конуси виносу – так звані «сухі дельти». В межах їх фронтальної частини формуються тимчасові водойми, в яких накопичуються озерні, болотні, болотно-солончакові відклади.

Надзвичайною руйнівною силою володіють тимчасові грязьові кам'яні потоки. Вони характеризуються великою швидкістю пересування і містять до 70-80% уламкового матеріалу від їх загального об'єму. Такі потоки в Середній Азії та на Кавказі називають **селями** (рис. 15), а в Альпах – **мурами**. Нерідко вони носять катастрофічний руйнівний характер. Відомі випадки перенесення кам'яних глиб масою понад 200 т.



**Пролувіальний  
конус виносу**



**Селі на Кавказі**

**Рис. 15. Пролувіальний конус виносу і селі на Кавказі**

Особлива роль в геологічній діяльності поверхневих вод належить річкам. **Річкою** називають витягнутий водний потік довжиною понад 10 км, який рухається в напрямку ухилу поверхні в розробленому ним поглибленні. Коротші водні потоки називають струмками. Річки завдовжки до 100 км вважають малими, до 500 км – середніми, а понад 500 км – великими. Розрізняють річки сталі й сезонні, гірські та рівнинні. Річки характеризуються довжиною, шириною, площею басейну, глибиною, падінням, похилом, витратами води і наносів, хімічним складом. За джерелом живлення їх поділяють на п'ять типів: снігові, дощові, річки підземного живлення, льодовикові, змішаного типу.

Водний режим річки характеризується витратами й стоком. Упродовж року виділяють періоди з повторюваними рівнями, які називаються межень, повінь, паводок.

**Межень** – найнижчий рівень води у річці. У цей час витрати води є незначними, головне джерело живлення – підземні води. Межень буває літня (наступає в результаті поглинання води

поверхнею й високої випаровуваності) і зимова (відсутність поверхневого живлення).

**Повінь** – високий і тривалий підйом рівня води в річці, який супроводжується затопленням заплави. Під час повені річки мають найбільшу водність, на цей період припадає більша частина річного стоку.

**Паводок** – швидке, але короткочасне підняття рівня води в річці. На відміну від повені паводки виникають нерегулярно, зазвичай, через інтенсивні дощі.

Річки переносять уламковий матеріал трьома способами: у зваженому стані; перекочуванням уламків різного розміру по дну; у розчиненому стані.

Механічну роботу річок поділяють на чотири види: руйнування, розмив (ерозія); обточування й шліфування; перенос (транспортування) матеріалу; відкладання, нагромадження матеріалу – акумуляція.

**Річкова долина** (рис. 16) – лінійно витягнута від'ємна форма рельєфу, утворена дією постійного водотоку. Розміри долини залежать від водності річки, яка визначається площею та особливостями басейну. Розрізняють головні й бокові долини, які разом утворюють систему долин кількох порядків. У плані річкові долини найчастіше мають звивисту форму, їм властиве поступове розширення від верхів'їв до пониззя або чергування розширених та вузьких ділянок. Основним компонентом річкової долини є дно, що включає русло та заплаву, і схили – терасовані або нетерасовані. Тераси можуть бути морські й річкові. За геологічною будовою, співвідношенням алювіальної товщі й висоти уступу тераси ділять на три типи: акумулятивні, ерозійні та цокольні.

**Акумулятивні тераси** – на всю висоту уступу складені алювієм, основа уступу перебуває нижче рівня води в річці. Це горизонтальні майданчики, відділені один від одного уступами. Вони являють собою залишки колишніх днищ річкових долин, що сформувалися при більш високому рівні води в річці.

**Ерозійні тераси** представлені виходом на денну поверхню корінних дочетвертинних порід, які іноді можуть бути перекриті тонким прошарком елювію, або подекуди, тонкими лінзами руслового алювію.

**Цокольні тераси** є різновидом акумулятивних і поділяються на 2 підвиди: відкритоцокольні – коли в уступі тераси відслонюються корінні породи, і закритоцокольні – коли в уступі тераси корінні породи не відслонюються, проте встановлюються в розрізі тіла тераси при розбурюванні.



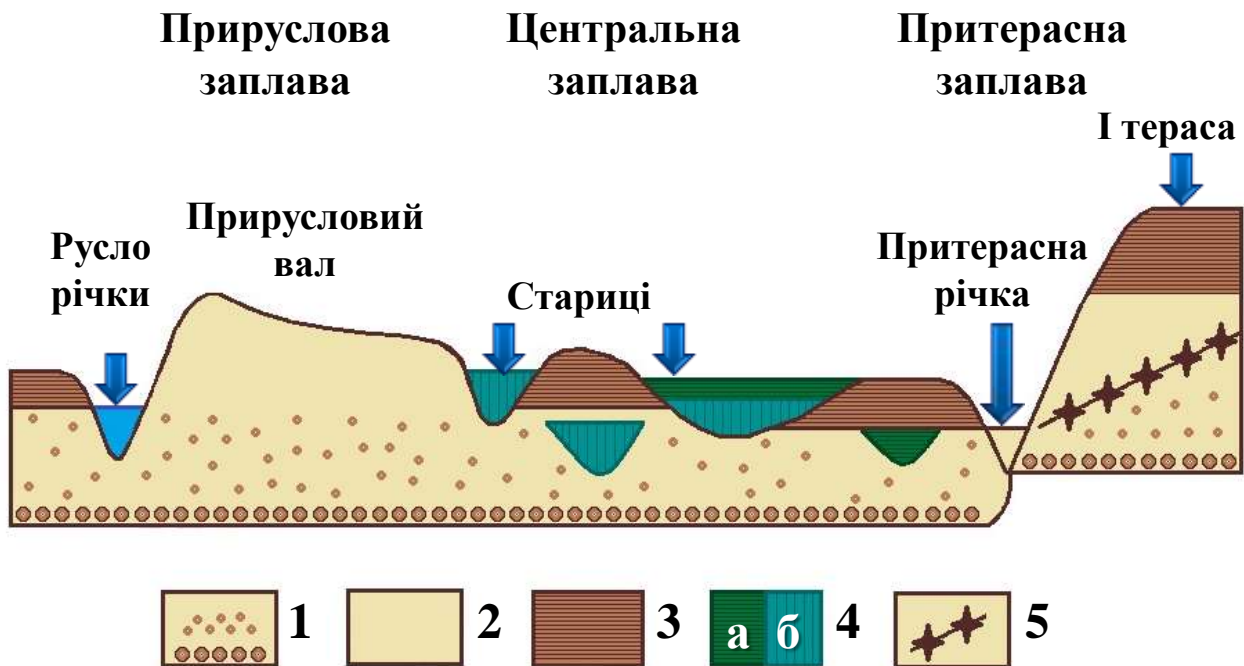
**Рис. 16. Будова річкової долини**

**Заплава** (рис. 17) – частина долини річки, яка затоплюється під час повені. У поперечному напрямку вона ділиться на три частини: **прируськова заплава** – частина, яка піднімається на кілька метрів над меженним рівнем річки; **центральна заплава** – більш рівна середня частина, яка прилягає до корінного пологого схилу або уступу наступної тераси; **притерасна заплава** – найбільш понижена частина, що має вид заболоченої балки, де зустрічаються болота, озера, стариці. Заплави можуть бути різної ширини – від 0,5 до 60 км. Вище заливної заплавної тераси, як правило, розташовуються надзаплавні, які рахують знизу уверх (перша надзаплавна тераса, друга надзаплавна тераса і т.д.). Утворення терас більшості річок пов'язане зі зледеніннями, тому другу терасу часто називають риською, а третю – вюрмською.

Намивний матеріал, який відкладається на суші текучими водами річок, називають алювієм. **Особливостями алювіальних відкладів** є: ясно виражена, часто коса, шаруватість; перевага пісків різної зернистості й складу, галечників, гравію, супісків, суглинків і рідше глини; швидка й значна мінливість як по простяганню, так і за



потужністю, численні кармани й лінзи; прісноводна фауна; порівняно невелика потужність – 20-60 м; залягання в річкових долинах смугами шириною в десятки кілометрів.



**Рис. 17. Схема будови рельєфу заплави річкової долини**

1 – русловий алювій з базальтовим горизонтом в основі; 2 – піщані відклади прируслового вала; 3 – суглинки, супіски, глини; 4 – старичні відклади (а – торфовища, б – мули і глини); 5 – горизонт ґрунтових вод.

Розрізняють сучасний і давній алювій, а також алювій річкових, гірських річок і дельт. Академік А. Л. Павлов виділяє пухкі відклади тимчасово діючих гірських річок в особливий тип континентальних відкладів – пролювій. За літологічним складом виділяють три типи алювіальних відкладів: русла річки, стариці і заплави.

**Руслові відклади**, зазвичай, піщані. Піски відрізняються косою шаруватістю і у мінералогічному відношенні характеризуються постійним складом.

**Відклади стариць** являють собою утворення різних затонів, озер, боліт. Складаються вони з дрібнозернистих пісків, супісків, мулів, глин з різноманітною шаруватістю і, як правило, містять багато органічних речовин, водоростей, гідрофільної болотної рослинності, іноді утворюють торфовища.

**Відклади** заплави упродовж року зазнають змін: матеріал накопичується то під водою, то після спаду води на суші, в умовах вивітрювання.

Загальна кількість розчинених речовин, які виносяться річками у Світовий океан, перевищує 3 млрд. 200 млн. т на рік, тобто з 1 км<sup>2</sup> суші їх щорічно надходить в океан близько 23 т. Величезна кількість алювію виносяться до гирла річок, де акумулюється. Таким чином утворюються **дельти** – конуси виносу. Вони мають у плані віялоподібну або трикутну форму, звернену вершиною уверх до річки. Виділяють наземні (давні) і підводні дельти. Для річок, які виносять до гирла незначну кількість уламкового матеріалу, або впадають в моря і океани на ділянках великих глибин, характерні естуарії – воронкоподібні затоки, що значно просуваються вглиб суходолу.

Геологічна діяльність річок проявляється, головним чином, у розмиві дна й берегів, переносі й відкладанні розмивного уламкового матеріалу. У верхів'ях річок, як правило, переважає ерозійна діяльність, у низов'ях – перенос і акумуляція. Чим більшим є об'єм води і швидкість течії, тим інтенсивніше відбувається розмив. Наприклад, річка зі швидкістю течії 0,8 м/с може переносити у зваженому стані дрібний пісок; зі швидкістю течії 1,5-2 м/с вона здатна перекочувати гальку, а зі швидкістю 3 м/с – дрібні валуни. За рік річки переносять величезну кількість речовин. Так, наприклад, Волга переносить 25, Дон – 6,4, а Дніпро – 2,4 млн. тонн зважених речовин.

## **5. ПІДЗЕМНІ ВОДИ ТА ЇХ ГЕОЛОГІЧНА ДІЯ**

**Підземні води** – це води верхньої частини земної кори (до глибини 12-16 км). Потрапляє вода у літосферу різними способами: шляхом просочування опадів, конденсації водяної пари в підземних порожнинах, фільтрації вод озер і річок, з мантиї тощо. Пористі чи тріщинуваті гірські породи, через які вода легко проходить, називають водопроникними. Щільні гірські породи утворюють водотривкі шари. На рівнинах, складених осадовими гірськими породами, зазвичай, чергуються шари різної водопроникності. На водонепроникних породах вода затримується, заповнює проміжки між частинками водопроникної породи й утворює водоносний



верховодка досягне водотривкого горизонту, вона перетвориться на ґрунтові води.

**Ґрунтові води** – води, які залягають суцільним шаром біля поверхні і можуть рухатися по водотривкому шарі. У ґрунтових водах розрізняють:

- ✓ верхню поверхню, або рівень ґрунтових вод, який називають дзеркалом. Рівень ґрунтових вод змінюється залежно від кількості води, що просочилася. Навесні, після танення снігу, він підвищується, а у кінці літа – знижується;
- ✓ водотривке ложе, складене водонепроникним шаром;
- ✓ водоносний горизонт.

Ґрунтові води є безнапірними, з вільною поверхнею. Дзеркало вод як правило частково повторює рельєф місцевості і має нахил у бік долин, ярів, де відбувається їх розвантаження, або дренавання. Виходи на поверхню підземних вод називають джерелами.

**Міжпластові води** – води, які залягають між двома водонепроникними шарами. Завдяки цьому вони можуть бути безнапірними (поширені, як правило, в місцях з горизонтальним заляганням порід, або з незначним нахилом), або напірними (розташовані на великих глибинах, пов'язані, як правило, із вгнутими складками гірських порід і перебувають під тиском. Напірні води часто називають артезіанськими. Артезіанські води утворюють великі за площею артезіанські басейни.

**За характером водовмісних порід** підземні води бувають: пористі, тріщинуваті, жильні, пластові, карстові, тріщинувато-пластові, пористо-пластові.

**За температурою води** підземні води бувають: холодні (до 20°C), теплі (20-50°C) і гарячі (понад 50°C).

**За ступенем мінералізації** підземні води бувають: прісні (концентрація солей до 1 г/л), слабосолонуваті (1-3 г/л), сильносолонуваті (3-10 г/л), солоні (10-50 г/л), розсоли (понад 50 г/л).

**За вмістом аніонів** виділяють три типи вод: гідрокарбонатні; сульфатні; хлоридні. **За вмістом катіонів** підземні води можуть бути кальцієвими, натрієвими, магнієвими, або змішаними.

**Мінеральні води** – підземні води з підвищеним вмістом деяких хімічних елементів і сполук, а також газів, із специфічними фізико-хімічними властивостями (температура, радіоактивність та ін.), які використовують для лікувальних потреб. До найбільш відомих типів

мінеральних вод належать: вуглекислі води, сірководневі (або сульфідні), радіоактивні (радонові).

В особливі типи виділяють підземні води районів багаторічної мерзлоти та районів молодого вулканізму.

**Підземні води районів багаторічної мерзлоти поділяють на три великі категорії:** надмерзлотні, міжмерзлотні і підмерзлотні.

