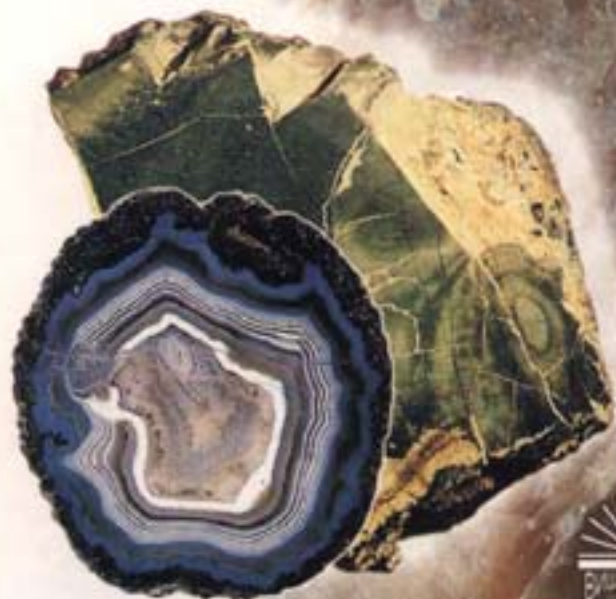


Д. Г. ТИХОНЕНКО
В. В. ДЕДЯРЬОВ
М. А. ЩУКОВСЬКИЙ
А. Г. ВЗИКОВА
Л. Л. ВЕЛИЧКО
В. С. ТАРАРА

ГЕОЛОГІЯ

З ОСНОВАМИ ... МІНЕРАЛОГІЇ



**Д.Г.ТИХОНЕНКО, В.В.ДЕГТЯРЬОВ, М.А.ЩУКОВСЬКИЙ,
А.Г.ЯЗИКОВА, Л.Л.ВЕЛИЧКО, В.С.ТАРАРА**

ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ... МІНЕРАЛОГІЇ

**За редакцією академіка МАНЕБ,
д-ра с.-г. наук, проф. Д.Г. Тихоненка**

Допущено

*Міністерством аграрної політики України
як навчальний посібник для підготовки фахівців
агрономічних спеціальностей в аграрних
вищих навчальних закладах
II – IV рівнів акредитації*

Київ
«Вища освіта»
2003

УДК 55:549(075.8)
ББК 26.3:26.31я73
Г36

*Гриф надано Міністерством аграрної
політики України (лист № 18-2-1-13/868
від 13.11.2001 р.)*

Рецензенти: д-р геол.-мінерал. наук, проф. *Г.О. Білявський* (Національний аграрний університет); д-р с.-г. наук, проф. *А.Д. Балаєв* (Національний аграрний університет); акад. МАНЕБ, д-р с.-г. наук, проф. *Т.О. Грінченко* (Харківський педагогічний університет)

Редактор *Н.А. Серебрякова*

Геологія з основами мінералогії: Навч. посібник / Д.Г. Тихоненко, В.В. Дегтярьов, М.А. Щуковський та ін.; За ред. д-ра с.-г. наук, проф. Д.Г. Тихоненка.— К.: Вища освіта, 2003. — 287 с.: іл.
ISBN 966-8081-09-9

Наведено основні відомості про геологію як науку про Землю, особливості перебігу ендогенних і екзогенних геологічних процесів, про мінерали, гірські породи та їх ґрунтоутворне значення, про агрономічні руди та їх використання в сільськогосподарському виробництві.

В окремому розділі висвітлено питання геологічної історії розвитку Землі, наведено характеристику основних ґрунтоутворних порід, розглянуто основні питання геоморфології.

Для підготовки фахівців агрономічних спеціальностей в аграрних вищих навчальних закладах II – IV рівнів акредитації.

ББК 26.3:26.31я73

ISBN 966-8081-09-9

© Д.Г. Тихоненко, В.В. Дегтярьов,
М.А. Щуковський, А.Г. Язикова,
Л.Л. Величко, В.С. Тарара, 2003



ВСТУП

Геологія (від грец. γῆ — земля, λόγος — вчення) — одна з найважливіших наук про Землю. Вона вивчає склад, будову, історію розвитку Землі і процеси, які відбуваються в її надрах і на поверхні. Геологія тісно пов'язана з багатьма природничо-історичними науками. Сучасна геологія використовує новітні досягнення і методи таких прикладних наук, як математика, фізика, хімія, біологія, географія.

Значний прогрес у геології розпочався з появою суміжних наук. Це геофізика, геохімія, біогеохімія, кристалохімія, палеогеографія, які містять дані про склад, стан і властивості речовин глибоких шарів земної кори та оболонок Землі, розташованих нижче. Особливо слід підкреслити різнобічний зв'язок геології з географією (ландшафтознавством, кліматологією, гідрологією, гляціологією, океанографією) у пізнанні різних геологічних процесів, які відбуваються на поверхні Землі. Взаємозв'язок геології і географії особливо проявляється у вивченні рельєфу земної поверхні і закономірностей його розвитку. Геологія у процесі вивчення рельєфу використовує дані географії, а географія спирається на історію геологічного розвитку і взаємодії різних геологічних процесів.

Сучасне генетичне ґрунтознавство розвинулося із геології і дотепер методично і методологічно пов'язане з нею. Засновник генетичного ґрунтознавства В.В. Докучаєв у визначенні поняття «ґрунт» зазначав, що це «денні», або зовнішні, горизонти гірських порід, істотно змінені під впливом води, повітря, живих та відмерлих організмів. Одним із п'яти природних чинників ґрунтотворення, за В.В. Докучаєвим, є ґрунтотворна, або материнська, порода, від якої ґрунт успадковує низку найважливіших властивостей, що певною мірою визначають його родючість.

Вивчення геологічної будови і геологічної історії земної поверхні загалом або окремої місцевості дає змогу правильно зрозуміти генезис ґрунтів і ґрунтового покриву, просторову диференціацію ґрунтів. Петрографія, мінералогія, кристалографія дають ґрунто-

знавцям методичні основи дослідження мінерального складу ґрунтів та закономірностей його формування і функціонування. Гідрогеологія допомагає вирішувати питання формування і функціонування водного режиму ґрунтів. Для пізнання генезису та еволюції ґрунтів потрібні дані і методи динамічної геології, особливо таких розділів, як тектоніка, вулканологія, сейсмологія. Геоморфологія допомагає зрозуміти й оцінити рельєф у ґрунтоутворенні і географії ґрунтів. Якщо класифікувати всі природні тіла Землі на живі (живі організми) і неживі (косні: гірські породи і мінерали, магма), то ґрунт серед них займає особливе проміжне положення, і є, за виразом В.І. Вернадського, *біокосним тілом природи*.

За геофізичними даними в будові Землі виділяють кілька оболонок: *земну кору, мантію та ядро*. Предметом безпосереднього вивчення геології є земна кора і підстилаючий її твердий шар верхньої мантії — *літосфера* (від грец. λίθος — камінь).

Одним з основних напрямів у геології є вивчення речовинного складу літосфери: гірських порід, мінералів, хімічних елементів. Деякі гірські породи утворюються з магматичного силікатного розплаву, їх називають *магматичними*; інші — шляхом осадження і накопичення в морських і континентальних умовах, їх називають *осадковими*; ще інші — внаслідок зміни різних гірських порід під впливом температури і тиску, рідких і газоподібних флюїдів, їх називають *метаморфічними*.

Речовинний склад літосфери вивчають геологічні науки, які часто об'єднують під назвою *науки геохімічного циклу*. До них належать: *петрографія* (від грец. πέτρος — камінь, скеля, γράφο — пишу, описую), або *петрологія* — наука про магматичні і метаморфічні гірські породи, їх склад, структуру, умови утворення, ступінь зміни під впливом різних чинників і закономірності розподілу в земній корі. *Літологія* — наука, що вивчає осадові гірські породи. *Мінералогія* — наука про мінерали гірських порід. *Кристалографія* і *кристалохімія* займаються вивченням кристалів і кристалічного стану мінералів. *Історична геологія* вивчає історію розвитку земної кори, послідовність утворення в часі різних гірських порід, які складають земну кору. *Четвертинна геологія* — наука про відклади найпізнішого четвертинного періоду, який триває і досі. *Гідрогеологія* — наука про підземні води, їх утворення, залягання, рух, властивості та умови, які визначають використання їх у народному господарстві. *Геоморфологія* вивчає рельєф, його форми, походження і закони розвитку земної поверхні. *Геохімія* — узагальнююча, синтезуюча наука про речовинний склад літосфери, яка спирається на досягнення перелі-

чених вище наук і вивчає історію хімічних елементів, закони їх розподілу і міграції в надрах Землі і на її поверхні.

Перші спроби систематизації питань вивчення земель для сільсько-го господарства і пошуку «каміння» датуються XVI ст. Цар Іван IV для вивчення кордонів Московської держави звелів «землю виміряти і креслення держави зробити». Накопиченню геологічних знань на Русі сприяв гірський промисел. У різних районах країни видобували залізні руди, слюду, сіль. Перша карта Русі «Книга, глаголемая Большой чертеж» була складена наприкінці XVI ст. Вона містила чимало відомостей про родовища корисних копалин. Виявлення численних родовищ корисних копалин і накопичення відомостей про властивості різних руд дали змогу узагальнити одержані знання. Виникла наука про Землю — геологія.

Допетрівську епоху освоєння земних багатств один із дослідників початку XIX ст. назвав «Младенчество горного промысла в России». 1700 р. ознаменувався низкою перетворень Петра Великого: затверджено новий календар, проведено монетну реформу, організовано «Приказ рудних дел», згодом (1716 р.) перетворений на Берг-колегію. В указі про Берг-колегію йшлося про організацію пошуків металів. У 1716 р. в Петербурзі було відкрито музей — Кунсткамеру, що з часом перетворилася на Мінералогічний музей, а в 1725 р. — організовано Академію наук, яка сприяла розвитку наук і освіти, вивченню природних, у тім числі і мінеральних, багатств Русі.

Одним із перших членів Академії наук був великий учений-енциклопедист М.В. Ломоносов (1711 – 1765). Він класифікував гірські породи за походженням, висловив думку про коливальні рухи земної кори, геологічний вік порід, походження рудних і нерудних мінералів, пояснив причини виникнення землетрусів. М.В. Ломоносов створив школу дослідників, які наприкінці XVIII — на початку XIX ст. провели енциклопедичну роботу з вивчення природно-історичних умов великих просторів Русі. За матеріалами академічних експедицій мінералог М.І. Кошкар'єв і геолог Г.П. Гельмерсон склали карти північної та європейської частин Росії. Основи мінералогії як науки сформулював В.М. Севергін (1765 – 1826).

У другій половині XVIII ст. закладаються основи теоретичної геології, порушуються питання походження гірських порід, відбуваються дискусії між нептуністами (А.Вернер, 1750 – 1817) — прибічниками водного походження базальтів і плутоністами (Д. Геттон, 1726 – 1797) — прибічниками теорії утворення усіх порід із магми. Завдяки працям І. Канта (1724 – 1804) та

П.С. Лапласа (1749 – 1827) виникає наукова космогонія. Розвиваються природничі науки. Праці Ж. Ламарка (1744 – 1829), Ч. Лайеля (1797 – 1875) та Ч. Дарвіна (1809 – 1882) спростовують теорію катастроф Ж.Кюв'є (1769 – 1832). Утверджується еволюційний розвиток Землі.

У 1882 р. в Росії було створено Геологічний комітет, головним завданням якого стали систематична геологічна зйомка території країни і складання геологічної карти. Проте через малочисельність штату геологів і вкрай малі капіталовкладення за 35 років існування було виконано зйомку всього лише 10,5 % території країни.

Після революції 1917 р. великий внесок у розвиток геологічних наук зробили О.П. Карпинський (1846 – 1936), А.Д. Архангельський (1879 – 1940), М.М. Страхов (1900 – 1952), В.М. Сукачов (1880 – 1967), Б.Б. Полинов (1877 – 1952).

Буріння глибоких (4 – 6 км) і надглибоких свердловин на суходолі, в континентальному шельфі і в морі, велике поширення геофізики, здебільшого сейсмічних методів, привели в 1950 – 1980 рр. до революції в геології. Передові методи природничих наук кінця ХХ ст. у поєднанні зі старим методом актуалізму Ч. Лайеля — «теперішнє — ключ до вивчення минулого» — дали змогу геологам зробити широкі наукові узагальнення, перейти від якісного розшифрування явищ і процесів до кількісних визначень властивостей речовин нашої планети, до кращого розуміння багатьох процесів, які відбуваються на інших планетах Сонячної системи. Освоєння космосу, дані геофізики, геохімії і сейсмології забезпечили формування нових поглядів на структуру Землі, її оболонкову будову.

Все це дало змогу вченим перейти від вивчення Землі як планети у Всесвіті до дослідження властивостей самої «твердої» Землі, привернуло посилену увагу до її планетарних чинників. В останні 25 років ХХ ст., в епоху науково-технічного прогресу, різко розширилася сфера досліджень Землі у висоту — вивчення космічного простору, в глибину — вивчення процесів, які відбуваються у глибоких шарах земної кори і верхній мантії, в ширину — залучення в геологічну будову морського дна, й особливо в часі — вивчення ранніх періодів історії розвитку Землі. За допомогою засобів космонавтики і внаслідок розвитку усєї галузі космології — порівняльної планетології за останні роки зроблено багато: людина побувала на Місяці, відібрала зразки його ґрунту, на основі методів прямих безпосередніх спостережень із використанням автоматичних приладів

розпочалися дослідження за межами нашої планети. На основі автоматичних фотознімків планет Венери, Юпітера і Сатурна та аналізу структур сьогодні можна зазирнути в ранні періоди історії Землі, уточнити її «обличчя».

До останнього десятиліття XX ст. досягнення людини у сфері технічних і природних наук значно зросли. Триває освоєння космосу, розвивається космологія, космохімія і фізика, сонячна енергетика, розкриваються таємниці біології. Географи і геологи досліджують високі шари атмосфери і дно Світового океану. За геохімією ізотопів уточнено склад ґрунтів, земної кори, метеоритів і близьких планет, розробляються нові методи визначення абсолютного віку геологічних формацій — руд і ґрунтів. У технології й економіці використання мінеральної сировини застосовують нові методи мало-відходної і безвідходної технологій. У картографії складено серії різних карт, у тім числі і глобальних: ґрунтова карта світу В.В. Добровольського (масштаб 1 : 60 000 000), тектонічна карта Євразії О.Л. Яншина (1 : 5 000 000).

Сьогодні перед геологічними науками стоять такі завдання: 1) з'ясувати процеси, які зумовлюють утворення багатьох видів ґрунтів, гірських порід, корисних копалин; 2) підвищити точність прогнозів стихійних явищ — землетрусів, пилових бур, ураганів, сходження снігових лав; 3) розробити наукові методи запобігання негативним явищам — підтопленню, спустеленню і засоленню земель, забрудненню ландшафтів, ерозії тощо; 4) брати участь у розробці програми екологічної безпеки країни.

Геологія має велике загальноосвітнє значення. Російський геолог В.П. Обручев у 1939 р. писав: «Людина, яка не знає основ геології, подібна до сліпого. Блукаючи навколо міста чи села, вона не розуміє всього, що постає перед її очима. Вона сприйматиме тільки зовнішні форми, а не суть явищ. Буде бачити, але не розуміти. Важливо, щоб кожен освічений громадянин був ознайомлений з основами геології і розумів її роль і значення в культурному розвитку країни».

Забезпеченість ріллею в розрахунку на душу населення як у нашій країні, так і за кордоном з року в рік знижується. А це означає, що кожен гектар ріллі має давати все більше і більше продукції. Підвищити урожайність полів можна тільки організацією науково обґрунтованого землеробства з використанням досягнень сучасної науки, в тім числі геології, знань суті ґрунтоутворних процесів. Тому вивчення основ геології для спеціалістів агропромислового комплексу, особливо агрономів, екологів, агрохіміків та ґрунтознавців, є необхідним.



Запитання для самоконтролю: *1.* Чому геологію вважають однією з найважливіших наук про Землю? *2.* Назвіть науки геохімічного циклу. *3.* Дайте коротку характеристику основним періодам розвитку геології як науки. *4.* Яке загальноосвітнє значення має геологія?



Розділ 1

ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ЗЕМЛЮ

1.1. ПОЛОЖЕННЯ ЗЕМЛІ І СОНЯЧНОЇ СИСТЕМИ У СВІТОВОМУ ПРОСТОРІ

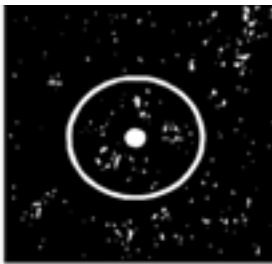
Земля як небесне тіло не є предметом вивчення геології. Проте щоб зрозуміти курс геології, потрібно мати загальне уявлення про її положення у світовому просторі, оскільки на більшість процесів, які відбуваються на Землі та в її надрах, впливає зовнішнє середовище, що оточує нашу планету.

Досить образний опис небесних тіл, які нас оточують, навів академік В.Г. Фесенков у книзі «Космогонія Сонячної системи». Він запропонував уявити в просторі квадрат зі стороною $15 \cdot 10^3$ км (рис. 1.1). На його думку, в такий квадрат можна помістити нашу Землю, яка має середній діаметр 12 756 км. Далі слід поступово збільшити сторону квадрата у 100 разів. У другому квадраті зі стороною $15 \cdot 10^5$ км мають поміститися Земля та її природний супутник Місяць, оскільки відстань від Землі до Місяця дорівнює 384 400 км. Місяць має порівняно невеликі розміри: його діаметр вчетверо менший за діаметр Землі. Об'єм Місяця менший за об'єм Землі майже в 50 разів. Щільність речовини Місяця дорівнює $3,3 \text{ г/см}^3$, а маса — $1/82$ маси Землі. Сила місячного притягання шестеро менша за силу земного, тому Місяць нездатний утримувати швидкі газові молекули і тому на ньому немає атмосфери. У третьому квадраті зі стороною $15 \cdot 10^7$ км розмістяться Сонце і три найближчі до нього планети: Меркурій, Венера і Земля, відстані яких від Сонця дорівнюють відповідно 57,94; 108,26 і 149,509 млн км. Четвертий квадрат зі стороною $15 \cdot 10^9$ км вмістить майже всю Сонячну систему: Сонце, Меркурій, Венеру, Землю, Марс, астероїди, Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон та деякі орбіти комет. Відстань від Сонця до найвіддаленішої з планет — Плутона становить $5,917 \cdot 10^9$ км.

Сонце — це величезна розпечена газова куля діаметром 1 341 тис. км, що в 109 разів перевищує діаметр Землі. Температура його поверхні дорівнює $6000 \text{ }^\circ\text{C}$, а надр, за розрахунками астрофізиків, сягає $20\,000\,000 \text{ }^\circ\text{C}$.



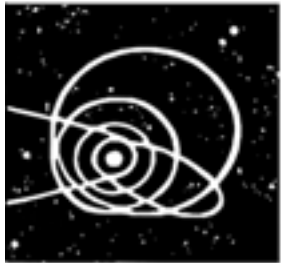
$15 \cdot 10^3$ км



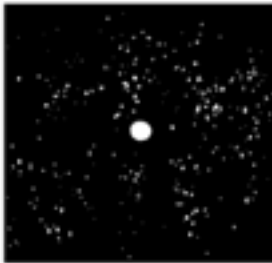
$15 \cdot 10^5$ км



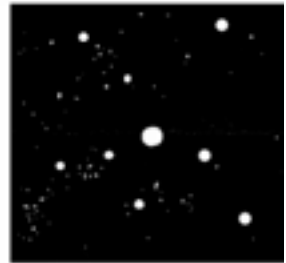
$15 \cdot 10^7$ км



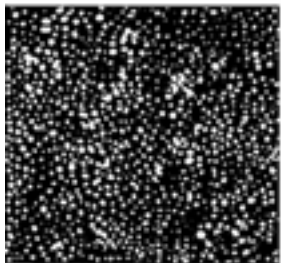
$15 \cdot 10^9$ км



$15 \cdot 10^{11}$ км



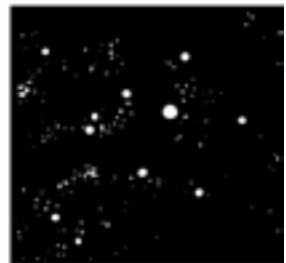
16 світлових років



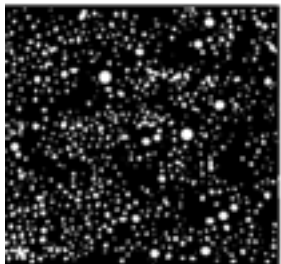
$16 \cdot 10^2$ світлових років



$16 \cdot 10^4$ світлових років



$16 \cdot 10^5$ світлових років



$16 \cdot 10^8$ світлових років

Рис. 1.1. Схема будови Всесвіту

За результатами спектрального аналізу, в атмосфері Сонця міститься більшість відомих на Землі хімічних елементів. З них за об'ємом на частку водню припадає понад 80 %, на частку гелію ~ 18 %, а на решту 64 елементи — 2 %. Сонце випромінює у світовий простір величезну кількість енергії — $(1,4 - 1,6) \cdot 10^{21}$ Дж/с. Внаслідок випромінювання воно щосекунди втрачає 4 млн т своєї маси. За 2 млрд років Сонце втратило всього 1/7500 частину своєї маси. З усієї кількості випроміненої Сонцем енергії Земля одержує тільки 1/2 200 000 000 частку.

Такий незначний відсоток енергії створює сприятливі для життя на нашій планеті кліматичні умови.

За фізико-хімічними властивостями всі планети Сонячної системи можна розділити на дві групи: *внутрішні*, близькі до Сонця і відомі як планети *земного типу* (Меркурій, Венера, Земля і Марс) і *зовнішні*, віддалені від Сонця (Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун і Плутон). Характерні особливості планет земного типу — незначні розміри, відносно повільне обертання і велика щільність, а зовнішніх — великі розміри, що в десятки разів перевищують розміри планет земного типу (рис. 1.2), швидке обертання навколо власної осі (наприклад, період обертання Юпітера 9 год 50 хв) і мала щільність.

У п'ятому квадраті зі стороною $15 \cdot 10^{11}$ км (див. рис. 1.1) у межах його величезного простору крім Сонячної системи більше нічого немає: на відстані, яка в 10 тис. разів перевищує розміри Сонячної системи, не знайдено жодної зірки.

Шостий квадрат зі стороною 16 світлових років¹ крім Сонячної системи вміщує 8 зі-

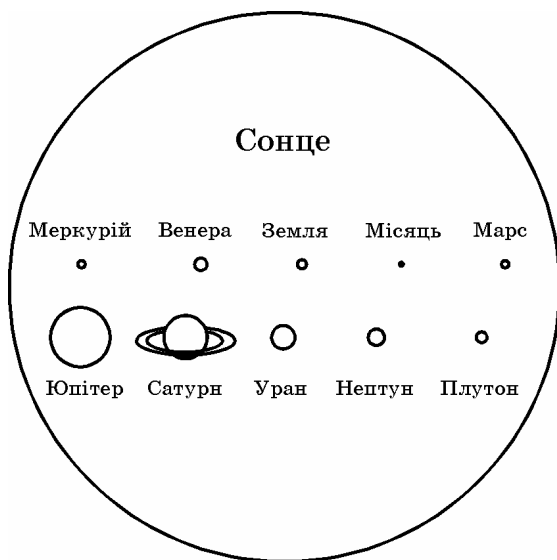


Рис. 1.2. Відносні розміри Сонця і планет Сонячної системи

¹ Світловий рік — це відстань, яку долає світло за рік ($\sim 9,4605 \cdot 10^{15}$ м). Швидкість поширення світла у вакуумі близько 300 000 км/с.

рок. Найближча з них — Проксіма (Альфа Центавра) знаходиться від Сонця на відстані 4,2 світлового року. Найяскравіші з цих зірок Сиріус і Порціон. Сиріус яскравіший за Сонце у 26 разів, а Порціон — у 12 разів.

У цьому квадраті зі стороною $16 \cdot 10^2$ світлових років ($15 \cdot 10^{15}$ км) видно скупчення зірок Чумацького Шляху.

Восьмий квадрат зі стороною $16 \cdot 10^4$ світлових років ($15 \cdot 10^{17}$ км) вміщує весь Чумацький Шлях, або Галактику Чумацького Шляху, тобто ту сукупність зіркових скупчень, до якої належить наша Сонячна система. Сонячна система знаходиться між двома гілками Галактики Чумацького Шляху на відстані 10 тис. парсек (пк)¹ від її центра. Галактика Чумацького Шляху має спіралеподібну форму, а в перетині — веретеноподібну, дуже схожу на галактики сузір'я Великої Ведмедиці.

Дев'ятий квадрат зі стороною $16 \cdot 10^6$ світлових років ($15 \cdot 10^{19}$ км) вміщує нашу і низку інших галактик. Усі вони перебувають у безперервному русі, причому Галактика Чумацького Шляху рухається в напрямку сузір'я Єдиногога зі швидкістю 210 км/с.

Астрономічним спостереженням сьогодні доступний простір, який не перевищує площу десятого квадрата зі стороною $16 \cdot 10^8$ світлових років ($15 \cdot 10^{21}$ км). У межах цього простору можна бачити сотні мільйонів різних галактик, у тім числі таких, що мають спірале- і кулеподібну форму. За сучасними уявленнями, ці галактики комбінуються у велике скупчення — Метагалактику. Всесвіт нескінченний. Ми нині не знаємо, що знаходиться за межами десятого квадрата. Відповідь на це запитання має дати наука майбутнього.

1.2. УЯВЛЕННЯ ПРО ПОХОДЖЕННЯ ЗЕМЛІ (КОСМОГОНІЧНІ ГІПОТЕЗИ)

Проблема походження Землі цікавила людство ще з сивої давнини. У стародавніх греків за два — три століття до нашої ери існували два принципово різних погляди на цю проблему. Згідно з одним із них, Сонячна система побудована геоцентрично (так звана система Птоломея). У центрі Всесвіту знаходиться Земля, а решта планет Сонячної системи, саме Сонце та інші зірки обертаються навколо Землі. Згідно з іншим поглядом (гіпотеза геліоцентризму), центром Всесвіту вважали Сонце.

У середині XVI ст. великий польський астроном М. Коперник (1473 – 1543) математично розвинув геліоцентричну гіпотезу, але й

¹ 1 ПК = $3,0857 \cdot 10^{16}$ м.

після цього вона довго не набувала поширення. Послідовниками М. Коперника стали Дж. Бруно, Г. Галілей, І. Кеплер, І. Ньютон. Відкриття І. Кеплером (1571 – 1630) закону руху планет, а І. Ньютоном (1643 – 1727) закону всесвітнього тяжіння мало величезне значення для пояснення походження Сонячної системи. Було запропоновано багато гіпотез її походження.

У середині XVIII ст. М.В. Ломоносов у своїх працях розкрив геологічні процеси розвитку Землі, розглянувши усі явища на Землі як щось нестале, що розвивається в часі. Він гадав, що Сонце — це розплавлене тіло, а для Землі розплавлений стан — пройдений етап. Для розкриття таємниці походження Землі важливі ідеї М.В. Ломоносова про її стиснення від охолодження і сумніви щодо існування рідкого ядра.

Перша наукова гіпотеза про походження Сонячної системи належала філософу І. Канту (1724 – 1804), яку він запропонував у 1755 р., коли в природничих науках ще панувала метафізика.

Гіпотеза Канта. В основу поглядів ученого покладено реальні фізичні сили — притягання і відштовхування. Сонячна система утворилася з первинної пилоподібної матерії, яка знаходилась у хаотичному русі. За законом всесвітнього тяжіння ці різні за розмірами часточки почали рухатись. Утворилися різнорідні зоряні скупчення, які, у свою чергу, почали притягувати дрібніші. Так утворилися окремі великі скупчення, які і стали відокремленими зірками.

Гіпотеза Лапласа. П.С. Лаплас (1749 – 1827) незалежно від І. Канта також висловив гіпотезу про походження Сонячної системи з первинного хаосу. Прообразом Сонячної системи він вважав розпечену газову туманність. Ця туманність мала первинне обертання, внаслідок якого вона сплющилася так, що її полярний діаметр став у півтора рази коротшим за екваторіальний (рис. 1.3). В міру охолодження, стиснення і сплюснення газової туманності під впливом екваторової сили настав момент відривання частин її зовнішньої екваторіальної частини по кільцю («відривання кілець»). Відірвані частини утворили «ущільнення», які продовжували обертатися навколо осі. В подальшому ці «кільця» розривались, їх речовина сполучалась у планети, а центральне згущення перетворилось на Сонце.

Отже, І. Кант і П.С. Лаплас вперше у природознавстві свідомо ввели принцип розвитку Сонячної системи під дією природних сил. Великим внеском цих учених в науку була спільна відправна точка, що вихідний матеріал, з якого формуються планети, знаходився в розрідженому стані: у вигляді газу (П.С. Лаплас) чи у вигляді певних часточок (І. Кант).

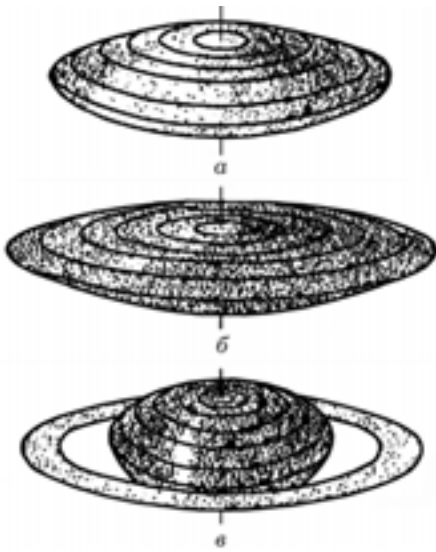


Рис. 1.3. Утворення планетарної системи за гіпотезою Лапласа:

a — обертання газової туманності;
б — сплюснення газової туманності
 внаслідок збільшення швидкості
 обертання; *в* — відривання
 газоподібного кільця

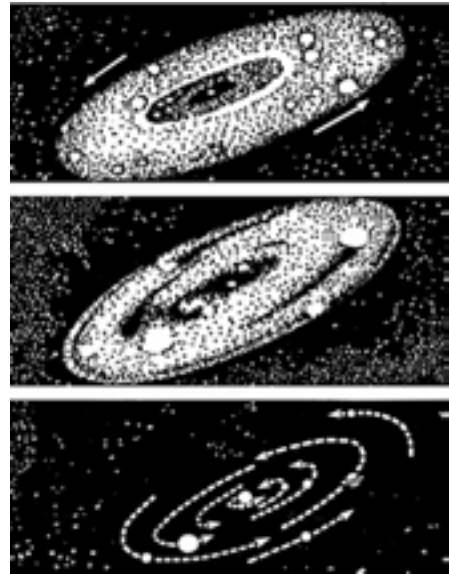


Рис. 1.4. Походження планет за гіпотезою Шмідта

Вітчизняні вчені О.Ю. Шмідт (1891 – 1956) та В.Г. Фесенков (1889 – 1972) розглядали розвиток Сонячної системи не тільки як механічне переміщення тіл у просторі, а й як сукупність процесів розвитку, які відбуваються суперечливо, негармонійно. Подібних поглядів дотримувались і закордонні вчені Д. Койпер і Г. Юрі.

Гіпотеза Шмідта. Сонце «старіше» за інші планети Сонячної системи. Земля та інші планети утворилися з міжзоряного метеоритного пилу, який був захоплений Сонцем, шляхом «збирання твердих часточок» — метеоритів (рис. 1.4). При цьому припускалось, що рій пилової матерії мав значний момент кількості руху і потім перейшов в орбітальний рій. Гіпотеза пояснює два складні питання: розподіл моменту кількості руху в Сонячній системі і закон планетних відстаней. О.Ю.Шмідт вважав, що поверхня Землі не була в розпеченому стані, і з моменту свого виникнення одержувала тепло від Сонця і частково внаслідок ударів метеоритів. Систематичне охолодження Землі з моменту її виникнення, за О.Ю.Шмідтом, включається.

У гіпотезі Шмідта є деякі слабко розроблені положення: 1) гіпотеза недостатньо пояснює питання еволюції Сонця та інших зірок; 2) багато вчених вважають, що первинна хмара міжзоряної матерії, ймовірно, була не метеоритною, а газовою; захоплення матерії Сонцем неможливе; 3) є думки, що і метеорити утворились внаслідок розпаду якоїсь планети, а не навпаки (планети утворились із метеоритів); 4) в осадових породах стародавніх геологічних епох не трапляються метеорити.

Гіпотеза Фесенкова. В.Г. Фесенков схиляється до думки, що, оскільки вік Сонця близький до астрономічного віку Землі, можна вважати, що Сонце і планети, які обертаються навколо нього, утворились одночасно і що

це єдиний процес походження зоряної системи з одного й того самого вихідного середовища — якоїсь газопилової туманності (рис. 1.5). Внутрішні частини ущільнення стали матеріалом для утворення Сонця, зовнішні — для утворення планет Сонячної системи. Земля виникла відразу в усій масі, а не «збиралася» з окремих часточок.

Ця гіпотеза Фесенкова неспроможна пояснити, чому бли-

зько 90 % маси Сонця складається з найлегших елементів — водню і гелію, а на Землі цих елементів дуже мало. Якщо планети утворилися з єдиної туманності, то незрозуміле походження сили, яка потім відкинула планети на величезні відстані від Сонця.

Досягнення науки підтверджують, що Земля була спочатку холодною, а потім розігрілась внаслідок розпаду радіоактивних елементів у її надрах. Припускають, що теплоти радіоактивного розпаду цілком достатньо для підтримання в надрах Землі порівняно високих температур. Теплова енергія виділяється під час гравітаційного стиснення речовини Землі, хімічних реакцій, кристалізації відокремлених магматичних осередків. Спираючись на сучасні знання, теплоту Землі не можна вважати залишковою, успадкованою, а Землю — тілом, яке рівномірно охолоджується. Сучасні енергетичні

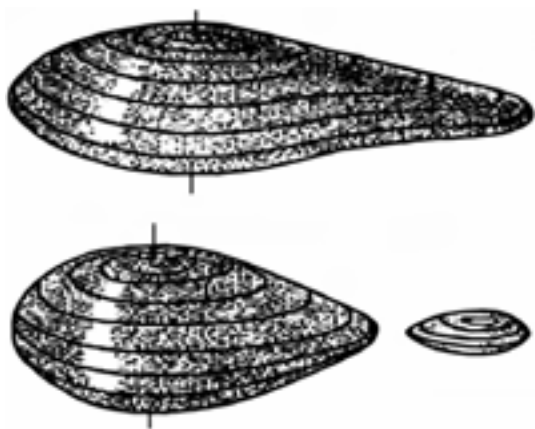


Рис. 1.5. Утворення Землі за гіпотезою Фесенкова

властивості Земля не тільки успадкувала, а й у відомих межах ще й видозмінила їх. Ці властивості виникли, розвинулись і розвиваються разом з еволюцією Землі.

1.3. ФОРМА, РОЗМІРИ І БУДОВА ЗЕМЛІ

Земля має форму *геоїда*, тобто кулі, яка дещо сплюснена з полюсів. За розрахунками Г.Н. Каттельфельда (1962), Земля має форму тривісного кардіоїдального еліпсоїда — *кардіоїда*.

На поверхні Землі є великі нерівності рельєфу — глибокі океанічні западини (наприклад, Маріанський жолоб у Тихому океані понад 11 022 м) і високі гірські хребти (наприклад, Гімалаї з горою Джомолунгма заввишки 8 848 м). Нижче наведено основні дані про Землю:

Екваторіальний радіус, км	6 378,2
Полярний радіус, км	6 356,9
Площа поверхні, млн км ²	510
Об'єм, км ³	1,08 · 10 ¹²
Маса, т	5,975 · 10 ²⁷
Маса живої речовини в біосфері, т	5,0 · 10 ¹²
Середня щільність Землі, г/см ³	5,52
Середня щільність поверхневих порід, г/см ³	2,7 – 2,8

Земля вкрита твердою кам'яною оболонкою — *земною корою*. Земну кору вивчає геологія, гідросферу — гідрологія та океанологія, атмосферу — метеорологія та кліматологія.

1.4. ОБОЛОНКИ ЗЕМЛІ

Тіло Землі має концентрично-зональну будову. В центрі її розташоване ядро. Навколо ядра розміщуються концентричні оболонки, або *геосфери*. Щільність геосфер стрибкоподібно збільшується від поверхні Землі до її центра. Геосфери Землі поділяють на *зовнішні* і *внутрішні*. До зовнішніх належать атмосфера, гідросфера і біосфера, до внутрішніх — земна кора, мантія і ядро.

Концентричну будову Землі пояснюють процесами диференціації речовини, які відбуваються в її надрах. Основна причина диференціації — обертання Землі навколо власної осі.

1.4.1. Зовнішні сфери Землі

Атмосфера — повітряна оболонка Землі, що зв'язана з нею силою тяжіння і бере участь в її добовому і річному обертанні. Склад приземних шарів атмосфери такий, %: азот — 78,08; кисень — 20,95;

аргон — 0,93; інші гази — 0,01. Вміст вуглекислого газу за останні роки зріс від 0,03 до 0,045 %.

Гази, які містяться в повітрі, здійснюють колообіг: вони поглинаються з повітря рослинами і тваринами, а потім знову надходять у повітря, воду або гірські породи.

В атмосферу потрапляють леткі органічні речовини, дим промислових підприємств, відпрацьовані гази автомобілів і вулканічні викиди (сірчистий газ і хлор).

Важлива частина атмосфери — водяна пара. На її частку припадає 3 % за об'ємом. Вона є джерелом опадів і збільшує щільність повітря.

Атмосфера частково поглинає і розсіює сонячну радіацію. Із загального випромінювання, яке надходить від Сонця в бік Землі, близько 31 % відбивається назад у космічний простір, а 69 % витрачається на нагрівання атмосфери, поверхні материків і океанів.

Велику роль відіграє атмосферний тиск. Внаслідок його перепадів повітря постійно знаходиться у русі. Повітряні маси нерівномірно розподіляють вологу по всій земній кулі. Від їх стану залежить погода.

Атмосферу поділяють на п'ять основних шарів, або сфер: *тропосферу, стратосферу, мезосферу, іоносферу та екзосферу*. Для геології найцікавішою є найнижча — **тропосфера**, яка безпосередньо взаємодіє із землею поверхнею і тому істотно впливає на неї.

На відміну від інших оболонок атмосфери тропосфера характеризується більшою щільністю, постійною наявністю водяної пари, вуглекислого газу і пилу, поступовим зниженням температури з висотою, існуванням вертикальної і горизонтальної циркуляції повітря.

Температурний режим тропосфери обумовлений теплотою, яку вона одержує від нагрітої поверхні Землі. Зі збільшенням висоти температура повітря атмосфери знижується в середньому на 0,5 – 0,6 град на кожні 100 м. На висоті 10 – 12 км вона в середньому дорівнює -55°C .

Гідросфера включає всі води морів, океанів, річок, озер, а також материковий лід Арктики та Антарктиди. З гідросферою тісно пов'язані підземні води. За даними В.І. Вернадського, об'єм океанічної води становить 1370 млн км³, води суходолу — 4 млн км³, материкового льоду 16 – 20 млн км³, підземних вод — 400 млн км³. Отже, об'єм усієї природної води дорівнює близько 1,8 млрд км³.

Гідросфера на відміну від інших геосфер не утворює суцільної оболонки навколо Землі. Вона займає 70,8 % земної поверхні. Середня глибина гідросфери 3,75 км. Найбільшу глибину — 11 км — вона має в районі Філіппінської западини.

У складі гідросфери в основному переважають такі елементи: кисень і водень (96,69 %), натрій і хлор (3 %). Гідросфера взаємодіє з іншими сферами Землі, тому в ній у незначних концентраціях є всі без винятку елементи періодичної системи Д.І. Менделєєва.

Біосфера — зовнішня оболонка Землі, зона активного життя організмів, яка охоплює нижню частину атмосфери (близько 12 – 16 км), гідросферу і верхню частину земної кори (близько 3 – 4 км). Загалом її товща невелика (25 – 30 км).

Біосфера відіграє важливу роль в еволюції Землі: бере участь як у створенні гірських порід, так і в процесах їх руйнування. Засновник біогеохімії В.І.Вернадський під час вивчення біосфери та її ролі в переміщенні, концентруванні і розсіюванні хімічних елементів у земній корі дійшов висновку, що на земній поверхні немає хімічної сили, більш постійно діючої і могутнішої за своїм кінцевим результатом, ніж живі організми.

За розрахунками, загальна маса живої речовини дорівнює близько 10^{12} т, що становить не більше 1/100 000 частки відсотка маси земної кори. Проте внаслідок високої активності живих організмів їх роль в еволюції Землі надзвичайно велика і її повною мірою можна порівняти з геологічною дією води, вітру, льоду тощо.

Сьогодні на Землі налічується понад 500 000 видів рослин і понад 1 млн видів тварин. Безліч мікроорганізмів населяють усі сфери Землі. У процесі життя кожен організм поглинає з навколишнього середовища ту чи іншу кількість хімічних елементів і потім вже в інших сполуках виділяє їх назад. Отже, кількість речовини, яка пропускається і переробляється живими організмами, величезна.

1.4.2. Внутрішні сфери Землі

За геофізичними даними встановлено, що Земля складається з неоднорідних за складом і різних за потужністю сфер (рис. 1.6): 1) зовнішньої, або земної кори (від 5 до 75 км); 2) проміжної, або мантії Землі (до 2900 км); 3) земного ядра, яке поділяють на внутрішнє і зовнішнє (радіусом близько 3470 км).

Земною корою називають зовнішню тверду оболонку Землі. Порівняно з іншими оболонками для неї характерна найбільш неоднорідна будова. За глибиною (зверху вниз) у ній виділяють три шари: осадовий, гранітний і базальтовий (рис. 1.7).

Осадочний шар переважно складений відносно м'якими, інколи й пухкими породами, які утворилися внаслідок осадження речовини у водних або повітряних умовах поверхні Землі.

Більшість осадових гірських порід мають шарувату будову, тобто залягають у вигляді порівняно тонких шарів, які обмежені паралельними площинами. Щільність їх від 1,00 до 2,65 г/см³. Потужність осадового шару коливається від декількох метрів до 10–15 км. На поверхні Землі є ділянки, де осадовий шар відсутній зовсім.

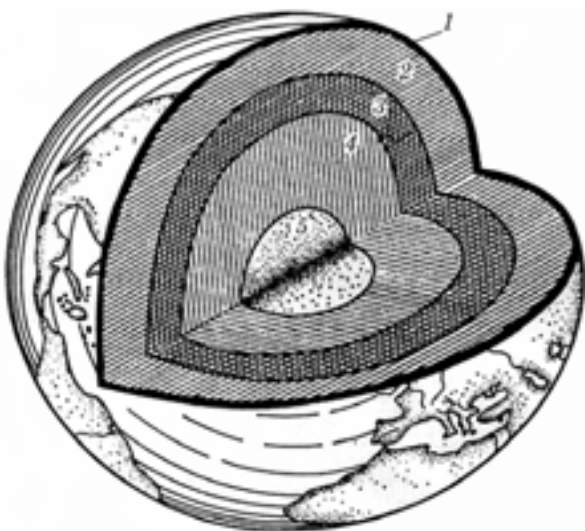


Рис. 1.6. Будова Землі:

1 — земна кора; 2 — верхня мантія; 3 — мантія;
4 — зовнішнє ядро; 5 — внутрішнє ядро

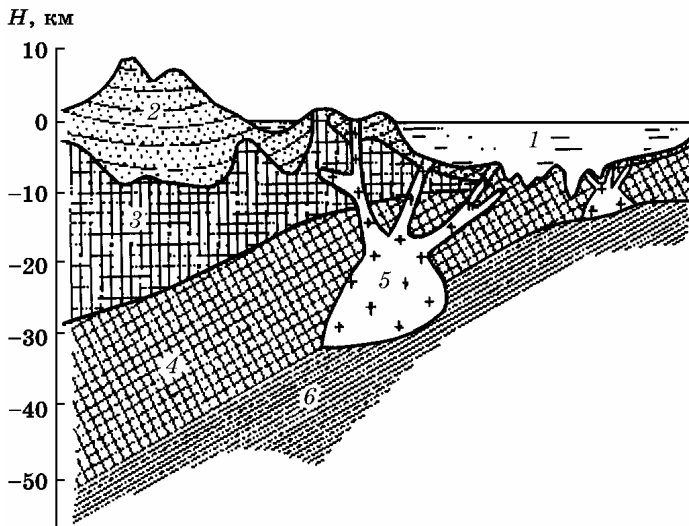


Рис. 1.7. Будова земної кори:

1 — гідросфера; 2 — осадові породи; 3 — гранітний шар; 4 — базальтовий шар;
5 — магматичні осередки; 6 — верхня мантія

Гранітний шар переважно складений магматичними і метаморфічними породами, у складі яких переважають алюміній і силіцій. Середній вміст кремнезему в цих породах перевищує 60 %, тому вони належать до кислих. Щільність цих порід від 2,65 до 2,80 г/см³. Потужність гранітного шару неоднакова. Найбільша його потужність (50 – 70 км) під сучасними гірськими хребтами (Памір, Альпи). Під океанічними западинами, наприклад на дні Атлантичного та Індійського океанів, цей шар або зовсім відсутній, або його потужність дуже незначна.

Базальтовий шар — залягає безпосередньо під гранітним. Потужність його коливається від 5 до 30 км. За хімічним складом і фізичними властивостями речовина цього шару наближається до базальтів, тобто до основних порід, в яких кремнезему міститься значно менше, ніж у гранітах. Щільність речовини базальтового шару зростає до 3,32 г/см³. Нижню межу його вважають межею земної кори, яку інколи називають *межею Мохоровичича* (за іменням югославського вченого, який вперше встановив її).

Земна кора під деякими океанами складається з малопотужного осадового шару, під яким залягає базальтовий шар потужністю 5 – 15 км. Континенти зазвичай складені усіма трьома шарами: осадовим, гранітним і базальтовим, а потужність земної кори 40 км і більше.

Мантія — наступна за земною корою геосфера. Іноді її називають підкорювим субстратом або проміжною геосферою. Потужність мантії велика — 8 – 2900 км. На основі вимірювання швидкості поширення поздовжніх сейсмічних

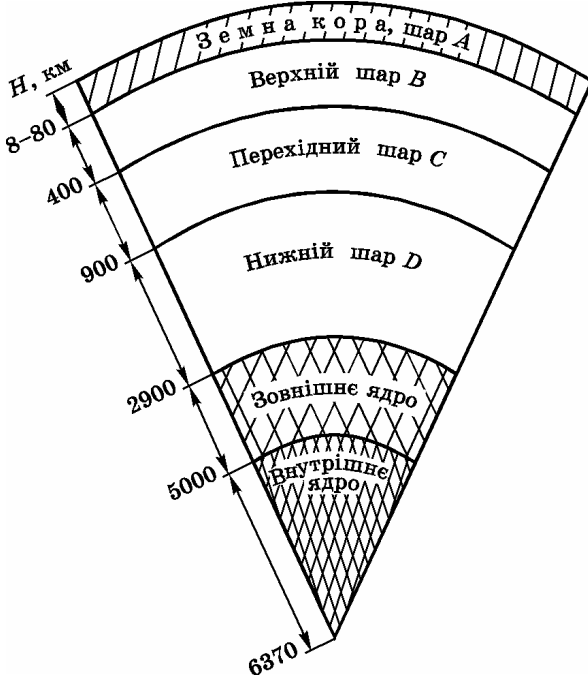


Рис. 1.8. Схема внутрішньої будови Землі

хвиль в її товщі виділяють три шари (рис. 1.8): верхній *B* (на глибині від 8 до 400 км), перехідний *C* (на глибині від 400 до 900 км) і нижній *D* (на глибині від 900 до 2900 км).

Шар B, або *верхня мантія*, складається в основному із залізисто-магнезіальних силікатів типу оливину і піроксену. Лужна базальтова лава, яка підіймається зі значних глибин, іноді захоплює і виносить на поверхню окремі уламки речовини мантії, які за складом відповідають ультраосновним породам. Із верхньою мантією пов'язані явища вулканізму, більшість землетрусів та тектонічні процеси.

У *перехідному шарі C* тиск досягає 24,6 ГПа. Тому речовина, яка входить до його складу, перебуває у твердому стані і має щільність 4,68 г/см³.

Нижній шар D, на думку вчених, має однорідний склад і містить речовини, багаті на оксиди заліза, магнію і меншою мірою на алюміній і титан. Щільність речовини в ньому коливається від 5,69 до 9,40 г/см³.

Межа між мантією і ядром проходить на глибині 2900 км, де заломлюються і частково відбиваються поздовжні сейсмічні хвилі.

Ядро. За розрахунками вчених, щільність ядра Землі має відповідати щільності заліза за відповідного тиску. Тому значного поширення набула гіпотеза про залізисто-нікелевий склад ядра, який виявляє магнітні властивості. Такий склад ядра пояснюють первинною диференціацією речовини за щільністю. Поряд із цією гіпотезою визнається гіпотеза про ідентичність речовини ядра, яке знаходиться в особливому, начебто «металізованому» стані, і речовини мантії. Надвисокий тиск всередині ядра гальмує плавлення його речовини, надаючи їй властивостей важких металів.

Ядро Землі поділяють на внутрішню і зовнішню частини (див. рис. 1.8). У зовнішньому ядрі тиск досягає 150 ГПа, а щільність речовини — 12 г/см³. Поздовжні сейсмічні хвилі проходять ядро зі швидкістю від 8,1 до 10,4 км/с, всередині його — зі швидкістю до 9,5 км/с.

У внутрішньому ядрі тиск досягає 350 ГПа, а щільність речовини — 17,3 – 17,9 г/см³. Можливо, підвищення щільності речовини тут пов'язане з руйнуванням під впливом високого тиску електронних оболонок у деякої частини атомів та їх зближенням.



Запитання для самоконтролю: **1.** Коротко схарактеризуйте положення Землі і Сонячної системи у Світовому просторі. **2.** Які планети належать до планет земного типу? Дайте їх характеристику. **3.** В чому полягає суть космогонічних гіпотез Канта, Лапласа, Шмідта, Фесенкова? **4.** Дайте загальну характеристику планети Земля (форма, розміри, будова). **5.** Назвіть і схарактеризуйте зовнішні сфери Землі. **6.** Що ви знаєте про внутрішні сфери Землі?



Розділ 2

ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ

2.1. ПОНЯТТЯ ПРО ЕНДОГЕННІ ТА ЕКЗОГЕННІ ПРОЦЕСИ

Земна кора упродовж усього існування планети неодноразово змінювала свій зовнішній вигляд. При цьому змінювалися як її будова, так і склад гірських порід.

Зміна зовнішнього вигляду відбувалась і відбувається досі внаслідок перебігу геологічних процесів, які виявляються по-різному. Деякі йдуть повільно, мільйони років, інші бурхливо (землетруси, виверження вулканів тощо).

Джерелом енергії геологічних процесів є тепло Сонця та розпаду радіоактивних елементів, обертання Землі навколо власної осі, гравітаційна диференціація речовин Землі тощо.

Залежно від джерела енергії всі геологічні процеси поділяють на ендо- та екзогенні. Джерелом енергії *ендогенних* процесів є внутрішня енергія Землі, а джерелом *екзогенних* — зовнішня, що надходить із-за меж Землі.

За рахунок ендогенних процесів у середині земної кори переміщується і виливається на поверхню Землі магма; розриваються гірські породи або утворюються складки (деякі ділянки підвищуються, інші — знижуються) — виникають гірські хребти та западини.

Екзогенні процеси, навпаки, вирівнюють форми рельєфу, утворені ендогенними силами. Споконвічно на гірські породи на поверхні Землі діють: коливання температури, газу та пара, що є в повітрі; організми, які в процесі своєї життєдіяльності виділяють ферменти, утворюють слабкі і сильні (органічні і мінеральні) кислоти, луги. Внаслідок дії цих агентів гірські породи руйнуються (вивітрюються) й утворюють на поверхні літосфери стійку в умовах земної поверхні *кору вивітрювання*. На цю кору діють інші екзогенні чинники: вода, що тече, лід, вітер тощо. Вони переміщують продукти вивітрювання, виконують акумулятивну та руйнівну роботу, відкривають нові горизонти літосфери для вивітрювання.

Сучасна лінія океанів і материків, весь сучасний рельєф земної кулі склався внаслідок одночасної дії внутрішніх та зовнішніх сил.

2.2. ПРОЦЕСИ ВНУТРІШНЬОЇ ДИНАМІКИ

До процесів внутрішньої динаміки належать:

- *рухи земної кори* (тектонічні рухи), які виявляються як у повільних коливаннях, так і в зміні положення шарів гірських порід та суцільності їх маси; розривні рухи супроводжуються різними струсами окремих ділянок земної кори;
- *магматизм* (проникнення в земну кору та вихід на її поверхню розплавленої маси магми чи лави);
- *метаморфізм*.

2.2.1. Тектонічні рухи земної кори

Переміщення речовини Землі, яке призводить до зміни форми залягання гірських порід, зумовлене дією внутрішніх сил і частково силою тяжіння, називають *тектонічними рухами*. До цих рухів не належать переміщення поверхневих гірських порід, зумовлені зсувами, завалами, підземними та проточними водами, дією льодовиків.

Тектонічні рухи земної кори поділяють на *коливальні*, або *епейрогенічні*, та *складчасті і розривні*, або *орогенічні*. Всі тектонічні рухи взаємозв'язані.

Колівальні рухи земної кори є найпоширенішими. Земна кора, з першого погляду, дуже міцна. Проте в багатьох місцях вона рухається і зазнає вікових коливань, які складаються з дуже повільних підймань і знижень. Зміна положення берегової лінії морів та океанів, яка викликається коливальними рухами, призводить до зниження материка (*трансгресія*). При цьому море затоплює великі ділянки суходолу, річкові долини (*інгресія*).

У разі підймання материка розміри континентів збільшуються (*регресія*). Саме через це американський геолог Джилльберт (1890) назвав ці рухи *епейрогенічними* (від грец. ἕπειρος — суходіл, γένος — походження; рухи, які утворюють континенти).

Про підймання тієї чи іншої ділянки свідчать стародавні тераси на узбережжях морів та океанів. Вони мають форму уступів, що утворилися в берегах під дією морського прибою. На цих терасах можна знайти гальку і рештки морської фауни, які означають вищий рівень моря в стародавні часи. Так, на узбережжі Кавказу на різних ділянках налічується 4 – 5 терас.

Вікові коливання земної кори йдуть постійно, відбуваються вони і в наші часи. Встановлено, що значні частини територій Естонії, Латвії, Литви, Білорусі, західних районів України підіймаються. Швидкість підймання у цих районах — 9 – 15 мм на рік. Приблизно з такою самою інтенсивністю підіймається Середньоросійська височина, Полісся, Донбас, Криворіжжя. Район Донбасу з 1920 по 1948 р. підіймався зі швидкістю 10 мм за рік. Знижується територія

Голландії. Нині 2/5 її площі знаходиться нижче рівня верхньої точки припливу Північного моря і тільки дамби, дренажні канали та насосні станції запобігають вторгненню океану.

Знижуються також південний берег Англії, території Каліфорнії, центральної частини Північної Америки, частина західного узбережжя Африки, територія Південного Китаю, береги Австралії. Нині берег Неаполітанської затоки в районі міста Поццуолі знижується приблизно на 2 см за рік.

Вікові коливання вимірюються сантиметрами або дециметрами за століття. Проте за величезні періоди часу вони призводять до переміщення цілих материків та океанів. Таке переміщення континентів повторювалось багато разів упродовж історії Землі, сучасні материки неодноразово підіймались і опускались, на тривалий час вкривалися водою і ставали дном океану.

Вікові коливання мають велике значення для господарської діяльності людини. Підіймання викликають посилення ерозії, перебудову гідрографічної мережі, з'являються нові форми рельєфу. Такі підіймання та зниження потрібно враховувати при будівництві гідротехнічних та іригаційних споруд, морських портів, каналів, гідростанцій, металургійних заводів тощо. Спорудження цих об'єктів без урахування коливальних рухів може призвести до непередбачуваних ускладнень.

Колівальні рухи слід враховувати також під час пошуку корисних копалин, бо вони мають велике значення для утворення потужних осадових відкладів та формування корисних копалин, зокрема нафти, вугілля, солей, коштовного каміння, благородних металів.

Орогенез. Вікові коливання літосфери не змінюють будову земної кори та її поверхні. Інший характер мають процеси, які розривають та змінюють земну кору. Внаслідок цих процесів на поверхні Землі з'являються гори і западини.

Для осадових гірських порід, які становлять більшість поверхні земної кори, нормальним є горизонтальне залягання пластів. Таке положення зумовлене тим, що осади, які формуються в основному в морських басейнах, відкладаються на рівну поверхню. Потужність шарів може бути від кількох міліметрів до кількох метрів (найчастіше 2 – 3 м). У горизонтальному напрямку шар може простягатись на багато кілометрів. Шари в осадовій товщі за літологічним складом можуть бути однорідними або різнорідними.

Первісні форми залягання гірських порід не залишаються незмінними, а порушуються під впливом тих чи інших геологічних чинників. Порушення можуть виникати під дією як ендегенних, так і екзогенних сил. *Дислокації* (від *дис...* лат. *locus* — зміщення), пов'язані з ендегенними процесами, зумовлені тектонічними та магматичними процесами. Залежно від характеру тектонічні порушення поділяють на *складчасті* і *розривні*.

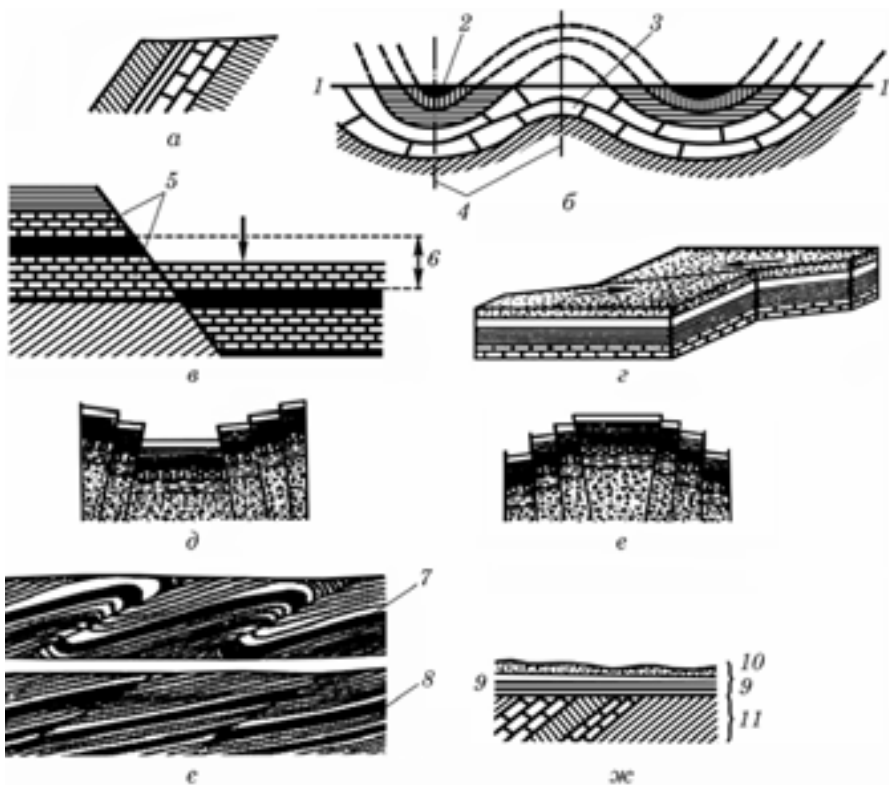


Рис. 2.1. Форми тектонічних дислокацій гірських порід:

а — похиле (моноклінальне) залягання пластів; *б* — складка; *в* — скид; *г* — зсув; *д* — грабен; *е* — горст; *е* — носуви; *ж* — неузгоджене залягання пластів до їх руйнування); *1-1* — поверхня породи (штриховою лінією зображено уявне положення пластів до їх руйнування); *2* — синкліналь; *3* — антикліналь; *4* — осьова поверхня складок; *5* — поверхня скиду; *6* — амплітуда скиду; *7, 8* — відповідно складчастий та бриловий носуви; *9-9* — межа неузгодження; *10* — верхня непорушена світа; *11* — нижня дислокована світа пластів

Головним видом складчастого порушення є *зминання* — вигин шару пластичних порід. Викликається воно складними рухами, які призводять до деформації порід. Складки засвідчують дуже інтенсивні рухи земної кори, які й утворюють гірські кряжі. Такі рухи могли здійснюватись за умови величезних напружень на цих ділянках Землі за рахунок бічного тиску, який діє по дотичній до земної поверхні.

Так утворилася більшість гір. Це Кавказ, Гімалаї, Анди, Піреней та ін. Всі вони є складчастими. Утворювались ці гори в різні епохи.

До стародавніх належать Скандинавські, Шотландські гори. Пізніше утворилися Урал, Алтай, Тянь-Шань. Добре видно складки лише у молодих хребтах Кавказу, Альп, Гімалаїв. У давніх горах складки знищені подальшими геологічними процесами.

Ступінь змінання гірських порід різний: від слабо вигнутих до сильно зміщених або розірваних. Це залежить від гірських порід. Розміри складок, їх форма дуже різні. Складки, вигнуті догори, називають *антиклінальними*, а ввігнуті — *синклінальними*. Кожна складка має *замок* — місце перегину шарів гірських порід, *вісь* — лінію перетину осьової поверхні складки з поверхнею Землі, *крила* — частини пласта, які утворюють перегин і йдуть вниз або вгору.

Поверхня, яку можна провести через замок і вісь складки, є *осьовою*. За положенням осьової поверхні розрізняють *плоскі* (симетричні), *округлі* (асиметричні) та *лежачі складки*.

Різні форми залягання порід утворюють у корі структури, в яких розміщуються родовища корисних копалин (газ, нафта) та басейни артезіанських вод.

Складчасті рухи відбуваються відносно швидко і викликають різкі зміни залягання гірських порід, утворення гір. Цьому процесу сприяють повільне змінання пласта порід та їх пластичність — здатність зберігати форму після того, як сили, що викликали деформацію, перестають діяти, тобто пластичні деформації необоротні.

Усі деформації, які викликають змінання шарів, залежно від напрямку дії сил можна поділити на дві групи: *вертикальні* і *бічні*. Сили, які діють вертикально вгору або вниз, викликають розтягання шарів, при цьому виникають флексури, тріщини. Бічні сили спричиняють стиснення шарів, внаслідок чого у пласти проникає магма.

Гірські породи деформуються в глибоких шарах, де через високі температури та тиск вони пластичніші. Розрізняють два типи деформацій: *плікативні* та *розривні*. *Плікативні деформації* найчастіше відбуваються в галюїдних глинистих породах, коли діючі сили недостатні для розриву пластів. У цьому разі виникає складка з розтягненням шарів порід (флексура). *Розривні деформації* можуть бути без переміщення або з переміщенням шарів.

Зміщення гірських порід по вертикалі з опусканням одного пласта відносно іншого називають *скидом*. Скидові тріщини інколи є шляхами, по яких із глибин підіймаються гази, нафта, підземні води.

Амплітуда скидів змінюється від кількох сантиметрів до кількох сотень метрів. Простягаються вони від одиниць до десятків і сотень кілометрів. Блоки, які знаходяться між розривами, можуть переміщуватись в одному напрямку (часом із різною швидкістю) або одні

блоки можуть підійматись, а інші — опускатись. Опущені блоки називають *грабенами*, підняті — *горстами*.

Грабен (від нім. Graben — рів, канава) — це витягнута западина часто великих розмірів. У грабені лежить озеро Байкал, чимало річкових долин Тянь-Шаню. Система великих грабенів є в Східній Африці, Ісландії, на Камчатці. Грабени на дні океанів — це підводні долини.

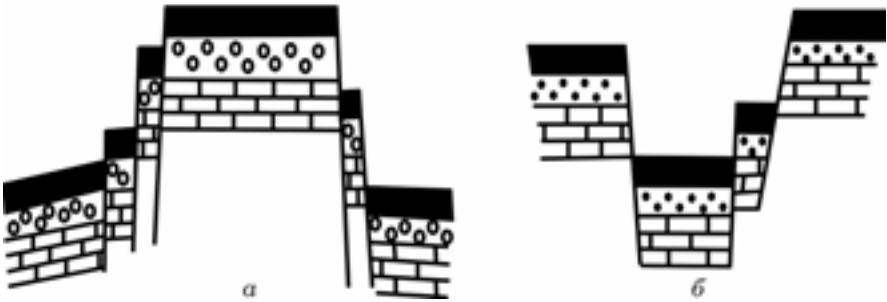


Рис. 2.2. Складні горст (а) і грабен (б)

Горсти (від нім. Horst — гніздо) — підвищені ділянки земної поверхні, обмежені скидами. Горсти значно поширені на Тянь-Шані, де вони утворюють хребти. Багато горстів у Забайкаллі.

Гори, що виникли внаслідок скидів, можуть мати великі розміри. До таких гір належать Жигулі в Росії, Шваргувальд у Німеччині, Вогези у Франції.

Глибинні розломи. Крім розривів та скидів у земній корі трапляються величезні розломи, які сталися на початку її розвитку і налічують мільярди років. Ці розломи сягають глибини близько 800 км, тому і названі глибинними. Вони можуть бути завдовжки кілька тисяч кілометрів. Вся земна кора поділена ними на величезні (приблизно прямокутні) блоки. Деякі з них дуже повільно підіймаються або опускаються один відносно одного. За рахунок такого переміщення на одних ділянках складаються умови для накопичення потужних пластів осадових порід, на інших — для інтенсивного їх знесення. За рельєфом глибинні розломи виражені різкою зміною гір і западин (низин). З глибинними розломами пов'язані пояси основних та ультраосновних інтрузій і ефузій, часто багаті ділянки мінералізації та накопичення руд.

Глибинні розломи виявлено у багатьох місцях на всіх континентах: на Уралі, Тянь-Шані в Казахстані, Українському щиті, островах Японії, Нової Зеландії, у Східній Африці, Східному Сибіру тощо.

Глибинні розломи простягаються і по дну океанів: поблизу Курило-Камчатської западини, в Тихому й Атлантичному океанах. Однак ще й досі не з'ясовано питання, як саме і за рахунок яких сил утворилися ці розломи. Їх виникнення пов'язують або з розширенням надр земної кулі під впливом радіоактивного розігрівання, а в зв'язку з цим — розтягненням та розтріскуванням верхніх шарів Землі, або з напруженнями, які виникають внаслідок нерівномірного обертання Землі навколо власної осі.

2.2.2. Землетруси

Поряд із повільними рухами земної кори в природі трапляються сильні різкі рухи, названі **землетрусами**.

Під землетрусами, або сейсмічними явищами, розуміють різкі струси земної кори, зумовлені дією підземних сил.

Земна кора постійно зазнає струсів, але людина відчуває лише частину з них. Слабкі землетруси відбуваються безперервно (пересічно один землетрус кожні 5 хв).

Для вивчення і реєстрації землетрусів в усіх країнах запроваджено сейсмічну службу. Сейсмічні станції обладнані сучасною, дуже точною апаратурою. Прилад, який реєструє землетруси, називають *сейсмографом*.

Серед декількох мільйонів землетрусів, які фіксують сейсмічні станції за рік, у середньому понад 100 руйнівних і один — катастрофічний. Останній призводить до миттєвих руйнувань (Ашгабад, Хаїт, Ташкент, Японія, Вірменія, Сахалін та ін.).

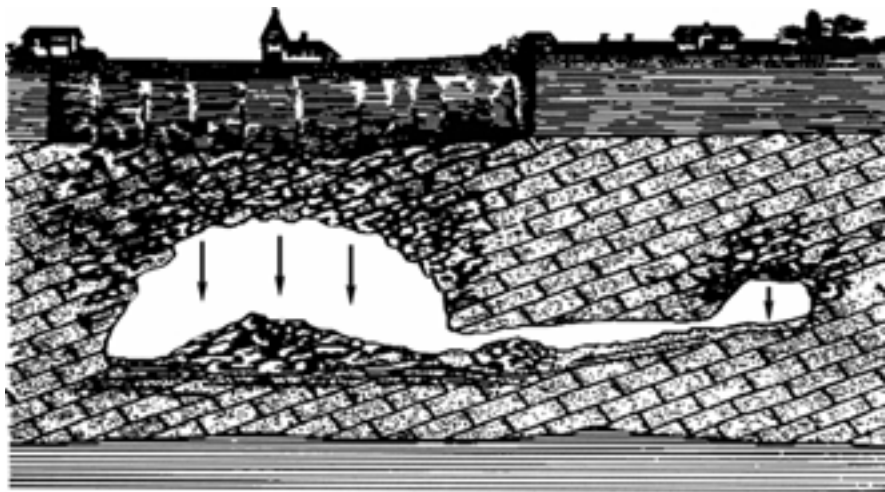


Рис. 2.3. Обвальний землетрус

Кожен землетрус має свій осередок, тобто те місце звідки хвилями розходяться коливання земних пластів. Це *гіпоцентр* землетрусу. А те місце на земній поверхні, яке знаходиться над гіпоцентром, називають *епіцентром*. У цьому місці підземні поштовхи найсильніші.

Енергія в самому осередку зумовлює інтенсивність землетрусу, її оцінюють так званою *магнітудою*. Найсильніші землетруси мають магнітуду 9,5. При цьому в осередку виділяється до $10^{17} - 10^{18}$ Дж енергії, що наближається до трильйона кінських сил. Енергія, що виділяється під час сильного землетрусу, в тисячі разів більша за енергію атомної бомби, скинутої на Хіросіму у 1945 р.

Осередки усіх землетрусів знаходяться на глибині від нуля до 700 км; більшість із них — на глибині до 50 км, менше — до 100 км і ще менше — глибше 100 км.

Найбільш руйнівними на поверхні Землі за однієї й тієї самої сили є землетруси з глибиною осередку до 50, рідше — до 100 км (Ташкент, 1996 р. — 3–8 км; Токіо, 1923 р. — 5–10 км; Ашгабад, 1948 р. — 15–20 км). Для визначення сили землетрусу в різних країнах розроблено сейсмічні шкали (6-, 10-, 12-бальні). Кожен бал умовно виражає якісні показники руйнувань будівель, ґрунту та психічних переживань людей за даної сили землетрусу. В нашій країні прийнята 12-бальна шкала. Сила поштовхів, за якою визначають інтенсивність землетрусу, така: 1 бал — землетрус мікросейсмічний, 5 балів — відчутний; 10 — знищувальний; 12 — катастрофічний. Нижче наведено сейсмічну шкалу (за С.В. Медведевим).

Бал	Якісна ознака
1 – 4	Фіксується приладами
5	Колівання підвішених предметів, скрипіння підлог, брязкіт стекол, обсіпання штукатурки
6	Легкі руйнування в будівлях
7	Значні руйнування будівель
8	У деяких будівлях обвали, падіння стін, перекриттів, дахів
9	Руйнування будівель, великі тріщини в стінах, падіння карнизів, димарів
10	Обвали багатьох будівель, тріщини у ґрунті завширшки до 1 м
11 – 12	Численні тріщини на поверхні землі, великі обвали в горах, значні зміни рельєфу

Більшість землетрусів пов'язана з тектонічними рухами, менша частина — з обвалами (денудація) у земній корі, діяльністю вулканів.

Вивчення землетрусів за багато століть показало, що деякі області зазнають постійних землетрусів різної інтенсивності, в тім числі великої. Ці області було названо *сейсмічними*. *Показниками сейсмічності* є загальна значна висота над рівнем океану; різка контра-

стність рельєфу; контрастність тектонічних структур; наявність молодих розломів, які розривають антропогенні товщі та сліди нещодавніх переміщень по них; наявність відкритих великих лінійних тріщин, нахилу або вигину молодого акумулятивної поверхні, молодого вулканізму; наявність озер тектонічного походження тощо. Всі ці індикатори виявляють під час геологічних та геоморфологічних зйомок.

За кількістю енергії, яка виділяється під час землетрусів, усі сейсмічні райони поділено на групи. До найбільш сейсмічних належать Курильські острови, Камчатка, Тянь-Шань; високосейсмічні — Карпати, Туркменія, Памір, Прибайкалля; помірні — Крим, Кавказ, Арктика; слабкосейсмічні — Урал, Кольський півострів та ін.

Землетруси — закономірні явища, які відбуваються в деяких ділянках кори. На жаль, вказати дату катастрофічного землетрусу наука ще неспроможна.

Моретрус сприймається як струс, що йде з дна моря навіть тоді, коли гіпоцентр знаходиться під материком. Це зумовлено тим, що у водному середовищі передаються тільки поздовжні хвилі, що поширюються перпендикулярно до поверхні води. Море навіть за дуже сильних ударів здебільшого не виявляє великого хвилювання; іноді воно подекуди спучується, що викликає короточасні течії в усіх напрямках, і швидко заспокоюється. Лише окремі дуже сильні моретруси, які супроводжуються швидким опусканням і підйманням значних ділянок дна моря, викликають сильні хвилювання. При цьому починають рухатись значні маси води, які утворюють великі хвилі — *цунамі* (від япон. цу — порт, намі — хвиля).

Цунамі складається із серії хвиль, які йдуть одна за одною. Кількість їх досягає п'яти – семи, причому друга або третя хвиля — найсильніша. У відкритому океані цунамі мають велику довжину (відстань між гребенями до 100 – 300 км) і найбільшу висоту. Швидкість їх поширення — до 1000 км/год. Високі цунамі спостерігались під час Чилійського землетрусу в 1960 р. Цунамі, які зародились біля берегів Південної Америки, пройшли по всьому Тихоокеанському басейну, досягли берегів Японії, Гавайських та Курильських островів. Величезні хвилі розтяглися більш ніж на 16 тис. км. Найбільше моретрусів, які народжують цунамі, трапляється в Тихоокеанському сейсмічному поясі. Проте цунамі не утворюються, якщо струс дна океану супроводжується швидким його переміщенням по розривах. Ближче до узбережжя висота їх швидко зростає до 5 – 10, рідше 20 – 30 м, а швидкість зменшується до 30 – 70 км/год. Найбільша висота цунамі спостерігається біля порізаних стрімких берегів із вузькими і глибокими бухтами клино- та серпоподібної форми, відкритих у бік океану (в бухті Китова на острові Парамушир у 1952 р. цунамі були заввишки 20 м). На похилих берегах завширш-

ки понад 500 м з рівною береговою лінією цунамі не поширюються далі 300 – 500 м від берега.

Цунамі спостерігаються на узбережжях Тихого та Атлантичного океанів, Середземного, Японського та інших морів. Однак більшість з них пов'язана із сейсмічним поясом Тихого океану, найсильнішими є ті, що утворюються на дні глибокої западини, яка йде уздовж східного узбережжя японських островів. Продовженням цієї западини є Курило-Камчатська. Сильні землетруси, які тут трапляються, викликають великі цунамі на Курильських островах і Камчатці. І хоча цунамі утворюються рідко, вони завдають великої шкоди, руйнуючи все на своєму шляху.