**Надмерзлотні води** розташовані вище товщі багаторічної мерзлоти (нижче залягає «вічномерзла товща», яка служить для цієї категорії підземних вод водотривким ложем). Ці води, як правило слабомінералізовані, містять різні органічні сполуки-забруднювачі, тому для питних цілей їх не використовують.

**Міжмерзлотні води** замкнуті серед товщі багаторічної мерзлоти. Внаслідок безперервності руху і підвищеної мінералізації вони не промерзають, але завжди мають негативну температуру. Міжмерзлотні води, як правило, напірні і володіють добрими санітарними властивостями, у зв'язку з чим відіграють важливу роль для систем водопостачання.

**Підмерзлотні води** залягають під товщею багаторічної мерзлоти, вони напірні і мають позитивну температуру. Глибина їх залягання визначається в основному потужністю мерзлих порід.

Рух підземних вод буває ламінарним і турбулентним. **Ламінарний рух** – це рух у вигляді окремих струменів ґрунтових вод через відносно малі пори та незначні за розмірами тріщини. **Турбулентний рух** характерний для грубоуламкових (галечники), а також сильно тріщинуватих і закарстованих гірських порід, в яких значні за розмірами порожнини дозволяють проходженню значної кількості води за відносно короткий час з великою швидкістю.

Окрім дуже важливої функції забезпечення людства прісною водою, підземні води виконують також і велику геологічну роботу, яка проявляється в карстових та зсувних процесах.

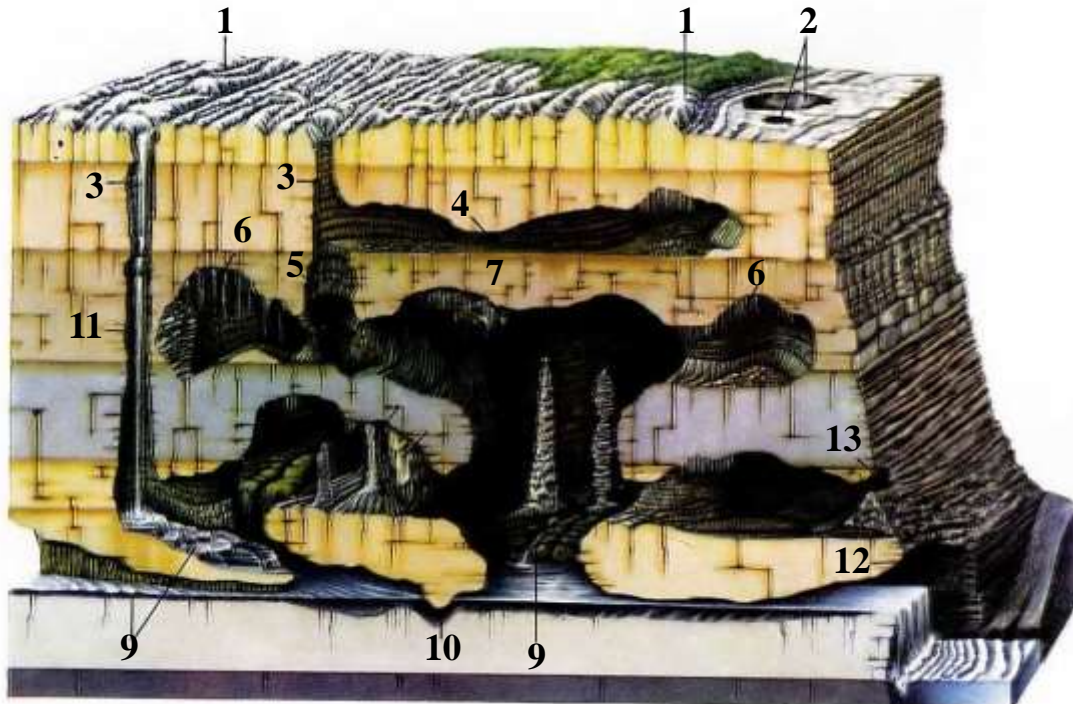
**Карст** (рис. 19) – це особливий процес розчинення, або вилуговування, тріщинуватих розчинних гірських порід підземними та поверхневими водами, в результаті якого на поверхні Землі утворюються різноманітні западини, а на глибині – порожнини, канали та печери.

Підземні води, які знаходяться в карстових пустотах і каналах, називають карстовими, виходи карстових порід на земну поверхню – **карстовими джерелами**, а потужні виходи – **воклюзами**.



За розчинністю порід розрізняють соляний, гіпсовий та карбонатний карст, залежно від форми прояву – поверхневий (відкритий) і покритий карст.

До поверхневих карстових форм рельєфу відносяться **карри** (незначні заглиблення у вигляді вибоїн, промоїн та борозн глибиною від декількох сантиметрів до 1-2 м), **понори** (вертикальні або похилі порожнини значної глибини, що поглинають поверхневі води); **карстові вирви або лійки** (поверхневого вилугування і провальні).



**Рис. 19** Схема карстових процесів у гірському масиві:

1 – карри; 2 – воронки; 3 – природні шахти і колодязі; 4 – печерна галерея; 5 – вертикальна печерна порожнина; 6 – сталактити; 7 – сталагміти та сталагнат (натічні колона); 8 – натічні драпірування; 9 – підземні водотоки; 10 – сифон; 11 – підземний водоспад; 12 – грот з карстовим джерелом типу воклюз; 13 – вхід в печерну систему.

Найбільшими за розмірами поверхневими карстовими формами є **карстові улоговини, колодязі та шахти**, глибина яких може перевищувати 1000 м, а до найбільших підземних форм належать **карстові печери** (системи горизонтальних або похилих розгалужених каналів з великими залами та гротами) (рис. 20).

Типи відкладів у карстових печерах:

- ✓ **терра-росса** – нерозчинні продукти або залишкові (після розчинення) утворення червоного кольору;

- ✓ обвальні накопичення;
- ✓ алювіальні відклади, утворені підземними річками;
- ✓ озерні відклади;
- ✓ хемогенні утворення, до яких належить вапняковий туф;
- ✓ натічні форми (сталактити, сталагміти).

**Покритий карст** – закарстовані утворення, перекриті нерозчинними або слабозчинними гірськими породами, процес вилугування тут відбувається на певних глибинах.



Джейта (Ліван)



Деменівська печера  
Свободи (Словакія)



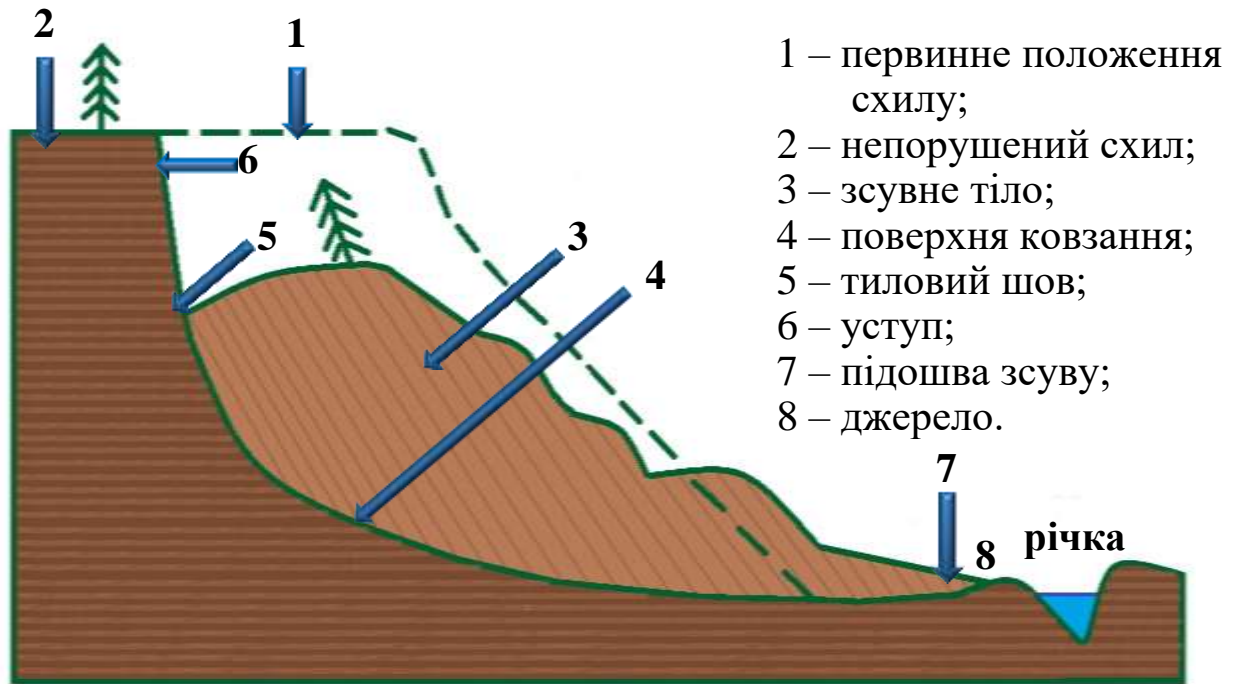
Канго (ЮАР)

**Рис. 20. Карстові печери**

Підземні води відіграють головну роль у формуванні зсувів. **Зсув** – відрив та переміщення по схилу великої маси гірських порід під впливом сили тяжіння. Зсуви виникають на схилах височин, по берегах річок, озер, морів, складених пухкими породами, шари яких залягають із нахилом убік укосу, і особливо часто за присутності у підшві цих порід водотривкого шару, що оголюється на укосі. Великі маси зміщуються без порушення структури й текстури порід. Схему зсувного схилу демонструє рисунок 21, на якому пунктиром показано первинне положення схилу та будова його одноактного зсуву.

Поверхня, по якій відбувається відрив маси гірських порід та їх зсування, називається **поверхнею ковзання**, породи, які осунулися, називаються **тілом зсуву**, а місце поєднання тіла зсуву з корінним уступом – **тиловим швом зсуву**. Вихід поверхні ковзання в нижній частині схилу називається **підшвою зсуву**.

**Зсуви бувають:** поверхневі – не глибше 1 м, дрібні – глибиною до 5 м; глибокі – глибиною до 20 м; дуже глибокі – глибше 20 м.



**Рис. 21. Схема зсувного схилу**

Механічний винос дрібних мінеральних часток породи водою, яка фільтрується крізь неї, називають **суфозією** (водним підкопуванням) (рис. 22).



**Рис. 22. Суфозія**

Процес близький до карсту, але відрізняється від нього тим, що суфозія є переважно фізичним процесом і частинки породи не зазнають подальшого руйнування.

## 6. ГЕОЛОГІЧНА ДІЯ ОКЕАНІВ, МОРІВ, ОЗЕР І БОЛІТ

Моря й океани займають близько 361 млн. км<sup>2</sup>, або 70,8% усієї земної поверхні. Загальний об'єм води в них становить 1370 млн. км<sup>3</sup>. Ця величезна маса води перебуває в безперервному русі й тому виконує надзвичайно велику руйнівну й творчу роботу. Впродовж тривалої історії розвитку земної кори океани неодноразово змінювали свої межі. Майже вся поверхня сучасної суші затоплювалася водою. На дні океанів нагромаджувалися потужні товщі опадів, з яких утворювалися різні осадові породи. У процесі складного геологічного розвитку дно Світового океану зазнало значних змін, які призвели до виникнення на його дні численних глибоких жолобів і западин (найглибша з них Маріанська западина глибиною 11500 м, що знаходиться у Тихому океані), серединно-океанічних хребтів і великих підводних плато.

На дні океанів виділяють три морфологічні області, кожній з яких властива особлива геологічна діяльність: материкова обмілина, материковий схил, ложе (рис. 23).

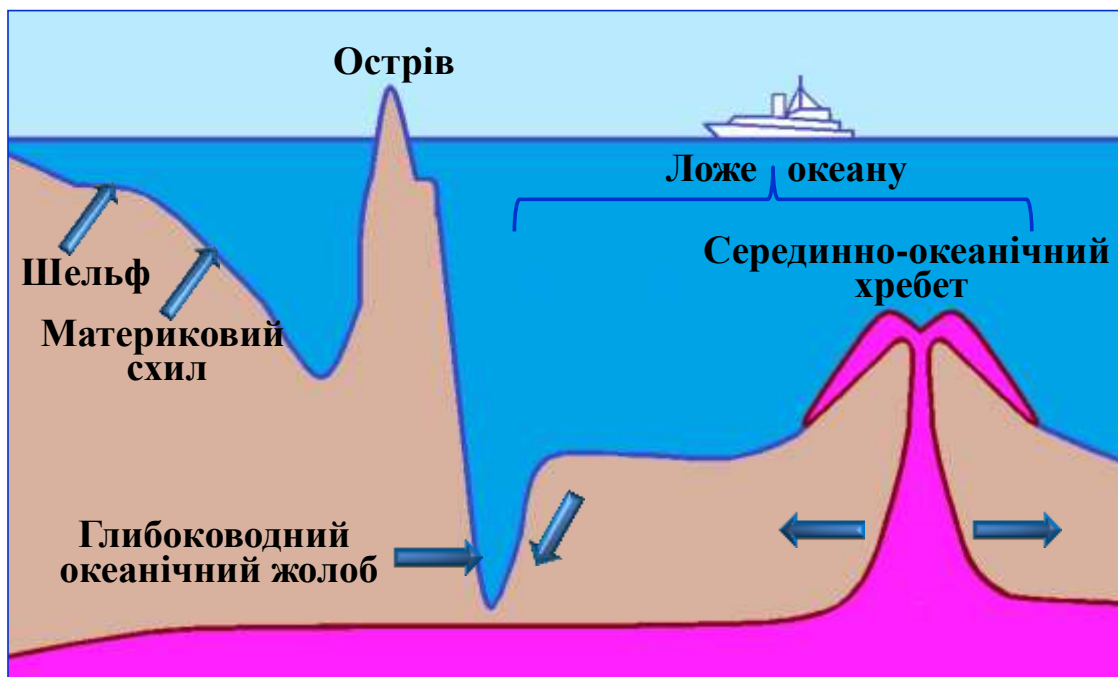
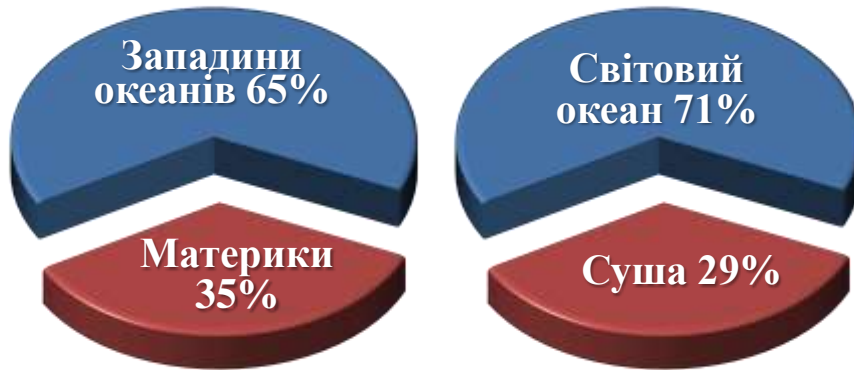
**Материкова обмілина (або шельф)** – прибережна слабо нахилена частина дна Світового океану, що оточує материки і генетично з ними пов'язана. Глибини в її межах, як правило, не перевищують 200 м (іноді досягають 500-1500 м). Ширина – від кількох до 1500 і більше кілометрів. Утворення материкових обмілин пов'язують з опусканням узбережжя (або підняттям рівня Світового океану) і зануренням суходолу під воду, а також з абразійною діяльністю моря. На материкових обмілинах інтенсивно відкладаються продукти руйнування морських берегів – галечник, пісок, мул. Характерна велика біологічна продуктивність, зумовлена високою освітленістю й прогріванням води. В межах морських обмілин є значні поклади корисних копалин (нафти, газу, золота, алмазів тощо).