2.2.3. Магматизм

Речовина, яка утворює земну кору та оболонки Землі, за сучасними поглядами, є твердим тілом, незважаючи на високу температуру на великій глибині. За високої температури та тиску, що дорівнює атмосферному, всі породи мають знаходитись у розплавленому стані. Проте тиск, який існує на цих глибинах, утримує речовину у твердому стані. Термодинамічна рівновага в земній корі та оболонках установилася в процесі тривалого розвитку нашої планети. Порушення цієї рівноваги на тій чи іншій ділянці (тобто зменшення тиску або підвищення температури) викликає перехід речовин Землі в окремих локалізованих ділянках із твердого стану в рідкий. Цей перехід супроводжується величезним збільшенням об'єму. Магма (вогняно-розплавлена маса) переміщується до ослаблених ділянок земної кори або виливається на поверхню.

Проникнення магми в земну кору називають *інтрузивним магматизмом* (від лат. інтрузіо — впровадження), або *плутонізмом* (Плутон — бог земних надр). Виливання магми на земну поверхню називають *ефузивним магматизмом* (від лат. efusio — виливання), або *вулканізмом* (Вулкан у стародавніх римлян — бог вогню).

Плутонізм і вулканізм мають велике значення для розвитку нашої планети.

Інтрузивний магматизм виявляється в земній корі всюди, де порушується термодинамічна рівновага, тобто де складаються локальні умови для зменшення тиску або для підвищення температури.

Магма, яка підіймається з надр Землі, не завжди може проривати земну кору і виходити на поверхню. Часто магма поступово твердне в земній корі з утворенням своєрідних форм. Форми і розміри інтрузій, а також співвідношення їх із вміщувальними породами різні.

Підвищення температури або зменшення тиску на цій ділянці може призвести до різкого переходу твердої речовини мантії в рідку.

Щільність силікатного розплаву менша, ніж магматичних і метаморфічних порід і наближається до щільності осадових порід. За рахунок насичення магми газами вона стає ще рухливішою. Це спричинює її проникнення в земну кору або виверження на поверхню.

Зароджуються магматичні осередки на межі земної кори й оболонки Землі, або у верхніх частинах оболонки. Це зумовлено найсприятливішими умовами для переходу речовин Землі з твердого в рідкий стан за великих тектонічних порушень.

Процеси підняття магми спричинені не тільки її меншою щільністю відносно гірських порід, а й тектонічними рухами, наявністю в ній газів і перегрітої пари, які сприяють переходу теплової енергії в кінетичну.

Після застигання магми в тріщинах гірських порід утворюються січні жили, пластові жили, лаполіти, факоліти, лаколіти тощо. Глибина їх залягання незначна.

Глибинні інтрузивні гірські породи залягають у вигляді батолітів і штоків. Вони утворились на глибині 5 – 7 км і більше, площа їх вимірюється сотнями квадратних кілометрів.

Тіло *батоліту* найчастіше складається з граніту або гранодіориту. До краю батоліту вони поступово змінюються сієнітом або діоритом.

Штоки — магматичні тіла, які за умовами утворення, формою і складом порід поширені в складчастих зонах і подібні до батолітів. Різняться від останніх значно меншими розмірами (~ 200 км²).

Потужність *січних жил* — від декількох сантиметрів до сотень метрів, найчастіше 1 – 3 м. Завдовжки вони до кількох десятків і сотень кілометрів. Січні жили знаходяться в основному в замковій частині випнутих складок. Це означає, що вони виникають під час складкоутворення, коли земна кора розтягається і з'являються відкриті тріщини. В них і виливається магма. Січні жили складені порфіритами, діабазами, пегматитами, а також рудними і нерудними мінералами (кварц, кальцит, барит). *Пластові жили* утворюються внаслідок механічного розширення магмою шарів і заповнення вивільненого при цьому простору. Пластові жили найчастіше трапляються в шаруватих гірських породах. Потужність деяких із них досягає 30 – 45 м за довжини 150 – 160 км і великої ширини. Складені вони найчастіше основними та ультраосновними породами.

Лополіти — це інтрузивні тіла у вигляді чаші. Утворені вони основними породами. В поперечному перетині можуть сягати 250 км, а потужність їх — до 15 км. Утворились під час просідання вміщувальних гірських порід під тиском магми.

Факоліти за формою нагадують сочевицю. Трапляються в перегибах складок. Площа факолітів зазвичай не перевищує 200 – 300 км², а потужність — 10 км.

Лаколіти — каравае- або куполоподібні магматичні тіла. Найчастіше трапляються в осадовій товщі. Утворюються порівняно неглибоко (0,5 – 3,0 км). Площа їх — до кількох сотень квадратних кілометрів. Можуть траплятися групами.

Лаколіти і факоліти найчастіше складені кислими (кварцові порфіри, кварцові порфірити, діорити), рідше лужними (нефелінові сіеніти) та основними (габро, діабазити) породами.

Гази, які виділяються з порід, що застигають у жилах, залишають порожнини, в яких за рахунок перебігу пневматолітових, а пізніше гідротермальних процесів формуються скупчення корисних копалин (слюда, п'езокварц, флюорит, аметист, золото, олово, срібло, молібден, бісмут, арсен, ртуть, берилій та багато інших).

З інтрузивними процесами пов'язано утворення багатьох рудних і нерудних гідротермальних жил, пневматолітових та контактних родовищ корисних копалин.

Всюди, де з магмою контактують гірські породи, віддалені (деякі) за хімічним складом від складу магми, утворюються нові мінерали, невластиві ні магмі, ні вміщувальним породам.

2.2.4. Вулканізм

Під **вулканізмом** розуміють процес підіймання та виверження з надр Землі на поверхню гарячих речовин, які перебувають у газоподібному, рідкому і твердому станах.

На поверхню Землі лава, гази та тверді мінеральні уламки викидаються або по тріщинах у земній корі (*тріщинні вулкани*), або по каналах, пробитих газами та лавою в послаблених розломами зонах земної кори (*центральні вулкани*).

Нині відомі центральні вулкани. Тріщинні, які були поширені в давні епохи життя Землі, збереглися в основному в Ісландії.

Центральні вулкани мають вигляд конусоподібних піднять, складених із продуктів вулканічного походження. Висота їх сягає кількох сотень і тисяч метрів. Вершина вулкана має чашо- або вивоподібну форму, її називають **кратером**. *Канал*, або *жерло*, з'єднує кратер із глибинними частинами Землі, з магматичним осередком.

Вулканічні виверження виносять на поверхню Землі газоподібні, рідкі та тверді продукти. Від їх співвідношення залежить характер виверження. Гази можуть виділятися і в період відносного спокою вулкана. До 60 – 99 % об'єму усіх газових виділень припадає на водяну пару. До складу газів входять водень, хлор, азот, хлороводень, сірководень, сірчистий газ, аміак, хлорид і карбонат амонію, вуглець, кисень, вуглекислий газ, метан, бром, фтор, бор тощо. На різних стадіях вулканічної діяльності склад газів різний.

Гази впливають на перебіг вулканічних процесів, підвищенням тиску на покривлю порід прокладають шлях магмі, сприяють переходу інтрузивного магматизму у вулканізм. Гази, розчинені в магмі, зменшують її щільність, призводять до підпору магми до високих рівнів, значно збільшують рухливість лави та її активність.

Вивержену вулканом розплавлену силікатну масу називають *лавою*. Вона різниться від магми майже повною відсутністю пари і газів. Переважними елементами лави є кисень, силіцій, магній, залізо, натрій, кальцій, калій, гідроген та ін. Фізичні властивості лави визначаються її хімічним складом.

До твердих продуктів належать вулканічний попіл, пісок, бомби, які викидаються на початку виверження.

Вулкани різняться за характером своєї діяльності. Виверження відбувається з перервами. Перерва між виверженнями може тривати 3 – 4 роки, кілька десятків років або навіть століть. Так, вулкан Покаті (о. Хоккайдо) «спав» 36 років, вулкан Агунг (о. Балі) — понад 100 років, а Сольфатар (Італія) «дихає» після виверження близько 2000 років.

Вулкани з'являються і в наш час як на поверхні Землі, так і на дні морів та океанів. Причому вони викидають таку кількість магми, що утворюються великі надводні скупчення. Так у 1963 р. біля берегів Ісландії з'явився новий підводний вулкан, який менш ніж за рік утворив острів Сюрцей площею понад 2,5 км² і заввишки 170 м.

Вулкани поділяють на діючі і недіючі (згаслі). Діючих вулканів близько 600, із них 60 — підводних. Згаслих, які зберегли свою форму і будову, налічується понад 4000.

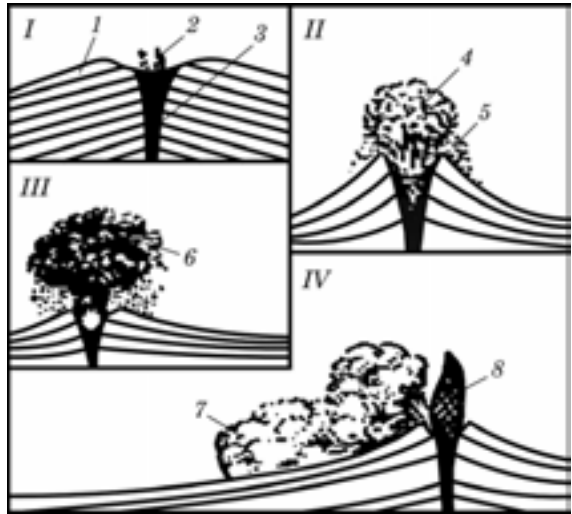


Рис. 2.4. Вулканічні виверження гавайського (I), стромболіанського (II), вулканічного (III), пелейського (IV) типу:

1 — застигла лава; 2 — фонтани розплавленої лави; 3 — жерло вулкана; 4 — хмара газів і вулканічного попелу; 5 — вулканічні бомби і попіл; 6 — чорна хмара попелу; 7 — палюча хмара; 8 — пробка (обеліск) в'язкої лави

Сучасні вулкани поширені на материках і дні океанів нерівномірно, вузькими смугами. Таких смуг три: Тихоокеанське вогняне кільце, Євразійський широтний пояс, Атлантична меридіональна смуга. Крім того, є вулкани, приурочені до величезних розломів стародавніх материків і дна океану.

До Тихоокеанського вогняного кільця належать вулкани Камчатки та Курильських островів. На Камчатці описано 186 вулканів, з яких 28 — діючих. Найактивнішими є вулкани Ключівський, Авагинський, Коримський, Горілий Хребет, Швелуч, Безіменний.

На Курильських островах 39 діючих вулканів і понад 60 згаслих. Тут багато киплячих грязьових котлів, гарячих озер, мінеральних і прісних джерел.

Активна вулканічна діяльність Камчатки та Курильських островів засвідчує велику рухливість у цих місцях земної кори, наявність глибинних тектонічних розломів, по яких відбуваються найінтенсивніші рухи.

Джерела, які вивергають гарячі пару та воду в післявулканічну стадію, називають *гейзерами* або *пароводяними вулканами*.

Природні пару і гарячу воду у багатьох країнах використовують у промисловості і сільському господарстві. Великі ресурси гарячої води на Кавказі, в Середній Азії, на Камчатці і Курильських островах. Її використовують для обігрівання теплиць, будинків, лазень.

Крім дешевих природних пари та гарячої води у будівництві широко використовують вивержені гірські породи — базальт, ліпарит, андезит, вулканічний туф. Ґрунти, які формуються на цих породах, внаслідок великого вмісту калію різняться високою родючістю.

2.3. ПРОЦЕСИ ЗОВНІШНЬОЇ ДИНАМІКИ¹

Промениста енергія Сонця, яка надходить в атмосферу, гідросферу, біосферу і верхні шари земної кори перетворюється на теплову, механічну, хімічну і біологічну. Під дією цих видів енергії та гравітаційних сил Землі виникають і розвиваються різні геологічні процеси, які перетворюють поверхню Землі і верхні горизонти земної кори. Ці природні геологічні процеси називають *екзогенними*, а зміни рельєфу земної поверхні, будови земної кори, складу, будови і властивостей гірських порід, спричинені цими процесами, — *екзогенними геологічними явищами і утвореннями*.

Головними агентами процесів зовнішньої динаміки є:

► сонячна радіація, яка вбирається і накопичується на Землі, коливання температури, нагрівання та охолодження;

¹ У підготовці підрозділу брала участь доцент Л.І. Васильєва.

- вода, яка потрапляє на поверхню Землі та в земну кору з атмосфери;
 - кисень, вуглекислий газ, що виділяється під час перебігу біохімічних та мінералогічних процесів;
 - рослинні і тваринні організми.
- Людина відіграє особливу роль у всіх цих процесах.

2.3.1. Вивітрювання

Руйнування гірських порід на поверхні та в поверхневому шарі Землі під дією повітря, води, льоду, коливань температури, життєдіяльності організмів і людини називають **вивітрюванням**. Внаслідок вивітрювання монолітні гірські породи перетворюються на скупчення пухких порід, які частково переміщуються льодовиками, водами атмосферних опадів, підземними водами, річковими водами та вітром.

Ці породи мають велике значення, оскільки слугують основою для різних споруд, часто вміщують корисні копалини або є підґрунтом (ґрунтоутворюючою породою), на якому формується ґрунт.

Складний процес вивітрювання умовно поділяють на три типи: фізичне, хімічне, біологічне. У природних умовах вони відбуваються одночасно і доповнюють одне одного.

Фізичне вивітрювання — це процес механічного руйнування гірських порід та мінералів на уламки різних розмірів без зміни хімічного складу. Процеси фізичного вивітрювання зумовлюються в основному коливаннями температури повітря і безпосереднім нагріванням сонячними променями. Мінерали та гірські породи під час нагрівання розширюються, а внаслідок охолодження стискаються. Під впливом поперемінних стискань і розширень зчеплення між мінеральними зернами гірської породи ослаблюється тим більше, чим більші зерна. Велике значення має колір мінералів, які утворюють гірську породу. Слід також зазначити, що різні мінерали мають різні коефіцієнти об'ємного та лінійного розширення, тому під час нагрівання та охолодження по-різному змінюються за розмірами. Наприклад, поширена гірська порода граніт складається з кварцу, слюди, рогової обманки, польових шпатів та інших мінералів. Коефіцієнт об'ємного розширення кварцу — 0,000310, рогової обманки — 0,000254, а польового шпату (ортоклазу) — 0,000170. Більшість мінералів, що складають гірські породи, мають низьку теплопровідність, тому швидше нагрівається та частина породи, яка виходить на денну поверхню. Неоднакові розширення і стискання зерен мінералів, що відбувається під час нагрівання й охолодження, спричинює виникнення напружень, що супроводжується розтріскуванням гірської породи.

Найбільшою мірою на гірські породи впливає добова зміна температур. Особливо різкі коливання мають місце в районах із континентальним кліматом. Наприклад, у Кизилкумах поверхня скель вдень іноді нагрівається до 70 °С, а вночі охолоджується до температури 0 °С або й нижче. При цьому зміни в об'ємі мінеральної маси дуже істотні, і фізичне вивітрювання в пустелях переважає над іншими його типами. Великою активністю характеризується фізичне вивітрювання у високогірних областях, в яких зміна дня і ночі призводить до різких коливань температури.

Руйнувати породи допомагає і вода. Потрапивши у тріщини, вона спричинює їх розширення та поглиблення. Це зумовлено тим, що рідка вода в тріщинах чинить значний капілярний тиск. Під час замерзання об'єм води збільшується на 1/10, лід з великою силою (близько 2 МПа) тисне на стінки тріщин.

Так само можуть впливати на породу різні солі, які, приєднавши воду, збільшуються в об'ємі і зумовлюють подрібнення (диспергування) твердих порід. Цей вид фізичного вивітрювання іноді називають *морозним* вивітрюванням. Він особливо інтенсивно виявляється в районах із частими коливаннями температур близько точки замерзання: в горах (неподалік снігової лінії), в полярних і субполярних країнах, де продукти вивітрювання накопичуються дуже інтенсивно.

Гірські породи в разі фізичного вивітрювання розпадаються на окремі уламки, які утворюють на плоских поверхнях скель суцільні розсипища щебеню та брил (кам'яні моря). На схилах гір уламки під дією сили тяжіння переміщуються з утворенням «кам'яних потоків» — осипів. Біля підніжжя гір накопичується своєрідний тип континентального осаду, який називають *колювієм*.

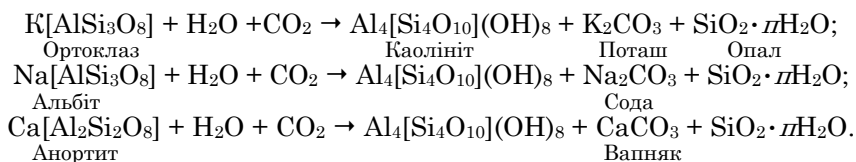
Внаслідок фізичного вивітрювання монолітна гірська порода перетворюється на пухку пористу породу. В ній формуються такі властивості, як водопроникність, вологоємність, капілярність. Внаслідок руйнування гірських порід значно збільшується загальна поверхня. Це сприяє кращому виявленню хімічних чинників вивітрювання.

Хімічне вивітрювання — це руйнування гірських порід і мінералів під дією атмосферної води, кисню, вуглекислого газу, органічних кислот із зміною хіміко-мінерального складу.

Процеси хімічного вивітрювання досить поширені, проте інтенсивніше вони виявляються в умовах вологого і теплого клімату. У вологих тропічних зонах інтенсивному хімічному вивітрюванню сприяє значна дисоціація води. Підвищення температури від 0 до 30 °С збільшує ступінь дисоціації води на іони OH^- і H^+ вдвічі. Наслідком цього є підвищена концентрація іонів водню, який є активним агентом розкладання будь-якої породи разом із вільним кис-

нем, вуглекислим газом та органічними кислотами. Якщо вода насичена CO_2 , то ступінь її дисоціації зростає в 300 і більше разів, тому вода є дуже важливим агентом хімічного руйнування та перетворення гірських порід і мінералів. Вода є розчинником гірських порід. Із дією води, збагаченої газами й органічними кислотами, пов'язані не тільки процеси розчинення, а й складніші — гідроліз, окиснення та ін.

Гідроліз — це процес заміщення лужних і лужноземельних елементів у кристалічних ґратках мінералів на іони водню з дисоційованих молекул води. Поширеним видом гідролізу в природі є каолінізація алюмосилікатів. Хімічне вивітрювання польових шпатів можна записати такими реакціями:



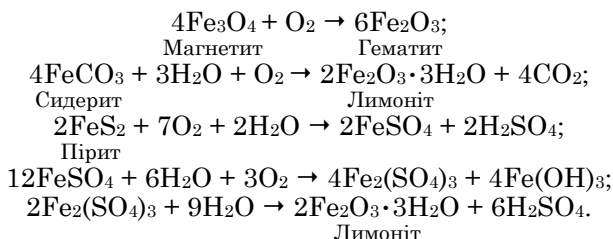
Далі під впливом води каолініт може розпадатися на боксит і опал:



Гідроліз оливіну, авгіту, рогової обманки, а також гірських порід, збагачених ними, відбувається інтенсивніше, ніж польових шпатів або збагачених ними порід. В умовах теплового вологого клімату з цих мінералів і порід вилужуються катіони Ca^{2+} , Mg^{2+} . Залізо з відновленої форми переходить в окиснену й утворює лимоніт.

У помірних широтах внаслідок вивітрювання силікатів накопичуються глинисті мінерали.

Під дією вологи повітря і вільного кисню, який є у воді, відбувається окиснення гірських порід і мінералів, до складу яких входить відновлене залізо:



Оксидні сполуки заліза відкладаються плівками на зернах піску, цементують їх.

Значну роль у хімічному вивітрюванні відіграють процеси гідратації, тобто взаємодії безводних сполук із водою. Так з ангідриду та води утворюється стійкіший у поверхневій зоні мінерал — гіпс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Внаслідок гідратації об'єми мінералу та гірської породи зростають на 25 % і більше. Це викликає деформацію довколишніх порід. Хімічне вивітрювання значно змінює породи, надає їм нових властивостей — зв'язності, пористості, капілярності. Особливо інтенсивно воно відбувається на поверхні і супроводжується утворенням нових, стійкіших у корі вивітрювання мінералів, вимиванням рухомих сполук. Із цих процесів найпоширеніші окиснення сульфідів, розкладання силікатів, оксидів, органічних сполук, гідратація, лимонітизація, латеритизація, каолінізація.

Мінерали гірських порід різняться неоднаковою стійкістю проти хімічного вивітрювання. Найстійкішим у корі вивітрювання є кварц. Тому він дуже поширений в уламкових породах і входить до складу різних ґрунтів.

Біологічне вивітрювання гірських порід здійснюється живими організмами та продуктами їх життєдіяльності. Біосфера тісно пов'язана з атмосферою, гідросферою та літосферою. В атмосфері життя сягає не менш ніж на 6 км, в гідросфері — на 11 500 м, а в літосфері — на кілька сотень метрів. Живі організми беруть участь

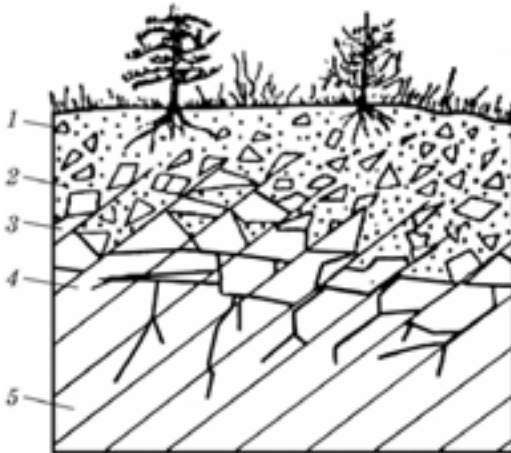


Рис. 2.5. Зони вивітрювання укосу:

1 — глинисто-піщана; 2 — щебениста; 3 — брилова; 4 — монолітна; 5 — порода, яка не зазнала дії вивітрювання

у фізичному подрібненні та механічному руйнуванні порід під впливом тиску корневих систем, що проникають у тріщини, а також розщеплювальної дії лишайників, мохів, грибів.

Інтенсивність процесів хімічного вивітрювання значно зростає за рахунок життєдіяльності живих організмів. Внаслідок їх життєдіяльності утворюються нові мінерали та гірські породи, регулюється склад атмосфери, прискорюються процеси вивітрювання. Вони поглинають із навколишніх

порід різні елементи, руйнуючи їх. Організми виділяють різні органічні кислоти, ферменти, мінеральні кислоти, які прискорюють руйнування гірських порід. Органічні кислоти, що утворюються під час розкладання органічних решток, інтенсифікують розщеплення силікатів. Як легкорухливі колоїди, вони збільшують рухливість таких елементів, як алюміній та тривалентне залізо, утворюють органо-мінеральні комплекси.

Розглянуті форми вивітрювання масивно-кристалічних порід у природі відбуваються одночасно і сприяють формуванню найрізноманітніших порід, які складають кору вивітрювання. Потужність кори вивітрювання коливається від одиниць до кількох десятків метрів, а в тропіках — інколи до 100 – 200 м.

Кора вивітрювання формувалася й у віддалені геологічні епохи.

Залежно від кліматичних зон утворюються різні *типи* земної *кори вивітрювання*. У зоні тайги за інтенсивного вилуження карбонатів виникає **сиалітнокислий** тип кори. Основними мінералами є калолініт і слюда.

Для Лісостепу та Степу характерний **сиалітнонасичений** тип кори, бо карбонати не вилужуються. За тропічно-вологого клімату кора вивітрювання збагачена оксидами заліза й алюмінію, формується **фералітний** тип кори вивітрювання. В цій зоні переважають хімічне та біологічне вивітрювання. В умовах спекотного (аридного) клімату переважають фізичне вивітрювання і накопичення продуктів у вигляді уламків. Академік Б.Б. Полинов виділив «уламковий тип» кори, для якого характерне те, що продукти руйнування залишаються на місці свого утворення.

У процесі вивітрювання накопичуються дві основні групи продуктів:

➤ рухомі, тобто розчинні сполуки — сода, сульфати, луки тощо; ці сполуки виносяться атмосферними опадами у глибші шари земної кори або за межі материнської породи;

➤ залишкові, які не виносяться з місця руйнування гірської породи, тому що стійкі до умов поверхневої зони земної кори.



Рис. 2.6. Розщеплення пісковика корінням дерева

Залишкові (непереміщені) продукти вивітрювання гірських порід є одним із важливих типів пухких континентальних утворень, які називають **елювієм**. Цей своєрідний пухкий континентальний відклад залягає на місці утворення, нешаруватий, не відсортований, поступово переходить до корінних порід. Мінеральний та хімічний склад його залежить від складу материнських порід, стадії та переважного типу вивітрювання.

Верхню частину земної кори, яка складена елювіальними відкладами, називають **корою вивітрювання**. Нижньою межею кори вивітрювання вважають рівень ґрунтових вод. Вище цієї межі умови для розвитку процесів вивітрювання найсприятливіші: гірські породи періодично змочуються атмосферними опадами, в їхніх шпаринах і пустотах циркулює повітря.

Розчинні сполуки, які утворюються в процесі вивітрювання, разом із нерозчинними часточками як правило вимиваються поверхневими і ґрунтовими водами в моря та океани, де частково або повністю відкладаються. Через тривалий період часу морські відклади внаслідок тих чи інших геологічних процесів стають суходолом і знову зазнають вивітрювання. Такий процес обміну речовинами між суходолом і океаном називають **великим геологічним колообігом**. Він призводить до збіднення порід кори вивітрювання на елементи зольного живлення рослин (P, S, Ca, Mg, K та ін.).

Кору вивітрювання, яка утворилась у віддалені геологічні епохи і збереглася дотепер, називають **стародавньою корою вивітрювання**.

Потужність стародавньої і сучасної кори вивітрювання різна (від кількох сантиметрів до сотень метрів) і залежить від кліматичних умов, рельєфу місцевості, складу гірських порід та інтенсивності їх руйнування. Найбільшу потужність кора вивітрювання має в тропіках і субтропіках.

У прояві процесів вивітрювання спостерігається певна **стадійність**, яка залежить від кліматичних умов, рухливості елементів та деяких інших чинників. Академік Б.Б. Полинов виділив чотири **стадії вивітрювання**:

1) **уламкову**, за якої переважає механічне руйнування гірських порід;

2) **звапняковану силітну**, коли з гірських порід виносяться хлор і сірка, розкладаються силікати й алюмосилікати, виносяться Na, K, Ca, Mg, що спричинює лужну реакцію середовища; кальцій вступає в реакцію з вуглекислим газом, тому елювій збагачується на вапно, чим і зумовлена назва цієї стадії вивітрювання; для неї характерне утворення гідролуд та інших проміжних вторинних мінералів (мусковіту, серициту, монтморилоніту);

3) **кислу сialітну**, що характеризується майже повним винесенням усіх основ і кислотою реакцією середовища; в цій стадії утворюються проміжні глинисті мінерали групи каолініту, галуазиту, СаСО₃ виноситься водою за межі зони вивітрювання; за відсутності промивного водного режиму у ґрунтах є мінерали монтморилонітової та гідрослюдистої груп, які містять багато кремнезему;

4) **кінцеву алітну** (латеритну форму, яка трапляється тільки в умовах спекотного тропічного клімату; всі силікати й алюмосилікати руйнуються, з них утворюються прості, найстійкіші в умовах кори вивітрювання сполуки — гідрати оксидів алюмінію, заліза, силіцію, які є складовими частинами бокситів, бурого залізняку, опалу.

У тундрі процеси вивітрювання закінчуються уламковою стадією, за помірною клімату — кислото сialітною, у субтропіках — латеритною. Отже, процеси вивітрювання підлягають географо-кліматичній зональності, що вперше було встановлено В.В. Докучаєвим.

2.3.2. Геологічна дія вітру

Вітер — це рух повітряних часточок у горизонтальному напрямку, зумовлений різницею атмосферного тиску в різних місцях.

Головною причиною змін атмосферного тиску є нерівномірність нагрівання Сонцем земної поверхні і передачі цього тепла атмосфері. Повітря переміщується із зон високого тиску в зони низького тиску. Різниця тисків спричинена різною температурою полярних та екваторіальних територій. Повітряні потоки залежно від добового обертання Землі, річних рухів Землі навколо Сонця, нерівномірного розподілу суходолу і моря, відмінностей рельєфу та інших чинників поділяють на окремі кола циркуляції повітря. Складні рухи повітряних мас та їх взаємодії значно ускладнюються за рахунок утворення величезних повітряних вихрів — циклонів та антициклонів. **Циклони** — це повітряні маси, які обертаються в Північній півкулі проти годинникової стрілки, причому в центрі цих мас тиск мінімальний. В **антициклонах** повітряні маси обертаються за годинниковою стрілкою (у центрі тиск максимальний). Циклонічні рухи мають велику швидкість. Над морями й океанами вони спричинюють гігантські хвилі. Циклони мають величезну руйнівну силу, бо хвилі рухаються втричі швидше, ніж повітряні маси. Вони можуть викликати великі нагони води в гирла річок, руйнівні повені. Швидкість циклонів біля земної поверхні в тропіках досягає 60 – 80 м/с. Циклони в тропіках повторюються часто (70 – 80 за рік).

У помірних широтах циклони рухаються з меншою швидкістю (30 – 40 м/с). Вони супроводжуються різким зниженням тиску та опадами.

Геологічна дія вітру виявляється в усіх кліматичних зонах, але особливо інтенсивна вона в умовах:

► аридного клімату, де випаровування в 6 – 10 разів перевищує кількість опадів;

► збідненого рослинного покриву, який скріплює ґрунт коренями;

► інтенсивного фізичного вивітрювання, яке постачає матеріал для видування;

► постійного вітру.

Отже, найсприятливішими для геологічної діяльності вітру є зони пустель і напівпустель, які становлять близько 20 % поверхні материків.

Руйнівна дія вітру полягає у видуванні часточок гірських порід, тобто *дефляції* та в механічній обробці їхніх поверхонь, або *коразії*. Дефляція і коразія завжди супутні. Поступальна швидкість вітру визначає його силу. Вітер, що має швидкість кілька десятків сантиметрів за секунду, здатний здимати і нести дрібний пил. За швидкості вітру 10 – 20 м/с переносяться часточки діаметром 1 – 5 мм. Ураганні вітри, швидкість яких сягає 70 м/с, мають величезну переносну силу. Вітер змітає все на своєму шляху, проникає в усі заглиблення і шпарини, видуває різні продукти вивітрювання. Сумісна і взаємозв'язана дія вивітрювання, коразії і дефляції призводить до утворення характерних для еолової (вітрової) діяльності форм рельєфу (рис. 2.7).



Рис. 2.7. Грибоподібна форма пісковиків (Західний Копетдаг)

Найбільша концентрація піщаного матеріалу, який переноситься вітром, у приземній частині повітряного потоку (до 2 м). Тут найінтенсивніше відбувається коразія. Піщані часточки, які переносяться вітром, вдаряючись об поверхні перешкод, залишають на них ямки, вм'ятини, заглиблення і подряпини.

У зонах з помірним кліматом, де поверхня Землі майже повністю вкрита рослинністю, процес видування відіграє значну роль. Дефляція в цих місцевостях виявляється у вигляді пилових (чорних) бур. При цьому з поверхні зносився шар ґрунту завтовшки 10 – 15 см і більше. В одному місці відбувається видування ґрунту, в іншому — засипаються лісосмуги, садки, посіви. Бурі завдають великої шкоди сільському господарству, видуваючи родючий шар ґрунту.

Транспортувальна дія вітру виявляється в перенесенні видутого ним матеріалу на ті чи інші відстані, які залежать від його сили і

розмірів часточок, що переносяться. Вітер може нести часточки зруйнованої породи як у завислому стані, так і перекочувати їх по поверхні Землі. Величезні маси пилу здійснюються вітрами в пустельних і напівпустельних зонах під час бур і ураганів. Дрібно- та середньоуламковий матеріал переноситься вітром на різні відстані, які залежать від сили вітру та розміру часточок. Пил може переноситись на 2000 – 2500 км. Ураганний вітер з Афганістану «афганець» здійснює в повітря велику кількість піску і пилу і переносить їх по долині Амудар'ї до Каракумів. Сонця не видно 2 – 3 і більше днів.

Вітри переносять також різні солі, що призводить до засолення території (ґрунтів і ґрунтових вод), на яких вони осідають. Кількість морської солі, яка виноситься вітрами під час штормів з поверхні Світового океану в атмосферу, досягає 27 млрд т на рік. Нерідко соляні бурі і дощі завдають великої шкоди посівам сільськогосподарських культур, засолюють бурові колодязі з питною водою. Середня кількість йоду, що потрапляє щорічно з атмосферними опадами в ґрунт континентальних областей, становить близько 10 г/га. На поверхню Землі атмосферні опади щорічно приносять також близько 100 тис. т ртуті, що вдвічі перевищує видобуток цього металу.

Акумулятивна дія вітру. Руйнівна робота вітру призводить до утворення величезних вітрових долин (ваді), які значно поширені в пустелях на платоподібних (Південне плато Галала в Африці) і столових підвищеннях (східна Монголія, Великий Балхан, в Середній Азії). Вітрові долини різняться від річкових. Ваді має нерівне дно без загального нахилу, долина то звужується до вузької щілини, то розширюється. Борти ваді стрімкі або східчасті. На дні та бортах ваді трапляються різні еолові форми: стовпи, карнизи, ніші, останці. З часом від останців та підвищень залишається лише хвиляста поверхня з великими уламками, які утворилися після руйнування. Так виникає кам'яниста пустеля.

Помірні вітри пустель теж можуть переносити та перекочувати піски.

Перенесений вітром матеріал відкладається й утворює своєрідні континентальні *еолові форми рельєфу*. Форми рельєфу залежать від місцевих умов: кількості піску, первісного рельєфу, режиму та сили вітру, гірських перешкод на шляху вітру.

Якщо піску мало, а вітер має змінний напрямок, то утворюються купчасті піски. Це горби неправильної форми, які накопичуються біля перешкод (куща, каменя), заввишки 1 – 5 м. За малої кількості піску можуть утворюватись горби чіткої серпоподібної форми — *бархани* (рис. 2.8) заввишки 20 – 30 м, а в барханних ланцюгах — навіть 50 – 70 м.

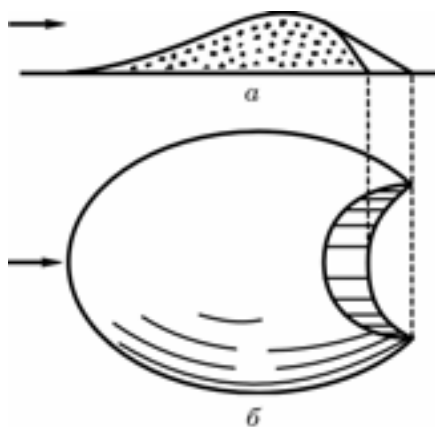


Рис. 2.8. Бархан у розрізі (а) і в плані (б)
(стрілкою іказано напрямк вітру)

Барханні ланцюги (як і бархани) та дюни можуть рухатись у напрямку вітру. За рік бархани здатні переміститись на 30 – 40 м. При цьому піски засипають посіви, садки, села.

Зупинити рух піску можна висіванням рослин із сильно розвинутою в горизонтальному напрямку кореневою системою, посадками сосни тощо.

2.3.3. Геологічна робота атмосферних опадів

Атмосферні опади, що випали на поверхню суходолу, розподіляються так: частина їх, випаровуючись, повертається назад в атмосферу; інша частина, просочуючись крізь водопроникні породи, накопичується на першому від поверхні водотривкому шарі й утворює ґрунтові води; решта опадів збирається в тимчасові, безрусліві потоки, які дрібними струмочками стікають схилами і зливаються разом у постійні руслові потоки — рови, річки, формуючи річковий стік.

Площинне схилове скідання

Геологічна робота, яка здійснюється під час площинного змиву, тим помітніша, чим більший схил, піддатливіші породи, які його складають, і більше дощової або талої води стікає по ньому. Струмені поверхневої води, які не зібрані в певні русла, поступово змивають і переносять дрібні часточки порід із верхніх стрімких ділянок у нижні, пологіші. Накопичення осадів у нижній частині схилу називають *делювіальним процесом*.

У періоди випадання дощів і танення снігу вода стікає по схилах у вигляді суцільної тонкої плівки або густої мережі окремих струмків. Вони захоплюють здебільшого дрібнозернистий матеріал, з якого складаються схили, і переносять його вниз. Біля підніжжя схилу течія води уповільнюється і матеріал, який переноситься, відкладається як безпосередньо біля підніжжя, так і в прилеглій частині схилу (рис. 2.9). Такі відклади, утворені схиловим стоком, називають *делювіальними*, або *делювієм* (від лат. deluo — змиваю).

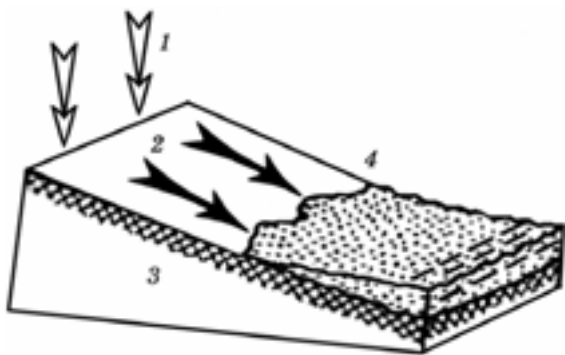


Рис. 2.9. Площинний змив і утворення делювію:
1 — атмосферні опади; 2 — нерусливий площинний змив; 3 — корінні породи; 4 — делювій

Делювій — це самостійний генетичний тип континентальних пухких відкладів зі слабковиявленою шаруватістю. В гірських країнах він зазвичай збагачений камінням, яке скочується зі схилів. Якщо ділянки зносу уламкового матеріалу складені різнорідними гірськими породами, то делювій неоднорідний за складом. Незважаючи на це, у складі делювіальних відкладів завжди переважають супіски, суглинки і глини, тому що жива сила безруслівих потоків дуже незначна.

Найхарактернішими формами делювіальних відкладів є досить витягнуті делювіальні шлейфи в межах рівнин річок степових районів. Делювіальні шлейфи за цих умов як правило складені суглинками і лише іноді подекуди біля підніжжя трапляється піщаний матеріал. Найбільша потужність делювію (до 15 – 20 м) спостерігається біля підніжжя схилу, до вершини схилу вона поступово зменшується. Процеси площинного змиву і накопичення делювію поступово призводять до виположування схилів. В умовах високих гір типових делювіальних шлейфів не буває у зв'язку з широким розвитком гравітаційних процесів на схилах. У цьому разі формуються змішані колювіально-делювіальні утвори.

Великого руйнування від змиву зазнають розорані схили, особливо ті, на яких не укорінилися висіяні культури. Для запобігання

розмиванню ґрунтів вживають різних агро меліоративних заходів, які сприяють оструктуренню ґрунту. Структурний ґрунт здатний поглинати до 85 % річної кількості атмосферних опадів, безструктурний — усього лише до 30 %. Для запобігання розмиванню ґрунтів схили слід орати перпендикулярно до їх найбільшого нахилу.

Діяльність тимчасових руслових потоків

Серед тимчасових руслових потоків виділяють тимчасові потоки ярків і тимчасові гірські потоки.

Руйнівна і транспортувальна діяльність. Початок утворення ярків здебільшого пов'язаний зі схилами долин річок. Якщо в межах схилу або його брівки є різні природні чи штучні нерівності, зниження, то під час випадання дощу або танення снігу в них зливаються окремі струмки води, які руйнують ці частини схилу, і на їх місці утворюються різні промивини, водорії. Так на схилах починається процес *розмивання*, або *ерозії* (від лат. erodo — розмиваю). Фактично це перша стадія розвитку ярка. В подальшому в таких водоріях періодично скупчується все більша і більша кількість води і вони починають ширшати, глибшати, рости вниз і вгору по схилу. Дно такого ярка характеризується нерівністю. З подальшим поглибленням (посилення донної ерозії) профіль яру поступово вирівнюється, його гирло досягає основи, в яку впадає потік. Рівень ріки або якогось басейну, в який входить ярк, називають *базисом ерозії*. У верхів'ї ярка, яке висувається за брівку схилу в межах водороздільного плато, утворюється перепад. Внаслідок цього виникаючі водотоки зливаються з верхів'я ярка водоспадом або утворюють тут стромини (бистрини) зі швидкою течією, завихрення. Це спричинює інтенсивну ерозію в межах перепаду і поступове переміщення ярка все далі вглиб водороздільного плато. Такий процес росту вгору за течією потоку називають *регресивною* (від лат. regresus — рух назад), або *назадньою (задкуючою) ерозією*. В міру руху верхів'я ростучого ярка вглиб водороздільного плато на його схилах утворюються промивини або видорії, які також перетворюються на ярки. Такі розгалуження, або відвершки, від головного ярка ростуть назадньо, рухаючись за течією струменів води, які зливаються, і з розвитком вони також розгалужуються. Внаслідок цього виникає складна розгалужена яркова система, яка подекуди розчленовує не тільки схили, а й значні водороздільні простори (рис. 2.10).

Найглибша і найбільш розгалужена мережа ярків утворюється на ділянках залягання гірських порід, які легко розмиваються — лесів, лесоподібних суглинків, пісків, алевритів, глин. Прикладом

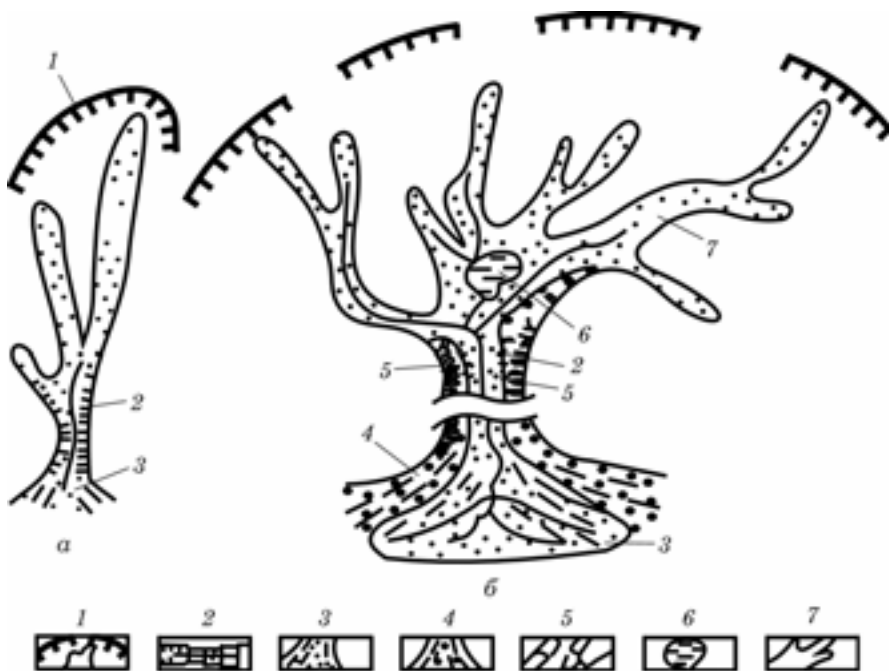


Рис. 2.10. Типи ярків:

a — простий молодий ярок; *б* — складний розгалужений ярок; 1 — місця дренажування поверхневих і подекуди підземних вод; 2, 5 — лінійна частина ярка, вироблена у напрямку найбільшого схилу відповідно молодого і давнього; 3, 4 — конуси виносу відповідно молодого і давньої генерації ярка; 6 — заболоченість на ділянці сполучення окремих відвершків у верхній частині ярка; 7 — верхів'я ярка різного ступеня розгалуження

може бути Середньоросійська височина, яка є ерозійно-денудаційною плоскою рівниною, порізаною густою мережею ярків. Слід зазначити, що утворення ярів спричинюють не тільки природні чинники, а й господарська діяльність людини — вирубування лісів, розорювання, створення ґрунтових шляхів і каналів вниз по схилу тощо.

Акумулятивна діяльність тимчасових водостоків виявляється в низинах ярка й особливо біля його виходу в долину річки або в іншу водойму, де подекуди утворюється *конус виносу*, складений різним несортованим уламковим матеріалом місцевих порід. На розвитку складної системи ярків відбиваються новітні тектонічні рухи (підняття вододілів або опускання базису ерозії). Внаслідок цього можуть відновлюватись або інтенсифікуватись ерозійна робота, формува-

тись молоді ярки в межах давніх, накопичуватись молоді відклади в конусах виносу (див. рис. 2.10). Подекуди в лісостеповій і степовій зонах спостерігаються яркоподібні форми з розширеним дном і пологими схилами, які вкриті шаром делювію, іноді рослинністю. Такі форми називають **балками**.

Тимчасові гірські потоки розвиваються дещо відмінно від ярків. Їх верхів'я розташовані у верхній частині гірських схилів і є системою водоріїв та промивин, що зливаються і разом утворюють водозбірний басейн. Нижче по схилу вода рухається в єдиному руслі. Цю ділянку гірського потоку називають *каналом стоку*. В період великих дощів та інтенсивного танення снігу тимчасові гірські потоки рухаються з великою швидкістю і захоплюють значну кількість різного уламкового матеріалу, який інтенсифікує ерозійну діяльність. Швидкість їх досягає 6–7 м/с, а щільність — 1,8 г/см³. Кількість великих уламків може становити 12–15 % маси потоку. Потоки виносять у долину і передгір'я багато уламкового матеріалу, який у вигляді конусів виносу відкладається на освоєних ділянках ґрунту. Основними умовами для розвитку таких потоків вважають:

- наявність пухких продуктів вивітрювання (елювій) на водозборі долин;
- стрімке падіння долини;
- зливи, інтенсивне танення снігу і льоду, які раптово дають великі потоки води;
- незначний рослинний покрив.

При виході на передгірну рівнину швидкість гірських потоків зменшується, вони розгалужуються на численні рукави, внаслідок чого весь принесений уламковий матеріал відкладається. Так утворюється *конус виносу тимчасового гірського потоку* у вигляді півкола,



Рис. 2.11. Канал стоку та конус виносу тимчасового гірського потоку

поверхня якого нахилена від гірського схилу в бік передгірної рівнини (рис. 2.11). У конусах виносу тимчасових гірських потоків подекуди спостерігається диференціація принесеного матеріалу та зональність його розміщення. У відносно стрімкій вершинній частині конуса залишається більший уламковий матеріал, далі

він змінюється вниз по схилу пісками, супісками, а в крайовій частині — дрібними пилюватими лесоподібними відкладами. Однак така послідовність відкладів у конусах виносу часто порушується, що пов'язано з різними за величиною тимчасовими потоками та рівномірністю матеріалу, який переноситься. Тому у вертикальному розрізі відкладів конусів виносу подекуди спостерігається перешарування дрібного й великого уламкового несортованого слабо обкошеного матеріалу. Відклади конусів виносу тимчасових гірських потоків вперше виділив в особливий генетичний тип континентальних відкладів і назвав *пролювієм* (від лат. *proluo* — промиваю) О.П. Павлов. Конуси виносу, зливаючись один з одним, утворюють широкі підгірні хвилясті шлейфи.

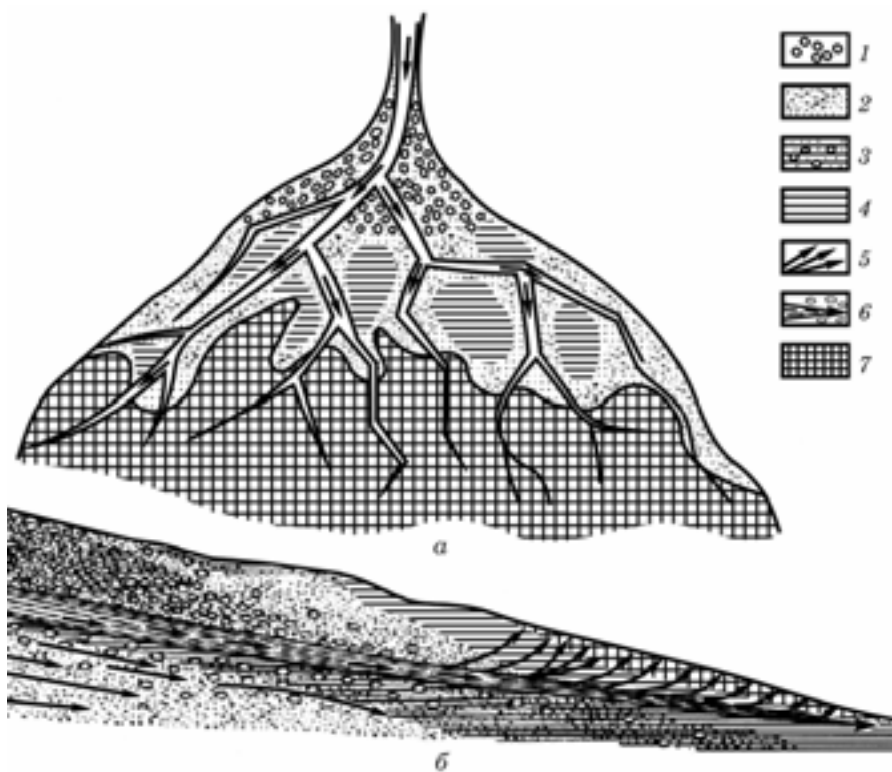


Рис. 2.12. Схема (а) та поздовжній профіль (б) сухої дельти:

1 — галька; 2 — піски, супіски; 3 — суглинки; 4 — такирні засолені глини; 5 — вклинювання і випаровування ґрунтової води; 6 — ґрунтовий потік; 7 — такири, солончаки, соленосні глини

В аридних областях чимало постійних водних потоків, які стікають із гір, розливаються на пустельних передгірних рівнинах і утворюють значні за протяжністю конуси виносу — «сухі дельти», в яких спостерігається поступова зміна великоуламкового матеріалу у вершинній зоні піщаним та супіщано-суглинковим нижче (рис. 2.12). У фронтальній або периферійній частині, де періодично трапляються розливи повеневої води таких річок, утворюються тимчасові водойми, накопичуються осади застійно-водного типу, озерні осади, наземні болотно-солончакові тощо.

У деяких гірських долинах періодично виникають потужні грязекам'яні потоки, які стікають із великою швидкістю і мають величезну руйнівну силу. Вони містять до 70 – 80 % уламкового матеріалу загального їх об'єму. Грязекам'яні потоки, які формуються під час швидкого танення снігу та льоду або під час великих злив, у Середній Азії і на Кавказі називають *селями*, в Альпах — *мурами*. Нерідко вони мають катастрофічно руйнівний характер.

2.3.4. Геологічна діяльність річок

Річки. *Річкою* називають видовжений водний потік, який рухається у напрямку нахилу поверхні в проробленому ним заглибленні. Річки зі своїми притоками утворюють річкову систему — мережу.

Діяльність річок — складний і суперечливий процес, зумовлений взаємодією внутрішніх (обертання Землі, коливальні рухи) та зовнішніх причин (клімат).

Сумарний стік річок світу становить 37 000 км³/рік, річок СНД — 4714 км³/рік, води в руслах останніх міститься 2120 км³.

Україна має досить густу річкову мережу. На 1 км² її території припадає 0,25 км річок. Річок завдовжки понад 10 км тут майже 4000, понад 100 км — близько 120, великих річок (понад 500 км) — 8 (табл. 2.1). Територією України течуть такі великі ріки, як Дніпро, Дністер, Південний Буг, Сіверський Донець, Дунай. Ці відтворювані ресурси води є основою питного водопостачання і зрошувального землеробства всього населення.

Майже всі річки України належать до Азово-Чорноморського басейну. Лише Західний Буг і Сян, що на заході країни, прямують до Балтійського моря.

Типи режиму річок. У класифікації річок як правило враховують джерела їх живлення та сезонний розподіл стоку. У зв'язку з цим розрізняють п'ять типів живлення: 1) снігове (Волга, Дніпро); 2) льодовикове, яке трапляється в пустелях (Амудар'я, Тарим), обмежених високими горами; повільно збігається з часом танення снігу в горах (влітку, восени); 3) дощове; 4) змішане — російський тип із весняним водопіллям, особливо сильним у безлісних місцях, та

альпійський тип — живлення з високих гір із водопілля восени, а частіше влітку внаслідок танення снігу в горах; 5) підземне (окремі ділянки р. Неман).

Таблиця 2.1. Найбільші річки України

Назва річки	Місце впадання	Довжина, км		Площа басейну, тис. км ²
		загальна	у межах України	
Дніпро	Чорне море	2 201	981	504,0
Південний Буг	Чорне море		806	63,7
Псел	Дніпро		717	22,8
Дністер	Чорне море	1 362	705	72,1
Сіверський Донець	Дон	1 053	672	98,9
Горинь	Прип'ять		659	22,7
Десна	Дніпро	1 130	591	88,9
Інгулець	Дніпро		549	14,9
Ворскла	Дніпро		464	14,7
Случ	Ірпінь		451	13,8
Стир	Прип'ять	494	445	13,1
Західний Буг	Вісла	831	401	73,5
Тетерів	Дніпро		385	15,3
Сула	Дніпро		365	19,6
Інгул	Південний Буг		354	98,9
Рось	Дніпро		346	12,6
Самара	Дніпро		320	22,6
Прут	Дунай	967	272	27,5
Тиса	Дунай	966	201	153,0
Айдар	Сіверський Донець			
Сейм	Десна	748	250	27,5
Збруч	Дністер		244	3,4
Серет	Дністер		242	
Стрий	Дністер		232	
Оскіл	Сіверський Донець	472	177	14,8
Дунай	Чорне море	2 900	174	817,0

У режимі річок виділяють *паводок* — повінь та період низьких (як правило літніх) вод, який називають *меженню*. У паводок рівень води у річці значно перевищує найнижчий рівень. Наприклад, рівень води під час розлиття р. Москва у місті в 1908 р. досягав найвищої позначки — 8,8 м над меженню біля Баб'єгородської греблі.

Поняття про базис ерозії. Згідно із законами сили тяжіння вода тече згори вниз, а розмивання починається знизу вгору, від якогось певного рівня. Потік прокладає собі шлях від гирла до верхів'я, тобто регресивно, тому розмивання йде знизу вгору шляхом задкуючої (назадньої) ерозії. Горизонтальна поверхня, від якої почалося розмивання і нижче від якої не може відбуватися руйнування, дістала назву базису ерозії. *Базис ерозії* — це рівень басейну, в який впадає

дана річка. Загальним базисом ерозії річок є поверхня Світового океану, базисом ерозії Дніпра — рівень води в Чорному морі, Десни — рівень води в Дніпрі у місці її впадання. Базис ерозії — рівень, який змінюється з часом під впливом причин геологічного характеру та внаслідок діяльності людини. До причин геологічного характеру належать повільні коливальні рухи земної кори, в результаті чого під час підймань окремих ділянок суходолу він підіймається (розмивання посилюється), під час опускань — опускається (розмивання послаблюється).

Атмосферні опади, які випали на суходіл, під впливом сили тяжіння повертаються у Світовий океан, оскільки тільки 800 тис. км² поверхні суходолу знаходиться нижче рівня моря, а решта 148,2 млн км² — вище цього рівня. Річки внаслідок гвинтоподібного руху води в потоці виконують величезну механічну роботу щодо переміщення матеріалу і дуже змінюють рельєф країни.

Різний матеріал переноситься річками трьома способами: 1) у завислому стані у вигляді каламуті; 2) перекочуванням уламків різного розміру по дну; 3) у розчиненому стані.

Механічну роботу річок поділяють на чотири види: 1) руйнування, розмивання, або ерозія; 2) обкочування та шліфування; 3) перенесення, або транспортування, матеріалу; 4) відкладання, накопичення матеріалу — акумуляція.

Силу водних потоків річок визначають за формулою

$$\Sigma = mv^2 / 2,$$

де t — жива маса води; v — швидкість течії води.

Отже, розмивання різко посилюється зі збільшенням швидкості течії води, яка, в свою чергу, зростає за більших кутів нахилу місцевості. Тому ерозійна діяльність гірських річок, які течуть із великою швидкістю, значно перевищує ерозійну діяльність річок у широких долинах. Однак розмивання буде значнішим і там, де на схилах річкової долини залягають пухкіші і м'якші породи.

Схили Дніпра в нижній частині течії складені пухкими відкладами, а в основі розташовані скельні породи, що обмежує розмивання на цих ділянках у глибину.

Стік завислих наносів деяких річок (за Г.В.Лопатіним) наведено нижче:

Річка	Стік, млн т/рік	Річка	Стік, млн т/рік
Ганг і Брахмапутра	1800,0	Терек	25,8
Тигр і Євфрат	1050,0	Волга	25,5
Амудар'я	96,7	Об	13,4
Ніл	69,0	Дон	6,4
Кура	36,0	Дніпро	2,4

Кількість пухкого матеріалу, який переносять такі порівняно невеликі річки як Кура і Терек, близька до кількості матеріалу, який переносить Волга, і в багато разів перевищує кількість наносів річок Обі, Дону, Дніпра. Цей приклад чітко демонструє значення кута нахилу річок: кут нахилу Тереху майже в 125 разів більший за середній кут нахилу Обі. Площа басейнів річок, їх довжина значення не мають.

Річкові долини. Річковою долиною називають вузьке (порівняно з довжиною), здебільшого хвилясте заглиблення в земній поверхні, яке має по всій довжині нахил від верхів'я до гирла. Долини річок ніколи не пересікаються, а зливаються й утворюють одну спільну форму. Їх розміри як у довжину, так і в ширину і глибину можуть бути досить різними. Походження

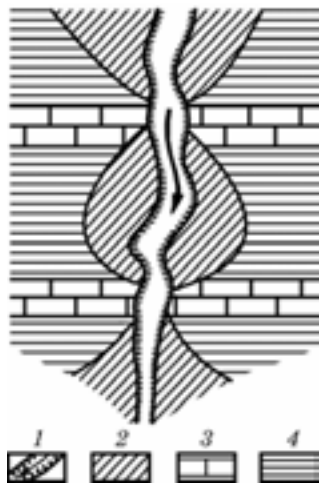


Рис. 2.13. Залежність ширини річкової долини від геологічної будови:

1 — русло річки і заплава; 2 — річкові відклади у формі терас різного віку; 3 — корінні породи, які важко розмиваються; 4 — корінні породи, які порівняно легко розмиваються

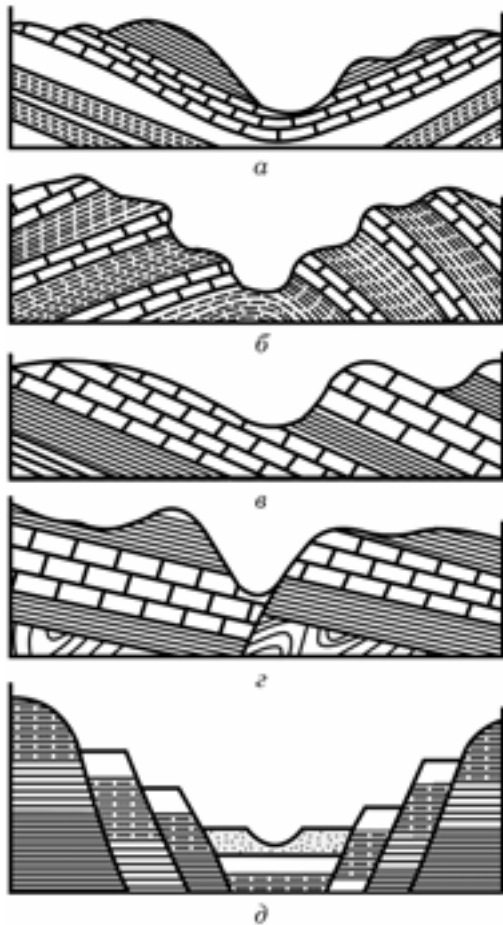


Рис. 2.14. Тектонічні типи поздовжніх долин (за І.С.Шукінін):

а — синклінальна; б — антиклінальна; в — моноклінальна; г — закладена впродовж лінії розлому; д — долина-грабен

річкових долин в основному ерозійне, але іноді в їх виникненні і розвитку відіграють роль також інші геологічні процеси. Ширина річкових долин пов'язана з особливостями їх геологічної будови. Вони звужуються в місцях перетину річкою крихких порід і розширюються (часто до десятків кілометрів) у породах, які розмиваються (рис. 2.13). Нерідко, особливо в гірських районах, долини річок прив'язані до ліній тектонічних порушень, які є послабленими ділянками поверхні землі і тому легко розмиваються (рис. 2.14).

Елементами річкової долини є русло річки, заплава, схили, тераси, корінні береги. *Руслом* річки називають річище (ложе), по якому вона постійно тече. *Заплава* — плоска частина річкової долини, яка затоплюється під час повені. Блукаючи, петляючи дном річкової долини, русло річки утворює ступені, виступи, які називають *терасами*.

Тераси. Будову, механізм утворення, співвідношення терас, їх форми та еволюцію вивчає *геоморфологія*. Є багато класифікацій терас. Вони можуть бути морськими і річковими. За геологічною будовою і співвідношенням алювіальної товщі та висоти виступу річкові тераси поділяють на три типи (рис. 2.15):

► *ерозійні* — мають на поверхні лише невеликий шар алювію, або там виступає вирівняна бічною ерозією поверхня корінних порід;

► *аккумулятивні* — на всю висоту виступу складені алювієм, основа виступу знаходиться нижче рівня води в річці;

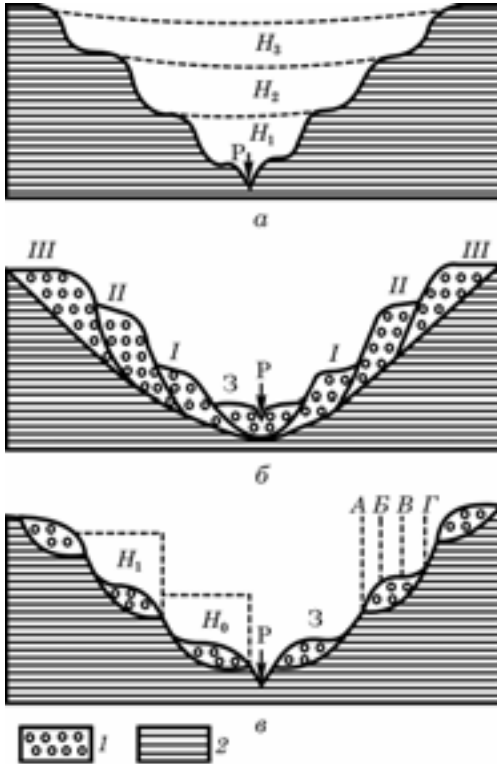


Рис. 2.15. Типи річкових терас:

а, б, в — відповідно ерозійні, або скульптурні, аккумулятивні, цокольні; *Р* — русло; *З* — заплава; *I, II, III* — надзаплавні тераси; *H₁, H₂, H₃* — ерозійні цикли. *А-Г* — елементи тераси: *А* — уступ; *Б* — крайка; *В* — терасоподібна ділянка; *Г* — тиловий шов; *1* — алювій; *2* — корінні породи

► *цокольні, або змішані* — складаються з цоколя, або основи з давніших порід, які утворюють нижню частину виступу, та з алювію, який формує верхню частину виступу і поверхню тераси.

Акумулятивні тераси — це горизонтальні ділянки, відокремлені одна від одної уступами. Це рештки колишніх днищ річкових долин, які сформувалися за вищого рівня води в річці. Під час опускання базису ерозії або під час підймання земної поверхні річка врізається в своє ложе і виробляє в ньому нову долину на нижчому рівні, а рештки старої долини зберігаються на схилах у вигляді терас. Такий процес може повторюватися неодноразово, внаслідок чого на схилах долин утворюється кілька поверхів терас. Ці утворення тісно пов'язані зі зміною режиму течії річки, зумовленого причинами геологічного характеру: коливальними (віковими) рухами — підймання верхів'їв річки, опускання гирлової частини; зміною клімату — материкові зледеніння. Всі ці процеси відбиваються на схилах річок як ступінчасті уступи, їх висота, кількість.

Акумулятивні тераси (заплавна і надзаплавна) значно поширені вздовж рівнинних річок нашої країни (Дніпро, Десна, Сіверський Донець та ін.) і мають велике значення для сільського господарства, оскільки в багатьох випадках характеризуються родючими ґрунтами.

У середній течії Дніпра, в районі Києва, є чотири тераси, біля Дніпропетровська — шість, а ближче до гирла, під Херсоном, тераси (крім другої) в рельєфі вже не виявляються. Дуже широкі алювіальні рівнини між Києвом і Прилуками.

Ерозійно-акумулятивні тераси утворюються внаслідок заповнення річкової долини, виробленої в корінних породах, алювієм і подальшого розмивання річкою цих відкладів. Таких терас може бути п'ять — шість і більше. Ерозійно-акумулятивні тераси бувають двох типів: вкладені і накладені.

Вкладені тераси формуються внаслідок неодноразового часткового розмивання алювію. При цьому в кожній фазі розмивання річка може заглиблюватися до корінних порід, а потім знову заповнювати алювієм долину, промиту в раніше відкладених породах (рис. 2.16).

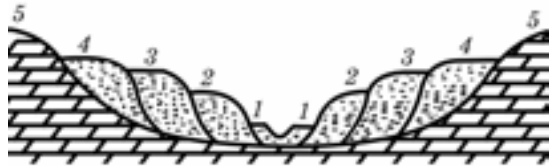


Рис. 2.16. Схема вкладених терас:

1 — заплавна; 2–4 — відповідно перша, друга і третя надзаплавні; 5 — корінні породи

Накладені тераси різняться від вкладених тим, що під час розмивання алювію річка не досягає корінних порід, тому може виникнути кілька ерозійних уступів і на давній алювії «осядуть» молодші

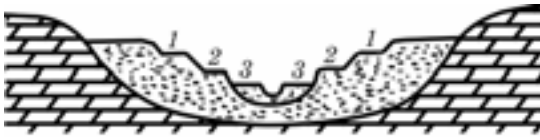


Рис. 2.17. Схема накладених молодшої та давньої терас із (1–3) трьома ерозійними уступами

відклади (рис. 2.17). Ерозійно-аккумулятивні тераси складені матеріалом різної величини залежно від характеру річок (гірські, рівнинні), місця утворення алювію тощо.

Діяльність людини — будівництво великих гідротехнічних споруд, гребель, водосховищ, шлюзів дуже змінює режим річок: швидкість їх течії, водність.

Заплави. *Заплава* — це затоплювана під час повені частина долини річки. В поперечному напрямку її поділяють на три частини:

- *прируслову* — найбільш підвищену частину, яка здіймається на кілька метрів над межею рівнем річки;
- *центральну* — дещо рівнішу, яка займає середню частину і прилягає до корінного пологого схилу або уступу наступної тераси;
- *притерасну* — найбільш понижену частину, яка має вигляд заболоченої улоговини, де трапляються болота, озера, стариці.

Вище затоплюваної заплавної тераси, як правило, розміщені надзаплавні тераси, які лічать знизу вгору (перша надзаплавна тераса, друга надзаплавна тераса і т.д.).

Акумуляція матеріалу. Поряд з ерозією і перенесенням різного матеріалу відбувається його акумуляція (відкладання). На перших стадіях розвитку річки, коли переважають процеси ерозії, осілі подекуди відклади виявляються нестійкими і зі збільшенням швидкості течії під час повені вони знову захоплюються потоком і переміщуються вниз за течією. В міру вироблення профілю, встановлення рівноваги і розширення долин утворюються постійні відклади, які називають *алювіальними*, або *алювієм*. Намивний матеріал, який відкладається на суходолі проточними водами річок, називають *алювієм* (від лат. *alluvio* — нанос, намивний). Особливості алювіальних відкладів:

- чітко виявлена, часто коса шаруватість;
- переважання пісків різних зернистості і складу, гальки, граю, супісків, суглинків, рідше глин;
- швидка і значна мінливість як за площею, так і за потужністю, численні кишені і лінзи;
- прісноводна фауна;
- порівняно невелика потужність — 20 – 60 м;
- залягання в річкових долинах смугами завширшки в десятки кілометрів.

У накопиченні алювію і формуванні річкових долин велику роль відіграють згини річок, які виникають здебільшого внаслідок тур-

булентного характеру течії, коли поступальні рухи води поєднуються з поперечною циркуляцією. Проте згини можуть спричинюватись і різними нерівностями рельєфу. Рухаючись по дузі згину, вода зазнає дії відцентрової сили і стрижень потоку притискується до ввігнутого берега, де вода опускається вниз, посилено розмиває дно, борти русла і захоплює уламковий матеріал. Від берега, що підмивається, придонні потоки води спрямовуються до протилежного випуклого берега, де починається інтенсивна акумуляція й утворюється так звана *прируслова відмілина*, яка частково оголяється під час межені. Це початкова стадія формування алювію (рис. 2.18, а).

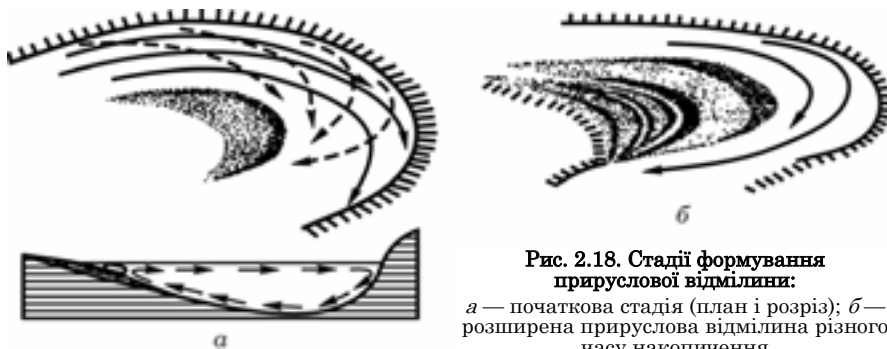


Рис. 2.18. Стадії формування прируслової відмілини:

а — початкова стадія (план і розріз); *б* — розширена прируслова відмілина різного часу накопичення

Так крок за кроком берег, що підмивається, стає обривистим і постійно відступає, збільшуючи крутість згину, а на іншому березі поступово наростає прируслова відмілина (див. рис. 2.18, б). Поступове зміщення ввігнутих берегів, що підмиваються, і нарощування прируслових відмілин біля випуклих берегів врешті-решт завершується утворенням великих *заворотів* (колін), які ще називають *меандрами* (за назвою р. Меандр у Малій Азії). Внаслідок послідовного розвитку річкової долини значно розширюється площа руслових алювіальних відкладів, утворюється низький намитий берег, який заливається тільки під час повені. Така низька ділянка долини, складена алювієм, є заплавою річки.

Поперечний профіль долини набуває плоскодонної або ящикоподібної форми. Завороти, розвиваючись, набувають крутості, утворюють серію петель, розділених вузькими перешийками (рис. 2.19).

Подекуди такий перешийок проривається і річка на цих ділянках спрямляє своє русло. Осади, які накопичуються поряд з головним спрямленим руслом біля країв залишеного завороту, заповнюють обидва її кінці і вона перетворюється на замкнене озеро. Такі озера поступово заповнюються осадами, які приносяться під час повені, заростають, можуть перетворитися на болота або сухі знижен-



Рис. 2.19. Схема послідовного зміщення річкових меандр у міру їхнього розвитку:

а — початкова стадія; *б* — послідовні положення в пізніших стадіях; *в* — вузькі перешийки меандр, внаслідок прориву яких утворюються стариці

ня. Відокремлені від русла річки завороти (коліна) називають *старицями*.

На геологічних картах дрібного масштабу алювіальні відклади мають вигляд відносно вузьких смуг.

Розрізняють сучасний і давній алювій, а також алювій рівнинних, гірських рік і дельт. За літологічним складом виділяють три типи алювіальних відкладів: русла річки; стариці; заплави.

Руслові відклади утворюються в руслі річки, де швидкість течії найбільша. Тут залишається найбільший матеріал — валуни, галька, гравій (у руслах гірських річок), піски (на рівнинних ділянках).

Заплавні відклади утворюються під час повені, водоїлля річок і затоплення заплави. Незначна швидкість течії визначає відкладання дрібнішого матеріалу. Заплави рівнинних річок, ширина яких часто сягає багатьох кілометрів, заповнюються дрібним піском, супісками, суглинками, глинами та ін. У межах цих заплав виділяють такі елементи:

- **прируслову заплаву**, яка спостерігається вздовж річок і характеризується переважно легкими ґрунтами на пісках;
- **перехідні заплави**, розміщені між прирусловою і центральною, які поєднують у собі їхні ознаки;
- **центральну заплаву** в зоні переважаючої спокійної течії повеневої води; складена вона дрібним алювієм, менш дренована;
- **притерасну заплаву**, розміщену біля корінного берега; нерідко вона є місцем вклинювання ґрунтових або напірних вод, які надходять із корінного берега і заболочують ґрунти.

Старичні відклади утворюються у відмираючих рукавах рівнинних річок. В основному це супіщано-глинисті відклади та мул. Оскільки в процесі формування річкових долин та алювію русла річок, як правило, змінюють своє положення в плані, місця накопи-

чення руслового, заплавного і старичного алювію також мінливі. Це зумовлює перешарування і зміни (у вертикальному розрізі і за площею) відкладів різної величини.

Гирла річок. Лише незначна частина відкладів залишається в середній і нижній течії річки. Величезна кількість алювію виноситься у гирла, де нанесений матеріал акумулюється. Конус виносу річки, алювіальну рівнину, відвойовану річкою у моря, яка в плані має форму грецької літери Δ , називають *дельтою*. Виділяють наземні (давні) і підводні дельти.

У дельтовому комплексі простежується своєрідна зональність відкладів (рис. 2.20) — суходіл і море. Стикаючись із морською водою, швидкість течії річкової води різко зменшується, в авандельті осаджується весь нанесений матеріал, відбувається його сортування та перенесення хвилюванням і морськими течіями в підводну частину дельти — похилу та глибоководну ділянки.

Відкриті вирвоподібні і глибокі гирла річок називають *естуаріями*. Вони типові для річок, які впадають в океани і моря із сильними відпливами і припливами (Амазонка, Сена), та для ділянок суходолу, що знижуються (Дністер, Дніпро). Під час опускання суходолу частина долини річки в нижній течії затоплюється морем і набуває вигляд вузької затоки — лиману (естуарію). Узбережжя Чорного моря в місцях впадання Дністра, Бугу і Дніпра нещодавно опускалось, гирла річок тут мають форму естуаріїв (Дніпровсько-Бузький лиман), а на західному узбережжі Чорного моря гирло Дунаю добре виявлено у вигляді дельти.

Численні родючі алювіальні рівнини займають стародавні наземні дельти річок. Так, частина території

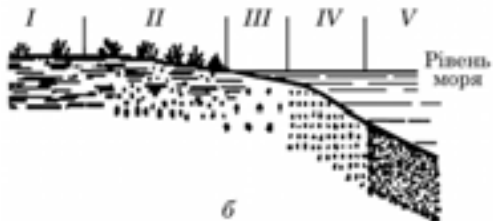
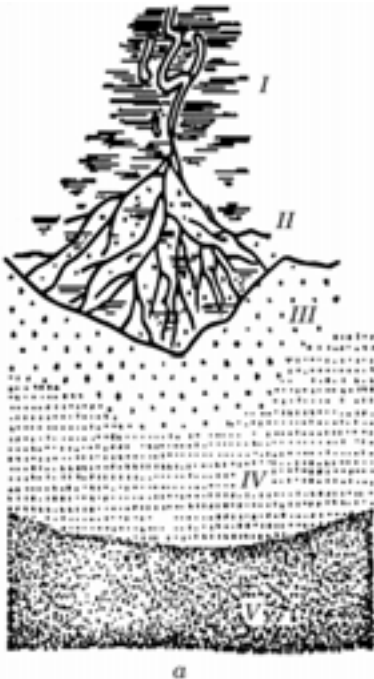


Рис. 2.20. Загальна схема зональності дельтового комплексу:

a — план; *б* — розріз; *I* — нижня частина річкової долини; *II* — субаеральна дельтова рівнина; *III* — авандельта; *IV, V* — похила і глибоководна ділянки

Бельгії, Нідерландів, Німеччини є об'єднаною стародавньою дельтою річок Рейн, Маас, Шельма, Емса.