**Материковий схил** – частина підводної окраїни материка між шельфом і материковим підніжжям. Характеризується досить значним ухилом і різкою розчленованістю поверхні, буває скидовим, складчастим або акумулятивним. Глибина води – 200-2500 м. Серед відкладів материкового схилу переважають мули, вулканічні й вапнякові, глибоководні глауконітові піски.

**Ложе океану** займає найнижчий рівень земної поверхні – від 4000 до 5000-6000 м глибини між материковим підніжжям та



серединно-океанічними хребтами. Ложе складене земною корою океанічного типу і характеризується слабкими вертикальними рухами. Поряд з плоскими ділянками на ньому трапляються підводні хребти, обширні підняття – плато, пороги, що тягнуться від одного берега океану до іншого. Серед відкладів переважають органогенні й мулисті опади.



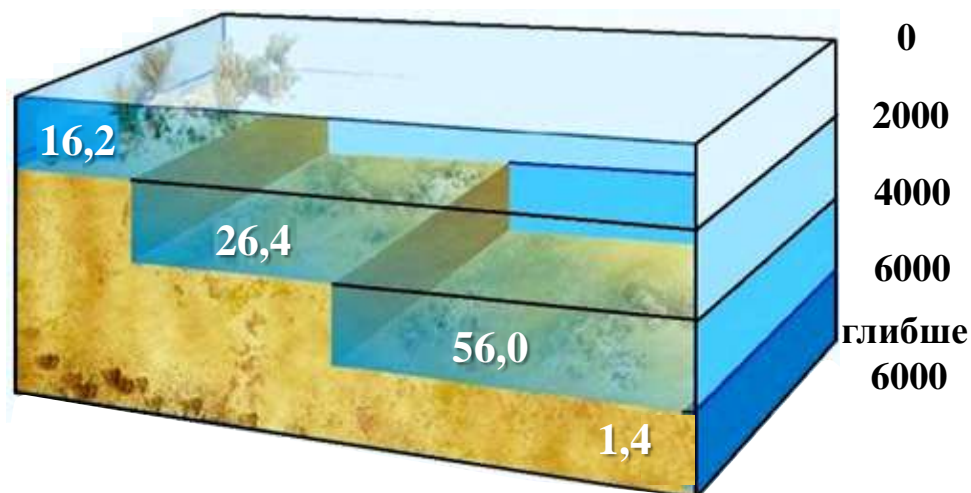
**Рис. 23. Рельєф дна Світового океану**

Усі області змінюють одна одну ступінчасто (рис. 24).

Океанічна вода за хімічним складом є слабким (4%) розчином. У ній розчинені всі елементи, відомі на Землі, насамперед перші 20 елементів періодичної системи Менделєєва. До складу океанічної води входять гази (переважно у вигляді молекул), солі – у вигляді іонів, комплексів і молекул, органічні речовини – у молекулярних і високомолекулярних сполуках і в колоїдному стані. Маса солей,



розчинених в океанічній воді, практично залишається постійною і коливається від 33 до 37 проміле. Середня солоність Світового океану 35 проміле. Найвища солоність у тропіках, де наявні оптимальні умови для значного випаровування. В екваторіальному поясі солоність знижена і становить 34,4 проміле. У помірних і полярних широтах солоність зменшується у напрямі полюсів. Солоність різних океанів дещо відрізняється. Щільність океанічної води змінюється дуже мало і становить  $1,025 \text{ г/см}^3$ .



**Рис. 24. Розподіл дна Світового океану за висотними рівнями, %**

Води Світового океану характеризуються своєрідним газовим режимом, зумовленим розчиненими різноманітними газами. Найпоширенішими серед них є кисень і діоксид вуглецю.

Більшість рослин в океанічній воді зосереджена до глибини 200 м, проте навіть на великих глибинах океанічних западин виявлені представники різноманітної флори.

**Море** – частина океану, яка відокремлена від нього суходолом, підвищеннями підводного рельєфу або островами і має своєрідний гідрометеорологічний режим, відрізняється своїми властивостями. Ділянки акваторії моря, що вдаються в сушу, утворюють затоки, серед яких розрізняють бухти, естуарії, фіорди, лагуни, лимани, губи.

Залежно від характеру будови дна моря поділяються на плоскі і котловинні. **Плоскі моря** – це моря, які утворилися внаслідок опускання під воду ділянок суходолу, глибина яких загалом не перевищує глибини шельфу і тільки на локальних ділянках досягає

300-500 м. **Котловинні моря** значно глибші, порівняно з плоскими (2000-3500 м). У їх рельєфі присутні всі основні елементи, характерні для океанів – область шельфу, континентальний схил, глибоководні улоговини та різноманітні підвищення. Здебільшого такі моря облямовані гірськими пасмами.

Морська вода характеризується наступними співвідношеннями іонів:  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  та  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  (табл. 1). В ній різко переважають хлориди і, в першу чергу,  $\text{NaCl}$ , вміст якого складає близько 78%, більше 9% припадає на долю  $\text{MgCl}_2$ , 2% належить  $\text{KCl}$ . На другому місці знаходяться сульфати –  $\text{MgSO}_4$  (понад 6,5%),  $\text{CaSO}_4$  (близько 3,5%), а на гідрокарбонати та інші сполуки припадає менше 1%.

**Таблиця 1 – Іонний склад морської води при солоності, рівній 35 проміле (за О.К. Леонтєвим)**

Катіони	Кількість, г/кг	Еквівалент, %	Аніони	Кількість, г/кг	Еквівалент, %
$\text{Na}^+$	10,7596	38,64	$\text{Cl}^-$	19,3529	45,06
$\text{Mg}^{2+}$	1,2965	8,81	$\text{SO}_4^{2-}$	2,7124	4,66
$\text{Ca}^{2+}$	0,4119	1,69	$\text{HCO}_3^-$	0,1412	0,20
$\text{K}^+$	0,3991	0,84	$\text{Br}^-$	0,0674	0,07
$\text{Sr}^{2+}$	0,0078	0,01			

Моря багаті на органічний світ. За умовами заселення та способом життя морські організми діляться на три основні групи – планктон, нектон та бентос.

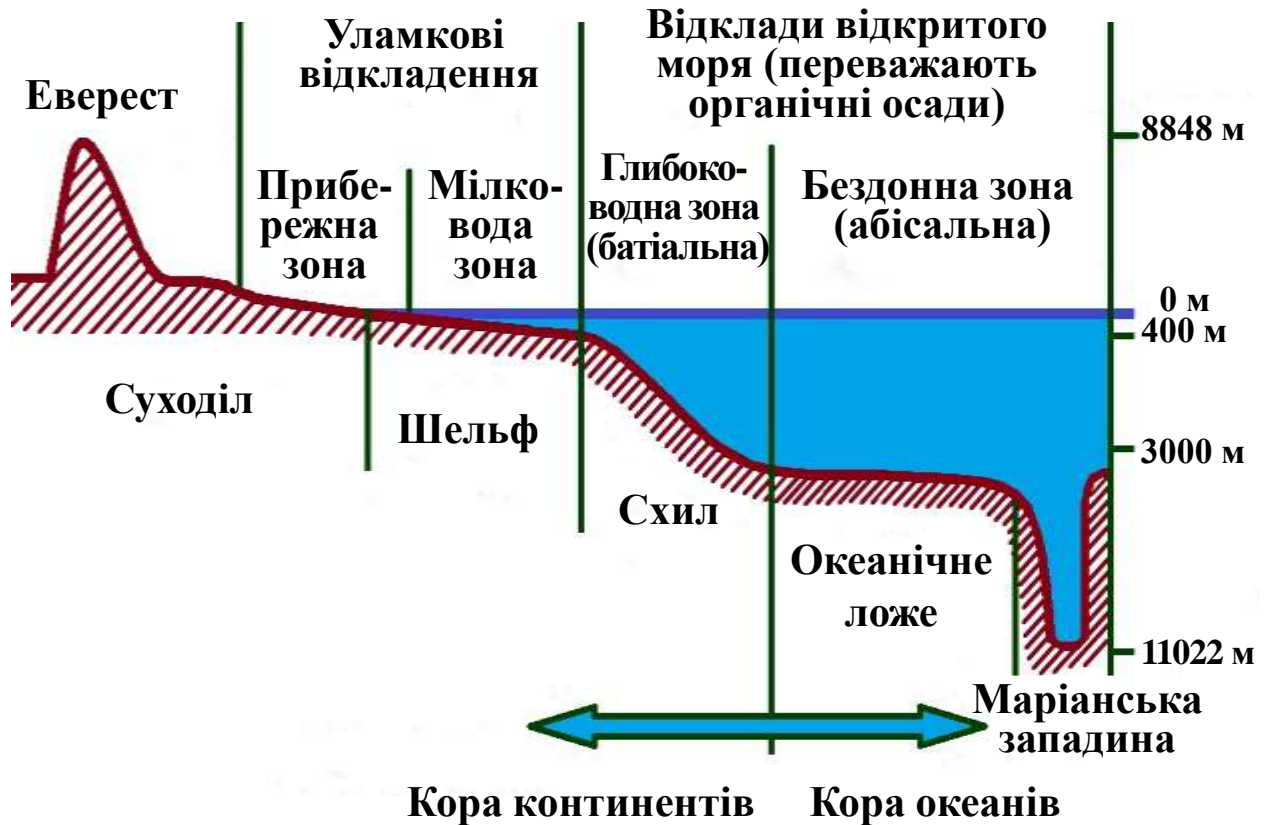
**Планктонні організми** заселяють верхній шар води на глибинах 100-200 м. Вони не пристосовані до самостійного пересування і знаходяться в завішеному стані. Серед них розрізняють: фітопланктон (діатомові водорості, коколитофори) і зоопланктон (форамініфери, радіолярії, морські метелики).

**Нектонні організми** об'єднують велику групу тварин, які вільно плавають – це риби, головоногі молюски, морські ссавці та ін.

**Бентосні організми** діляться на дві групи: бентос рухомий (молюски, морські їжаки, морські зірки, хробаки та інші) і бентос прикріплений (колоніальні корали, вапнисті водорості, моховатки)

Існування органічного світу морів тісно пов'язане з формами рельєфу дна. Для кожної зони рельєфу притаманна відповідна фауна і

флора, накопичення тих або інших відкладів. Виділяють чотири таких зони: прибережну (літоральну), субліторальну (неритову), батіальну та абісальну і субабісальну (рис. 25).



**Рис. 25. Зони відкладення морських осадів та їх співвідношення із зонами рельєфу дна Світового океану**

**Прибережна (літоральна) зона** характеризується інтенсивною дією хвиль і припливно-відпливних явищ та несприятливими умовами для розвитку життя. Здебільшого тут зустрічаються каменеточці.

**Субліторальна (неритова) зона** знаходиться в області шельфу і володіє сприятливими умовами для розвитку численних видів морських організмів.

**Батіальна зона** співпадає з континентальним схилом та його підніжжям, характеризується поганими умовами для розвитку флори і фауни у зв'язку з великими глибинами і відсутністю світла. Тут, зазвичай, присутні черепашки організмів, які жили в поверхневих шарах.

Осади батіальної зони представлені синім, червоним, зеленим і іншими мулами, багатими на органічну речовину.

**Синій мул** займає об'ємні територіальні простори. На 97% він складається з глинистих часток; місцями за рахунок зменшення глинистих часток у мулі зростає вміст вуглекислих солей кальцію (іноді до 40%). Зерна кварцу зустрічаються в незначних кількостях. Завдяки присутності в синьому мулі сірководню й заліза утворюється сірчане залізо, яке іноді виділяється у вигляді зерен піриту. У мулі зустрічаються конкреції сидериту і марганцю.

**Червоний мул.** На його частку припадає приблизно 1% площі, зайнятої синім мулом. Червоний колір обумовлений присутністю оксидів заліза. Глинистих часток у ньому менше, ніж у синьому мулі (до 70%), а кількість вуглекислих солей кальцію може досягати 60%. У невеликих кількостях завжди присутній кварц.