Серед дельтових відкладів виділяють дві фації — водну і надводну. *Фація* — серія відкладів однотипного літологічного складу, які утворилися в подібних геологічних умовах. Наноси в надводній частині дельти відкладаються на суходолі за чергування прісноводних, солоноводних і морських умов.

Сучасні наземні дельти різняться родючістю ґрунтів і мають велике економічне значення. Наявність великої кількості проток, стариць, ільменів робить їх важливими для рибного господарства.

2.3.5. Геологічна діяльність морів і океанів

Моря й океани займають площу близько 361 млн км², або 70,8 % усієї земної поверхні. Загальний об'єм води в них в 10 разів перевищує об'єм суходолу, що знаходиться над рівнем води, і становить 1370 млн км³. Ця величезна маса води перебуває в безперервному русі і тому виконує надзвичайно велику руйнівну і твірну роботу. Упродовж тривалої історії розвитку земної кори моря й океани багато разів змінювали свої межі. Майже вся поверхня сучасного суходолу неодноразово заливалась їх водою. На дні морів і океанів накопичились потужні товщі осадів. З цих осадів утворилися різні осадові гірські породи.

Море виконує велику роботу з руйнування берегів, перенесення морськими течіями та прибоєм різних матеріалів, накопичує величезні товщі різних осадів, виконує роботу з хімічної, фізичної та біогенної переробки осадів на осадові гірські породи.

Велику роль у геологічній роботі моря відіграють рослинний та тваринний світ, температура, тиск, вміст солей у воді.

На площі дна океану виділяють три морфологічні зони: материкову міліну, материковий схил та океанічне ложе. Кожна з них має свої особливості геологічної діяльності.

Материкова міліна, або *шельф* простягається до глибини 200 м. Ширина шельфу біля рівнинних берегів — до 400 – 600 км, біля гірських масивів не перевищує кількох десятків кілометрів. Рельєф шельфу подібний до рельєфу навколишньої місцевості.

Материковий схил, або *батіальна зона*, лежить на глибині від 200 до 2500 м. Для неї характерний великий ухил (3,7 – 7,5°). Рельєф нерівний, вона вкрита мережею вузьких і глибоких (800 – 1000 м) каньйонів із зсувами та сповзаннями. Глибше 2000 м ухил зменшується.

Океанічне ложе — абісальна зона заглиблена на 2500 – 6000 м з глибоководними западинами, найглибша з яких Маріанська в Тихому океані (11 500 м).

Руйнівна діяльність морів і океанів. Руйнівну роботу моря називають *абразією* (від лат. *abrasio* — зіскоблювання, гоління) (рис. 2.21). Морські хвилі, здійняті вітром, руйнують морські узбережжя.

Швидкість руйнування залежить від складу порід мінералізації морської води (солі, розчинені в морській воді, прискорюють розчинення гірських порід) і сили морського прибою.

Тваринні та рослинні організми, які населяють зону прибою, сприяють подрібненню і тим самим полегшують абразію узбережжя. Залежно від фізіології, місця та способу життя їх поділяють на:

► **бентос** — сукупність організмів, які живуть на дні та в ґрунті водойм;

► **планктон** — одноклітинні та колоніальні водорості, радіолярії, дрібні ракоподібні, які не здатні до активного пересування, а переміщуються хвилями і течіями;

► **нектон** — плаваючі водні тварини (медузи, риби, кити); багато живих організмів є породоутворювальними: пелєциподи, черевоногі, головоногі, корали, форамініфери, які формують потужні пласти вапняків.

Швидкість розмивання залежить також від ухилу пластів, конфігурації берега, напрямку вітрів. Магматичні породи найстійкіші — розмивається кілька сантиметрів за століття, осадові — кілька сантиметрів за рік, а пухкі — 15–20 м за рік. У разі чергування м'яких і твердих порід утворюються ніші, гроти, печери, глибокі бухти. Під час опускання материка море наступає на суходіл (*трансгресія*), руйнівна робота посилюється. Так, ширина протоки Ламанш щороку збільшується на 2 м. На узбережжі Середземного моря в Єгипті, берег якого складений пухкими породами, щорічно поглинається смуга суходолу завширшки 20 м.

Крім вітрових хвиль на береги впливають припливи і відпливи, які мають великі запаси енергії. Особливо помітна їх роль у вузьких протоках і затоках, гирлах річок: вони вимивають підводні каньйони перешкоджають утворенню дельт. Велика швидкість припливу і відпливу сприяє винесенню уламкового матеріалу у від-

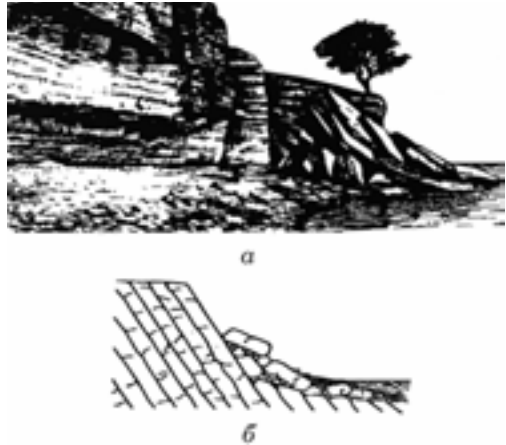


Рис. 2.21. Абразія:

а — пласти порід залягають горизонтально; *б* — пласти порід спадають у бік моря — прибієй начебто «спилую» нашарування

критий океан. Якщо вітрові хвилі переносять уламкові матеріали до глибини 8 – 10 м, то припливні і відпливні, які приводять у рух усю масу води, переносять уламкові матеріали і на більших глибинах. Наприклад, на дні протоки Ла-Манш (найбільша глибина 172 м, висота припливної хвилі — до 12 м) теригенні осади не відкладаються.

Морські течії теж виконують велику руйнівну роботу. Так, Гольфстрім уздовж узбережжя Скандинавії змиває всі теригенні осади із зони шельфу та батіальної зони.

Акумулятивну роботу моря називають осадонакопиченням, або **седиментацією**. Воно накопичує різні осади, принесені з континентів, які дістали назву **теригенних**.

Уламкові матеріали відкладаються як біля самого берега (смуга прибою), так і на всій поверхні шельфу. Від берега в глибину розміри матеріалів осадів зменшуються (від валунно-галькового матеріалу до піску). Дрібні часточки (0,1 мм) біля берегів відкладаються лише в тихих бухтах, затоках. Найчастіше вони відносяться водою далеко від берега на глибину 50 – 150 м і більше.

До теригенних осадів шельфової зони домішуються органогенні та хімічні осади, які інколи утворюють потужні шари гірських порід. Органогенні осади в цій зоні найчастіше представлені кораловими або черепашковими вапняками. В утворенні вапняків можуть брати участь деякі водорості, які поглинають вапно з морської води і відкладають його в своїх стеблах. Хімічні осади утворюються в місцях винесення річковими водами сполук заліза, мангану, алюмінію.

Потужність теригенних осадів на дні шельфу тим більша, чим більше їх приносять річки. Склад їх також визначається складом принесених осадів. Відклади шельфу чітко шаруваті, залягають горизонтально або під невеликими кутами (0,3°).

Моря й океани неодноразово змінювали свої межі. На дні їх утворилася потужна товща осадів, що перетворились на осадові породи. В цій товщі знаходиться багато корисних копалин — 95 % мінеральних багатств стародавніх морів сформувалось у прибережній зоні (зона шельфу). Нафта, газ, вугілля, боксити, фосфорити, залізо, манган, будівельні матеріали, радіоактивні та рідкісні елементи, коштовне каміння містяться в осадових породах, які утворилися на дні морів та океанів.

Батіальна зона теж вкрита тонким теригенним алевритопелітовим матеріалом — синім, червоним, зеленим та іншими мулами, які збагачені на органічні речовини.

Синій мул на 97 % складається з глинистих часточок. До його складу входять карбонат кальцію, сірководень, залізо. Інколи трапляються пірит, конкреції сидериту, мангану.

У червоному мулі глинистих часточок менше (до 70 %), а вміст карбонату кальцію більший (до 60 %). В невеликій кількості завжди є кварц. Червоний колір зумовлений оксидами заліза.

Зелений мул і пісок вкривають підвищені ділянки батіальної та абісальної зон у місцях холодних течій на глибині від 180 до 2300 м. Зелений колір пов'язаний із наявністю глауконіту. В цьому мулі алеврито-глинистих часточок небагато (до 48 %), а вапна — до 60 % і більше. Трапляються конкреції фосфоритів. Осади батіальної зони різняться однорідністю на великих площах, потужність їх — сотні і тисячі метрів.

Абісальна зона складена пелагічними осадами — мулами органічного походження (вапнякові та кремністі) і червоною глиною. Серед вапнякових мулів — форамініферовий, птероподовий і глобигериновий, серед кремнистих — діатомовий та радіолярієвий.

Червона глина поширена на великих площах на глибині понад 3500 – 4000 м (> 130 млн км²). Утворюється вона внаслідок розкладання силікатів, принесених морськими течіями. Складається переважно з гідратів силікатів, збагачених залізом, та інших мінералів, решток кремнистих організмів. Кремнезему у ній у 2,5 раза більше, ніж в інших глинах. У червоній глині трапляються конкреції відновлених мангану, заліза, стронцію, кобальту, нікелю, міді, свинцю, цинку, молібдену, ванадію, лантану та інших елементів.

2.3.6. Геологічна діяльність озер і боліт

Озера. *Озера* — це водойми на поверхні материків, які безпосередньо не пов'язані з морями та океанами.

Загальна площа, зайнята озерами, дорівнює 2,7 млн км², що становить 1,8 % площі всієї суші. В СНД на частку озер і боліт припадає 8,3 % території, причому озерами зайнято 1,3 % території, а болотами — 7 %.

Озера розміщені на різних висотах. Так, абсолютна позначка водного дзеркала Мертвого моря-озера — 392 м, Каспійського — 28 м, озер Тибету — понад 5000 м. Озеро Карапуль (Памір) знаходиться на висоті 4000 м над рівнем моря.

Розміри і дзеркало води озер різні і коливаються від десятих часток до десятків і сотень тисяч квадратних кілометрів (Байкал — 31 тис. км², Каспій — 395 тис. км²). Глибина озер змінюється в широких межах: Байкал — 1741 м, Каспій — 945 м, Іссик-Куль — 702 м, Ільмень — 10 м, Ельтон — 80 см.

Озерні западини можуть мати ендегенне чи екзогенне походження, поділяються на улоговинні і загатні. Улоговини можуть утворюватись внаслідок скидів, розломів кори, ерозійної діяльності

льодовиків, річок, розчинення гірських порід. Озера Байкал, Іссик-Куль, Вікторія, Танганьїка та деякі інші утворились у тектонічних проваллях (грабенах). У западинах, виораних льодовиками і пергороджених моренними валами, сформувались озера в гірських районах Тянь-Шаню, Кавказу. Найбільшим моренним озером є Зоркуль (Памір). Такого ж походження більшість озер Фінляндії, північного заходу Росії. В гірських районах озера можуть утворюватись і внаслідок обвалів (загат). Це озера Ріца, Сарезьке, Голубі озера.

Розвиток карстових явищ може призвести до виникнення озер, приурочених до печер, карстових западин (Архангельська обл., Валдайська височина, Володимирська, Новгородська, Ленінградська та інші області).

Кратери згаслих вулканів або в період їх тимчасового спокою, заповнившись водою, утворюють озера. Такі озера поширені на Камчатці, у Вірменії, інших вулканічних зонах.

У річкових долинах рівнинних річок утворюються старичні озера, а в гирлових — дельтові. Дельтових озер багато на узбережжях Середземного, Північного, Балтійського та інших морів.

На узбережжях Балтійського, Чорного, Каспійського та інших морів трапляються озера, які утворились внаслідок відокремлення ділянок бухт морськими косами, пересипами (Сасик, Сапі біля Євпаторії, озера неподалік Одеси, Керченського півострова). На узбережжях морів є озера, розміщені в міждюнних зниженнях. Дюнні озера поширені на узбережжі Балтійського, Каспійського, Аральського, Середземного, Північного та інших морів і океанів.

На території України близько 20 тис. озер, а площею 0,1 км² і більше — понад 7 тис.

Нині на Землі споруджують все більше і більше штучних озер-водосховищ.

За характером стоку озера можуть бути **безстічними** — замкнені водойми (Каспій, Арал, Балхаш, Іссик-Куль та ін.); **з поперемінним режимом** — озера, в яких стік не постійний і залежить від кількості атмосферних опадів; **проточними** (річкові) — розміщені на шляху течії річки і мають постійний стік (Ладозьке, Онезьке, Байкал та ін.); **сліпими** — мають підземний стік (карстові озера).

В утворенні озер велику роль відіграють клімат, рельєф місцевості, геологічна будова території.

За умовами живлення озера бувають атмосферного і підземного живлення. За **хімічним складом води** — прісноводні (ступінь мінералізації води менше 0,1 %), солонуваті (від 0,1 до 3,5 % — озера у Казахстані, Західному Сибіру), солоні (понад 3,5 %).

Проточні озера, як правило, прісні, особливо в умовах вологого клімату (Онезьке має ступінь мінералізації всього 0,03 %). Найбільш мінералізовані води безстічних озер.

Солоні озера поширені на земній кулі зонально. Більшість із них знаходиться в степах, напівпустелях, пустелях від нижнього Дунаю на заході до Тихого океану на Далекому Сході.

Реліктові озера, до яких надходить велика кількість прісної води, характеризуються меншою солоністю (Каспій), а вода таких озер як Ладозьке й Онезьке, які знаходяться в зоні з вологим кліматом, за складом близька до дистильованої.

Геологічна діяльність озер виявляється в руйнуванні, перенесенні та акумулюванні осадового матеріалу.

Руйнівна діяльність озер подібна до роботи моря, тільки інтенсивність її набагато менша.

В озерах, як і в морях та океанах, водні маси рухаються у вигляді вітрових, припливних і відпливних хвиль та течій.

У великих озерах (Каспій, Арал, Байкал, Онезьке) вітрові хвилі іноді сягають 2 – 3 м. Як і в морях вони виконують абразивну роботу, яка залежить від складу гірських порід берегів. Давні кристалічні породи руйнуються менше, ніж осадові. Абразія виявляється і на штучних водоймах.

Акумулятивна діяльність озер залежить від їх водного режиму, ступеня мінералізації води, розміру, особливостей рельєфу і клімату. Цими чинниками визначається співвідношення механічних, хімічних і органічних осадів, які формуються в озерах.

Осади прісних озер мають механічне та органічне походження, солоних — хімічне. В прибережній частині прісноводних озер накопичуються галька, пісок, далі від берега — глина, озерний мергель. У міру заростання озера на дні формується шар органічного осаду — сапропель, а біля берегів — торфовища. З часом сапропель ущільнюється і переходить у викопний стан — утворюється сапропеліт.

Для льодовикових озер характерне чергування піщаних та глинистих шарів. Це так звані стрічкові глини.

У солоних озерах переважають хімічні осади. Влітку внаслідок випаровування води випадають кристали солей. Найбільш поширені хлориди, рідше — сульфати і ще рідше — карбонати. В деяких озерах Тибету, Непалу, США відкладається бурá (в їх живленні беруть участь термальні води).

Хімічні та органогенні осади озер — цінна сировина для хімічної, харчової та інших галузей промисловості. Грязі озер використовують у медицині.

В озерах лісо-лучної зони поширені сапропелітові відклади. Потужність їх досягає 20 м і більше. У разі заболочування озер сапропеліти вкриваються торфами. Викопні сапропеліти представлені викопним сапропелевим вугіллям та горючими сланцями. Якщо в

озера надходять річкові та ґрунтові води, збагачені органічними кислотами і солями заліза, то на дні озер на глибині від 1 до 10 м відкладається залізна руда у вигляді буруватого, чорнуватого і зеленого порошку або кульок лимоніту (бобова буда). У формуванні останніх беруть участь бактерії. Озерна руда поширена в північній частині Європи і Північній Америці. Серед домішок у ній трапляються оксиди мангану і фосфору. В озерах тропічної зони відкладається озерний боксит.

Болота. *Болотами* називають перезволожені ділянки зі специфічною рослинністю, після відмирання якої утворюється торф або сапропель.

Основна частина торфових боліт знаходиться на півночі, північному заході та заході Росії (Карелія, Західний Сибір). В Україні вони поширені в основному на Поліссі і заплавах великих річок. Це пов'язано з кліматичними, геологічними та географічними умовами: надмірною зволоженістю, рівним рельєфом, заляганням на великій глибині водонепроникних гірських порід.

За умовами залягання та рельєфом болота поділяють на *верхові* (вододілів) та *низинні* (річкових долин) (рис. 2.22).

За умовами живлення — на болота наливного (в заплавах річок), глибинного (в улоговинах, місцях виходу капілярних вод), ґрунтового (на зниженнях піщаних вододілів) та атмосферного типу (в замкнених зниженнях, складених водотривкими породами).

Верхові болота живляться лише атмосферними опадами. У воді міститься мало мінеральних солей, тому й рослинність бідна на мінеральні сполуки (сфагнум та ін.). Рештки цієї рослинності утворюють торф із високою теплоемністю і низькою зольністю.

У низинних болотах, навпаки, формується торф з низькою теплоемністю і значною зольністю. Крім нього накопичується сапропель. У низинних болотах часто відкладаються залізні руди (лимоніт, сидерит). Трапляються поклади мангану, фосфору (входять до складу мінералу віваніту).

Сукупність вторинних процесів, які відбуваються в рослинній речовині в торфовому болоті, називають *вуглефіксацією*. Вона починається відразу після торфоутворення, після вкривання торфовою товщею осадів внаслідок фізико-хімічних перетворень, які приводять до збагачення материнської речовини вуглецем. Із решток вищих рослин утворилось гумусове вугілля, а з решток тварин і рослинних організмів — сапропелеве вугілля. Залежно від вмісту вуглецю викопне вугілля класифікують так: лігнін, буре вугілля, кам'яне вугілля, сапропелеве вугілля, антрацит.

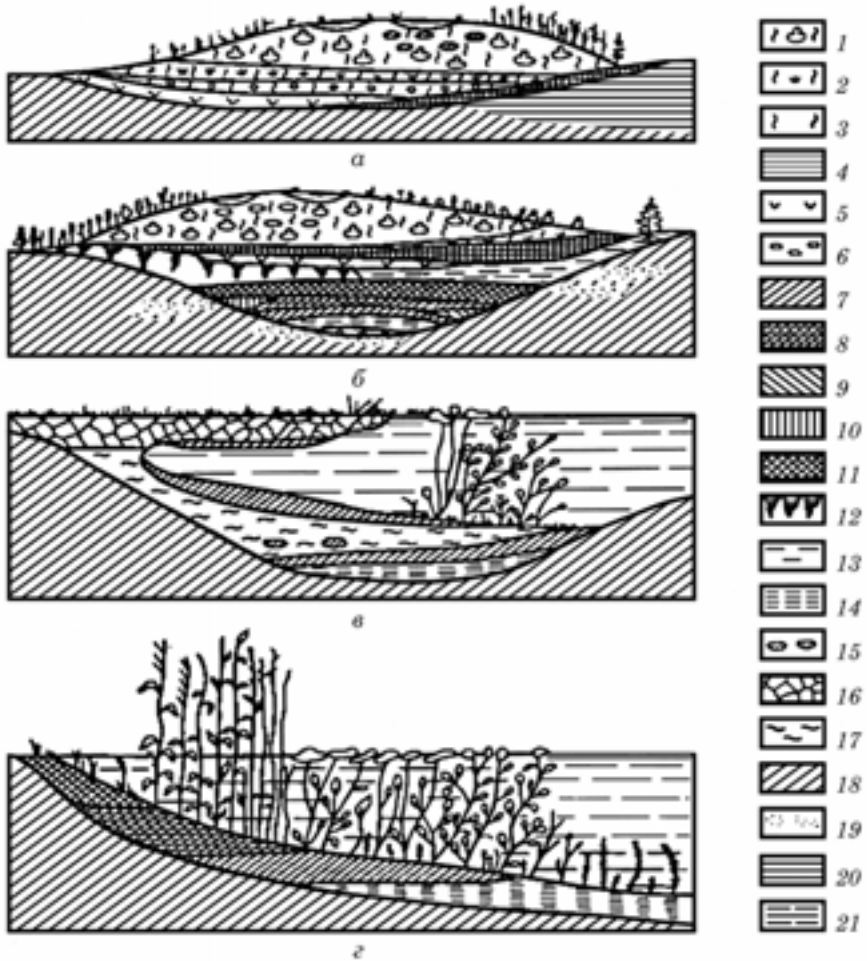


Рис. 2.22. Генетичні типи боліт та їх будова у розрізі:

а — верховне; *б* — низинне, перекрите верховим; *в* — болото, що утворилося внаслідок заростання озера, заповнене мулом, водою з торфвою кіркою; *г* — поступове заростання водойми; торфи: 1 — сфагновий із пнями сосни; 2 — пушково-сфагновий; 3 — осоковий і лісовий; 4 — шейхцерево-сфагновий; 5 — гіпсовий; 7 — сапропелевий; 8 — очеретяний; 9 — очеретів; 10 — хвощовий; 11 — осоковий; 12 — осоково-вербовий; 13 — лісовий; 6 — прісноводний мергель; 14 — сапропеліт; 15 — вкrapлення сапропелю; 16 — торф-сфлавини; 17 — мул; 18 — суглинок і супісок; 19 — суглинок з піщаними прошарками; 20 — глина; 21 — вода

2.3.7. Геологічна діяльність льодовиків

Льодовики. *Льодовики* — це природні маси кристалічного льоду (зверху — фірну), які формуються на поверхні Землі внаслідок накопичення і подальшого перетворення твердих атмосферних опадів (снігу). Необхідною умовою утворення льодовиків є поєднання низьких температур повітря з великою кількістю твердих атмосферних опадів, що має місце в холодних країнах високих широт та у вершинних частинах гір. Тому сніг на земній поверхні може накопичуватись тільки за від'ємних середньорічних температур, вище так званої снігової лінії. *Сніговою лінією* називають деяку смугу, в межах якої середньорічна кількість твердих опадів дорівнює їх втратам. Висота цієї лінії залежить від широти і висоти місцевості над рівнем моря, кількості твердих опадів, експозиції схилів гірського хребта та інших чинників. Від'ємна температура утримується цілорічно в межах Північного і Південного полюсів на рівні океану, на Західному Кавказі на висоті понад 2700 м, на Східному Кавказі на висоті понад 3500 м, у Гімалаях на висоті понад 5500 м. Проте межа її не залишається весь час на одному рівні. В період похолодань і підвищення вологості клімату вона змінюється вниз, а в період потеплень і зменшення вологості — вгору.

Сніг накопичується вище снігової лінії не всюди. З одних ділянок він легко здувається вітром і збирається на інших, зокрема на підвітряних схилах у циркоподібних заглибленнях. У таких заглибленнях об'єм снігу може досягати багатьох сотень тисяч кубічних метрів. Внаслідок втрати рівноваги величезні маси накопиченого снігу переміщуються вниз по схилу у вигляді снігових лавин. Лавини мають надзвичайно велику швидкість і розвивають потужний повітряний рух — вихор, який змітає зі схилів всі продукти вивітрювання і навіть уламки скель. Нерідко сходження снігових лавин завдає великих збитків населенню гірських районів, наприклад в Альпах, на Кавказі, Памірі, Тянь-Шані, Алтай.

За сприятливих форм рельєфу маси снігу, накопичені упродовж багатьох тисячоліть вище снігової лінії, не сходять, а піддаються подальшому перетворенню спочатку на зернистий лід — *фірн*, а потім, у міру підвищення тиску — на блакитний прозорий *глетчерний лід*. У перетворенні снігу на фірн, а далі на глетчерний лід велике значення мають тиск і сублімація, під якою розуміють випаровування льоду і наступну кристалізацію водяної пари. Під час сублімації вивільнюється теплота, яка сприяє сплавленню окремих кристалів. З часом фірн поступово перетворюється на глетчерний лід. В процесі таких перетворень різко змінюються фізичні властивості

твердої води. Так, маса 1 м³ снігу 85 кг, а 1 м³ фірну з розміром зерен 0,5 – 5 мм на глибині до 100 м — близько 600 кг. Щільність фірну — 0,2 – 0,6 г/см³. Глетчерний лід складається із зерен розміром від горошини до курячого яйця. Маса 1 м³ такого льоду дорівнює ~ 900 – 960 кг, а щільність — 0,909 г/см³, тобто близька до щільності річкового льоду (0,917 г/см³). Зароджуються льодовики вище снігової лінії, де знаходяться зони їх живлення (акумуляції). Проте під час руху льодовики виступають нижче снігової лінії в зону *абляції* (від лат. abluo — відокремлення, знесення). Маса льодовика поступово зменшується внаслідок танення, випаровування та механічного руйнування. Цю зону іноді називають зоною стоку або розвантаження. Залежно від змінних у часі співвідношень акумуляції та абляції відбувається *осциляція* (від лат. oscillatio — коливання) краю льодовика. За істотного посилення живлення і перевивання його над таненням край льодовика просувається вперед — льодовик наступає, за зворотного співвідношення льодовик відступає. У разі збереження упродовж тривалого часу співвідношення живлення та абляції край льодовика займає стаціонарне положення. Сучасні льодовики вкривають площу понад 16 млн км², або майже 11 % суходолу.

Типи льодовиків. Виділяють три основні типи льодовиків: 1) материкові, або покривні; 2) гірські; 3) проміжні, або змішані. Класичними прикладами існуючих материкових льодовиків є покриви Антарктиди і Гренландії.

Антарктичний льодовик. Антарктида займає площу близько 15 млн км², з них близько 13,2 млн км² вкрито льодом. Крижаний покрив утворює величезне плато заввишки до 4000 м. За даними сейсмічних досліджень, рельєф тут характеризується великою складністю, наявністю хребтів і значних низин, які опущені на десятки і сотні метрів нижче рівня Світового океану. Потужність антарктичного льодового покриву змінюється від декількох сотень метрів біля гір або краю материка до 4000 м і більше в центральних частинах, особливо в межах низинних рівнин (Берда, Шмідта та ін.). За винятком деяких обмежувальних гірських місцевостей, льодовик вкриває весь материк, заповнює берег і поширюється в моря, утворює величезні маси так званого *шельфового льоду*, який частково лежить на шельфі, частково знаходиться на плаву. Добре відомий шельфовий льодовик Росса займає половину моря Росса й обривається уступом, висота якого над рівнем моря близько 60 м, а подекуди й більше. Його ширина з півночі на південь близько 800 км. В окремих місцях крайових зон Антарктиди, де рельєф розчленований, льодовиковий покрив розпадається на окремі вивідні потоки, які рухаються або по скельних, або по крижаних схилах. Від країв вивідних і шельфових льодовиків відколюються величезні

зні крижані брили — *айсберги*, площа деяких із них досягає 50 – 100 км². Враховуючи, що надводна частина айсберга становить 1/7 – 1/10 частину його висоти, можна уявити собі величезність і небезпечність для пароплавства цих відірваних брил, які виносяться вітрами і морськими течіями в простори океану, далеко за межі полярних морів.

Гренландський льодовик. Площа Гренландії понад 2 млн км², з яких близько 80 % вкриті материковим льодом. Центральна частина льодовикового плато (ділянки живлення) характеризується абсолютними висотами близько 3000 м, до крайових частин висота знижується до тисячі і кількох сотень метрів. Максимальна потужність крижаного покриву Гренландії за сейсмічними даними близько 3400 м, середня — близько 1500 м. У гористих окраїнах Гренландії спостерігаються долинні вивідні льодовики, найпотужніші з них виходять у море на різні відстані і знаходяться на плаву. Виступи і гребні гір відомі під ескімоською назвою «нунатакі».



Рис. 2.23. Гірський долинний льодовик:
А — ділянка живлення; В — ділянка стоку
з бічними моренами на поверхні льоду

Гірські льодовики різні за умовами живлення і стоку. Досить поширені гірські льодовики альпійського типу. Загальний вигляд такого льодовика наведено на рис. 2.23.

У верхній схилівій частині гір вище снігової лінії знаходяться ділянки живлення (фірнові басейни). Це циркоподібні улоговини, часто — розширені водозбірні басейни, раніше вироблені водними потоками. Ділянками їх стоку або розвантаження є гірські долини. Гірські долинні льодовики бувають *простими*, відокремленими один від одного, кожен із чітко визначеною ділянкою живлення і власною ділянкою стоку. Однак часом спостерігаються *складні* льодовики, які виходять з різних ділянок живлення, зливаються один з одним у ділянці стоку й утворюють єдиний потік, який є справжньою річкою льоду з притоками, яка на багато кілометрів заповнює гірську долину. На рис. 2.24 зображено гірський льодовик, який складається з кількох льодяних потоків, що злилися. Темні смуги на поверхні льодовика — це серединні морени (бічні морени злитих льодовиків).

Прикладом такого складного льодяного потоку є льодовик Федченка на Памірі протяжністю близько 75 км, з великою потужністю льоду. Через численні притоки такі льодовики в плані нагадують гіллясте дерево.



Рис. 2.24. Складний гірський льодовик (льодовик Федченка)

Подекуди за випадання значної кількості снігу живлення формується в різних сідловинах, на вирівняних ділянках гір, або внаслідок зливання циркоподібних ділянок живлення різних схилів. В цих умовах стік льоду може відбуватися по долинах різних (протилежних) схилів хребта. Такі льодовики іноді називають *переметними*. На схилах долин або вище льодовикових цирків спостерігаються кріслоподібні заглиблення, які називають *карами*, лід у них не має стоку (або він дуже незначний). В умовах дегляціації їх називають *реліктовими*, або *залишковими* (Деякі дослідники називають карами ділянки живлення долинних льодовиків.)

І, нарешті, *висячі льодовики*, розміщені у відносно неглибоких западинах на стрімких гірських схилах.

До проміжного типу належать так звані передгірні та плоскогірні льодовики. *Передгірні льодовики* одержали свою назву за місцем розташування їх біля підніжжя гір. Вони утворюються внаслідок зливання численних гірських льодовиків, які виходять на передгірну рівнину, розтікаються в боки і вперед і формують великий льодовиковий шлейф, який вкриває значні простори. Отже, тут поєднуються гірські льодовики в високих горах і покривні в передгір'ях. Типовим прикладом є величезний льодовик Маляспіна на Тихоокеанському узбережжі Аляски площею близько 3800 км². Інше поєднання спостерігається в льодовиках скандинавського або плоскогірного типу. Такі *плоскогірні льодовики* розташовані на вирівняних слабо розчленованих вододільних поверхнях давніх гірських споруд (льодовик Юстедаль у Норвегії площею близько 950 км²). Стік льоду здійснюється в долини. Отже, тут єдина ділянка живлення і розділені канали стоку. Іншими прикладами є крижані покриви або льодяні шапки, які вкривають значні площі Шпіцбергена та Ісландії, звідки вони виступають через крайові депресії у формі лопатей або долинних язиків. Деякі подібні умови спостерігаються в межах окремих вулканічних конусів, вкритих суцільними шапками льодовиків, які спускаються в усі боки короткими язиками по улоговинах гірських схилів.

Переміщення льодовиків. Характерною особливістю льоду є пластичність. Ступінь його пластичності зростає в міру зниження температури і підвищення тиску. Лід, який знаходиться в нижній частині льодовика, має найбільшу пластичність і може начебто виповзати з-під товщі, розміщеної вище. Глетчерний лід, що виповзає з-під фірнового покриву, тече мов пластична речовина незалежно від рельєфу місцевості. Для того щоб льодовик почав рухатись на пологому (до 1°) схилі, товща льоду має становити 60 – 65 м, а на стрімкому (45° і більше) — лише 1,5 – 2 м. За пластичної течії періодично накопичуються горизонтальні напруження, які перевищують пружність льоду, внаслідок чого виникають горизонтальні зриви, впродовж яких прошарки льоду, що лежать вище, проковзують по розміщених нижче. Такі пошарово-диференційовані пластинчасті течії подекуди супроводжуються стрибкоподібними змінами швидкості руху. В місці контакту льодовика з ложем (неоднорідним за рельєфом і складом гірських порід) виникають брилові ковзання. Цьому сприяє наявність уламкового матеріалу в нижній частині рухомого льодовика, що збільшує внутрішню тертя льоду і призводить до зниження його пластичності. Верхня крихка частина льодовика поділена численними тріщинами

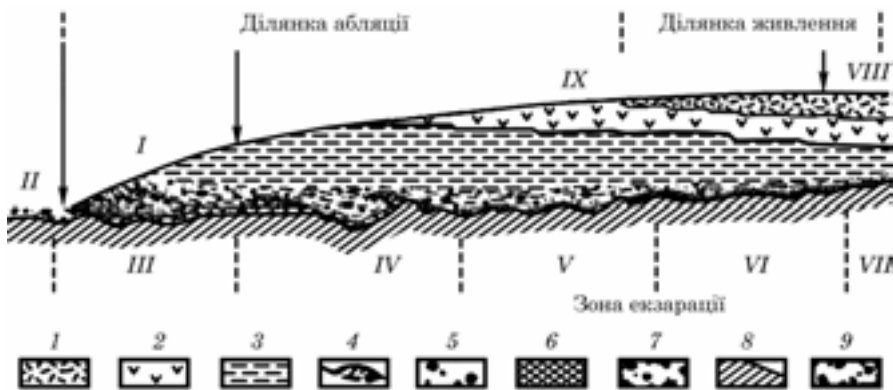


Рис. 2.25. Принципова схема динаміки накопичення донної (основної) морени в льодовиковому щиті (за Ю.О. Лаврушиним):

I — зона переважуючого лускувато-насувного типу руху льоду; *II* — насипна кінцева морена; *III* — переміщувана донна морена по лінії схилів; *IV* — накопичення донної морени під час пластичного руху льоду; точки ескарпації і виникнення відторгнень; *V* — підзона перетворення мореновмісного льоду; накопичення донної морени та ескарпації можливі тільки в окремих частинах; *VI* — підзона одержання матеріалу з ложа; *VII* — слабка ескарпація; *VIII* — зона переважно пасивного льоду; *IX* — зона переважуючого пластинчастого типу руху льоду; 1 — сніг, фірн та первинно-осадовий метаморфічний лід; 2 — пасивно рухомий твердий лід; 3 — глетчерний лід із пластичним типом руху і рухом по внутрішніх лініях схилів; 4 — лінії внутрішніх схилів і відторгнення; 5 — переміщуваний моренний матеріал; 6 — ескарпація; 7 — відкладена морена; 8 — корінні породи; 9 — насипна кінцева морена

ми (які сягають значної глибини) на брили різного розміру і пасивно переміщується разом із підстильною частиною льоду. В крайових частинах льодовика, де потужність льоду і його пластичність зменшуються, виникають похилі поверхні сколів, по яких зміщуються блоки і пластини льоду, що утворюють систему *лускатих насувів* (рис. 2.25).

Швидкість руху льодовиків різна — від кількох десятків сантиметрів до 20 м за добу, і залежить від пори року і району знаходження льодовика. Наприклад, гірські льодовики Альп переміщуються зі швидкістю від 0,1 – 0,4 до 1,0 м за добу, а деякі з них часом збільшують швидкість до 10 м за добу. Швидкість вивідних льодовиків Гренландії, які спускаються в фіорди, може досягати 25 – 30 м за добу, тоді як у внутрішніх зонах, вдалині від фіордів, вона становить кілька міліметрів за добу. На фоні середніх значень іноді швидкість руху льодовиків різко зростає. Прикладом цього є льодовик Ведмежий на Західному Памірі, який у 1963 р. почав рухатися зі швидкістю до 50 м за добу, заблокував течію р. Абдукагора, внаслідок чого утворилося підгачене озеро. В подальшому вода прорвала льодяну греблю і, рухаючись із величезною швидкістю, зруйнувала все на своєму шляху. Активізація льодовика спостерігалась і в 1988 – 1989 рр.

Характерна також неоднакова швидкість руху окремих частин льодовиків. Реперні спостереження в гірських льодовиках засвідчили, що швидкість руху в їх центральній частині вища, а в бортових і придонних частинах нижча (внаслідок тертя). Через нерівномірність руху льодовика виникають певні напруження і діагональні тріщини. Біля верхнього кінця гірського льодовика утворюється велика крайова тріщина. В перехідній зоні від ділянки живлення до ділянки стоку на підвищеному порозі схилу накопичуються напруження розтягу, під дією яких виникають поперечні тріщини (рис. 2.26), які також утворюються під час пересікання нерівностей і виступів підлідного ложа.



Рис. 2.26. Схематичний розріз льодовикового цирку (ділянка живлення)

Руйнівна та акумулятивна робота льодовиків. Під час руху льодовиків відбувається низка взаємозв'язаних геологічних процесів: 1) руйнування гірських порід підлідного ложа з утворенням різних за формою і розмірами уламкових матеріалів (від дрібних піщаних

часточок до великих валунів); 2) перенесення уламків порід на поверхні або всередині льодовиків, а також вмержлих у придонні частини льоду або переміщення їх волочінням по дну; 3) акумуляція уламкового матеріалу, яка має місце як у процесі руху льодовика, так і під час дегляціації. Весь комплекс зазначених процесів та їхні наслідки можна спостерігати в гірських льодовиках, особливо там, де вони раніше простягались на багато кілометрів далі сучасних меж. У сучасних покривних льодовиках здебільшого досліджують процеси тільки крайових частин. Однак про геологічну діяльність покривних льодовиків можна судити за четвертинним (антропогенним) зледенінням, яке неодноразово вкривало величезні простори Європи і Північної Америки за останні 800 тис. років.