**Зелений мул і пісок** покривають найбільш підняті ділянки батіальної та абісальної зон у місцях сильних холодних течій на глибинах від 180 до 2300 м. Зелений колір обумовлений присутністю глауконіту. У зеленому мулі глинистих часток утримується не більше 48%, а вапняку – до 60% і більше. Серед цих осадів зустрічаються конкреції фосфоритів.

**Абісальна зона** співпадає з ложем Світового океану, а **субабісальна** – відповідає глибоководним жолобам. У цих зонах відсутні умови для розвитку живих організмів, зустрічаються лише ті, які не потребують рослинної їжі. Як виключення, слід відзначити райони виходів на дні термальних вод.

Абісальна зона складена мулами органічного походження (вапнякові та кременисті) і червоними глинами. Серед вапнякових мулів – форамініферовий, птероподовий і глобигериновий, серед кременистих – діатомовий і радіолярієвий.

**Форамініферовий мул** складається з вапнякових скелетів форамініфер і домішок теригенного матеріалу. Це здебільшого піщано-алевритові або алеврито-пелітові карбонатні утворення, в яких кількість  $\text{CaCO}_3$  змінюється від 30-90 до 99%. При добрій збереженості черепашок утворюються піщані осади. Форамініферові відклади поширені здебільшого на глибинах від 3000 до 4500-4700 м. Глибше, в холодних, ненасичених  $\text{CaCO}_3$  водах, форамініферовий мул розчиняється, не досягаючи дна, і змінюється кременистими або полігенними осадами.

**Птероподовий мул** складається зі скелетів крилоногих молюсків (птеропод), які ведуть планктонний спосіб життя. На 60-80% складається з  $\text{CaCO}_3$  (арагоніт), решта – глинистий матеріал. Зустрічається в теплих водах, переважно в тропічних частинах океанів, головним чином Атлантичного, на глибині 700-3500 м.

**Глобигериновий мул** складається переважно з осадів вапнякових планктонних форамініфер – глобигерин. Колір білий, рожевий і жовтуватий. Розповсюджений до глибини 3500-4000 м.

**Діатомовий мул** складається з кременистих скелетів діатомових водоростей. Відрізняється високим вмістом аморфного кремнезему (до 70%). До складу також входять глинисті, уламкові і карбонатні частинки. У вологому стані діатомовий мул м'який, нелипкий на дотик, світло-жовтувато-сірого кольору, містить багато порової води (до 80-90% об'єму). Розповсюджений на глибинах 1000-4500 м в областях високої продуктивності діатомового планктону. Його можна спостерігати у вигляді суцільного поясу навколо Антарктиди. У викопному стані діатомові мули переходять в осадову гірську породу – діатоміт.

**Радіолярієвий мул** складається зі скелетів найпростіших морських планктонних тепловодних організмів – радіолярій. У вологому стані являє собою коричневий, рідше зеленувато-сірий або чорний осад. Складається з опалового кремнезему (5-30%), глинистих мінералів, вулканогенного матеріалу, гідроксидів заліза і мангану, іноді цеолітів. Радіолярієвий мул поширений виключно в екваторіальній зоні Індійського і Тихого океанів на глибині 4500-6000 м і більше. У викопному стані переходить в органігенну осадову породу – радіолярит.

**Червона глина** поширена на великих площах на глибині понад 3500-4000 м. Утворюється вона внаслідок розкладення силікатів, принесених морськими течіями. Складається переважно з гідратів силікатів, збагачених залізом, та інших мінералів, решток кременистих організмів. Кремнезему у ній в 2,5 рази більше, ніж в інших глинах. У червоній глині трапляються конкреції відновлених мангану, заліза, стронцію, кобальту, нікелю, міді, свинцю, цинку, молібдену, ванадію.

Моря виконують велику руйнівну і творчу роботу:

1. **Руйнівна діяльність, або морська абразія** – процес руйнування берегів і знесення гірських порід хвилями і прибоєм у береговій зоні.



2. **Перенос, транспортування різного матеріалу.** Крупно-уламковий матеріал, принесений до берега, не повертається на своє колишнє місце. Піщаний матеріал може повернутися із хвилею в простори моря й переміститися іноді на значні відстані. У такий спосіб відбувається природне сортування матеріалу: великоблочний залишається у берегів, а піщаний – удалині від них. У морського узбережжя з валунів і гальки може утворитися береговий вал.

3. **Акумуляція** – нагромадження величезних товщ різноманітних осадів. Осади найчастіше представлені кораловими вапняками й вапняками-черепашниками. Корали найкраще розвиваються на глибині 20-40 м. В утворенні органогенних осадів приймають участь водорості. Вони поглинають із морської води вапно, яке накопичується в їхніх стеблах, згодом із залишків цих стебел відкладаються значні товщі органогенних вапняків.

4. Хімічна, фізична й біогенна **переробка осадів і перетворення їх в осадові породи.**

Береги інтенсивно руйнуються в результаті процесів трансгресії і регресії. **Трансгресія моря** – тривалий період наступу моря на суходіл, унаслідок відносного підвищення його рівня, а **регресія** – процес тривалого відступу моря від берегів унаслідок відносного пониження його рівня.

Щорічно моря руйнують близько 15 км<sup>3</sup> суші. За останні 25 років у районі залізного порту Голопристанського району Херсонської області Чорним морем зруйновано понад 60 метрів берега. Швидкому механічному руйнуванню порід сприяє мінералізація морської води: солі, які містяться у воді, прискорюють процеси розчинення гірських порід. Тваринні і рослинні організми, які живуть у зоні прибою, розпушуючи й подрібнюючи породи, полегшують абразію берегів. Берега, складені масивними породами магматичного походження, розмиваються із середньою швидкістю – до декількох міліметрів за рік. Берега, у яких оголюються осадові породи (вапняки, мергелі, піщаники) мають середню стійкість – під впливом абразії вони відступають зі швидкістю декількох сантиметрів у рік. Пухкі осадові породи можуть розмиватися морем зі швидкістю декількох метрів (до 20 м) за рік.

Відливні й приливні хвилі в зоні берегового схилу руйнують і розмивають скелі, надаючи їм своєрідної форми, яку називають кекурами (рис. 26), транспортує з місця на місце уламки гірських

порід і обкатує їх упродовж тривалого часу. Шматки порід труться один об одного, подрібнюються: гострокутні, кутасті уламки перетворюються в обкатані валуни, гальку, гравій, пісок. Чим крутіший ухил берегів, тим більш крупний матеріал накопичується. Щорічно у Світовий океан зноситься велика кількість уламкового матеріалу: вітром – 1,5 млрд. т, льодовиками – 1,5 млрд. т, вулканами – 2-3 млрд. т, абразією – 0,5 млрд. т.



Бухта Дубова  
(Приморський край)



Південний Сахалін



Лазовський  
заповідник

Рис. 26. Кекури в Росії

**Озеро** – природне заглиблення в земній поверхні, яке заповнене водою. Площа всіх озер на Землі становить 2,7 млн. км<sup>2</sup> або 1,8% площі суходолу. Загальна кількість води в прісних озерах 91 тис. км<sup>3</sup>, у солоних – 85400 км<sup>3</sup>. Площа найбільших озер: Каспійського – 420 тис. км<sup>2</sup>, Аральського – 66458 км<sup>2</sup>, Байкал – 31500 км<sup>2</sup>, Ладозького – 18400 км<sup>2</sup>, Верхнього (Північна Америка) – 82 тис. км<sup>2</sup>, Вікторії (Африка) – 68 тис. км<sup>2</sup>. Глибина озер досягає десятків і сотень метрів. Найглибшим у світі є озеро Байкал (1741 м), в якому зосереджено 23 тис. км<sup>3</sup> прісної води, що становить п'яту частину світових запасів.

За походженням озера поділяють на: екзогенні та ендегенні. **Екзогенні:** гравітаційні, ерозійні озера (заплавні та дельтові), гляціальні, таласогенні або морські озера, біогенні та метеоритні озера. **Ендегенні:** вулканогенні, тектоногенні (приурочені до великих розломів у земній корі) та сейсмогенні. **Вулканогенні:** кратерні, гейзерні та лаво-гребельні. **Сейсмогенні:** обвальні-провальні та обвальні-гребельні.

За характером стоку розрізняють наступні види озер: безстічні, проточні, з перемінним стоком.

**Безстічні озера** знаходяться в середині континенту, далеко від океану. Їхні вододіли часто обмежуються геологічними утвореннями, такими, як гірські хребти, які відрізають доступ до Світового океану. Внутрішній водний стік випаровується, залишаючи високу концентрацію мінералів та інших винесених водою продуктів ерозії. З часом ці винесенні водою продукти ерозії призводять до засолення води безстічного озера. Оскільки основний відтік з цих озер в основному здійснюється за рахунок випаровування і інфільтрації, безстічні озера, як правило, більш чутливі до забруднення навколишнього середовища, ніж водні об'єкти, які мають доступ до Світового океану.

**Проточні озера** поширені здебільшого в областях гумідного (вологого) клімату та живляться водами річок і атмосферних опадів. Характерною особливістю таких озер є те, що окрім випаровування, вони також віддають воду через річки та струмки, які з них витікають, або шляхом підземного стоку.

**Озера з перемінним стоком** – це періодично проточні озера, з яких стік води відбувається лише в періоди високих вод.

Мінералізовані озера діляться на **хлоридні, сульфатні та карбонатні**. Хімічний склад озерної води значною мірою визначається характером осадконакопичення.

За характером руху води озера діляться на проточні та застійні. **Проточні озера** характеризуються рухом маси річкової води і тимчасовими переміщеннями води, пов'язаними з вітровими хвилями, висота яких іноді може досягати 5 м. У **застійних озерах** переміщенню підлягають тільки води поверхневих шарів. Води глибоких горизонтів залишаються нерухомими, при цьому вертикальна циркуляція відсутня і в придонній частині, де відбувається інтенсивний розклад органічної речовини, утворюються сірководень, вуглекислий та інші гази.

Будову озерної котловини і основні процеси, які відбуваються в районі озера, демонструє рис. 27.

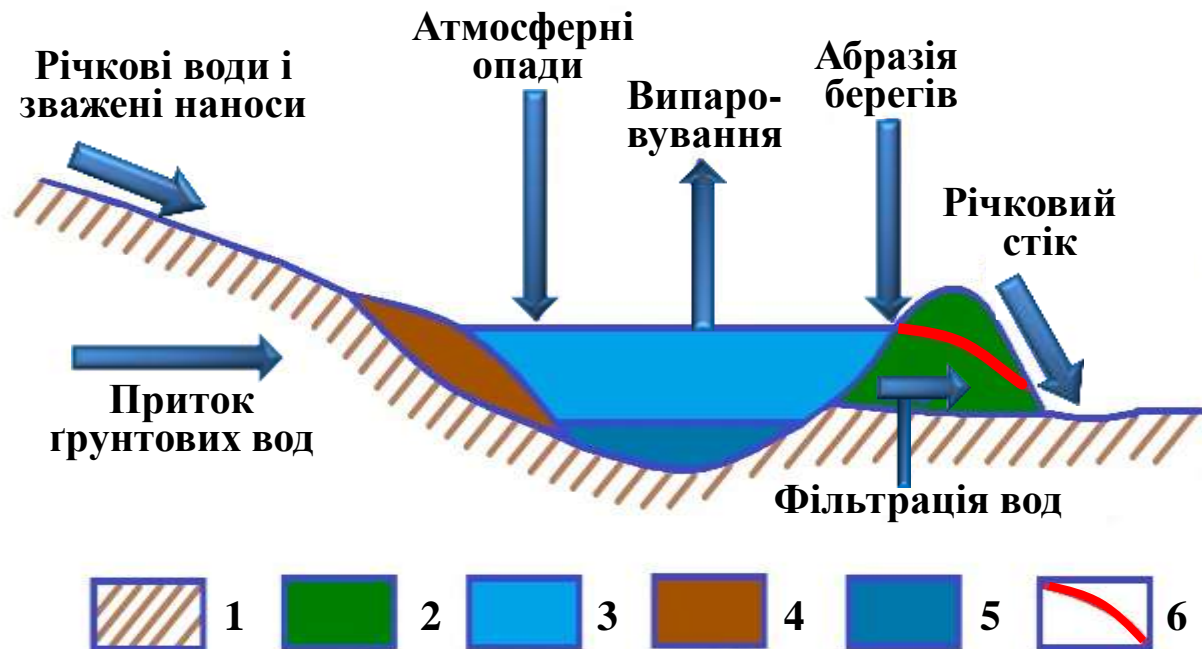
**Основні складові елементи геологічної діяльності озер:**

- ✓ абразія (руйнування, розмивання) берегів та дна,
- ✓ перерозподіл матеріалу в середині водоймища;
- ✓ осадконакопичення.

Характер та інтенсивність геологічних процесів залежать від типу та розмірів озерної улоговини, динаміки і складу води, а також

від інтенсивності розвитку біоти.

**Озерна абразія** обумовлюється рухами води і, перш за все, вітровими хвилями, і залежить від розмірів озера, висоти хвиль та інтенсивності руйнування берегів.