Льодовики виконують величезну руйнівну, транспортувальну й акумулятивну роботу. Рухаючись по земній поверхні, вони подрібнюють, кришать уламки скель, які трапляються на їх шляху, труть, борознять і полірують поверхні гірських порід, виорюють пухкі відклади, іноді залишаючи після себе досить великі, видовжені за напрямком руху *ванни виорювання*. Захоплені льодовиками уламки ще більше посилюють їх руйнівну діяльність. Схили, де обробна діяльність льодовиків була сильнішою, стають пологішими порівняно зі схилами, що зазнали слабкішого впливу. Оброблені льодовиками випуклі форми скель називають *баранячими лобами*, а групи дрібних баранячих лобів, які утворюють низку згладжених асиметричних виступів і заглиблень, — *кучерявими скелями*. Такі скелі поширені на Кольському півострові та в Фінляндії.

Льодовики, які спускаються з гір, перетворюють ерозійні гірські долини на льодовикові, або *трогові* (від нім. Trog — ночви), зі стрімкими відполірованими схилами і плоским дном. Трогові долини добре розвинені в районах давнього і сучасного зледеніння. Дно таких долин має нерівномірний хвилясто-горбистий нахил, оскільки льодовик виорює западини в пухких відкладах і лише згладжує тверді породи, залишаючи виступи — *ригелі*.

На поверхню льодовика, що рухається, зі схилів гір скочується велика кількість уламкового матеріалу. Крім того, льодовик захоплює уламковий матеріал з бічних і донних частин долин. Комплекс пухкого уламкового матеріалу, відкладеного льодовиком, називають *мореною*, а переміщуваний уламковий матеріал — *рухомою мореною*. Морени, які рухаються, поділяють на донні, внутрішні, середні та бічні, а відклади — на кінцеві й основні (рис. 2.27).

Донні морени складаються з продуктів післяльодовикового вивітрювання та уламків порід, які відірвалися від ложа основи. Вони містять поряд із великими уламками пилуваті і глинисті часточки.

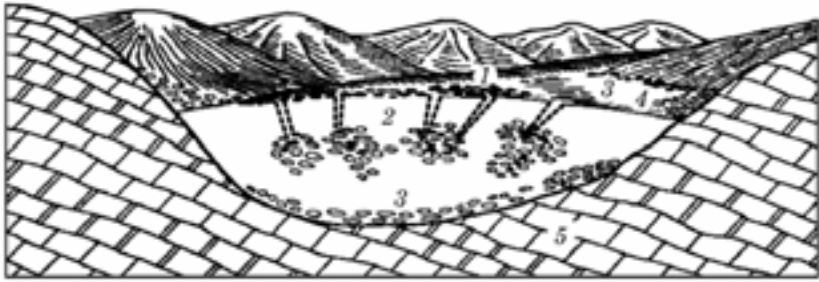


Рис. 2.27. Типи морен:

1 — основна; 2 — внутрішня; 3 — донна; 4 — бічна; 5 — корінні породи

Внутрішні морени утворені різними уламками порід, які скотилися у фірновий басейн. У процесі поступального руху ці уламки засипаються снігом і впаюються в лід. Під дією сонячних променів лід під ними тоне, випаровується і вони входять у середину льодовика.

Серединні морени утворюються внаслідок злиття бічних морен двох льодовиків. За кількістю серединних морен можна визначити кількість злитих льодовиків. Деякі дослідники бічну і серединну морени називають *поверхневими*.

Бічні морени складаються з різних за розміром уламків порід обвалів і бортів долини, по якій рухається льодовик.

Кінцеві відклади — це вали уламкового матеріалу (валуни, галька тощо), який накопичується перед льодовиком. Стрімкі схили валів звернуті в бік льодовика, а похилі — вниз по долині. Вали кінцевої морени вказують, до яких місць доходили льодовики. Якщо льодовик, відступаючи, зупинявся кілька разів, то на шляху його відступання формуються кілька валів.

Швидковідступаючі льодовики не мають кінцевих морен. Їх серединні, бічні, донні і внутрішні морени об'єднуються в *основну морену*, причому серединні і бічні морени утворюють вали вздовж колишнього ложа.

Серед льодовикових відкладів найчастіше трапляються моренні глини і суглинки, а також валунні суглинки з вкрапленням великих уламків. Морени не шаруваті, залягають у вигляді кишень, валів, горбів та інших неправильних форм. Потужність моренних відкладів сучасних гірських льодовиків незначна, морен четвертинного зледеніння — 2 – 35 м, а протерозойського і палеозойського зледеніння — 180 м. Морени протерозойського і палеозойського зледеніння — *тиліти* метаморфізовані.

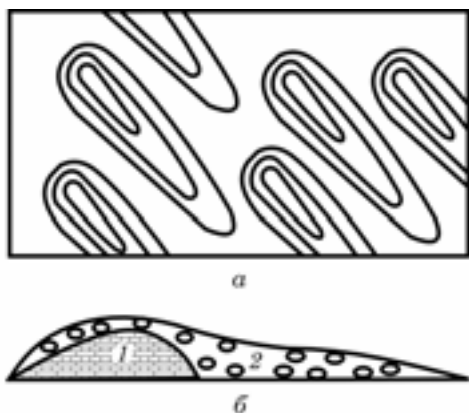


Рис. 2.28. Схема друмлину в плані (а) та розрізі (б)

стю, є *друмлини* — витягнуті овальні горби, довга вісь яких збігається з напрямком руху льодовика. Складені вони моренною глиною, яка обволікає ядро з корінних гірських порід, частіше в корінному своєму заляганні. Висота друмлинів сягає 20 – 25 м, ширина їх основи — 100 – 200 м, а довжина 1 – 2 км (рис. 2.28).

Водно-льодовикові (флювіогляціальні) відклади. Внаслідок танення льоду під тілом льодовика виникає ціла система водостоків та струменів. У місцях витікання цих потоків з-під льодовика нерідко утворюються готи, іноді досить значних розмірів. Водно-льодовикові, або флювіогляціальні, потоки розмивають морени і одночасно сортують і обкочують уламки. У верхній частині, де розмивна дія найінтенсивніша, вони несуть досить велику кількість матеріалу. Вниз по течії, в місці виходу рівчаків з-під льодовика, швидкість течії води уповільнюється, починає відкладатися матеріал, який вони переносять — спочатку грубозернистий (галька, гравій), потім піски і там, де вони поступово щезають, суглинки та глини. Водно-льодовикові відклади попереду краю льодовика утворюють величезні поля. Біля материкових льодовиків вони на великій площі складені піщано-глинистими і піщаними відкладами, тому й названі *зандровими полями* (від лат. zandr — піщаний). Іноді флювіогляціальні відклади розташовані між моренними відкладами льодовиків попереднього і наступного зледеніння. У цьому разі їх називають *міжморенними*. Від морен вони різняться доброю відсортованістю та косою шаруватістю. З водно-льодовиковими потоками пов'язують утворення горбоподібних гряд — *озів* (рис. 2.29), які

Серед відкладів льодовика значне місце займають валуни, слабко відполіровані ним, які нерідко несуть сліди льодовикової штриховки. Поперечні розміри валунів до 10 м і більше. Складаються вони в основному з магматичних і метаморфічних гірських порід. Особливо цікавими є керуючі ератичні валуни, які дають змогу визначити ділянки зносу і місця розташування центрів зледеніння.

Акумулятивною льодовиковою формою, яка різниться деякою закономірністю,

розміщені рядами. Висота горбів, що складають гряди, досягає 45 – 50 м, ширина біля основи 50 – 200 м. Довжина гряд до 1 км, гребені їх дуже вузькі. Складені вони найчастіше сортовою косошаруватою галькою, гравієм, піском, з поверхні — перекриті суглинками. Утворення гряд чимало вчених пов'язує з відкладами потоків у великі щілини, які пронизують крайову частину льодовика, інші вважають їх дельтовими відкладами рівчаків, які витікають з-під льодовика. Ози поширені у Фінляндії і Швеції, де вони розташовані грядями паралельно напрямку льодовикових борід. Часто до головних озів прилягають бічні, утворюючи систему, яка нагадує річку з її притоками.

Горби, які складені косошаруватим матеріалом, обробленим водою, хаотично розкидані і в основному приурочені до крайових частин льодовика (розташовані зовні валів кінцевих морен), називають *камами*.

До поширених водно-льодовикових відкладів належать *стрічкуваті глини*, які утворилися в замкнених прильодовикових озерах. Ці відклади характеризуються чергуванням тонкощіаних та мулуватих шарів, які складають стрічку. Така текстура відкладів зумовлена сезонністю їх накопичення: піщані шари стрічки утворюються навесні і влітку, а мулуваті — взимку (коли вода рівчаків не надходить в озеро). Товща смуг сягає 0,5 – 1,5 мм.

Четвертинне зледеніння. Комплекс льодовикових і водно-льодовикових відкладів протерозойської і палеозойської епох зберігся дуже слабо. Відклади і форми рельєфу неоген-четвертинного зледеніння виразно збереглися на величезних просторах Європи, Азії і Північної Америки. Вчені багатьох країн світу широко вивчають відклади цього зледеніння. З вітчизняних учених насамперед слід згадати дослідження П.О. Кропоткіна, який вперше висунув і обґрунтував теорію існування материкового зледеніння на початку четвертинного періоду¹. Його теорія одержала світове визнання. Визначну роль у вивченні льодовикових відкладів Сибіру відіграв

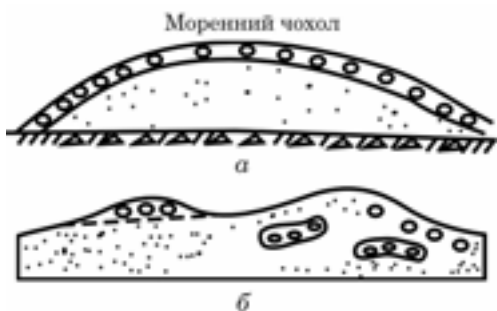


Рис. 2.29. Схематичні розрізи озів (а) і камів (б)

¹ Кропоткин П.А. Исследование о ледниковом периоде, 1871.

В.О. Обручев, який вперше довів, що північна частина Сибіру до 60° пн.ш. в четвертинному періоді підлягала зледенінню.

Поширення четвертинних льодовиків в Європі (Східній і Західній) спостерігалось до 50° пн.ш. Наступали льодовики з двох основних центрів: один з них, більший, був на території Скандинавії, Фінляндії та Кольського півострова, другий — на території Нової Землі, Полярного та Північного Уралу.

В азійській частині колишнього СРСР внаслідок великої сухості території суцільного зледеніння не було. Тут існували окремі центри зледеніння, з яких спускались значні льодовикові покриви. Один із таких великих центрів зледеніння був на півострові Таймир в хребті Бирранга, інший — на Північному і Полярному Уралі.

В Північній Америці льодовики поширювались з півночі на південь до 40° пн.ш. (тобто межа їх проходила південніше Чикаго), наступаючи з трьох центрів зледеніння: кордильєрського, киватинського (на захід від Гудзонової протоки) та лабрадорського.

У четвертинний період значно більшим було зледеніння гір, оскільки снігова лінія в той час у зв'язку з загальним похолоданням клімату і збільшенням опадів, проходила значно нижче на всіх континентах. Наприклад, у Паміру вона знизилась на 600–800, у Тянь-Шані — на 650–1250 м. Гірські льодовики Середньої Азії, Кавказу були довшими за сучасні в 2–2,5 рази. Значні простори були зайняті льодовиками на північному сході Сибіру на території Колимського, Верхоянського, Черського, Анадирського, Приморського та інших хребтів. Альпійські льодовики в період максимального наступу льодовика виходили на передгірні рівнини, де утворювали передгірні льодовики.

Загальна площа четвертинного зледеніння в максимальних його кордонах досягала 39 млн км², тобто льодовики займали 26 % усієї площі суходолу. Вони то відступали, досягаючи розмірів, близьких до розмірів сучасних льодовиків, то наступали знову. Питання про те, скільки було зледенінь, досі є спірним, оскільки в окремих місцях, особливо в районах, близьких до сучасних меж зледенінь, спостерігається кілька горизонтів морен і розділяючих їх міжморенних відкладів. Міжморенні відклади — це шаруваті водні осадки або торфовища, а частіше — поховані ґрунтові горизонти. Ці утворення вказують на досить тривалі перерви в льодовиковій акумуляції, тобто на відсутність льодовика в момент їх формування і на теплий та вологий клімат. Перерви в льодовиковій акумуляції могли бути спричинені повним зникненням льодовика або тимчасовим його відступанням.

На основі ступеня збереження льодовикових форм рельєфу з урахуванням розрізу льодовикових і міжльодовикових відкладів як для гірських країн, так і для рівнинних було запропоновано кілька

схем зледеніннь. Для гірських країн однією з перших була *схема зледеніння Альп*. Тут встановлено чотири зледеніння та три розділяючих їх міжльодовикових епохи. Найдавніше зледеніння назване *гюнцьким* (N_2), наступним було *міндельське* (Q_1), потім *рисське* (Q_2) і саме останнє — *вюрмське* (Q_3). Міжльодовикові епохи названі відповідно *гюнц-міндельська*, *міндель-рисська*, *рисс-вюрмська*. Для рівнинних територій дано свої схеми зледеніннь, які зіставні з альпійським.

На території європейської частини СНД донедавна І.П. Герасимов і К.К. Марков виділяли *три* зледеніння. Перше з них — *лихвенське* (міндельське), друге — *дніпровське* (римське) і третє — *валдайське* (вюрмське).

Найбільшу площу займало дніпровське зледеніння. Льодовик спускався двома язиками по долинах Дніпра і Дону до 50° пн.ш. Східніше Дону південна межа льодовика різко повертала на північ, проходила вздовж західних і північних меж Середньоросійської і Приволзької височин і пересікала Волгу біля Васильсурська. Потужність льодовика максимального зледеніння досягала 2000 м у його центральній частині і 1000 м — поблизу південної межі.

Валдайське зледеніння займало значно меншу площу. Південна межа його проходила приблизно через Мінськ, Вітебськ, Вологду, Няндоми. В межах останнього зледеніння, особливо в його північній частині, добре збереглися не тільки льодовикові відклади, а й форми льодовикового рельєфу. Так, на території Карелії і Кольського півострова, де потужний (до 2000 м) льодовик виконував в основному екзараційну роботу, в рельєфі чітко виявлені баранячі лоби, кучеряві скелі, ванни виорювання, зайняті нині озерами та болотами; на півдні Карелії збереглися вали кінцевих морен (у місцях зупинки) та перпендикулярні до них гряди озів. Ще далі на південь, поблизу Санкт-Петербурга, Вологди, Пскова і південніше, слідами зледеніння є вже акумулятивні форми, представлені потужними (в кілька десятків метрів) товщами морен з валунних глин. Валуни тут як із місцевих порід, так і з порід, не властивих території їх знаходження, — ергатичні валуни. Останні складаються з гранітів і гнейсів, відомих у корінних відкладах Скандинавії. Подекуди трапляються друмлини, ками, товщі смугастих глин.

Між межаами валдайського і дніпровського зледеніннь добре розвинуті зандрові поля і подекуди вирівняні форми льодовикової акумуляції, наприклад ховми — рештки колишніх гряд кінцевих морен (у районі дніпровського язика та в деяких місцях Білорусі), розчленовані сучасною ерозійною сіткою.

В останні роки дві стадії дніпровського зледеніння І.П. Герасимов і К.К. Марков виділяють у самостійні зледеніння і, відповідно, для європейської частини СНД виділяють чотири зледеніння: *лихвінське*, *дніпровське*, *московське* і *валдайське*.

Причини зледенінь. Ми живемо в епоху відступання льодовиків у зв'язку із загальним потеплінням як у Північній, так і в Південній півкулях. Чим же було викликане похолодання клімату наприкінці третинного і на початку четвертинного періодів щонайменше на 4 – 5 град? Щодо цього питання існують численні гіпотези. Прихильники однієї групи гіпотез пов'язують зміни клімату з космічними явищами: зміною сонячної активності, зміною кута нахилу земної осі до екліптики, проходженням сонячної системи через різні за щільністю туманності Галактики. Прибічники іншої групи гіпотез пов'язують причини зміни клімату з явищами, які відбуваються у самій Землі, наприклад зі ступенем вулканічних вивержень. Причому дехто з них вказує, що виверження вулканів сприяє потеплінню внаслідок збільшення вмісту у повітрі вуглекислого газу, а послаблення вулканічної діяльності призводить до похолодання; інші вважають, що з посиленням виверження вулканів спостерігається похолодання, оскільки виділяється багато пиловатих часточок, які екранують радіацію Сонця.

Проте для настання зледеніння на Землі не досить тільки зниження температури, необхідне і збільшення вологості повітря. Відомо, що сьогодні у Східному Сибіру, де в районі Верхоянська знаходиться «полюс холоду» Північної півкулі, температури нижчі, ніж наприклад у Гренландії. Однак у Гренландії випадає більше опадів, і тому там є необхідні умови для накопичення льодовиків. У Верхоянському краї льодовиків немає, бо кількість опадів дуже мала і постійний сніговий покрив не утворюється.

Зміну температур і вологості деякі вчені пояснюють горотворними процесами. Це одна з найпоширеніших нині гіпотез. Горотворні процеси призводять до збільшення суходолу (площі і висоти), й отже, до зниження середньорічної температури на великих територіях Землі, оскільки водночас зменшується водний простір Світового океану, зникають моря (зменшуються колектори тепла).

Зледеніння земної кори добре узгоджуються з горотворними процесами в історії Землі. Потужне протерозойське зледеніння спостерігалось після великих горотворних процесів архею, великі кам'яновугільне і пермське зледеніння сталися після герцинського горотворного процесу. Четвертинне зледеніння розглядають як результат останнього (альпійського) горотворного руху, внаслідок якого наприкінці неогену були створені найвищі гірські системи Альп, Карпат, Кавказу, Паміру, Гімалаїв, Кордильєра та ін. Це викликало зміни напрямків руху вологих вітрів та морських течій. На високих горах, які піднялися вище снігової лінії, виникли центри зледеніння, які вплинули на клімат інших районів.

Не зважаючи на логічне обґрунтування низки фактів, які характеризують умови виникнення льодовиків, розглянута гіпотеза не є

загальноприйнятою, оскільки вона, як і інші, однобічна. Вона неспроможна пояснити, чому в четвертинному періоді зледеніння настали одне за одним через десятки тисячоліть, а в мезозойську еру та в палеогеновий і неогеновий періоди кайнозойської ери зледеніння не було. Ця гіпотеза не враховує впливу на зміни клімату на поверхні Землі багатьох чинників, втім числі космічних причин, які безсумнівно впливають на хід земних процесів.

2.3.8. Геологічна діяльність підземних вод

Підземні води утворюються, в основному, за рахунок атмосферних. Атмосферні опади, які потрапляють на земну поверхню, частково випаровується, стікають по поверхні Землі в річки і моря, просочуються крізь пори (інфільтрація), проникають крізь тріщини в породах (інфлюація). Кількість води, яка проникає крізь пори і тріщини, залежить від водопроникності порід, складу рослинного покриву, експозиції схилу. В кожному конкретному випадку діють різні за складністю чинники, що впливають на величину випаровування, стоку, просочування.

Підземні води утворюються з атмосферної вологи в усіх кліматичних зонах. У пустелях поповнення запасів підземних вод відбувається за рахунок конденсації пароподібної вологи, яка є в атмосфері та ґрунтовому повітрі (роса).

Пароподібна волога конденсується також і безпосередньо в порожнинах гірських порід. За 100 % вологості повітря довкола часточок породи в порожнинах утворюється плівка води. Плівкова вода рухається від часточок з більшою потужністю плівки до часточок з меншою її потужністю. Ґрунтове повітря може поповнюватися вологою (за даними А.Ф. Лебедева) за рахунок пари повітря атмосфери, коли пружність його перевищуватиме пружність пари ґрунтового повітря. Проте конденсаційних підземних вод значно менше, ніж інфільтраційних.

Утворені так (інфільтрація, конденсація) підземні води, переміщуються в земній корі і можуть поповнювати запаси вод річок, морів, або безпосередньо виходити на денну поверхню. Тут вони випаровуються, збільшуючи вологість атмосфери, і знову потрапляють у гірські породи. Отже, підземні води, що утворились за рахунок атмосферних опадів, перебувають у стані колообігу, тому й отримали назву «блукаючих», або «водозних», вод (від лат водо — блукаю).

За гіпотезою Е. Зюсса (1902 р.), водяна пара може виділятися з магми (магматогенна, або ювенільна — юна), яка йде до поверхні Землі з її надр. Водяна пара, як і інші компоненти, що виділяються з магми, проникає по розломах у земній корі в її поверхневій горизонті і змішуються з великою кількістю водозних вод. Останні за пев-

них умов потрапляють на велику глибину, де нагріваються, збагачуються новими солями і газами.

Велику роль у живленні підземних вод відіграють фільтраційні води каналів та водосховищ. Значно менша роль належить процесам дегідратації в земній корі мінералів (гіпс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ містить близько 21 % води, а мірабіліт $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ — близько 56 %).

Серед підземних вод (за О.К. Ланге) виділяють ґрунтові, підґрунтові та міжпластові.

Ґрунтові води містяться в ґрунтовому шарі. Влітку вони прогріваються або навіть випаровуються, а взимку — замерзають. У посушливих районах ґрунтові води часто засолені. Під час висихання солі кристалізуються, накопичуються в ґрунті, перетворюючи його на солончак або солонець. За умов перезволоження ґрунтові води збагачені на органічні речовини, тому мають жовтувато-бурий колір і запах гнилих рослин. Такі ґрунти називають *заболоченими*.

Підґрунтові води залягають на деякій глибині від земної поверхні в пористих (порові води), тріщинуватих (тріщинні води) або закарстованих гірських породах (карстово-тріщинні води), які підстилаються першим від поверхні Землі тривким шаром водонепроникних гірських порід. Вони не мають водонепроникної покрівлі, тому живляться за рахунок інфільтрації та конденсації атмосферної вологи на всій площі поширення (тобто площі живлення і поширення збігаються). В живленні таких вод можуть брати участь води річок, каналів, озер, водосховищ, а також води нижніх водоносних горизонтів.

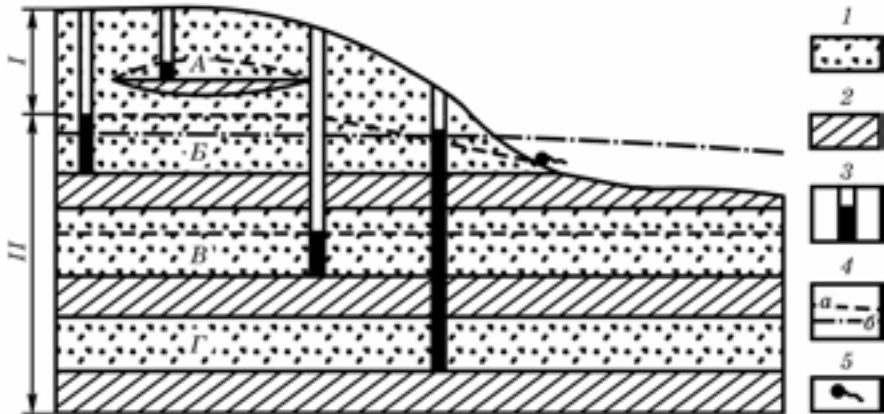


Рис. 2.30. Умови залягання підземних вод

I — зона аерації; *II* — зона повного насичення; *A* — верховодка; *B* — ґрунтові води; *B* — ненапірні міжпластові води; *G* — напірні міжпластові води; *1* — водопроникні породи; *2* — водотривкі породи; *3* — бурова свердловина і рівень води в ній; *4* — рівень води (*a* — вільний, *b* — п'єзометричний); *5* — джерело

Поверхню підґрунтових вод називають *дзеркалом* (скатертиною) підґрунтових вод, нижче якого до водонепроникного шару всі порожнини в гірській породі заповнені гравітаційного підземною водою, тобто водою, що може рухатись під дією сили тяжіння (згори вниз). Частину водоносного шару, в якій усі порожнини заповнені водою, називають *зоною насичення*. Вище дзеркала підґрунтових вод знаходиться зона аерації, до верхньої частини якої приурочені ґрунтові води, а до нижньої (безпосередньо біля дзеркала підґрунтових вод) — води капілярної облямівки. В ній водою заповнені лише окремі капіляри. Потужність капілярної облямівки в різних ґрунтах різна і залежить від гранулометричного складу порід. У дрібнозернистих пісках її потужність сягає 0,25 м, у легких суглинках — 0,9 м, а в глинистих породах ще більше. В умовах жаркого клімату вода капілярної облямівки спричинює засолення, бере участь в утворенні кори вивітрювання (хлоридної, сульфатної, карбонатної).

У деяких районах Каширського степу, в пустельних районах Середньої Азії в процесі капілярного підймання води утворились скупчення пористого ґрунтового гіпсу потужністю від 2 – 2,5 до декількох десятків метрів.

Підземні води, які накопичуються у вигляді лінз над слабопроникними прошарками (в період значних опадів або сніготанення) в зоні аерації деякі гідрогеологи виділяють в особливий клас — *верховодка*. Ці води сезонні, тому не мають великого практичного використання, але в деяких районах вони можуть бути джерелом колодязного водозабезпечення. Вона також має значення для живлення деревних культур, і водночас за надлишку може призводити до *заболочування*.

Підґрунтові води взимку не замерзають і температура їх взимку знижується незначно, а влітку не підвищується.

Якість підґрунтових вод різна. Якщо гірські породи, просочені такими водами, містять невелику кількість розчинних речовин, то вода буде прісною, м'якою. Коли ж у гірських породах багато NaCl та інших легкорозчинних солей, то утворюються *розсоли*. Солонувата та солоня підґрунтова вода трапляється в пустелях, де переважає випаровування.

Поверхня (дзеркало) підґрунтових вод найчастіше повторює рельєф поверхні Землі. В разі нахилу дзеркала підґрунтових вод формуються їх потоки, які підлягають силі тяжіння.

На берегах річок, озер та морів, якщо вони різують водоносний шар, утворюються виходи води у вигляді випітень та мочажин, а в місцях зниження водопроникного шару або збільшення тріщинуватості можуть виникати *безнапірні джерела*.

Співвідношення рівнів підґрунтових вод та річок залежить насамперед від клімату місцевості. В умовах вологого і помірного клімату річки живляться підґрунтовими водами (Волга, Дніпро, Ока),

а в місцевості з посушливим кліматом, навпаки, річки є джерелом підґрунтових вод (понижзя Амудар'ї та Сирдар'ї). На співвідношення рівнів підземних і поверхневих вод великою мірою впливає господарська діяльність людини (численні водосховища, зрошувальні канали).

Швидкість руху підґрунтових вод навіть у гальці та тріщинуватих породах не перевищує 100 м/добу, в грубозернистих пісках — 15 – 20, а в дрібнозернистих — 1 – 5 м/добу.

Підґрунтові води безнапірні. Глибина їх залягання коливається від 0 до 20 м залежно від глибини водотривкого ложа. Помічено деяку закономірність у розподілі глибин залягання підґрунтових вод. У зоні надмірного зволоження ці води залягають близько до поверхні, вони прісні, але збагачені на органічні речовини. В географічному аспекті з рухом на південь глибина їх залягання збільшується, підвищується і ступінь мінералізації.

Кількість та якість підґрунтових вод навіть в одній і тій самій зоні значно коливається залежно від режиму опадів, режиму поверхневих водотоків, з якими вони пов'язані, від площі живлення та інших природних і штучних чинників.

До підґрунтових вод належать також води тріщинуватих і закарстованих порід, які виходять на денну поверхню. Вони знаходяться в межах кори вивітрювання. В період танення снігу та значних опадів у долинах з'являється багато джерел із малим дебітом води.

Міжпластові води різняться від підґрунтових тим, що мають водонепроникну покрівлю.

Якщо міжпластові води відкриваються в річкову долину або перерізаються глибоким ярмом, то вони утворюють джерела. В цьому разі підземні води стікають з ділянки живлення по схилу водонепроникного шару. Міжпластові води, які спускаються вниз, можуть мати кілька шарів.

В тому разі, коли міжпластовий водоносний горизонт не має вільного виходу на поверхню земної кори, вода, що накопичується, заповнює його до водонепроникної покрівлі, внаслідок чого він знаходиться під гідростатичним тиском.

Бурові свердловини, в яких вода підіймається під гідростатичним напором, а інколи і фонтанує, називають *артезіанськими*, а такий горизонт міжпластових вод — *артезіанським водоносним горизонтом*.

Артезіанські води дістали свою назву від назви провінції на півночі Франції, де вперше було виявлено напірні води (Aptesia, тепер Артуа).

Глибина залягання артезіанських вод, їх температура та склад визначаються природно-історичними умовами басейну, насамперед його геологічною будовою.

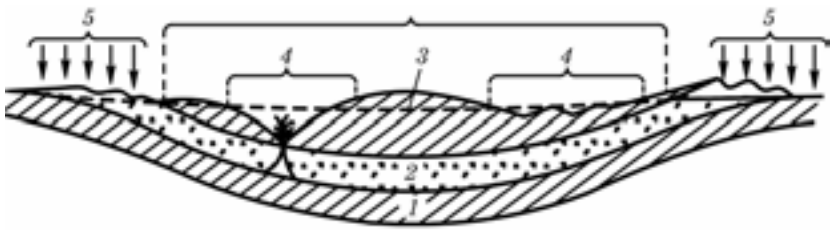


Рис. 2.31. Схема артезіанського басейну:

1 — водотривкі породи; 2 — водоносний шар; 3 — гізометричний рівень; 4 — ділянка самоізоляції та фонтанування артезіанської води; 5 — ділянка живлення

Артезіанські води широко використовують для водозабезпечення промислових і комунальних підприємств, оскільки вони як правило мають великі запаси води високої якості, причому кількість і якість її змінюється мало. Для водозабезпечення широко використовують води Дніпровсько-Донецького, Причорноморського, Московського артезіанських басейнів, а також водні басейни в Грузії, Казахстані, Узбекистані, Туркменістан, Таджикистані, Киргизії, Вірменії, Азербайджані та ін. Артезіанські, води можуть мати високу температуру (на глибині 2500 – 3000 м до 160 °С).

Підземні води — це складні розчини. У вигляді домішок вони містить ту чи іншу кількість вуглекислого газу, інколи сірководню, метану та інших газів, розчинні солі, різні органічні речовини.

В.І. Вернадський поділив усі води за *ступенем мінералізації* на *прісні* — із сухим залишком до 1 г/л, *солонуваті* — від 1 до 10, *солоні* — 10 – 50, *розсоли* — понад 50 г/л. Серед прісних вод виділяють тверді — із сухим залишком 0,25–1 г/л та м'які — із сухим залишком менше 0,25 г/л. Твердість підземних вод зумовлена наявністю солей $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, CaSO_4 , MgSO_4 , CaCl_2 , MgCl_2 ; солоність — CaSO_4 , MgSO_4 , CaCl_2 , MgCl_2 , NaHCO_3 , NaSO_4 , NaCl ; лужність — $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, NaHCO_3 .

Ступінь мінералізації підземних вод залежить від розчинності гірських порід, температури води, складу розчинених в воді газів, солей. Так, розчинність кальциту у воді, яка не містить вуглекислого газу, становить 0,2 г/л, а за його наявності підвищується в три – п'ять разів. За наявності у воді NaCl розчинність гіпсу зростає в 2,5 – 3,5 раза.

Температура підземних вод залежить від глибини їх залягання та циркуляції. Води, які мають температуру від 20 до 42 °С — називають теплими, з вищою температурою — гарячими, термальними водами, або термами. Термальні води підіймаються до поверхні з великих глибин. Поблизу вулканів глибина їх залягання незначна. З вулканічними осередками пов'язані також гейзери, що викидають

фонтани пари та гарячої (80 – 100 °С) води (Ісландія, Італія, Нова Зеландія, Америка, Тібет, Камчатка). Висота викиду гейзерних вод може сягати 50 м і більше.

Не всі високотемпературні підземні води пов'язані з магматичними осередками. Вони можуть нагріватися за рахунок загального підвищення температури з глибиною.

Якщо вода містить в своєму складі розчинені солі рідкісних елементів, має високу температуру, певну радіоактивність або газівана, її називають *мінеральною*. Мінеральні води можуть бути карбонатними (Нарзан, Кисловодська, Слав'янівська, Залізноводська), сірководневими або сульфідними (Мацеста, Сергієвські мінеральні води Поволжя), радіоактивними (радонові води Цхалтубо). Мінеральні води широко застосовують з лікувальною метою. Води з великим вмістом солей використовують для отримання йоду, бромю, бору та інших хімічних елементів (речовин).

Підземні води виконують руйнівну та твірну роботу.

Руйнівна робота виявляється в розчиненні та механічному розмиванні гірських порід, причому більше в хімічному руйнуванні ніж у механічному.

Сукупність геологічних явищ, пов'язаних із частковим розчиненням і розмиванням водою гірських порід та утворенням у них великих ходів, порожнин, називають *карстовими явищами*, або *карстом*. Для розвитку карсту потрібні: значна потужність легкорозчинних вапняків, доломітів без прошарків глини, що піддаються карстуванню; коливальні рухи, які викликають зміну базису ерозії та перерозподіл підземного і поверхневого стоків; низький рівень підземних вод, щоб підземні води з високою розчинною здатністю мали досить місця для вертикального руху. Інтенсивному карстуванню підлягають вапняки, доломіти, гіпси, ангідрити, причому їх вилуження може відбуватися як на поверхні, так і на глибині.

Карст утворює своєрідні *форми рельєфу*: карстові лійки, колодязі, печери, кари, долини, поля, підземні карстові ріки. Карстові колодязі, лійки інколи розміщуються ланцюжком вздовж розлому або над горизонтальним карстовим каналом. Лійки — найпоширеніші форми карсту. Карстові лійки — замкнені западини різних розмірів і форми: блюдцеподібні — глибина приблизно в 10 разів менша за діаметр, стрімкість схилу в межах 10 – 12°; лійкоподібні — стінки стрімкі до вертикальних; провальні — пов'язані з печерами. Вони трапляються в Криму, на Кавказі, в Архангельській, Вологодській, Тульській, Нижньогородській областях, на західному схилі Уралу, в басейнах Ангари, Єнісею. Часто вони утворюють великі замкнені западини зі стрімкими бортами і плоским дном площею в кілька десятків і сотень квадратних кілометрів. До них бувають приурочені озера і ріки.

В карстових зонах можуть зникати ріки і періодично зникати озера. Такі приклади мають місце в Криму, на Кавказі, уздовж західного схилу Уралу.

У місцях виходу карстових вод утворюються ніші, гроти, печери. Найбільші печери Чатир-Дагу в Криму, Іверські печери на Кавказі, Барнукова печера в Нижньогородській обл. та інші. Деякі карстові печери можуть бути заповнені льодом. Такі печери є в Криму, на Уралі. Із льодових печер найбільша Кунгурська біля м. Кунгур Пермської об. За довжиною вона посідає друге місце в світі серед гіпсових печер. Довжина її вивчених ходів 5 км. У ній близько 100 переходів і гrotів, 36 озер (найбільше за площею 200 м²). Глибина озер близько 6 м. Рівень їх водного дзеркала залежить від рівня води в річці Силва. В печері завжди мінусові температури.

В лесах та лесових суглинках також відбуваються карстові процеси, які дістали назву «глиняного» або «малого» карсту. Типовими формами малого карсту є лійки, западини та осілі тераси вздовж каналів, які збудовані в незрошуваних раніше районах.

Руйнівна робота підземних вод виявляється також в утворенні сповзань, зсувів по схилах річок, озер, узбережжю морів.

Сповзаннями називають невеликі зміщення, які захоплюють лише поверхневу, вивітрєну частину порід, з яких складені схили (не глибше 1 м). Вони супроводжуються порушенням структури і текстури порід.

Зсувами називають зміщення земляних мас і рух їх по схилу під дією сили тяжіння. Земляні маси переміщуються без порушення структури і текстури порід.

Головні чинники, що зумовлюють зміщення порід і ґрунтів, — це сила тяжіння, чергування глин, пісків, пісковиків, залягання пластів та їх ухил у бік берега, діяльність підземних вод, які виходять на денну поверхню у вигляді джерел, діяльність атмосферних опадів (утворення селів), землетруси, тектонічна тріщинуватість порід, тектонічні рухи, зниження суходолу в береговій зоні, господарська діяльність людини.

Механічне винесення часточок порід водою, що фільтрується, називають *суфозією* (від лат. suffosio — підкопування).

Підземні води, рухаючись у товщі порід, при виході на поверхню виносять часточки дрібногозему та розчинені у воді речовини. В місцях виходу підземних вод, насичених вуглекислотою, відкладається вапно й утворюється вапняковий туф (травертин). У тріщинах можуть формуватись мінеральні жили. Якщо серед розчинених у воді речовин є солі металів, то можуть виникати рудні гідротермальні родовища (срібла, свинцю, міді, золота, заліза, цинку, тощо). Серед відкладів гарячих підземних вод найпоширеніші гейзерит (кремнистий туф), що відкладається з вод насичених силікатною кислотою.

Джерела відкладають також великі маси бурого залізняку, сполуки міді та ін.

З діяльністю підземних вод пов'язано виникнення грязьових вулканів. Отже, підземні води, рухаючись у земній корі, переносять різні мінеральні сполуки з одних ділянок на інші і забезпечують при цьому міграцію мінеральних мас у земній корі.

Умови карстових печер сприяють також випаданню гідрокарбонатів із розчинів, що просочуються в них. На стінах карстових печер утворюються натічні кірки різної потужності, а в їхніх порожнинах — стовпоподібні натеки, які називають *сталактитами* і *сталагмітами* (рис. 2.32).