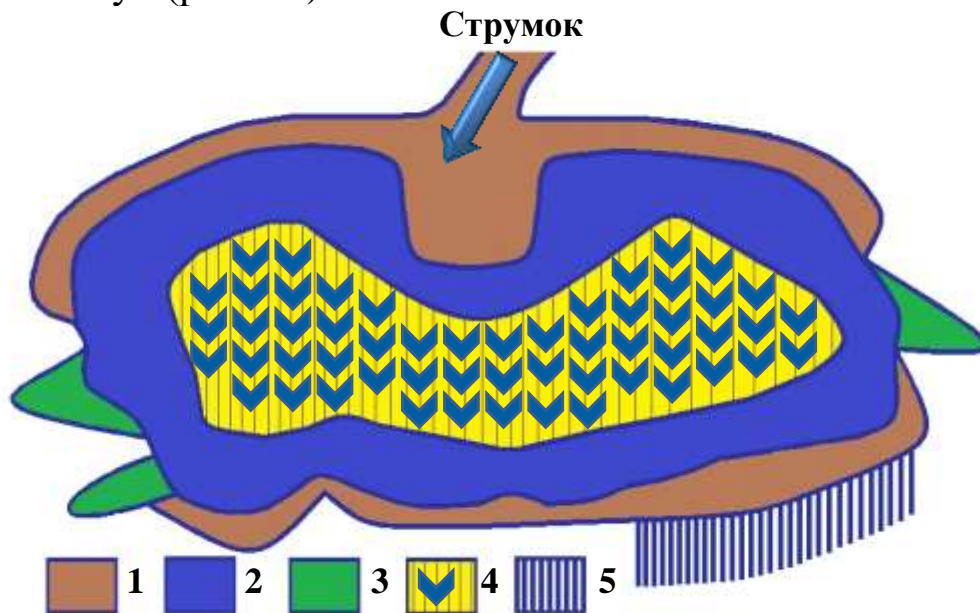
**Рис. 27. Будова озерної котловини і основні процеси, які відбуваються в районі озера:**

1 – корінні породи, 2 – гребля (запруда), складена пухкими відкладами, 3 – вода, 4 – дельта, складена наносами, 5 – мулисті озерні відклади, 6 – річкове русло.

**Перерозподіл уламкового матеріалу**, який надходить у озеро при руйнуванні берегів або приноситься водами поверхневого стоку, відбувається шляхом сортування за розміром і рознесення хвилями та течіями по всьому водоймищу. Після цього уламковий матеріал осідає на дно та переміщується з органічними і хемогенними осадами, які утворюються безпосередньо в озері. Таким чином відбувається **осадконакопичення**. В озерах утворюються теригенні (уламкові), органічні та хемогенні осади.

Накопичення **теригенних осадів** найбільш притаманно проточним дельтовим озерам і значним за розмірами водоймищам з інтенсивним проявом абразії. Завдяки інтенсивному руху води уламковий матеріал тут є добре відсортованим. Галька і пісок накопичуються поблизу гирла річки або струмка (утворюють підводну дельту), а також біля підніжжя крутих берегів, які

піддаються розмиву. Алевритовий та глинистий матеріал розноситься по всій території озера і, осідаючи, утворює на дні тонкозернистий теригенний мул (рис. 28).



**Рис. 28. Схема розподілу відкладів в озері:**

1 – галька та пісок; 2 – глинистий, вапнистий та інший мул; 3 – органічно-детритовий (рослинний) мул; 4 – діатомовий мул; 5 – крутий берег.

**Органогенні осади** відкладаються, як правило, у відносно спокійних у гідродинамічному відношенні неглибоких озерах. Обмілілі береги таких озер заростають рослинністю (осока, рогаза, очерет, лілії), яка відмирає восени і накопичує на дні озера шар органічної маси, що перетворюється на торф. Рослинний планктон (різноманітні види водоростей) наприкінці літа тонким шаром покриває майже всю поверхню озера. Відмираючи він опускається на дно, змішується з глинистими відкладами і утворює шар органічного мулу. За участю анаеробних бактерій з часом мул перетворюється на сапропель, який, в свою чергу, утворює сапрокол – породу чорно-коричневого кольору, що відноситься до класу бурого вугілля сапропелевого типу. До органігенних озерних відкладів відносять також черепашкові вапняки, які утворюють малопотужні прошарки та лінзи. Рештки діатомових водоростей утворюють кременистий діатомовий мул, який є основою для утворення діатоміту – пухкої органігенної гірської породи.

**Хемогенні відклади** характерні для озер з високим ступенем



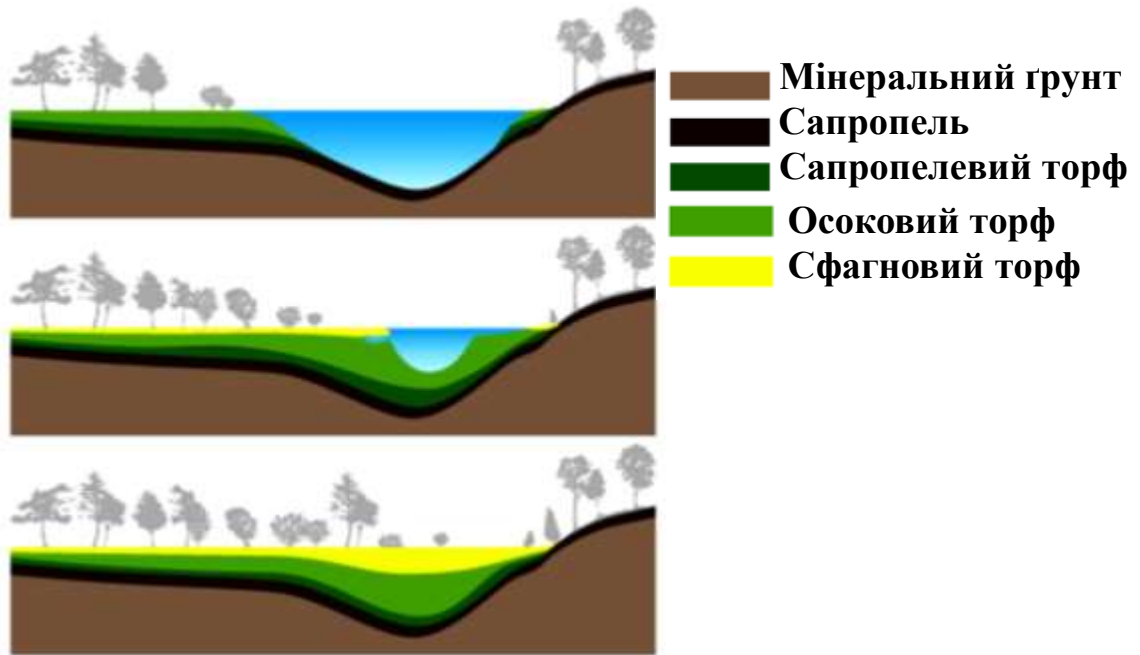
мінералізації води, які поширені в посушливих районах з інтенсивним випаровуванням. Поступово солі, які містяться у воді, осаджуються і утворюють поклади кухонної і калійної солей, мірабіліту, соди та інших хомогенних корисних копалин. За умов вологого клімату у прісноводних озерах накопичується карбонатний мул, який поступово перетворюється на вапняки і мергелі. Хомогенні відклади, які приносяться струмками, річками або підземними джерелами, утворюють такі породи, як залізні або марганцеві руди, боксити, галіт, гіпси.

**Болото** – ділянка земної поверхні, яка характеризується постійним або періодичним перезволоженням і властивою вологолюбною рослинністю. Загальна площа боліт Землі становить 350 млн. га, в Україні – 1170 тис. га, у Херсонській області – 6,7 тис. га. Виникають болота, як правило на місці озер, в заплавах річок і струмків, в приморських низовинах, лісових та лучних перезвожених западинах.

В результаті заростання озера болотною рослинністю і накопичення на дні рослинних решток утворюються **озерні болота** (рис. 29). Заростання озера розпочинається з його берегів. До глибини 1 м переважає осока, глибше (1-2 м) – рогоза та очерет, на глибинах до 4-5 м – водяні лілії. З настанням осіннього періоду рослинність відмирає і осідає на дно, утворюючи рослинний мул і торф. Внаслідок накопичення осадів озеро стає мілким, а ділянки під рослинністю розширюються, розростання просувається у напрямку до середини озера. Поступово усе озеро заростає і таким чином перетворюється на болото.

**Лісові і лучні болота** прив'язані до постійно перезвожених понижених елементів рельєфу. Тут інтенсивно відбуваються процеси вилуговування (вимивання) речовин, необхідних для нормального розвитку рослинності, що призводить до відмирання останньої. Деревна рослинність лісу і трав'яниста рослинність луку змінюється на невибагливі до умов живлення зелені та сфагновий мохи, які за умови насичення водою, перекривають доступ кисню до рослинних решток, що розкладаються. В результаті відбувається процес торфоутворення.

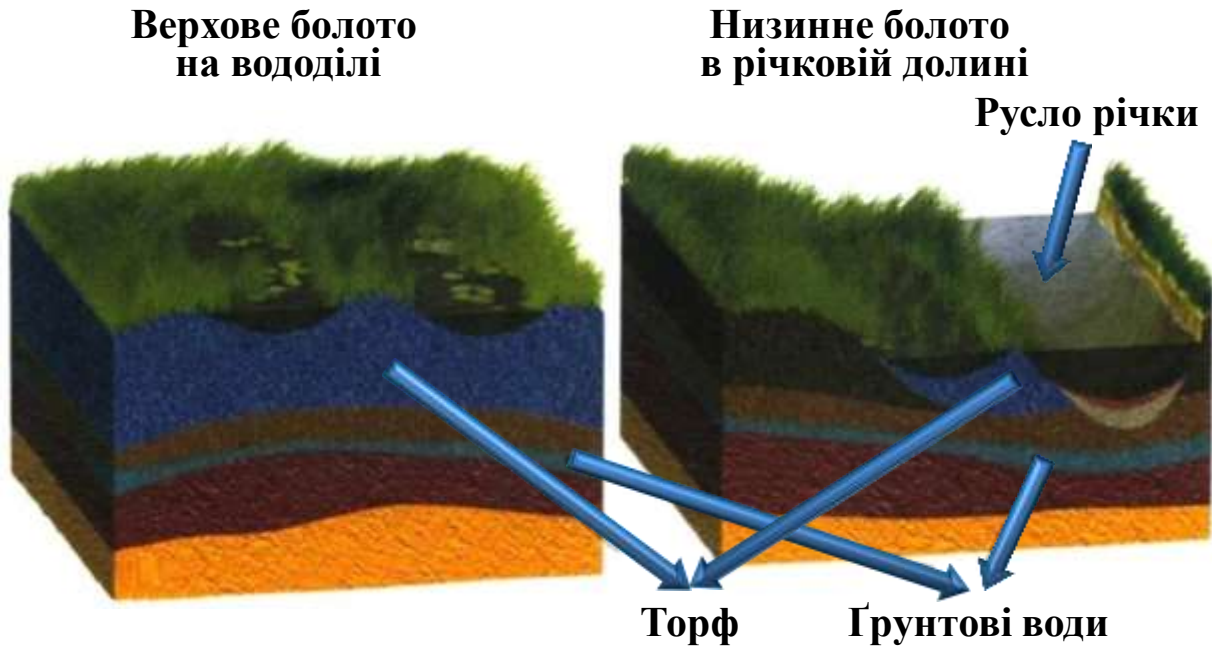
За умовами утворення всі болота поділяють на верхові, низинні, перехідні та приморські.



**Рис. 29. Схема будови (розріз) випуклого болота, утвореного внаслідок заростання озера**

**Верхові болота** (рис. 30) утворюються винятково за рахунок атмосферних опадів. Ґрунтові води участі в їх утворенні не приймають, їх або дуже мало, або вони знаходяться занадто глибоко. Вода атмосферних опадів збіднена на поживні речовини, тому на верхових болотах розвивається рослинність, невибаглива до умов живлення. Зазвичай, це сфагновий мох, який може вбирати і утримувати воду, в декілька разів важчу за власну вагу. Окрім цього, він виділяє кислоту для розкладу атмосферного пилу і таким чином отримує усі необхідні елементи живлення. Верхові болота характеризуються слабо розвиненою деревною рослинністю.

Утворюються верхові болота двома способами. На підвищених елементах рельєфу, наприклад на вододілі, можуть траплятися заповнені дощовою водою заглиблення. У таких місцях одразу відбувається накопичення верхового торфу незначної потужності. Але частіше верхові болота утворюються шляхом перетворення низинних боліт. Це відбувається у випадках, коли шар низинного торфу настільки збільшується, що закриває рослинності на його поверхні доступ до ґрунтових вод. Позбавлена мінерального живлення болотна флора витісняється сфагнумом, який здатний задовольняти свої потреби лише атмосферними опадами. Поступово низинне болото перетворюється на верхове.



**Рис. 30. Схематична будова верхових і низинних боліт**

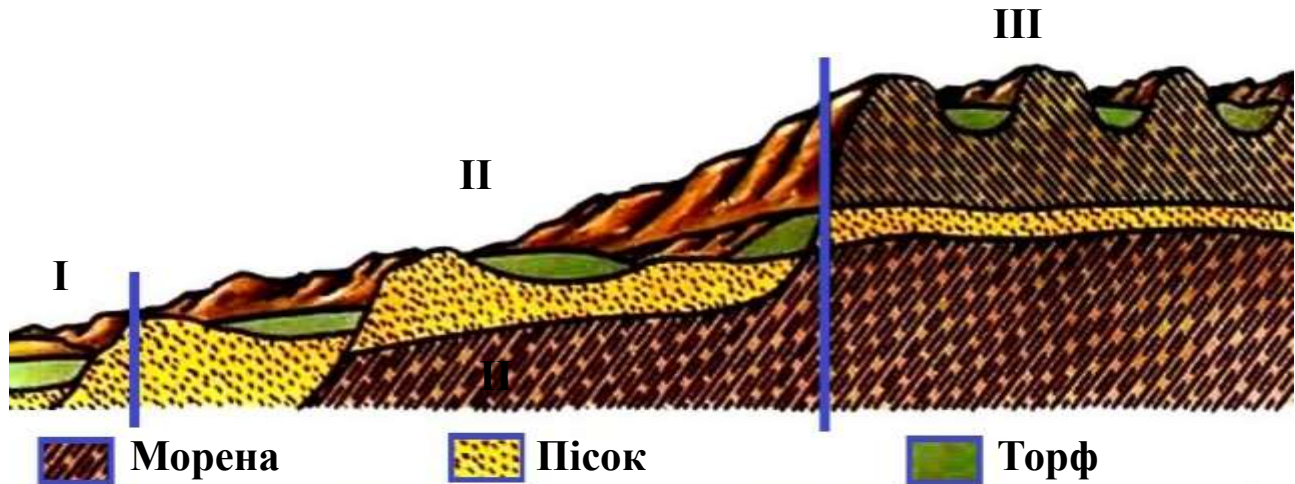
**Низинні болота** прив'язані до улоговиноподібних форм рельєфу і, здебільшого, утворюються на місці озер. Джерелом їхнього живлення є підземні води та води наземного стоку. Комплекс рослинності в них значно різноманітніший, порівняно з верховими болотами. Тут ростуть зелений мох, осока, очерет, а з дерев найпоширеніші вільха та береза.