Рис. 2.32. Сталактити і сталагміти

1 — вапняк; 2 — осад; 3 — сталактит; 4 — сталагміт

Сталактит — це натічне утворення з арагоніту подібне до льодової бурульки, що звисає зі стелі печери. Коли води багато, то частина крапель падає на дно печери і там випаровується, тоді подібне утворення росте із дна печери, його називають *сталагмітом*. Часто сталактити і сталагміти зростаються з утворенням колон (стовпів) — *сталактатів*. Цей процес дуже тривалий.

Залежно від складу солей розчинів, що просочуються, утворюються послідовні нашарування концентричних кірок різного мінерального складу (кальциту, гіпсу, опалу, лимоніту та ін.).

З карстовими порожнинами пов'язані родовища корисних копалин: розсипища золота, нікелю, заліза і марганцевих руд, вогнетривких глин, фосфоритів, нафти, бокситів, мінеральних вод та ін.

2.3.9. Діагенез осадів

Сформовані внаслідок геологічної діяльності морів, озер, боліт та інших екзогенних чинників пухккі осади під дією фізико-хімічних та біологічних процесів, які відбуваються безпосередньо в осаді упродовж багатьох сотень тисяч років, перетворюються на осадові гірські породи. Цей процес перетворення дістав назву *діагенезу* (від грец. діагенез — переродження).

До явищ діагенезу належать ущільнення, цементация осаду, перекристалізація, розчинення та заміщення мінералів, утворення інших мінералів, конкрецій тощо. Ступінь, характер та швидкість перетворення осаду залежить від складу осаду, розмірів часточок, їх однорідності та ін. Деякі осади (піски, галька) змінюються мало, їхні уламки лише цементуються або ущільнюються, інші зазнають глибоких перетворень. У мулі відбуваються складні хімічні взаємодії, які приводять до розчинення та видалення з осаду нестійких у даному середовищі мінералів та утворення нових мінералів.

Деякі мінерали перекристалізуються. В процесі діагенезу активну участь беруть бактерії.

Процеси перекристалізації інколи відбуваються дуже швидко. Органічна основа коралових рифів швидко заповнюється кристалічним вапняком. Вапнякові водорості теж швидко перероджуються в ущільнені вапняки. Швидкість переродження в разі випадку зумовлюється наявністю вуглекислого газу, що виділяється внаслідок розкладання органічної речовини (цим самим спричинене швидке перетворення карбонатного мулу на вапняки).

На перетворення одних мінералів на інші впливають зміни середовища. Зміна окислювального середовища на відновне відбувається в разі перекивання раніше сформованого осаду наступними відкладами. При цьому всі окислені сполуки під дією вуглекислого газу та сірководню переходять у відновлені форми. Так, гідрослюди заліза у слабкоокислювальному середовищі утворюють глауконітові відклади, у слабковідновлювальному — сидерит, у відновлювальному середовищі, збагаченому органічними речовинами — пірит. Перебігу цих процесів сприяють також особливі бактерії, які відбирають кисень і виділяють вуглекислий газ.

Внаслідок процесів розчинення і перекристалізації в гірських породах утворюються конкреції та різні кристалічні зростки: формуються вони найчастіше в пісках та інших пористих породах.

Цементация окремих складових частин осаду під час діагенезу відбувається за рахунок речовини, що входить до складу осаду (сингенетичний цемент), або за рахунок речовин, які виділяються в наступні стадії перетворення осаду на гірську породу (епігенетичний цемент — оксиди заліза, опал, карбонати).

Із процесами діагенезу пов'язане виникнення з органічної речовини нафти, горючого газу та ін. Виявом діагенезу є перетворення решток рослин в анаеробних умовах на торф і далі на буре вугілля, антрацит.

У країнах з теплим та сухим кліматом пилюваті осади, що утворилися в процесі діяльності вітру, площинного змиву тощо, набувають вигляду лесів. При цьому в зоні вивітрювання накопуються карбонат кальцію. Іони кальцію зумовлюють осадження колоїдної

фракції породи і сприяють формуванню пилювато-грудкуватої структури.

Отже, процеси діагенезу охоплюють чимало явищ, в яких велику роль відіграють хімічні реакції та діяльність бактерій.



Питання для самоконтролю: **1.** Які процеси називаються ендогенними, а які екзогенними? **2.** Дайте характеристику основних ендогенних геологічних процесів. **3.** Які види вивітрювання вам відомі? Дайте їх коротку характеристику. **4.** Що таке кора вивітрювання? Типи кори вивітрювання. **5.** У чому полягає геологічна діяльність вітру і які продукти при цьому утворюються? **6.** Особливості геологічної діяльності атмосферної води. **7.** У чому полягає геологічна діяльність річок і які продукти при цьому утворюються? **8.** Охарактеризуйте особливості геологічної діяльності морів, океанів, озер і боліт. **9.** У чому полягає особливість геологічної діяльності льодовиків? **10.** Морени і водно-льодовикові відклади, їх характеристика. **11.** Четвертинні зледеніння, їх причини і особливості. **12.** Особливості геологічної роботи підземних вод. **13.** Що таке діагенез осадів?



ОСНОВИ МІНЕРАЛОГІЇ

3.1. ПОНЯТТЯ ПРО МІНЕРАЛИ. ПЕРВИННІ І ВТОРИННІ МІНЕРАЛИ, ЇХ РОЛЬ У ҐРУНТОТВОРЕННІ

Мінерали — це природні хімічні сполуки або самородні елементи, які виникли внаслідок перебігу різноманітних фізико-хімічних процесів у земній корі і на її поверхні. Мінерали вивчає *мінералогія* (від лат. *minera* — руда) — розділ геології, який досліджує склад, будову, властивості і походження мінералів.

На сьогодні відомо понад 2500 природних мінералів. Небагато з них досить поширені. Істотну роль в утворенні гірських порід відіграють лише декілька десятків мінералів, які називають *породоутворювальними*.

У земній корі породоутворювальні мінерали розподілені так (за О.Є. Ферсманом):

Мінерал	Вміст, %	Мінерал	Вміст, %
Польові шпати	55,0	Вода у вільному і зв'язаному стані	8,25
Піроксени та амфіболи	15,0	Слюди	3,0
Кварц та його різновиди	12,0	Оксиди і гідроксиди	3,0
Глинисті мінерали	1,5	Фосфати	0,75
Кальцит	1,5		

За умовами утворення мінерали поділяють на первинні і вторинні.

Первинні мінерали сформувались безпосередньо з магми одночасно з породою в основному в глибоких шарах земної кори і при виливанні магми на поверхню земної кори. До них належать мінерали магматичного походження — оливін, польові шпати, авгіт, рогова обманка, кварц, слюди тощо.

Вторинні мінерали утворились пізніше, ніж первинні, і часто за рахунок первинних, на земній поверхні або біля неї. До них належать мінерали осадового і метаморфічного походження — глинисті, опал, лимоніт, кальцит, доломіт, гіпс, хлорити та ін.

Мінерали входять до складу всіх гірських порід, рудних і нерудних корисних копалин. З одних мінералів внаслідок промислової переробки одержують різні метали, інші мінерали є чудовим будівельним матеріалом. Мінерали, які входять до складу агрономічних

руд, використовують як мінеральні добрива для підвищення родючості ґрунтів та урожайності сільськогосподарських культур, боротьби зі шкідниками та хворобами культурних рослин.

Первинні і вторинні мінерали складають головну масу ґрунто-творних порід і твердої фази ґрунту, а тому впливають на її фізико-хімічні і фізичні показники, фізико-механічні властивості, на родючість ґрунту загалом. Чим різноманітніші за хімічним складом ґрунто-творні мінерали, тим краща якість ґрунту, який формується на них.

3.2. АГРЕГАТНИЙ СТАН МІНЕРАЛІВ ТА ЇХ ВНУТРІШНЯ БУДОВА

За агрегатним станом мінерали поділяють на три групи: газоподібні (метан, сірководень та ін.); рідкі (нафта, вода, самородна ртуть та ін.); тверді (пірит, апатит, ортоклаз та ін.).

Газоподібні речовини лише умовно можна називати мінералами, тому що вони як правило є не індивідуальними речовинами, а природними сумішами.

В земній корі абсолютно переважають тверді мінерали. У природі вони трапляються у вигляді кристалів з більш чи менш добре виявленою формою багатогранників або у вигляді неправильних за формою зерен, суцільних мас, які мають як кристалічну, приховано-

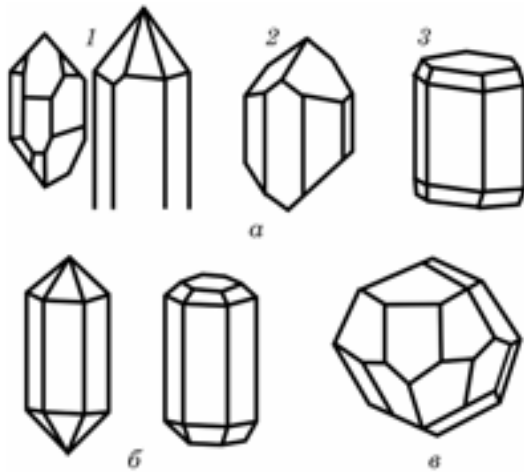


Рис. 3.1. Форми поширених кристалів:

а — силікати (1 — кварц, 2 — апатит, 3 — нефелін);
б — фосфати; *в* — оксиди (гематит)

нокристалічну, так і аморфну будову. Для більшості мінералів, які складають земну кору, характерна кристалічна будова. На частку аморфних мінералів припадає лише близько 2% загальної їх кількості.

Кристалічним називають стійкий фазовий стан твердого тіла, структура якого має правильну періодичну тримірну повторюваність розташування частинок: атомів, іонів або молекул. Ззовні кристали мають форму різних багатогранників — кубів, призм, пірамід (рис. 3.1)

і характеризуються симетрією або кристалічною сингонією (від грец. *σύγγονος* — споріднений, подібнокутність), тобто закономірною повторюваністю однакових ребер, кутів, граней кристала в просторі (рис. 3.2).

Для всіх мінералів, які мають кристалічну будову, характерне упорядковане розташування складових частин. Атоми, іони і молекули утворюють у просторі різні кристалічні ґратки. В аморфному стані ті самі частинки розташовуються безладно, без жодної закономірності.

Кристалічні ґратки можуть бути:

► *атомними* — у вузлах ґратки знаходяться атоми (характерні для алмазу, графіту та сірки);

► *іонними* — у вузлах ґратки розташовані іони (характерні для галіту, піриту, глинистих мінералів);

► *молекулярними* — у вузлах ґратки розміщені молекули (характерні для цукру, аспірину).

Відмінні у внутрішній будові кристалічних і аморфних тіл зумовлюють відмінності в їхніх властивостях. Наприклад, для кристалічного стану речовини характерна *анізотропність*: властивості кристалічного тіла залишаються незмінними в усіх паралельних напрямках і можуть змінюватися лише в непаралельних. Фізичні властивості аморфних тіл залишаються незмінними в усіх напрямках. Тіла, властивості яких не змінюються залежно від напрямку, називають *ізотропними*.

Більшість мінералів із кристалічною будовою внаслідок закономірного розміщення атомів утворюють добре виражені правильні природні багатогранники. Кристали, як і всі багатогранники, мають грані (площини, що обмежують кристал), ребра (лінії перетину граней), вершини (точки перетину ребер) і кути. Дві площини, що пересікаються, утворюють двограний кут.

Один із найважливіших законів кристалографії — сталість граничних кутів. Суть цього закону полягає в тому, що кути між відповідними гранями одного й того самого мінералу однакові і сталі. За величиною граничних кутів можна визначити кожен мінерал.

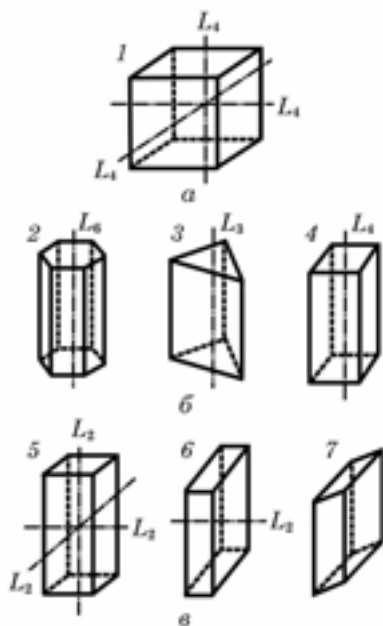


Рис. 3.2. Кристалографічні сингонії:

a — вища (більше однієї осі вищого порядку); *б* — середня (одна вісь вищого порядку); *в* — нижча (жодної осі вищого порядку); *1* — кубічна; *2* — гексагональна; *3* — тригональна; *4* — тетрагональна; *5* — ромбічна; *6* — моноклінна; *7* — триклінна

Симетричність кристалів виражається у правильному повторенні елементів обмеження — граней, ребер і вершин. Розрізняють такі елементи симетрії кристалів: центр (C), осі (L), площини (P).

Центр симетрії (C) — це уявна точка всередині кристала, в якій перетинаються і діляться навпіл усі діагоналі.

Вісь симетрії (L) — це уявна пряма лінія, при обертанні навколо якої на певний кут усі елементи обмеження кристала суміщаються. Залежно від числа таких суміщень у разі повного обертання кристала на 360° розрізняють осі 2-, 3-, 4- та 6-го порядків. Наприклад, якщо при обертанні кристала на 360° елементи обмеження суміщаються зі своїм вихідним положенням двічі, то кристал має вісь симетрії 2-го порядку, якщо тричі — вісь 3-го порядку і т.д.

Площина симетрії (P) — це уявна площина, яка ділить кристал на дві однакові і протилежно обернені частини, кожна з яких є дзеркальним відображенням іншої.

У кристалах всі елементи симетрії взаємозв'язані. Внаслідок залежності одних елементів симетрії від інших взаємні їх поєднання досить обмежені. Російський учений О.В. Гадолін у 1869 р. довів, що у кристалів можливі 32 різні комбінації (класи) елементів симетрії. За ступенем складності всі класи елементів симетрії умовно групують у сім кристалографічних сингоній: кубічну, тетрагональну (квадратну), гексагональну, тригональну, ромбічну, моноклінну, триклінну (рис. 3.2, 3.3). Триклінна, моноклінна і ромбічна сингонії належать до нижчої категорії, тригональна, гексагональна і тетрагональна — до середньої, кубічна сингонія — до вищої.

Кожна сингонія характеризується певним числом осей і площин симетрії, наявністю або відсутністю центра симетрії C . Одна й та сама кристалографічна сингонія може мати кристали з різним числом площин і осей симетрії, але які не перевищують певного максимального числа елементів симетрії (табл. 3.1).

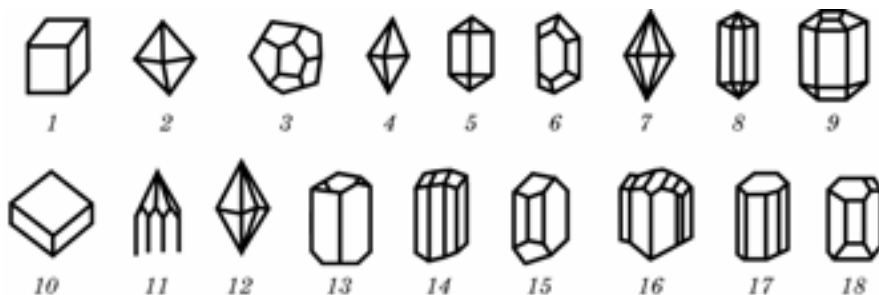


Рис. 3.3. Найпоширеніші форми кристалів кубічної (1–3), тетрагональної (4–6), гексагональної (7–9), тригональної (10–12), ромбічної (13, 14), моноклінної (15, 16) та триклінної (17, 18) сингоній

Таблиця 3.1. Мінімальне і максимальне число елементів симетрії в кристалографічних сингоніях

Категорія	Сингонія	Елемент симетрії		Мінерал
		максимум	мінімум, за яким визначають сингонію	
Нижча	Триклінна	C	C (або відсутні)	Альбіт, анортит, лабрадор Ортоклаз, гіпс, рогова обманка Олівін, ангідрит, топаз
	Моноклінна	L_2, P, C	L_2 або P	
	Ромбічна	$3L_2, 3P, C$	$3L_3$ або $3P$	
Середня	Тригональна	$L_3, 3L_2, 3P, L_3, C$		Кварц, кальцит, доломіт, гематит Нефелін, апатит
	Гексагональна	$L_6, 6L_2, 7P, L_6, C$		
Вища	Тетрагональна (квадратна)	$L_4, 4L_2, 5P, L_4, C$		Халькопірит, циркон Галіт, сільвін, пірит, гранат
	Кубічна	$4L_3, 3L_4, 6L_2, 4L_3, 9P, C$		

3.3. ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ МІНЕРАЛІВ

Кожен мінерал має певний хімічний склад і певну внутрішню будову, від якої залежать його зовнішня форма і властивості. Методи вивчення і визначення мінералів різні. В польових умовах мінерали визначають візуально або мікроскопічно (за забарвленням, блиском, твердістю, формою тощо). Використовують для цього також прості хімічні реакції, а іноді й паяльну трубку.

Камеральною обробкою зібраних у полі зразків мінералів і гірських порід у лабораторіях за допомогою точних методів визначають оптичні константи мінералів, вивчають їхні кристалографічні, п'єзоелектричні та магнітні властивості, радіоактивність, люмінесценцію, за допомогою хімічного і фізичного аналізу детально вивчають хімічний склад мінералів, а також використовують рентгенівський і різні термічні методи.

Під час визначення мінералів їхні фізичні ознаки поділяють на обов'язкові і специфічні.

Обов'язковими є ознаки, які визначають для кожного мінералу:

- колір;
- колір риски мінералу;
- прозорість;
- блиск;
- спайність;
- злам;
- твердість;
- щільність.

До *специфічних* належать ознаки, які виявляються тільки в окремих мінералах або групах мінералів і є діагностичними для них:

- магнітність;
- взаємодія з 10%-м розчином HCl;
- смак;
- запах;
- розчинність у воді;
- ковкість.

Колір. Колір мінералів привертав увагу людини з глибокої давнини. Тому не дивно, що багато мінералів одержали свої назви за цим показником, наприклад: гематит (від грец. гематос — кров'яний), альбіт (від лат. альбус — білий), рубін (від лат. рубер — червоний), аурипігмент (від лат. аурум — золото). Колір мінералів залежить від їхніх структурних особливостей, наявності в них забарвлювальних елементів (хромофорів) і механічних домішок (табл. 3.2).

Таблиця 3.2. **Мінерали-еталони певного кольору**
(за працею О.Г.Бетехтіна, 1954)

Мінерал	Колір	Щільність, г/см ³	Склад
Аметист	Фіолетовий	2,65	SiO ₂
Лазурит	Синій	3,7 – 3,9	Na ₂ [AlSiO ₄] ₆ SO ₄
Малахіт	Зелений	3,9 – 4,1	CuCO ₃ ·Cu(OH) ₂
Аурипігмент	Лимонно-жовтий	3,5	As ₂ S ₃
Кіновар	Червоний	8,0 – 8,2	HgS
Лимоніт	Бурий	3,3 – 4,0	Fe ₂ O ₃ ·nH ₂ O
Гематит	Чорний	5,3	Fe ₂ O ₃
Самородна мідь	Мідно-червоний	8,5 – 8,9	Cu
Халькопірит	Латунно-жовтий	4,1 – 4,3	CuFeS ₂
Золото	Золотисто-жовтий	19,3 – 19,4	Au

За забарвлювальними елементами — хромофорами розрізняють такі кольори мінералів: 1) *ідіохроматичний*, або власний (наприклад, зелений у малахіту); 2) *алохроматичний*, або невласливий мінералу колір (наприклад, гірський кришталь зазвичай незабарвлений, але буває забарвлений у красиві фіолетовий (аметист), чорний (моріон), димчастий (раухтопаз) тони. Власний колір мінералу маскують механічні домішки: бурий гідроксид заліза, червоний оксид заліза, органічні речовини.

Внаслідок наявності хромофорів і домішок колір одного й того самого мінералу може бути різним. Колір мінералу слід визначати на свіжому зламі, оскільки на поверхні він може змінюватись внаслідок вивітрювання, яке особливо легко порушує сірчисті й арсеністі мінерали.

У польових умовах яскравий колір і наліт вторинних мінералів привертають увагу дослідника і слугують ознакою, за якою можуть бути відкриті родовища корисних копалин.

Багато мінералів у подрібненому стані (порошок) мають інший колір. Для визначення кольору мінералу не потрібно його подрібнювати, досить визначити колір його риски. Для цього слід провести шматком мінералу по неглазурованій фарфоровій платівці. На її поверхні залишаться дрібні порошокинки мінералу, які матимуть певний колір. Так, пірит у шматку солом'яно-жовтий, а в порошок майже чорний, гематит у шматку чорний, а в порошок вишнево-червоний, магнетит чорний і в шматку, і в порошок.

Мінерали, які містять мідь, на поверхні мають яскраво забарвлену тоненьку плівку, що зумовлено явищами інтерференції світла. Ця плівка утворюється на поверхні мінералу внаслідок перебігу різних реакцій хімічного вивітрювання. Таке явище дістало назву *мінливості*. Вона спостерігається тільки у мінералів із металевим блиском. Колір плівки різниться від кольору мінералу. Мінливість буває різнобарвною (нагадує веселку), коли поверхня мінералу переливається синім, червоним і рожево-фіолетовим кольорами (халькопірит), а також однобарвною, наприклад золотистою (бурий залізняк).

Прозорість. Під цим поняттям розуміють здатність речовини пропускати світло. Частина падаючого на тіло світлового потоку ним відбивається, а частина проходить всередину. Промінь, який пройшов у речовину, змінює свої швидкість і напрямок. У міру проходження променя вглиб речовини його енергія зменшується, перетворюється на інші види енергії — відбувається поглинання (абсорбція) світла. Прозорість залежить від фізико-хімічних властивостей речовини.

Залежно від ступеня прозорості всі мінерали поділяють на *прозорі* (гірський криштал, ісландський шпат), *напівпрозорі* (сфалерит, кіновар) та *непрозорі* (пірит, галеніт, графіт).

Багато непрозорих мінералів, наприклад халцедон, біотит, просвічуються в краях — тонких уламках. У деяких прозорих мінералів, наприклад у ісландського шпату (різновид кальциту) через анізотропність оптичних властивостей інтенсивність зміни напрямку променя змінюється залежно від напрямку спадних світлових коливань, тому промені, які входять у кристал, розщеплюються. Якщо дивитися крізь кристал ісландського шпату на літери чи штрихові малюнки, то їх зображення подвоюється, тому ісландський шпат часто називають подвоювальним (рис. 3.4). Властивість прозорого кальциту змінювати напрямок спадного променя світла використовують у поляризаційних приладах.

Блиск. Блиск мінералів залежить від кількості відбитого ними світла, що, в свою чергу, залежить від здатності речовини змінювати

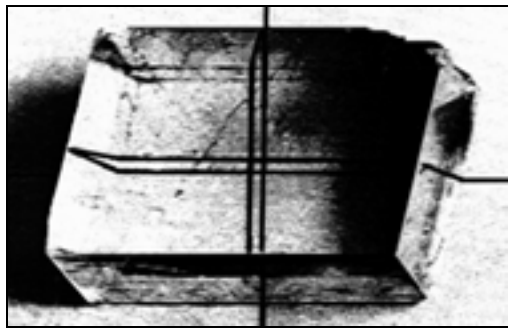


Рис. 3.4. Явище подвійного променезаломлення (ісландський шпат)

пірит, піролюзит та ін.).

За показника заломлення світла від 1,9 до 2,6 мінерали мають сильний блиск, який називають *алмазним* (алмаз, самородна сірка, цинкова обманка — сфалерит). Мінерали з показниками заломлення світла від 1,3 до 1,9 мають *скляний* блиск (гіпс, кальцит, ортоклаз та ін.). Крім того, виділяють проміжний блиск між металічним і алмазним — *напівметалічний*, або *металоподобний* (гематит, кіновар, куприт). Цей блиск іноді можна порівнювати з блиском потьмянілого від часу металу.

На характер блиску впливає стан поверхні відбивання. Так, якщо на ній є дрібні нерівності і горбики, то відбите світло частково розсіюється і поверхня мінералу здається начебто змазаною жиром, тобто має *жирний* блиск. Цей блиск особливо характерний для поверхонь зламу нефеліну і самородної сірки. Особливо нерівні поверхні спричиняють *восковий* блиск (халцедон).

Явище інтерференції світла (просторовий перерозподіл енергії світлового випромінювання внаслідок накладання двох чи декількох світлових хвиль), яке проходить крізь тонкі платівки, можна спостерігати у кристалах слюди, іноді кальциту. Інтерференція світла — причина характерного для цих мінералів *перламутрового* блиску. За паралельно-волокнистої будови агрегатів мінералів виникає *шовковистий* блиск (селеніт, азбест).

Мінерали, у яких блиск відсутній, належать до *матових* (піролюзит, каолінит, різні вохри).

Спайність. Спайністю називають здатність деяких мінералів колотися у певних кристалографічних напрямках з утворенням дзеркальних поверхонь — *площин спайності*.

Розрізняють такі *види спайності*:

- цілком досконалу;
- досконалу;
- середню;
- недосконалу.

напрямок світлових променів. Розрізняють *металічний* і *неметалічний* блиск. Мінерали, показники заломлення світла яких більші за 3, мають металічний блиск. Зазвичай вони непрозорі навіть у дуже тонких зернах чи пластинах. Це самородні елементи, більшість сульфідів, деякі оксиди (золото, галеніт,

Цілком досконалою є спайність, коли мінерал у певному напрямку дуже легко розщеплюється на пластинки, листочки, луску. Площини спайності — дзеркально-блискучі, рівні (наприклад, у слюди).

Досконалу спайність має мінерал, який у певному напрямку колеться з утворенням рівних блискучих площин. Розрізняють досконалу спайність у двох напрямках (ортоклаз), у трьох (кальцит, кам'яна сіль), у чотирьох (флюорит), у шести (сфалерит). Всі мінерали, які належать до групи шпатів, мають досконалу спайність.

Середньою спайністю характеризуються мінерали, які від удару розпадаються на уламки, обмежені приблизно однаково як площинами спайності, так і неправильними поверхнями зламу (наприклад, авгіт).

Недосконалою є спайність, яку важко знаходити на уламках мінералу; значна частина уламків обмежена неправильними поверхнями зламу (апатит, берил) (рис. 3.5).

Спайність відсутня, коли під час удару мінерал (наприклад, кварц або пірит) колеться у випадкових напрямках і дає нерівні поверхні зламу.

Площини спайності слід відрізнити від граней кристала, які у кварцу, магнетиту, піриту виявлені дуже чітко.

У різних мінералів, які мають спайність, площини спайності орієнтовані в певних кристалографічних напрямках, наприклад у галеніту і галіту — по кубу, у багатьох карбонатів — по ромбедрі, в амфіболів і піроксенів — по призмі, у слюд — по пінакоїду.

Злам. Під час розколювання у мінералів виникають поверхні, які визначають злам. Чим досконаліша спайність, тим важче встановити характер зламу. Мінерали, які мають спайність, дають рівний злам (кальцит, галіт). Мінерали, в яких спайність відсутня, можуть мати такі види зламу:

- *раковистий* — схожий на внутрішню поверхню раковини (опал, халцедон, обсидіан);
- *нерівний* — характеризується нерівною поверхнею без блискучих спайних ділянок (апатит);

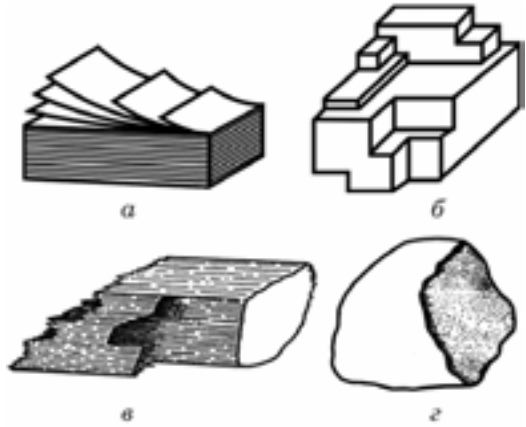


Рис. 3.5. Види спайності:

a — цілком досконала (слюда); *б* — досконала в трьох напрямках (галіт); *в* — середня (ортоклаз); *г* — недосконала (гематит)

➤ *скалкуватий* — властивий мінералам волокнистого складу, нагадує злам деревини поперек волокнистості (азбест, волокнистий гіпс, іноді рогова обманка);

➤ *гачкуватий* — поверхня зламу вкрита дрібними гачечками (самородна мідь, самородне срібло) (рис. 3.6).

У землистих мінералів злам *землистий*, у тих що, мають зернисту будову, — *зернистий*.

Твердість. Під твердістю розуміють ступінь опору поверхні досліджуваного мінералу дряпанню. Це дуже важлива фізична властивість, яка має велике практичне значення для діагностики мінералів у польових умовах.

Для оцінки відносної твердості мінералу використовують спеціальний набір мінералів, в якому кожен наступний мінерал своїм гострим кінцем дряпає всі попередні. Цей набір мінералів названо **шкалою Мооса** (рис. 3.7). В ньому 10 мінералів різної твердості, яку умовно позначають балами від 1 до 10.

У польових умовах твердість мінералу часто визначають за допомогою нігтя, ножа, скла, гвіздка та інших предметів. Абсолютне



Рис. 3.6. Види зламу:

а — зернистий (апатит); *б* — раковистий (магнетит); *в* — скалкуватий (рогова обманка); *г* — гачкуватий (кремень); *д* — нерівний (нефелін)

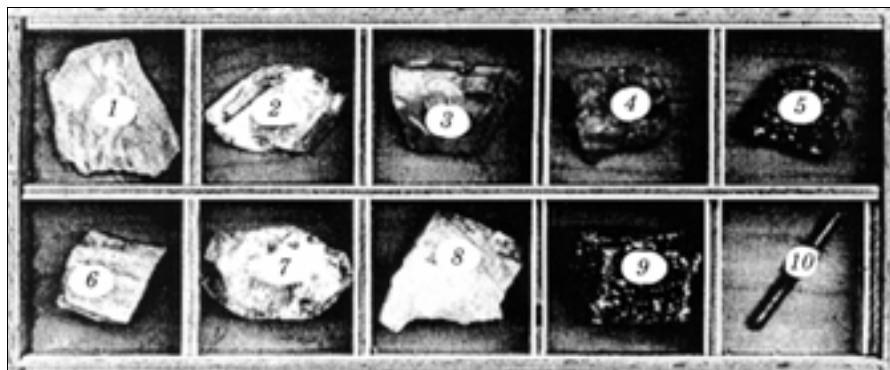


Рис. 3.7. Еталонні зразки мінералогічної шкали твердості за Моосом

значення твердості вимірюють спеціальними приладами. Порівняльну твердість мінералів, визначену різними методами, наведено в табл. 3.3.

Таблиця 3.3. Порівняльна твердість мінералів (шкала Мооса)

фактична відносно корунду, %	Твердість		Число твердості (Н), визначене на приладі ПМТ-3	Абсолютна твердість за методом Герца, МПа
	відносна за шкалою Мооса	польова		
0,03	1 — тальк	До 2 (м'які породи, дряпаються нігтем)	2,4	50
0,014	2 — гіпс	Те саме	36	—
0,026	3 — кальцит	3-5 (середні породи, дряпаються сталевим ножем)	109	—
0,075	4 — флюорит	Те саме	189	1100
0,123	5 — апатит	«	336	2370
2,5	6 — ортоклаз	Понад 6 (тверді породи, не дряпаються сталевим ножем)	795	2530
15,0	7 — кварц	Понад 7 (дряпають скло)	1120	3080
43,0	8 — топаз	Те саме	1427	5200
100,0	9 — корунд	Понад 8 (ріже скло)	2060	11 300
15 000,0	10 — алмаз	Понад 10 (ріже всі речовини)	10 000	—

Алмаз — найтвердіший мінерал, що не має аналога в природі. Він більш ніж у 4000 разів твердіший за тальк.

Отже, твердість мінералу, виражена в балах, має не абсолютне, а відносне значення. Мікротвердоміром ТМТ-2 визначено твердість таких мінералів: тальк — 2,4 кг/мм², кальцит — 109, кварц — 1120, алмаз — 10 060 кг/мм².

Крім зразків мінералів шкали Мооса для визначення твердості порід можна використовувати різні легкодоступні предмети, твердість яких у балах шкали Мооса відома, наприклад: ніготь, твердість якого 2,5, мідну монету — твердість 3, шматочок віконного скла — твердість 5–5,5, сталевий ніж — твердість 5,5–6. Практично за допомогою нігтя і ножа можна визначити твердість багатьох мінералів твердістю до 6 балів. Так, ніж залишатиме смугу на мінералах твердістю 5 і менше, причому глибина цієї смуги і прикладене зусилля вказують на більшу чи меншу твердість. Мінерали твердістю 6 і більше балів залишають подряпини на ножі і склі.

Якщо мінерал пише по паперу, не дряпаючи його, він має твердість 1. Якщо мінерал дряпається нігтем, а сам не залишає подряпини на нігті, то його твердість не більше 2,5. Якщо ніготь не зали-

шає подряпини на мінералі, то твердість цього мінералу понад 2,5. У природі переважають мінерали твердістю до 7 балів.

Щоб визначити твердість мінералу, на ньому слід вибрати невелику гладеньку площину без включень інших мінералів, провести по ній, легенько натискаючи, гострим кутом іншого мінералу і дослідити одержану подряпину, здувши з неї порошок.

Твердість одного й того самого мінералу залежить від напрямку і кристалографічного значення випробовуваної грані. Наприклад, твердість дистену в напрямку довгої грані дорівнює 4,5, а в перпендикулярному напрямку на тій самій площині — 6 – 7.

Аморфні і порошокваті різновиди багатьох мінералів мають дуже малі твердості, наприклад, у кристалах гематит має твердість 6, а у вигляді червоної вохри — тільки 1. Твердість опалу і каолініту також змінюється у значних межах.

Щільність мінералів коливається від 0,92 (лід) до 23 г/см³ (група осмистого іридю). Найчисленнішими є мінерали зі щільністю від 2,5 до 4,0 г/см³ (табл. 3.4), тому цей параметр є діагностичною ознакою тільки для мінералів важких елементів — свинцю, вольфраму, барію.

Таблиця 3.4. Середні значення щільності основних мінералів, порід і ґрунтів

Мінерал	Середня щільність, г/см ³	Порода, ґрунт	Середня щільність, г/см ³
Кварц	2,65 – 2,66	Граніт	2,60 – 2,70
Ортоклаз	2,56 – 2,58	Базальт	2,90 – 3,30
Альбіт	2,60 – 2,62	Діабаз	2,90
Біотит	2,70 – 3,10	Мармур	2,72
Рогова обманка	3,00 – 3,30	Вапняк-черепашник	2,70
Гіпс	2,30	Пісковик	2,35 – 2,65
Доломіт	2,80 – 2,90	Глина	2,92
Кальцит	2,71 – 2,72	Валунний суглинок (морена)	2,68
Каолініт	2,6	Кварцовий пісок	2,65
Монтморилоніт	2,00 – 2,20	Лес	2,68 – 2,70
Лимоніт	3,60 – 4,00	Чорнозем	2,37
Магнетит	5,17 – 5,18	Торф	0,50 – 0,80

За щільністю мінерали поділяють на три групи: *легкі* — щільністю до 2,5 г/см³, *середні* — 2,5 — 4,0 і *важкі* — понад 4,0 г/см³.

Щільність мінералу залежить від його хімічного складу і структури. Наприклад, щільність пiritу FeS₂ кубічної сингонії 4,9 – 5,2 г/см³, а марказиту такого складу ромбічної сингонії — 4,6 – 4,9 г/см³. У разі переходу такого кварцу в тридиміт зі зміною кристалічної структури змінюється і його щільність від 2,65 до 2,26 г/см³. Непрозорі мінера-

ли з металічним блиском як правило важкі, прозорі мінерали зі скляним блиском — порівняно легкі.

Є чимало лабораторних методів точного визначення щільності мінералу (піднометричний, визначення у важких розчинах та ін.). У польових умовах важливо навчитися визначати щільність мінералу приблизно, зважуючи його шматок на долоні; відрізнити легкі мінерали, наприклад гіпс, кварц, галіт, від важких — піриту, магнетиту, бариту та ін.

Щільність ρ мінералу обчислюють за формулою

$$\rho = \frac{m}{V},$$

де m і V — відповідно маса та об'єм мінералу.

Масу мінералу визначають зважуванням (рис. 3.8), його об'єм — витісненням води з мірної посудини, гідростатичним зважуванням тощо. Останній метод точніший і придатний навіть для малих зразків. За допомогою гідростатичних терезів підвішений на тонькому дроті мінерал, зважують спочатку у повітрі, а потім зануреним у воду. Різниця обох результатів відповідає масі витісненої води і чисельно дорівнює об'єму мінералу.

Магнітність — це здатність мінералу діяти на магнітну стрілку або притягуватися магнітом. Вона властива магнетиту, піротину, природній платині, яка містить залізо, та ін. Для визначення магнітності шматочок мінералу подрібнюють молотком і торкаються до подрібненого мінералу намагніченим ножом або магнітом.

Взаємодія з кислотою¹. Важливою властивістю деяких карбонатів (кальциту, малахіту) є взаємодія на холоді з розбавленим розчином соляної кислоти з виділенням бульбашок CO_2 . Для того щоб інші карбонати взаємодіяли з цією кислотою, їх треба подрібнити в порошок (доломіт), підігріти (магnezит) або навіть довести до кипіння розчин соляної кислоти. Цю властивість геологі широко використовують для діагностування карбонатних порід — вапняків, крейди, деяких глин, лесів. Схожі за зовнішнім виглядом на карбонатні породи мінерали із соляною кислотою не взаємодіють.



Рис. 3.8. Гідростатичні терези

¹ Тут і далі мають на увазі взаємодію з 10%-м розчином соляної кислоти.