**Перехідні болота** займають проміжне положення між верховими і низинними. Живляться вони атмосферними опадами і підземними водами.

**Приморські болота** займають значні територіальні простори на морських узбережжях з вологим кліматом. Живляться вони атмосферними опадами і водою припливів. Характеризуються різноманітною рослинністю, здебільшого, деревною, але з кореневою системою, пристосованою до тривалого перебування під водою.

Основна геологічна дія боліт полягає в утворенні **торфу** – органічної гірської породи, складеної з решток рослинних організмів, які в болотах за відсутності кисню повністю розклалися. Торф має буре, сіре або чорне забарвлення. Вміст мінеральних домішок становить від 2 до 20% (на суху масу) і обумовлює зольність торфу: торф верхових боліт має зольність 2-4%, перехідних – 4-6%, низинних – 6-20%. За складом рослинності виділяють деревний,

трав'яний та моховий торф. Залягає торф у вигляді лінзо- та пластоподібних тіл потужністю до 20 м і більше (рис. 31).



**Рис. 31. Залягання торф'яних родовищ по рельєфу:**

I – торф'яні родовища заплав; II – торф'яні родовища терас;

III – торф'яні родовища вододільного і моренного рельєфу.

В болотах, і особливо низинних, формуються також і хемогенні відклади – болотне вапно, болотна залізна руда, віванітові глини.

## **7. ГЕОЛОГІЧНА ДІЯ СНІГУ, ЛЬОДУ, ЛЬОДОВИКІВ**

**Сніг** – це тверді атмосферні опади у вигляді шестикутних пластинок чи призм з кристаликів льоду (сніжинок), які випадають з шарувато-дощових хмар за мінусової або близької до 0°C температури. Процес випадання снігу називається **снігопадом**, а перенесення його вітром над Землею – **хуртовиною**. Шар снігу, що утворюється на земній поверхні внаслідок снігопадів, називається **сніговим покривом**.

Сніг є термічним ізолятором, він зберігає тепло в ґрунті, викликаючи охолодження повітря приземного шару. За потужного снігового покриву озимі культури не вимерзають. Сніговий покрив площею 1 га й висотою 80 см під час танення утворює близько 20 т води.

Геологічна діяльність снігу різноманітна. Під час танення він дає початок струмкам і живить річки. Сніг, що розвіюється вітром, утворює снігові замети, шкідливі для народного господарства. У горах танення снігу призводить до утворення гляціоселей, снігових

лавин, соліфлюкційних напливів, які переносять зі схилів продукти механічного вивітрювання – валуни, щебінь і більш дрібний матеріал.

**Снігова лінія** (рис. 32) – межа, вище якої у горах зберігається сніг, який не тоне, і перетворюється на лід. Вище від снігової лінії накопичення твердих атмосферних опадів переважає над таненням і випаровуванням. Снігова лінія розташована нижче в холодних та вологих районах і вище – в теплих та посушливих (рис. 33). В Антарктиці вона опускається до рівня моря, а в Арктиці розташована на кілька сотень метрів вище рівня моря. Найбільшої висоти снігова лінія досягає в сухих тропічних і субтропічних районах у літній період.



**Гора Фудзі – діючий  
стратовулкан (Японія)**



**Котопахі – діючий  
вулкан (Анди)**

**Рис. 32. Снігова лінія**

Снігова лінія в реальних умовах рельєфу земної поверхні є відображенням нижнього рівня хіносфери. **Хіносфера** – область, яка знаходиться між нижньою і верхньою сніговими лініями, в якій накопичується сніг і утворюються льодовики. Потужність і висота хіносфери над рівнем моря визначаються сніговою лінією.

Колосальні маси снігу, що зриваються з гірського схилу і переміщуються вниз з великою швидкістю, називають **сніговою лавиною**. Виникнення лавин можливе в усіх гірських районах світу, де встановлюється стійкий сніговий покрив. Швидкість руху лавин у середньому становить 20-30 м/с. Падіння лавин, зазвичай, супроводжується своєрідним свистом низького тону (при падінні сухого снігу), шкребінням (при падінні мокрого снігу) або оглушеним шумом (при виникненні повітряної хвилі). Лавини володіють величезною руйнівною силою, викликаючи значні катастрофи, вони



перешкоджають нормальній експлуатації доріг, промислових споруд та спортивних комплексів.

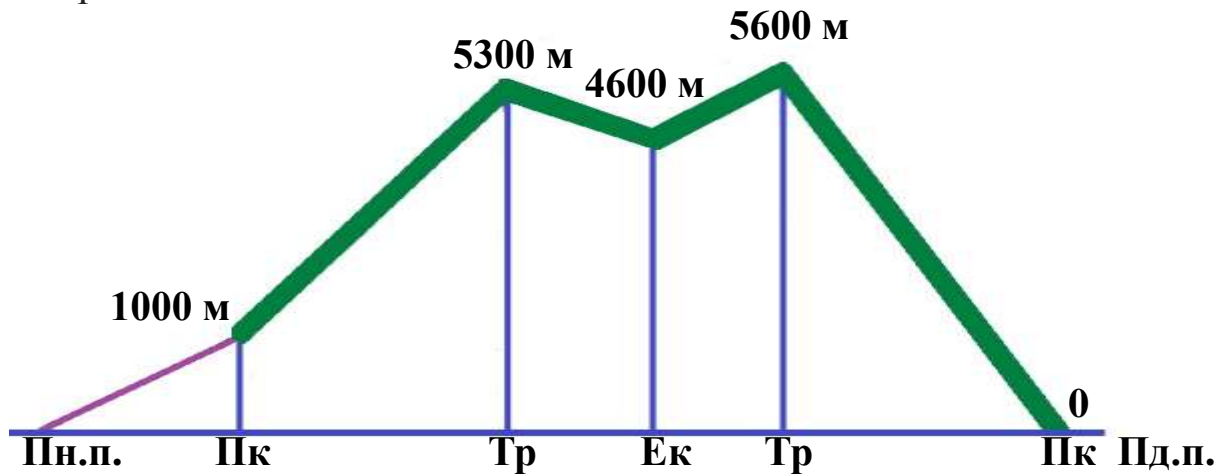


Рис. 33. Висота снігової лінії

Найбільш сприятливими для накопичення снігу формами рельєфу в гірських районах є циркоподібні улоговини і вирівняні майданчики у верхніх частинах гір. Сніг тут упродовж тривалого часу перетворюється спочатку у **фірн** – зернистий сніг (розмір зерен у верхніх шарах фірну – 0,5-5 мм, на глибині 6 м – 10-100 мм). Кубічний метр фірнового снігу важить до 600 кг, а звичайного снігу – 85 кг. Щільність фірну – 0,2-0,6 г/см<sup>3</sup>. Найбільші розміри мають фірнові поля Гренландії та Антарктиди. Фірн, у свою чергу, перетворюється в **глетчер** – крупні за розміром (від горошини до курячого яйця) зерна льоду. Маса 1 м<sup>3</sup> глетчерного льоду становить 900-960 кг, щільність – 909 г/см<sup>3</sup>, тобто близька до щільності річкового льоду 0,917 г/см<sup>3</sup>. Перетворення снігу в глетчер триває сотні років. З 10 м<sup>3</sup> снігу утворюється 1 м<sup>3</sup> глетчерного льоду.

**Лід** – це низькотемпературна особлива мономінеральна гірська порода, яка складена мінералом водою. Лід – вода у твердому стані. Загальні запаси льоду на Землі становлять близько 30 млн. км<sup>3</sup>. Існують відомості про наявність льоду на планетах Сонячної системи та у кометах. Основні запаси льоду на Землі зосереджені в полярних країнах (головним чином в Антарктиді, де товщина льодового покриву досягає 4 км). Лід володіє специфічними властивостями. Під дією тиску він втрачає властивості твердого тіла і стає подібним до в'язких рідин. Широке розповсюдження льоду на Землі, суттєво впливає на клімат планети, гідрологічні процеси, планетарний кругообіг води та на формування рельєфу земної поверхні.

Розрізняють наступні **види льоду**: підземний (багаторічна мерзлота), річковий, озерний, морський і материковий. Найбільше значення має материковий лід, що утворився в результаті змерзання й перетворення великої кількості снігу. Підземний, річковий, озерний і морський льоди мають стовпчасту структуру й утворюються в результаті замерзання води. Для них характерна шаруватість.

**Льодовики** – це стійкі у часі природні маси кристалічного льоду на земній поверхні, формування яких відбувається вище снігової лінії, коли сніговий покрив не встигає повністю розтопитись і випаруватись. Льодовики широко розповсюджені у високих широтах північної і південної півкуль Землі, у високих горах всіх широт. Основна маса льодовиків зосереджена в Антарктиді та Гренландії. Загальна площа сучасних льодовиків становить 16 млн. км<sup>2</sup> (11% від площі суходолу). Загальний об'єм льоду, який міститься у льодовиках, оцінюється близько 30 млн. км<sup>3</sup>. Льодовики на поверхні суходолу формуються в районах, де впродовж року існує від'ємна температура і можливе постійне накопичення снігу і льоду, а також наявність похилих схилів і западин, захищених від сонця і повітря. Висоти, на яких утворюються льодовики, в різних районах земної кулі неоднакові і залежать від географічної широти, місцевого клімату, рельєфу.

Володіючи пластичними властивостями, льодовик, на зразок річки, рухається під дією сили тяжіння. Поступово він витягується у довжину і переміщується вниз. Коли льодовик перетинає снігову лінію, говорять про його наступ. Відступ льодовика відбувається під час потепління, коли в горах інтенсивно тануть сніг і лід. Швидкість руху льодовиків залежить від кількості опадів в **області живлення** (область, де відбувається накопичення снігу і перетворення його у фірн і глетчерний лід), потужності льоду, **області стоку** (територія, по якій рухається і стікає глетчерний лід), топографічних умов льодовикової області – схилу ложа (рис. 34). Рух льодовиків можливий за потужності льоду понад 15-20 м, коли маса льодовика перевищує силу тертя. Швидкість руху гірських льодовиків коливається від 0,1 до 7, материкових – від 15 до 22 м за добу.

Льодовики різняться за розміром, формою, областями живлення і стоку, положенням над рівнем моря й іншими особливостями. Вони поділяються на три основні типи: гірські (або альпійського типу), покривні (або материкового типу) та проміжні.

**Гірські льодовики, або льодовики альпійського типу,** приурочені до западин, долин річок, ущелин та інших депресивних форм рельєфу високогірних районів. Характерною їх особливістю є порівняно незначна потужність і чітко виражені області живлення, які розташовуються вище снігової лінії, – фірнові басейни. Лід рухається лінійно у вигляді крижаних потоків (язиків). Такого типу льодовики розвинуті в Альпах, Гімалаях, на Тянь-Шані, Памірі, Кавказі та інших гірських районах північної та південної півкуль планети. Характерним в цьому відношенні є льодовик Федченка на Памірі.



**Рис. 34. Схема розташування області живлення і стоку льодовика**

У високогірних частинах долин річок формуються **долинні гірські льодовики**. Льодовики, які приурочені до кріслоподібних заглиблень, називаються **каровими**. Вони мають незначну потужність і характеризуються відсутністю стоку. **Висячі** льодовики розташовуються в западинах на крутих гірських схилах, звідти витікають короткими потоками, висять над урвищами, періодично відколюються і зриваються вниз у вигляді лавин (рис. 35).

**Покривні льодовики, або льодовики материкового типу** займають значні територіальні простори в полярних районах і розташовуються практично на рівні морів. На відміну від льодовиків

гірського типу, вони не мають чітко відокремленої області живлення та стоку, а їх форма не контролюється рельєфом ложа. Товщина криги таких льодовиків максимальна та приховує всі нерівності земної поверхні. Материкові льодовики мають форму опуклого щита з піднятою центральною частиною (рис. 36). Прикладом таких льодовиків є льодові покриви Гренландії та Антарктиди. Швидкість руху: в льодовиковому щиті – 0,03-0,35 м/добу, вивідних льодовиках – 0,8-27 м/добу. Прикладом **шельфового льодовика** може бути льодовик західної частини Антарктиди, де він досягає дна океану і розповсюджується на окремі острови морів Росса та Уедделла. Шельфові льодовики, сповзаючи у навколишні води Антарктики, утворюють айсберги.



Долинний (Чилі)



Каровий (Росія)



Висячий (Росія)

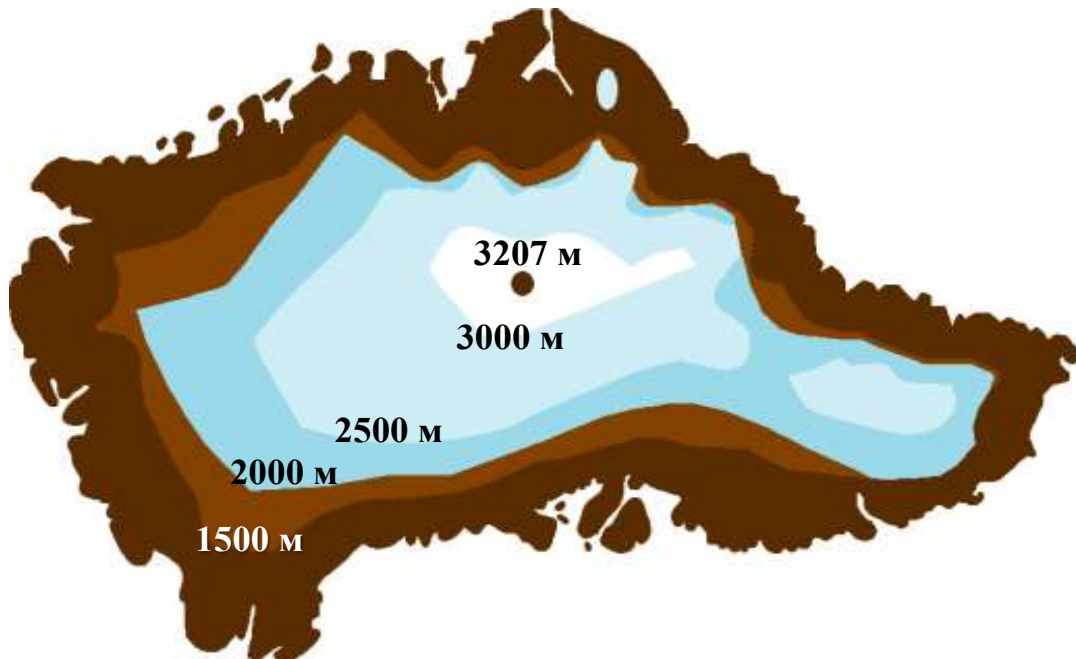
**Рис. 35. Гірські льодовики**

**Айсберг** (рис. 37) – плаваюча льодова гора материкового походження. Надводна частина айсберга становить від 1/5 до 1/6 підводної частини. Розміри айсбергів досягають декількох кілометрів у довжину, а висота сягає 200 і більше метрів. Арктичні айсберги мають пірамідальну форму, Антарктичні – плоскі. Напрямок дрейфу айсбергу залежить від океанічних течій, тому вони часто рухаються проти вітру.

**Льодовики проміжного типу** – це льодовики плоскогір'їв, які утворюються в горах зі столоподібними або плескато-опуклими вершинами. Такі льодовики поширені на Скандинавському півострові і називаються льодовиками скандинавського типу. Проміжні льодовики поєднують особливості гірських і покривних. Спільною рисою з гірськими льодовиками є те, що вони залягають на плоскогір'ях суцільним масивом і під час руху використовують для стоку долини річок, ущелини і круті схили. За розмірами проміжні



льодовики значно перевищують льодовики гірського типу, проте поступаються покривним льодовикам.



**Рис. 36. Материковий льодовиковий щит Гренландії**



**В-15**



**Ламберта**

**Рис. 37. Найкрупніші айсберги світу**

Льодовики виконують велику руйнівну, творчу і транспортуючу діяльність. Рухаючись по земній поверхні, вони подрібнюють і розкришують уламки скель, що зустрічаються на їх шляху, стирають, борознять і полірують поверхні гірських порід, виорюють пухкі відклади, іноді залишаючи після себе досить великі, нерідко витягнуті у напрямку руху, ванни виорювання. Захоплені льодовиками уламки ще більшою мірою посилюють руйнівну діяльність. Процес руйнування гірських порід під час руху льодовика називається **екзарацією** або **льодовиковою ерозією**.



Внаслідок активної діяльності льодовиків схили, по яких вони пересувалися, стають більш пологими. Згладжені рухомими масами льоду скельні виступи корінних порід, які оголюються переважно під тиском відступаючих язиків льодовика, називають **баранячими лобами** (рис. 38). Поверхня баранячого лоба обернена на зустріч руху льодовика, згладжена, покрита льодовиковою поліровкою, порізана валунами. На протилежній стороні, звернутій до руху льодовика і переважно більш крутій, поліровка відсутня і видно сліди відриву і руйнування гірської породи. Довжина баранячих лобів – від декількох до сотень метрів, висота – 50 м. Зустрічаються вони в зонах сучасного і давнього зледеніння. Поширені у Новій Шотландії (Канада), Фенноксандії, що охоплює Скандинавський і Кольський півострови, Фінляндію і частину Карелії.



Луганська область (Україна)



Ладозькі шхери (Росія)

**Рис. 38. Баранячі лоби**

Скупчення баранячих лобів в місцях виходів кристалічних порід на щитах утворюють поверхні хвилястого вигляду – **кучеряві скелі**.

Льодовики, що спускаються з гір, перетворюють річкові долини з коритоподібним поперечним профілем у льодовикові, або **трогові долини** (рис. 39).

Схили типових трогових долин угорі переходять у більш пологі ділянки, які називають плечима трогів. У деяких трогів буває не одна, а дві або три пари плечей. Такі вкладені трогови пояснюють врізанням молодих долин в днища більш давніх долин. У поздовжньому профілі трогові долини мають східчасту форму, де чергуються поглиблені ділянки (басейни виорювання) з піднятими скелястими уступами (ригелями) (рис. 40). Басейни часто заповнені озерами або річковими

відкладами, а ригелі найчастіше оголені, вкриті баранячими лобами й "виорані" льодовиковими шрамами та штрихуванням.



Трог в горах Юф



Долина Лаутербрунненталь

**Рис. 39. Трогові долини в Швейцарії**

Характерною рисою трогових долин є висячі долини-припливи. Їх днище лежить вище, нерідко на 150-200 м і більше, ніж дно основної трогової долини, і відділяється від нього гирловим уступом. Це пояснюється тим, що льодовик, який заповнював основну долину, вривався сильніше, ніж його дрібніший приплив. Найбільші трогови можуть досягати в довжину кількох десятків, а іноді сотень кілометрів. Троги розповсюджені у всіх гірничо-льодовикових районах суходолу. Там, де льодовики досягали або досягають рівня моря, трогові долини продовжуються у вигляді **фіордів**.

Виділяють **три типи льодовикових відкладів**:

- ✓ відклади моренних акумуляцій;
- ✓ відклади текучих вод – флювіогляціальні;
- ✓ відклади стоячих вод – озерні.

Уламковий матеріал, що переміщується і відкладається льодовиком, називається **мореною**. **Рухомі морени** пересуваються з льодовиком у замерзлому стані. **Нерухомі морени** залишаються на земній поверхні після танення льодовика. Рухомі морени поділяють на донні, внутрішні і поверхневі. В гірських льодовиках виділяють ще серединні та бокові морени.

**Донні морени** розташовуються по підшві льодовика. Вони представлені продуктами підльодовикового вивітрювання та уламками, відірваними льодовиком від ложа під час його руху.

Оскільки матеріал, що несе льодовик, перетирається, то в донній морені поряд з крупними уламками містяться пилюваті та глинисті частинки. Для неї характерна велика щільність.

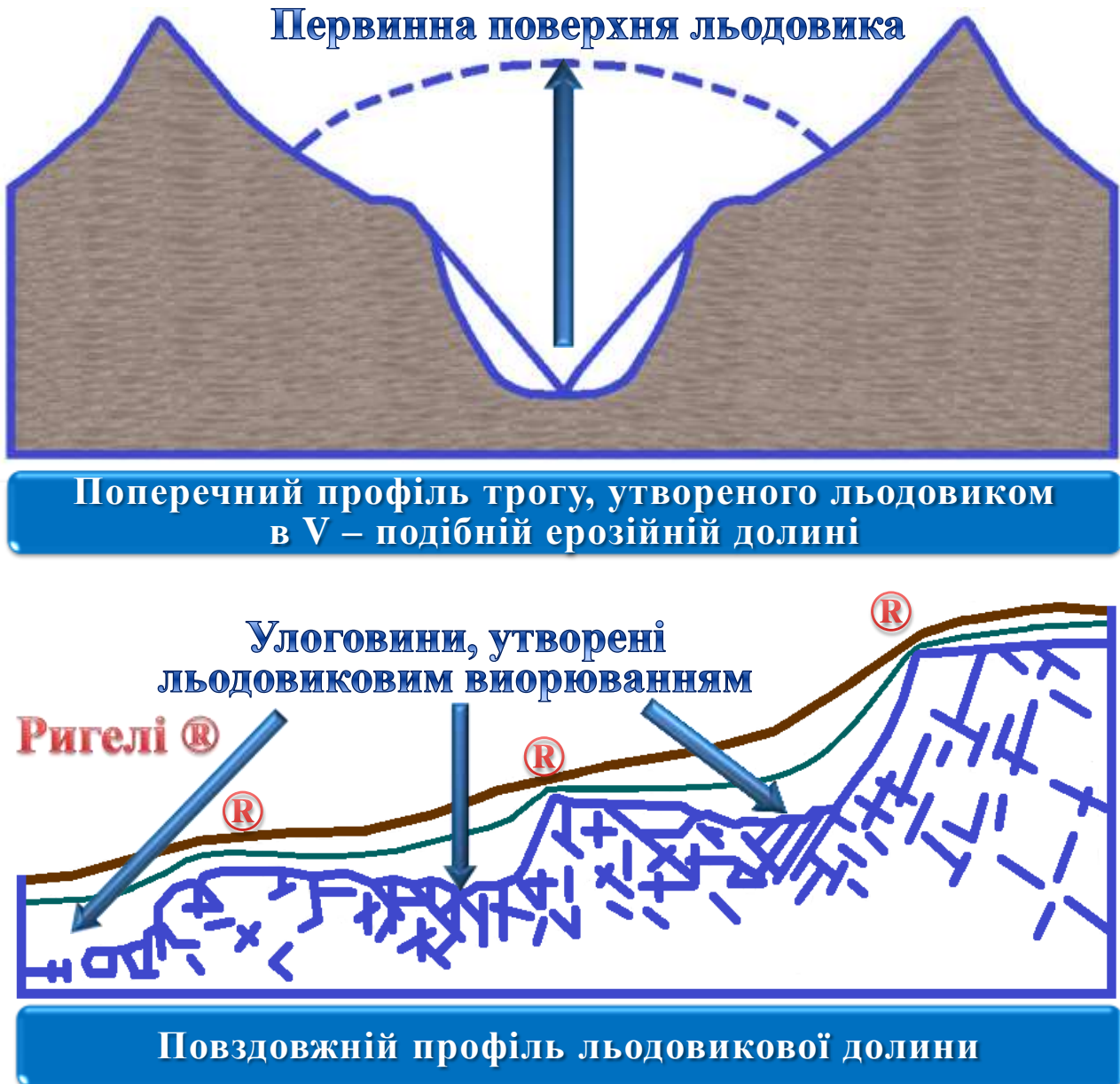


Рис. 40. Схема трогової долини

**Внутрішні морени** утворені уламковим матеріалом, що рухається в тілі льодовика. Поблизу краю льодовика внутрішня морена витоплюється, закриває поверхню льодовика – утворюється **поверхнева морена**.

У місцях закінчення льодовика відбувається накопичення матеріалу – **кінцева морена**. Чим триваліший строк стаціонарного

положення льодовика, тим вищий вал кінцевої морени (до декількох десятків метрів). При відступі льодовика серединні, бокові, донні та внутрішні морени, зливаючись, утворюють **основну морену**, що має рівнинний або горбистий рельєф.

Морени називають ще льодовиковими або гляціальними відкладами. Це несортована суміш уламків різнорідного за крупністю матеріалу: глини або суглинку з щебенем та валунами. Найбільш часто зустрічаються моренна глина та валунні суглинки. Колір їх залежить від кольору порід, захоплених льодовиком. Ці породи нешаруваті, залягають нерідко у вигляді валів, горбів та інших неправильних форм.

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 морени. 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 один з одним. Перші з них мають витягнуту форму в напрямі руху льодовика, а другі являють собою хаотично розкидані пагорби висотою до 12 м. Моренні вали представлені переважно озами, зандрами і друмлинами (рис. 41).

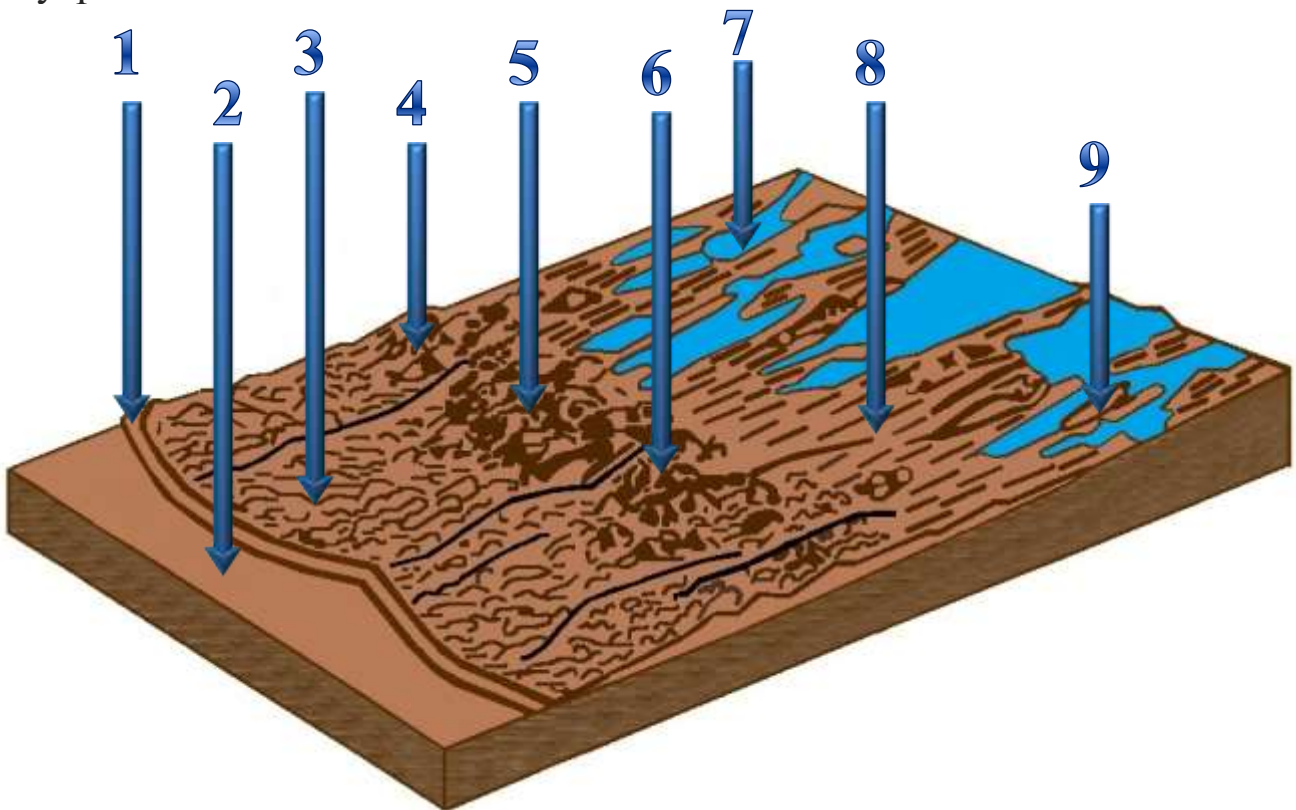
**Ози** (рис. 42) – валоподібні звивисті моренні гряди висотою до 20-50 м і більше, шириною від 100-200 м до 1-2 км і довжиною до 30-40 км. Закінчуються ози, як правило, сплющеними конусами виносу. Акумулятивні форми рельєфу водно-льодовикового походження (ози, ками, дельтово-льодовикові тераси та ін.) об'єднуються терміном «ескери».

**Зандри** (рис. 42) – форми водно-льодовикового акумулятивного рельєфу, утворені потоками талих льодовикових вод поблизу краю льодовика. Являють собою хвилясті рівнини, утворені пісками, гравієм і галькою. Це пологі та широкі конуси виносів післяльодовикових потоків, які при вирівнюванні рельєфу зливаються.

**Друмліни** (рис. 42) – горби продовгуватої форми, витягнуті у напрямку руху льодовика в районі накопичення основної морени. Їх протяжність сягає 1-3 км при ширині 100-700 м і висоті 5-45 м. Ядро друмлинів складається з корінних, здебільшого кристалічних, гірських порід, а верхня частина представлена мореною. Схили друмлинів асиметричні. Крутий округлий схил друмлинів звернений до



зовнішньої сторони руху льодовика, а більш пологий і довгий – до внутрішньої.



**Рис. 41. Схема співвідношення льодовикових і водно-льодовикових форм рельєфу:**

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

Поблизу кінцевих морен часто розташовуються **ками** – горби висотою в середньому до 10-12 м, які за формою нагадують моренні горби, але відрізняються від останніх внутрішньою будовою. Ками складаються з добре відсортованих пісків, іноді з галькою та гравієм, глин і валунів.

До льодовикових утворень належать також **флювіогляціальні осади**, які складені водними потоками, утвореними при таненні льоду. Розрізняють два типи 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.



Ози (Росія)



Ісландські зандри



Друмліни (Франція)

Рис. 42. Ози, зандри і друмлини

До розповсюджених водно-льодовикових відкладів належать **стрічкові глини**, які утворюються в замкнених прильодовикових озерах. Вони характеризуються чергуванням тонко піскових і мулистих шарів, які складають стрічку. Піщані шари стрічки утворюються у весняний і літній період, а мулисті – у зимовий. Потужність стрічок – від 0,5 до 1,5 мм.

Відклади стоячих вод, утворені після танення льодовика й складені пісками, суглинками і глинистим пілуватим матеріалом темно-сірого кольору, називають **озерними відкладами**.

Упродовж геологічної історії Землі неодноразово відбувались різні похолодання. Вони спричинили наступ льодовиків і виникнення льодовикових епох. В результаті різні частини сучасних континентів виявлялись покритими потужною льодовиковою товщею.

У четвертинний період тривалістю 1 млн. років виділяють **чотири льодовикові епохи**:

1. Гюнц – 585-600 тис. років тому;
2. Міндель – 435-482 тис. років тому;
3. Рісс – 182-240 тис. років тому;
4. Вюрм – 12-120 тис. років тому.

Тривалість часу між епохами становила 450 тис. років, а між групами в льодовикових епохах 20-60 тис. років. Зледеніння називають **гляціалами**, а періоди між зледеніннями – **інтергляціалами**.

Герасимов І. П. і Марков Д. Д. виділяють Ліхвинське (епоха Міндель), Дніпровське (епоха Рісс) і Валдайське (епоха Вюрм)

зледеніння. Найбільшу площу займало Дніпровське зледеніння. Льодовик спускався двома язиками по вже тоді існуючих долинах Дніпра й Дону. Потужність льодовика максимального зледеніння доходила до 2000 м у його центральній частині і до 1000 м поблизу південної границі. Про наявність зледеніння вказує наявність в древніх товщах **тилітів** (рис. 43) – ущільнених метаморфізованих моренних відкладів.



**Льодовикові тиліти**



**Тиліти (Норвегія)**

**Рис. 43. Тиліти**

Ми живемо в епоху повсюдного відступу льодовиків у зв'язку із загальним потеплінням як у Північній, так і Південній півкулях. Причини появи зледенінь до цього часу не вивчені. З цього приводу існує багато гіпотез. Деякі вчені пов'язують зміни клімату з космічними явищами: зміною сонячної активності, зміною кута нахилу земної вісі до екліптики, проходженням Сонячної системи крізь різні за щільністю туманності Галактики. Інші вчені пов'язують зміни клімату з явищами, які відбуваються на земній поверхні, наприклад, з інтенсивністю вулканічних вивержень. Причому деякі науковці впевнені, що активна вулканічна діяльність призводить до потепління клімату внаслідок збільшення вмісту у повітрі вуглекислоти, а послаблення вулканічної діяльності призводить до похолодання. Інші науковці заперечують і вважають, що посилення вулканічної діяльності супроводжується похолоданням, тому що виділяється багато пиловатих часток, які зменшують радіацію Сонця.

Разом з тим, для зледеніння на Землі недостатньо тільки зниження температури, необхідне й збільшення вологості повітря. Зміни температури і вологості повітря деякі вчені пояснюють горотворчими процесами. Це одна з найпоширеніших нині гіпотез.

Горотворчі процеси призводять до збільшення площі суходолу, зниження середньорічної температури для великих регіонів Землі, тому що в цей час скорочується водний простір Світового океану, зникають багато морів. Розповсюджена гіпотеза не є загальноприйнятною, тому що вона, як і інші, страждає односторонністю. Вона не спроможна пояснити, чому в четвертинному періоді зледеніння відбувалися один за одним через десятки тисячоліть, а в мезозойській ері зледеніння не було. Також ця гіпотеза не враховує вплив на зміну клімату Землі багатьох факторів, і, зокрема, нею не враховуються космічні причини, які безсумнівно, впливають на земні процеси. Таким чином, основні причини виникнення зледенінь можна звести до наступного:

- ✓ кожні 40 тис. років відбувається зміна нахилу земної вісі;
- ✓ кожні 86 тис. років відбувається зміна ексцентриситету земної орбіти (числова характеристика кінцевого перерізу, яка показує ступінь його відхилення від кола);
- ✓ проходження Землі крізь туманності Галактики;
- ✓ посилення або послаблення вулканічної діяльності;
- ✓ збільшення площі суходолу;
- ✓ перемінність морських течій;
- ✓ зміни температури й вологості повітря внаслідок горотворчих процесів.

Тільки та гіпотеза буде загальновизнаною, у якій льодовикові явища будуть пояснюватися взаємозв'язком земних і космічних факторів, адже льодовики становлять лише ланку в загальному ланцюзі геологічних і географічних явищ.

## **ПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ**

1. Які процеси відносять до екзогенних?
2. Перелікуйте джерела екзогенних процесів.
3. Що таке вивітрювання, денудація, акумуляція і діагенез?
4. Розкрийте взаємозв'язок між вивітрюванням, денудацією та акумуляцією.
5. Які типи вивітрювання Вам відомі?
6. Охарактеризуйте температурне, морозне і механічне вивітрювання.

7. Розкрийте причини, які обумовлюють хімічне вивітрювання, перелікуйте його форми.
8. Що Вам відомо про алітний і сіалітний типи вивітрювання?
9. Охарактеризуйте органічний тип вивітрювання.
10. Як формується кора вивітрювання? Яка вона буває?
11. Що Ви розумієте під стадійністю процесів вивітрювання?
12. Перелікуйте геологічні наслідки вивітрювання.
13. Розкрийте поняття пасатів, антипасатів, мусонів, бризів.
14. Що Вам відомо про циклони і антициклони?
15. Які території є найбільш сприятливими для прояву геологічної діяльності вітру?
16. Охарактеризуйте наслідки руйнівної дії вітру.
17. Бурі, урагани, суховії – їх особливості і наслідки.
18. Яким чином формуються бархани, дюни, горбисті і грядові піски?
19. Які види поверхневого стоку вод Вам відомі? Охарактеризуйте їх.
20. Які поверхневі води несуть особливу небезпеку?
21. Річки: їх класифікація, складові елементи та робота, яку вони виконують.
22. Що Вам відомо про річкові долини і заплави?
23. Типи і особливості алювіальних відкладів.
24. Які води називають підземними?
25. Які класифікації підземних вод Вам відомі?
26. Охарактеризуйте типи підземних вод за умовами їх залягання.
27. Підземні води районів багаторічної мерзлоти та їх характеристика.
28. Яким буває рух підземних вод?
29. Яку геологічну роботу виконують підземні води?
30. Охарактеризуйте поверхневі карстові форми рельєфу.
31. Чому виникають зсуви? Які вони бувають?
32. Які морфологічні області виділяють на дні океанів? Охарактеризуйте їх.
33. Хімічний склад океанічної і морської води.
34. Плоскі і котловинні моря, їх характеристика.
35. Які організми заселяють моря?
36. Зони відкладення морських осадів та їх співвідношення із зонами рельєфу дна Світового океану.

37. Охарактеризуйте осади батіальної зони: синій, червоний і зелений мул.
38. Які осади накопичуються в абісальній зоні? Їх особливості.
39. У чому полягає руйнівна і творча робота морів?
40. Що являють собою озера? Як вони класифікуються?
41. Основні складові елементи геологічної діяльності озер та їх характеристика.
42. Які осади утворюються в озерах? Їх характеристика.
43. Що являють собою озерні, лісові і лучні болота?
44. Які види боліт залежно від умов утворення Вам відомі? Охарактеризуйте їх.
45. Яку геологічну діяльність виконують болота?
46. У чому полягає геологічна діяльність снігу?
47. Про що свідчить снігова лінія?
48. Як відбувається процес перетворення снігу в лід?
49. Лід: його види і властивості.
50. Де формуються льодовики? Їх розповсюдження.
51. Від чого залежить швидкість руху льодовиків?
52. Які типи льодовиків Вам відомі? Їх характеристика.
53. У чому полягає геологічна дія льодовиків?
54. Яким чином льодовики формують рельєф земної поверхні?
55. Охарактеризуйте елементи льодовикового рельєфу.
56. Які типи льодовикових відкладів Вам відомі? Розкрийте їх особливості.
57. Що являють собою моренні вали?
58. Льодовикові епохи четвертинного періоду.
59. Які причини появи зледенінь Вам відомі? Які існують гіпотези з цього приводу?



## СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Тихоненко Д. Г., Дегтярьов В. В., Щуковський М. А., Язикова А. Г., Величко Л. Л., Тарара В. С. Геологія з основами мінералогії. – К.: Вища освіта, 2003. – 287 с.
2. Ігнатенко О. Ф., Капштик М. В., Петренко Л. Р., Вітвицький С. В. Ґрунтознавство з основами геології. – Навчальний посібник. – К.: Оранта. – 2005. – 648 с.
3. Борголов И. Б. Курс геологии (с основами минералогии и петрографии). – М.: ВО Агропромиздат, 1989. – 216 с.
4. Толстой М. П. Геология с основами минералогии. – М.: ВО Агропромиздат, 1991. – 398 с.
5. Гамаюнов В. Е., Сидоренко А. И., Бойко Н. В., Драчева Н. И. Методические указания по основам геологии. – Херсон: ПО «Гамма», 1995. – 86 с.
6. Гамаюнов В. Е., Сидоренко А. И., Бойко Н. В. Геологический словарь. – Херсон: ХГТ, 1996. – 54 с.
7. Гамаюнов В. Е., Драчева Н. И. Выветривание горных пород и минералов // Методические указания. – Херсон, 1997. – 8 с.
8. Гамаюнов В. Е., Гнедой П. Н. Геологическая деятельность ветра, поверхностных, текучих, подземных вод, озер, болот, морей, океанов, снега и ледников // Методические указания. – Херсон, 1997. – 20 с.
9. Гамаюнов В. Е., Драчева Н. И. Поверхностные воды Украины // Методические указания. – Херсон, 1998. – 19 с.
10. Вікіпедія: матеріали під вільними ліцензіями. – Інтернет ресурс: режим доступу [uk.wikipedia.org/.../Вікіпедія:Матеріали\\_під\\_...](http://uk.wikipedia.org/.../Вікіпедія:Матеріали_під_...)

## ЗМІСТ

	<b>Стор.</b>
1. Загальні поняття про екзогенні процеси.....	3
2. Вивітрювання гірських порід і мінералів.....	4
3. Геологічна дія вітру.....	12
4. Геологічна дія поверхневих текучих вод .....	18
5. Підземні води та їх геологічна дія.....	25
6. Геологічна дія океанів, морів, озер і боліт.....	32
7. Геологічна дія снігу, льоду, льодовиків.....	47
Питання для самоконтролю.....	62
Список використаної літератури.....	64



**СИДЯКІНА О.В., СИДОРЕНКО О.І., ІВАНІВ М.О.  
ЕКЗОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ. МЕТОДИЧНА  
РОЗРОБКА. – ХЕРСОН: ВЦ ХДАУ, 2015. – 65 С.**



**Загальні поняття про екзогенні процеси**

**Вивітрювання гірських порід і мінералів**

**Геологічна дія вітру**

**Геологічна дія поверхневих текучих вод**

**Підземні води та їх геологічна дія**

**Геологічна дія океанів, морів, озер і боліт**

**Геологічна дія снігу, льоду, льодовиків**