Смак. Розчинні у воді мінерали мають смак: галіт — солоний; сільвін — гірко-солоний; мірабіліт — охолодний солоний; галуни — кислий. Легкорозчинні мінерали розчиняються на язичку (карналіт), нерозчинні (каолініт і галуазит) — липнуть до язика і вологих губ.

Запах — це властивість мінералів під час тертя поширювати специфічний запах. Наприклад, під час тертя жовен фосфоритів один об одного виникає запах паленої кістки, горілої шкіри (засвідчує наявність фосфору). Деякі мінерали (сірка, бурштин) під час нагрівання легко займаються і дають характерні запахи. Іноді запах з'являється під час вибивання з мінералу іскор. Так, запах сірчаного газу характерний для піриту, марказиту; часнику — для арсенопіриту та інших арсенистих мінералів.

Є й інші властивості і способи, за якими можна визначати мінерали. Це поведінка їх на паяльній трубці і в прозорих шліфах, відчуття на дотик та ін.

3.4. ФОРМИ ІСНУВАННЯ МІНЕРАЛІВ У ПРИРОДІ

Природне скупчення мінералів у вигляді зерен або кристалів називають *мінеральними агрегатами*. Розрізняють форми мінеральних агрегатів, наведені нижче

Монокристал — поодинокий, добре виражений багатогранник, який характеризується певною формою: тетраедр, ромбоедр, дипіраміда. Така форма мінеральних агрегатів типова для гірського кришталю, кальциту, піриту. За формою поодинокого кристала можна визначити мінерал. Так, кристали галіту, піриту, галеніту ма-

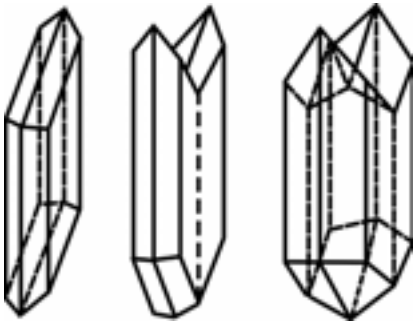


Рис. 3.9. Двійники гіпсу «ластівчин хвіст»

ють форму куба; кальциту — ромбоедра; кварцу, гірського кришталю — шестигранника. Поодинокі кристали, які зрослися в монокристали, утворюють так звані двійники, трійники. Так, для гіпсу характерний двійник «ластівчин хвіст» (рис. 3.9), для ортоклазу — карлсбадські двійники.

Будова мінеральних агрегатів може бути така:

- *зерниста* — дрібні зерна кристалів, що зрослися (оливін, апатит);
- *землиста* — за зовнішнім виглядом нагадують пухкий ґрунт, легко розтираються пальцями (каолін, вохра);
- *щільна* — контури окремих зерен неможливо розрізнити навіть крізь лупу (халцедон);

► *голчаста, призматична* — кристалики мають видовжену форму (волокнистий гіпс, рогова обманка);

► *листувата, пластинчаста* — кристали легким зусиллям розщеплюються по площинах спайності на листочки — луску (слюди).

Друзи (рис. 3.10, *а*) — зростки кристалів (щітки), які одним кінцем прикріплені до спільної основи (гірський криштал, кварц, галеніт).

Дендрити (див. рис. 3.10, *б*) — гілчасті деревоподібні агрегати, які утворилися внаслідок швидкої кристалізації (самородна мідь, срібло тощо). Деякі дендрити виникають під час коагуляції колоїдів (оксиди мангану, заліза).

Конкреції (див. рис. 3.10, *в*) — агрегати кулеподібної форми (жовна), іноді з радіально-променевою будовою всередині. Ріст конкре-



Рис. 3.10. Форми кристалів:

а — друзи кварцу, гіпсу; *б* — дендрити; *в* — конкреції; *г* — секреції; *д* — ооліти; *е* — натічні форми — сталактити і сталагміти; *е* — брунькоподібні агрегати

цій відбувається від центра до периферії. Характерні для фосфориту і марказиту.

Секреції, або **жеоди** (див. рис. 3.10, г) — порожнини, пустоти в гірській породі, подекуди заповнені мінеральною речовиною. На протигагу конкреціям ріст жеод відбувається від периферії (стінок) до центра.

Ооліти (див. рис. 3.10, д) — невеликі кульки, які мають концентрично-шкаралупчасту будову. Кульки можуть бути зцементованими або перебувати у пухкому стані (піролюзит оолітової будови, деколи боксит).

Натічні форми — сталактити та сталагміти (див. рис. 3.10, е) — утворюються внаслідок виділення мінералу з розчину в процесі випаровування. Знайдені в печерах, порожнинах. Характерні для кальциту, гідроксидів заліза. Натічний характер мають також ниркоподібні агрегати (див. рис. 3.10, е) — малахіт, арагоніт та ін.

Налети, примазки трапляються у вигляді тонких плівок на поверхні кристалів мінералів і порід. Наприклад, тонкі плівки бурих гідроксидів заліза на гірському кришталі, примазки малахіту на породах, які містять мідні руди.

Вицвіти дрібних кристалів — відклади солей, які періодично трапляються, найчастіше легкорозчинних гідратів сульфатів або галогенідів на поверхні сухих ґрунтів, гірських порід, руд. В дощові періоди вони зникають, а в суху погоду з'являються знову.

3.5. ПРОЦЕСИ УТВОРЕННЯ МІНЕРАЛІВ

За джерелом утворення процеси мінералоутворення поділяють на **ендогенні** та **екзогенні**.

Ендогенні процеси мінералоутворення зумовлені внутрішньою енергією Землі. Серед них виділяють **магматизм** (інтрузивний та ефузивний) і **метаморфізм**.

Екзогенні, або гіпергенні, процеси утворення мінералів зумовлені зовнішньою енергією Землі. Основним джерелом її є промениста енергія Сонця. Серед них розрізняють процеси **вивітрювання, осадоутворення** і **діагенез**. Провідним є процес вивітрювання.

Між хімічними сполуками земної кори і зовнішніми умовами їх утворення та розвитку (температурою, тиском, концентрацією компонентів) існує тісний нерозривний зв'язок, що дає змогу розглядати у їх сукупності як фізико-хімічні системи, які розвиваються за певними законами. Сам мінерал є тимчасовою стадією системи мінералоутворення, що постійно розвивається.

У земній корі за термодинамічними умовами утворення мінералів умовно виділяють **три термодинамічні зони**:

- гіпергенезу;

- метаморфізму;
- магматизму.

Зона гіпергенезу лежить у верхній частині земної кори. Потужність її коливається від 0,5 до 10 км. Вона поширюється до поясу сталих температур, який змінюється упродовж сезонів і діб. З поглибленням температура і тиск зростають і на глибині 10 км температура може становити 250 – 300 °С, а тиск 0,25 ГПа.

За зоною гіпергенезу розміщується **зона метаморфізму**, яка простирається до глибини 20 – 25 км. У цій зоні з поглибленням поступово підвищуються тиск до 0,5 ГПа, а температура — до 600 – 900 °С.

Зона магматизму залягає глибше 20 – 25 км і характеризується високою температурою (> 600 °С) і великим тиском (> 0,5 ГПа). У цій зоні внаслідок розпаду радіоактивних елементів (²³⁸U, ²³⁹U — нуклідів урану; ²³²Th — торію; ¹⁸⁷Rb — рубідію; ⁴⁰K — калію та ін.), які входять до складу гірських порід, температура може підвищуватися до 900 – 1100 °С (температура плавлення), що зумовлює перехід речовини в текучу «напіврідинну», насичену газами масу — магму (від грец. μαῦμα — густа мазь, тісто). *Магма* — вогнеорідинний силікатний або алломосилікатний розплав, що містить воду, водяну пару, газу (F₂, Cl₂, CO₂, CO, H₂) та леткі компоненти — сірку, фосфор, бор.

3.5.1. Магматичні процеси мінералоутворення

Будь-який магматичний розплав — це трикомпонентна система, що складається з рідини, газів, твердих часточок, кристалів. Утворені магматичні басейни можуть бути пов'язані із загальним магматичним шаром або бути замкненими окремими басейнами.

У надрах літосфери, де високі температура і тиск, магма перебуває у стані перегрітої речовини. В цих умовах температура значно вища за точку плавлення, але високий тиск утримує речовину магми в пластичному, а подекуди і в твердому стані. Така фізична особливість створює в магмі велику напруженість. За умов зниження тиску в земній корі перегріта магма дуже швидко переходить у рідкий стан, що супроводжується істотним збільшенням об'єму і витисканням магми з великою силою у верхні шари земної кори по тріщинах, великих розломах чи по каналах, що проходять крізь товщу гірських порід від вторинних вулканічних осередків.

Магма, що підіймається з надр Землі, частіше не досягає земної поверхні, а повністю застигає і кристалізується на глибині — інтрузивний магматизм (від лат. intrusio — впровадження). Під час підймання у верхні шари земної кори вона частково розплавляє і розчиняє мінерали та гірські породи, що трапляються на її шляху, внаслідок чого склад магми змінюється. У разі повільного застигання

на глибині вся магма встигає закристалізуватися, що сприяє утворенню повнокристалічних зернистих порід.

Породи і мінерали, які утворюються з магми на глибині, називають **магматичними інтрузивними**.

При виливанні магми на поверхню земної кори температура її швидко падає, тиск знижується до нормального, з магми в атмосферу виділяються леткі компоненти. У цьому разі магма не встигає закристалізуватися, що призводить до утворення мінералів з аморфною або прихованокристалічною внутрішньою будовою, а породи інколи мають склоподібну (склисту) структуру. За походженням такі мінерали і породи називають **магматичними ефузивними** (від лат. *effusio* — виливання, зміна).

Підіймаючись, магма в межах земної кори поступово охолоджується, розщеплюється на складові частини, відбувається так звана кристалізаційна диференціація.

Диференціація — дуже складний фізико-хімічний процес розщеплення, розділення магми на різні за хімічним складом фракції. Розрізняють:

► **магматичну диференціацію**, яка відбувається в рідкій фазі до появи перших кристалів і характеризується розшаруванням її на дві різні за щільністю незмінювані рідини (ліквація);

► **кристалізаційну диференціацію**, яка відбувається під час застигання магми і супроводжується кристалізацією силікатів від тугоплавких і важких (залізо-магнезійні силікати, основні плагіоклази) до легкоплавких (кислі плагіоклази, калієві польові шпати, кварц).

У процесі застигання магми виділяють стадії утворення мінералів:

► магматичну (мінерали кристалізуються за температури понад за 700 °С);

► пегматитову (мінерали кристалізуються із залишкового розплаву, збагаченого силікатною кислотою, легкими компонентами, рідкими елементами за температури нижче 700 °С; утворені породи мають грубокристалічну будову, їх називають пегматитами).

► пневматолітово-гідротермальну (мінерали спочатку утворюються з газів, а потім, у міру зниження температури і переходу газів у рідкий стан, із водного розчину за температури близько 500 °С);

► гідротермальну (мінерали утворюються з нагрітих водних — гідротермальних — розчинів за температури 400 – 100 °С).

Пегматитовий процес. Під час кристалізації основної (гранітної) магми, згідно з О.Є. Ферсманом, утворюється залишковий силікатний розплав, збагачений рідкісними та рідкісноземельними елементами і легкими речовинами. У міру подальшої кристалізації цього розплаву утворюються грубокристалічні тіла — **пегматити**. Залишковий розплав проникає по тріщинах у бічні породи і, згідно з теорією

О.Є. Ферсмана, утворює своєрідну формацію пегматитових тіл. Особливістю цих тіл є наявність у них великих кристалів, які іноді в довжину сягають 2 – 3 м і більше, та своєрідних графічних структур, які нагадують давні східні письмена (від грец. λίμμα — літера).

З пегматитів Волині добуто найбільші в світі кристали топазу (маса найбільшого 117 кг). Кристали димчастого кварцу можуть мати масу до 4 т (Бразилія), а найбільший кристал берилу, знайдений у пегматитах Мадагаскару, був завдовжки 18 м і важив понад 300 т.

Пегматити багаті на різні мінерали. Крім головних породоутворювальних мінералів — мікрокліну, плагіоклазів, кварцу, мусковіту, біотиту — часто трапляються турмаліни, деякі містять берил, сподумен та інші, до складу багатьох із них входять рідкісні і розсіяні елементи (W, Mo, Sn, Zr, V, Ti, Th, U, Ta, Nb та ін.).

Пегматитовий процес — один з основних процесів мінералоутворення.

Пегматити мають велике практичне значення. Вони є джерелом для виробництва високоякісної керамічної сировини, з ними пов'язані родовища коштовного каміння (топазу, турмаліну та ін.), багатьох рідкісних, рідкісноземельних елементів, слюд, цеолітів тощо.

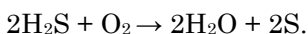
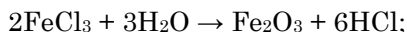
Пневматолітовий процес. Процеси, в яких активну роль у мінералоутворенні відіграють гази, називають пневматолітовими (від грец. πνευμα — газ, вітер).

На деяких етапах кристалізації магми можливе виділення газів, які під час руху по тріщинах вгору охолоджуються, реагують один з одним та вміщувальними породами з утворенням мінералів.

Продукти пневматолізу — пневматоліти — поділяють на вулканічні і глибинні.

Вулканічні пневматоліти утворюються з газів, які виділяються з магми, що виливається на поверхню Землі або застигає біля земної поверхні. Велика кількість цих газів потрапляє в атмосферу із кратерів вулканів, фумарол, тріщин. Чим далі від місця виверження, тим нижча температура газів. За температури понад 540 °С виділяються сірководневі гази, за 100 – 200 °С — в основному водяна пара і сірководень, а нижче 100 °С — вуглекислий газ, інколи разом з водяною парою.

Гази, що виділяються в тріщинах застиглих лав і навколишніх породах, на стінках кратерів вулканів у результаті сублімації утворюють власне пневматолітові мінерали: самородну сірку, нашатир, боровмісні мінерали та ін. Переважно утворюються хлориди, сульфати, які легко розчинні у воді і тому в природі вони накопичуються у великій кількості. Ці мінерали виділяються у вигляді налетів, дрібнокристалічних кірок або землистих агрегатів:



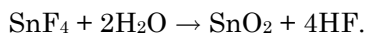
Промислове застосування мінералів вулканічного походження дуже обмежене. Це самородна сірка, борна кислота — сасолін $\text{H}_3[\text{BO}_3]$, сульфіді (пірит, марказит, халькопірит, сфалерит та ін.), сульфати (гіпс, барит), аморфний кремнезем, гетит, цеоліти.

Глибинні пневматоліти утворюються тоді, коли гази з магми виділяються в надрах земної кори. Вони проходять крізь гірські породи, реагують з ними і змінюють їх хімічний і мінеральний склад.

Ступінь хімічних перетворень порід під дією газів залежить від складу порід, хімічної активності газів, тектонічної будови та тривалості процесу.

До глибинних пневматолітів належать деякі жильні тіла та грейзени.

Грейзени — породи, що утворилися внаслідок взаємодії газів та водних розчинів з магмою, гранітами, жильними магматичними породами, ефузивами і деякими осадово-метаморфічними породами, багатими на кремнезем та глинозем. Наприклад, каситерит утворюється в грейзенах за такою реакцією:



Каситерит

Гідротермальний процес. У складі магматичних газів велику роль відіграє водяна пара. Під час проникнення по тріщинах у холодніші ділянки земної кори сумісно з іншими леткими компонентами водяна пара конденсується з утворенням гарячих водних розчинів. Ці розчини, які виділяються з магми або формуються внаслідок скраплення газів, називають *гідротермальними* (від грец. ύδωρ — вода і θερμη — тепло, жар).

Вода гідротермальних розчинів за властивостями різниться від води, що знаходиться на поверхні Землі. Вона є згущеною парою, яка за температури нижче $400 - 374^\circ\text{C}$ під тиском переходить у рідку фазу. В таких умовах вона здатна розчиняти мінерали і переносити велику кількість сполук у вигляді як істинних, так і колоїдних розчинів.

Магматичні розчини, що знаходяться під великим тиском, легко рухливі, енергійно підіймаються по тріщинах, дуже високотемпературні й агресивні відносно навколишніх гірських порід. Вони реагують з мінералами і змінюють склад гірських порід, з якими контактують.

Гідротермальні розчини з магматичного басейну виносять чимало сполук металів. Крім того, вони значною мірою іонізовані, насичені газами (CO_2), внаслідок чого є розчинниками мінеральних сполук, з якими вони контактують.

Зі зниженням температури відкладів цих вод та в процесі їх взаємодії з контактуючими породами утворюються гідротермальні жи-

ли, які іноді містять багато цінних руд: цинку, свинцю, міді, стибію, ртуті, самородного золота, молібденіту, олова та ін.

Мінеральний склад цих жил переважно визначається наявністю сульфідів. Найголовнішим жильним мінералом є кварц.

У будові різних жил розрізняють власне жильну породу, складену з кварцу — SiO_2 (кварцові жили), бариту — BaSO_4 (баритові жили), флюориту — CaF_2 (флюоритові жили) і рудні мінерали, що містять різні цінні метали.

Залежно від умов, за яких утворюються гідротермальні жили (температура, тиск), а також від місця утворення, їх поділяють на глибинні високотемпературні, середньої глибини середньотемпературні, поверхневі низькотемпературні.

Глибинні високотемпературні (*гіпотермальні*) жили формуються на глибині 3 – 4 км за температури 300 – 400 °С і тиску в кілька десятків мегапаскалів. Вони містять такі мінерали, як кварц, пірит, каситерит, молібденіт та ін.

Гіпотермальні жили зазвичай пов'язані з кислими і середніми породами.

Жили середньої глибини середньотемпературні (мезотермальні), утворюються на глибині 1,5 – 3 км за температури 150 – 300 °С і тиску 10 – 40 МПа. Головними мінералами цих жил є халькопірит, сфалерит, кварц, кальцит, рідше — флюорит, барит. Вони характеризуються високим вмістом золота, срібла, міді.

Поверхневі низькотемпературні (*епітермальні*) жили утворюються поблизу земної поверхні за температури від 50 до 150 °С і помірного тиску. Серед рудних мінералів головну роль відіграють золото, срібло, серед сульфідів — переважно кіновар, антимоніт. У зонах прояву недавнього вулканізму такі розчини інколи виходять на денну поверхню у вигляді гарячих мінеральних джерел (гейзерів). За хімічним складом ці джерела бувають сірчано-солono-лужні, солоні, карбонатно-солono-лужні, кислі купоросні та ін. Як домішка в багатьох міститься сірководень. У розчині є кремнезем, який відкладається у вигляді кремнистих туфів, гейзеритів.

З гарячими джерелами інколи пов'язано утворення сульфідів (кіноварі, антимоніту, реалггару, аурипігменту та ін.), кварцу, опалу, кальциту, флюориту тощо.

Гідротермальний процес не обмежується відкладанням мінералів у тріщинах з утворенням жильних тіл. Гідротерми, що проходять по тріщинах порід, як і гази, хімічно реагують з ними, заміщують їх, утворюють нові сполуки. Це сприяє утворенню контактнометасоматичних тіл (від грец. meta — після, soma — тіло). Суть метасоматозу полягає в заміщенні існуючих мінералів на нові за рахунок хімічних елементів, які приносять газо-водні високотемпературні розчини. Причому розчинення старого мінералу і відкладання нового відбувається практично одночасно, порода майже весь час

перебуває у твердому стані. Метасоматичне заміщення йде без зміни об'єму, часто зберігаються сліди будови первинних мінералів. Цей процес може відбуватися за будь-якої температури, але найактивніше — за високої.

Метасоматоз здійснюється внаслідок перебігу дифузійних процесів за наявності в породі численних дрібних капілярів (дифузійний метасоматоз) та інфільтраційних явищах, за яких речовини переносяться по великих тріщинах і пустотах (інфільтраційний метасоматоз).

Під дією гідротермальних вод на збагачені магнієм ультраосновні породи і доломіти утворюються азбест, тальк, магнезит, а дія низькотемпературних сульфатних гідротерм на багаті на луги породи зумовлює утворення алуніту.

Гідротермальне походження мають руди рідкісних, кольорових і радіоактивних металів, золото та ін.

3.5.2. Екзогенні процеси мінералоутворення

У зоні гіпергенезу йдуть процеси руйнування мінералів і гірських порід ендегенного походження та утворення нових сполук.

Екзогенні процеси виявляються в дії атмосферних агентів, поверхневих водних розчинів і біологічній діяльності живих організмів. Під впливом цих агентів мінерали ендегенного походження зазнають глибоких хімічних, фізико-хімічних перетворень, подрібнюються. В нових умовах зони гіпергенезу виникають нові, стійкіші за цих умов мінеральні види та їхні асоціації — *осадові гірські породи*.

Сукупність цих процесів має загальну назву *вивітрювання*.

Вивітрювання — це процес зміни фізичного стану і хімічного складу мінералів і гірських порід під дією фізичних, хімічних і біологічних чинників.

Розрізняють три види вивітрювання: фізичне, хімічне, біологічне.

Всі ці процеси в земній корі відбуваються одночасно, але один з них, як правило, переважає, що пов'язано з фізико-географічними і кліматичними особливостями того чи іншого регіону.

Фізичне вивітрювання — це процес зміни фізичного стану мінералів і гірських порід без зміни їхнього хімічного складу.

У процесах фізичного вивітрювання велику роль відіграють коливання температури, механічна дія води, атмосфери, живих організмів.

Фізичне вивітрювання призводить до подрібнення порід і мінералів на невеликі уламки, що зумовлює збільшення поверхні їх зіткнення з повітрям, водою, тобто значною мірою сприяє хімічному вивітрюванню.

Розрізняють три стадії руйнування порід:

► десквамація;

- дезінтеграція;
- диспергування.

Хімічне вивітрювання — це процес зміни хімічного складу мінералів.

Основними агентами хімічного вивітрювання є атмосферна і підґрунтова вода та газ.

Атмосферна вода завжди містить у розчиненому стані деяку кількість вуглекислого газу, кисню та інших газів, поглинутих із повітря. Вона є добрим розчинником, викликає процеси гідратації, електролітичної дисоціації, гідролізу. Дією атмосферної води посилюють підґрунтові води, які містять органічні кислоти, карбонати, сульфати та ін.

Із ґрунтовими водами, які живляться за рахунок атмосферної води, пов'язані процеси окиснення мінералів.

Дія атмосферного повітря зумовлена вмістом у ньому водяної пари, кисню і вуглекислого газу.

Важливе значення в разі хімічного вивітрювання мають виділені рослинами в процесі життєдіяльності або під час розкладання їхніх решток органічні кислоти. Велику роль у цьому процесі відіграють бактерії, які внаслідок своєї життєдіяльності утворюють активні кислоти: карбонатну, сульфатну, нітратну.

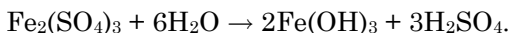
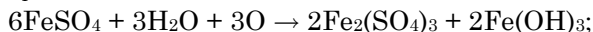
Швидкість розкладання мінералів визначається їхнім хімічним складом, фізичними властивостями (твердість, спайність), що зумовлюються будовою кристалічних ґраток, кліматичними умовами.

За хімічного вивітрювання відбуваються основні типи хімічних реакцій, наведені нижче.

Окиснення — значно поширений процес у зоні вивітрювання. Окисненню піддаються багато мінералів — сульфід, оксиди, силікати, органічні сполуки. Найінтенсивніше процеси окиснення йдуть з елементами зі змінною валентністю, які потрапляють на поверхню земної кори в найнижчому ступені окиснення. Під дією природної води, яка містить розчинений кисень, відбуваються процеси окиснення мінералів:



Пірит

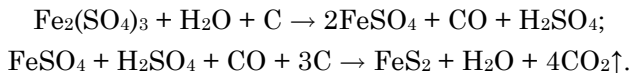


Сульфатна кислота реагує з багатьма сполуками, зокрема з CaCO_3 :

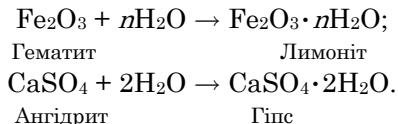


Внаслідок хімічного вивітрювання піриту утворюються стійкі в зоні гіпергенезу продукти: $\text{Fe}(\text{OH})_3$ та CaSO_4 .

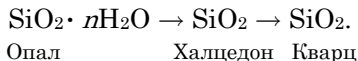
Відновлення відбувається в тому випадку, коли вода містить сірководень або органічні кислоти та в процесі життєдіяльності анаеробних бактерій:



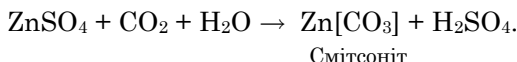
Гідратація полягає в приєднанні до мінералів молекул води:



Дегідратація — процес відщеплення від мінералів молекул води:



Карбонізація відбувається в корі вивітрювання під впливом карбонатної кислоти, що міститься у воді і повітрі, внаслідок взаємодії якої з мінералами утворюються карбонати:



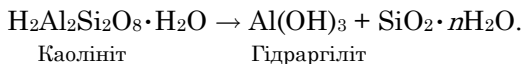
Гідроліз полягає у заміщенні у мінералах металів на іони водню (H^+) води. Ця реакція інтенсивно йде в кислому середовищі, де є іони водню. Гідроліз уповільнюється за наявності гідроксидів, наприклад, карбонатів, лугів або кальцію, іони металів яких (K^+ , Na^+ , Ca^{2+}) перешкоджають проникненню іонів водню (H^+) у кристалічну ґратку мінералів.

Реакція гідролізу відіграє важливу роль у вивітрюванні силікатів і алюмосилікатів:



У помірних кліматичних зонах каолініт достатньо стійкий і внаслідок накопичення його можуть утворитися родовища каоліну.

В умовах вологого тропічного клімату можуть відбуватися процеси подальшого розкладання каолініту до вільних оксидів та гідроксидів.



Процеси утворення каолініту і бокситів носять назву каолінізації і бокситизації.

Біологічне вивітрювання — це процес зміни фізичного стану і хімічного складу мінералів і гірських порід за участю живих організмів. Внаслідок життєдіяльності живих організмів гірська порода збагачується головними елементами живлення рослин (азотом, фосфором, калієм) і набуває нової властивості — родючості.

Осадний процес. Великі маси зруйнованих порід і мінералів переміщуються проточними водами. В просторі йде сортування і перевідкладання продуктів вивітрювання. Так утворюються механічні осади, до яких належить основна маса уламкових гірських порід (гравій, галька, пісок та ін.).

Важливу роль в утворенні екзогенних мінералів відіграють справжні і колоїдні розчини. В озерах, морях можуть скластися такі умови, коли розчинені речовини випадатимуть в осад. Так виникли гіпс, галіт, карналіт та ін. Це *хімічні осади*.

Фізико-хімічні осади утворюються під час коагуляції колоїдів. Гелі з часом втрачають воду і переходять у приховано кристалічні агрегати.

Велику роль в утворенні мінералів і гірських порід відіграють живі організми. Встановлена участь організмів в утворенні фосфоритів, самородної сірки, руд заліза і мангану. Мінерали, що утворилися за участю живих організмів, Я.В. Самойлов запропонував називати *біолітами*.

3.5.3. Метаморфічні процеси мінералоутворення

Гірські породи і мінерали, що потрапляють у зону метаморфізму в разі прояву внутрішньої енергії, яка викликає різноманітні дислокації гірських порід, проникнення магми, летких компонентів і гарячих розчинів у поверхневі шари земної кори, зазнають глибоких перетворень (метаморфізму).

Метаморфізмом (від грец. метаморфоз — перетворення) називають сукупність процесів глибокого перетворення мінералів і гірських порід під дією різних ендогенних впливів.

Метаморфізму піддаються магматичні, метаморфічні й осадові породи і мінерали.

Головними чинниками метаморфізму є:

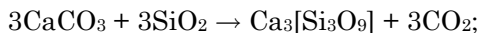
- висока температура;
- високий тиск;
- склад газів і гарячих розчинів, які циркулюють у породах.

Важливе значення для метаморфізму має склад вихідних порід.

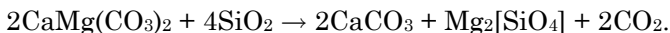
Механізм метаморфічних процесів полягає в перекристалізації вже сформованих мінералів і гірських порід, зміні зовнішнього вигляду і внутрішньої будови мінералів. Мінеральні тіла в цій зоні мають щільні кристалічні ґратки. Під дією високих температури і тиску йдуть процеси дегідратації, декарбонізації, дезоксидації мінералів, що утворилися в приповерхневій зоні.

Розрізняють метаморфічні процеси без зміни хімічного складу (без урахування H_2O і CO_2) гірських порід (ізоморфізм) і метасоматичні процеси, які супроводжуються зміною хімічного складу гірських порід — додаванням або вилученням речовин.

Наприклад, під дією високих тиску і температури лимоніт, втрачаючи воду, перетворюється на гематит, опал — на халцедон, халцедон — на кварц. За контактного метаморфізму внаслідок вкорінення алюмосилікатної (гранітної) магми в карбонатні породи вапняк реагує з магмою з утворенням комплексу нових мінералів — воластоніту $Ca_3[Si_3O_9]$ і гросуляру $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$. Кальцій у ці мінерали потрапляє з карбонатної породи, а глинозем і кремнезем — із магми.



Кальцит Кремнезем Воластоніт



Доломіт Кремнезем Форстерит

Вищерозміщені товщі порід створюють гідростатичний тиск, а горотворні процеси — однобічний. Під дією нерівномірного однобічного тиску мінерали ростуть переважно в одному напрямку, перпендикулярно до дії тиску. Тому для багатьох мінералів метаморфічного походження (рогова обманка, тальк, слюди та ін.) характерні лускувата, пластинчата, голчаста структури. Під дією високого тиску породи можуть набувати сланцюватої текстури, що є наслідком розміщення мінералів плоскими поверхнями паралельно одна одній.

Залежно від генетичних ознак, пов'язаних із різними геологічними процесами, які викликають даний метаморфізм, останній поділяють на типи і види.

Типи метаморфізму

Контактний метаморфізм пов'язаний з упродовженням магми у верхні шари земної кори. Він спостерігається на місці контакту інтрузій і вміщувальних гірських порід. Змін зазнають як вміщувальні породи, так і поверхневі частини інтрузій під дією високої температури, легких компонентів і розчинів. Розрізняють кілька видів контактного метаморфізму.

Термальний контактний метаморфізм, за якого породи перетворюються під переважним впливом високої температури магми і відносно невеликого тиску. Повільне застигання магматичного розплаву інтрузій приводить до перекристалізації порід, інколи до утворення нових мінералів (наприклад, із глинистих мінералів утворюється хлорит). Проте істотних змін у хімічному складі вихідних порід не спостерігається.

Породи, що утворюються під впливом високої температури із глинистих, піщано-глинистих і піщаних порід, називають *контактними роговиками*. Чисті вапняки перетворюються на мармури, кварцові пісковики — на кварцити.

Пневматолітовий метаморфізм пов'язаний із виділенням газів із застигаючої інтрузії та дією цих газів на гірські породи. За нижчої температури гази вступають у хімічні реакції з породами, що супроводжується формуванням нових мінералів і гірських порід. Утворюються такі характерні мінерали, як турмалін, що містить бор, безбарвна слюда, до складу якої входять фтор і літій, інші мінерали. За такого метаморфізму карбонатні породи в місці контакту з інтрузіями перетворюються на скарни, які складаються переважно з піроксену, гранату і деяких інших вапняково-залізистих мінералів.

Гідротермальний метаморфізм — це процес зміни гірських порід і мінералів під дією гідротермальних розчинів. При цьому відбуваються також глибокий метасоматоз і заміщення первинних мінералів гірських порід. Гідротермальний метаморфізм охоплює як гірські породи, розміщені довкола інтрузії, так і самі інтрузивні породи у верхній застиглий частині. Під дією гідротермальних розчинів на залізисто-магнезійні ультраосновні гірські породи спостерігається процес серпентинізації і перехід мінералів оливину, піроксену в серпентин з утворенням порід, які називають *серпентинітами*, або *змійовиками*.

Пневматолітово-гідротермальний метаморфізм. Внаслідок сумісної дії газів і гідротермальних розчинів на метаморфічні породи гранітного і близького до нього складу, а також на глинисті сланці, гнейси утворюються грейзени (від нім. Greisen — відщеплення). У грейзенах крім кварцу, який заміщує польові шпати первинної породи, і світлої слюди трапляються топаз, флюорит, турмалін, олов'яний камінь, вольфраміт та ін.

Динамометаморфізм, або **дислокаційний метаморфізм**, проходить під впливом петростатичного і спрямованого тиску (стресу), пов'язаного з тектонічними рухами земної кори, із складкоутворенням, розривними порушеннями, які супроводжуються явищами ковзання. Водночас діє і температурний чинник. Під впливом одностороннього тиску всі лускуваті, листуваті, пластинчаті мінерали і породи зазнають певного закономірного паралельного орієнтування. Внаслідок динамометаморфізму виникає типова сланцювата текстура, або сланцюватість. Крім такої текстури спостерігається також смугастість (шаруватість), яка виявляється в чергуванні шарів різного мінерального складу, різного кольору або смуг мінералів різного розміру.

Регіональний метаморфізм (від лат. regionalis — обласний) — найважливіший і значно поширений вид метаморфізму. Він охоплює великі простори і великі товщі різноманітних гірських порід.

Регіональний метаморфізм має місце майже завжди в рухомих зонах земної кори — геосинклінальних ділянках.

Товща гірських порід, найчастіше осадового походження, внаслідок повільного опускання якої-небудь ділянки земної кори і підймання товщі осадів занурюється в глибокі надра Землі. Високий тиск і температура призводять до корінних змін стану цих порід. Ступінь метаморфізму їх на різних глибинах неоднаковий і безпосередньо залежить від змін тиску і температури. Температура в цій зоні коливається від 300 – 400 до 900 – 1000 °С, а тиск — від 30 до 500 МПа.

Породи за ступенем їх перекристалізації на різних глибинах за близьких значень тиску і температури поділяють на **метаморфічні фації**. Розрізняють групи фацій регіонального і контактного метаморфізму.

За регіонального метаморфізму виділяють такі найважливіші фації: зеленосланцеву, амфіболітову, гранулітову.

Зеленосланцева фація належить до низького ступеня метаморфізму ($t = 300...500$ °С). Найхарактернішим представником порід цієї фації є зелені сланці, які утворюються по базальтах та їхніх туфах і містять у своєму складі хлорит, зелену рогову обманку, епідот, тобто мінерали із зеленим відтінком.

Метаморфічні породи *амфіболітової фації* належать до середнього ступеня метаморфізму ($t = 500...650$ °С). Характерними мінералами цих порід є амфіболи, слюди (біотит, мусковіт), рідше гранати, а породами — сланці, гнейси, амфіболіти.

Гранулітова фація метаморфізму, яка названа за типовою породою — гранулітом і складається з кварцу, польових шпатів і гранату, рідко піроксенів, характеризується високими значеннями тиску і температур ($t > 650$ °С). Для цієї фації характерною породою є еклогіт — дуже щільна і важка порода, яка складається з гранату і піроксену. Ці породи досить поширені в архейських і протерозойських відкладах.

Регресивний (ретроградний) метаморфізм, або **діафторез**, виникає в тому випадку, коли глибокометаморфізовані породи внаслідок підймання до поверхні піддаються дії більш низькотемпературних процесів (наприклад, карбонізація і процес утворення мінералів, які містять гідроксильні групи). Регресивний метаморфізм відбувається за нижчих температур і тисків, ніж звичайний прогресивний. За регресивного метаморфізму гірські породи і мінерали перетворюються в умовах послідовного підвищення температури і тиску.

Ударний (імпактний) метаморфізм виникає під дією на гірські породи потужної ударної хвилі, спричиненої падінням на землю великих метеоритів, і супроводжується виділенням великої кількості

енергії. В разі утворення метеоритного кратера в породи руйнуються, переміщуються, плавляться і випаровуються.

3.6. КЛАСИФІКАЦІЯ ПРИРОДНИХ РЕЧОВИН

Кристали мінералів можуть формуватися різними шляхами: виростати з газової фази, виникати з рідин, випадати під час охолодження гарячого розплаву і насиченого розчину в глибоких надрах і під час випаровування цього розчину за найрізноманітніших обставин, у тім числі і на поверхні Землі. Є багато систематик мінералів, гірських порід, корисних копалин, які розглядають ці геологічні тіла з різних позицій — загальногосподарських, промислових, будівельних, загальногеологічних, кристалохімічних та генетичних. Найзагальніша з них ділить усі речовини Землі на дві великі групи — *неорганічні* та *органічні*.

У геохімії поширена класифікація природних систем В. Гольдшмідта, згідно з якою ознакою геохімічної спорідненості хімічних елементів — сумісних концентрацій у геологічних тілах — всі елементи поділено на п'ять груп (табл. 3.5).

Таблиця 3.5. Геохімічна класифікація елементів (за Б. Мейсоном)

Елементи				
автофільні (атмосфера)	гідрофільні (гідросфера)	літофільні (земна кора + верхня мантія)	халькофільні (нижня мантія)	сидерофільні (ядро Землі)
N, O, C (у формі CO ₂) H, H ₂ O (пара)	H і O (у формі H ₂ O) C і O (у формі CO ₂ і в розчині) (O), (N), луги, Са, Mg, галогени, бор	Li, Na, K, Mg, Ca, Ba, B, Al Рідкісноземельні (С), Si, Ti	Cu, Ag, Zn, Hg, Ti Pb, As, B	Fe, Co, Ni, Pt, Au, Sn —
Благородні гази		P, O, Cr, H, F, Cl, Br, I, Mn	S, Se, (Fe), (Mo), (Cr)	C, P, (Pb), (As)

Автофільні елементи — інертні, легкі, перебувають у газоподібному стані; гідрофільні — в рідкому (H і O у формі H₂O; C і O — у формі CO₂) і в розчині; літофільні — накопичуються в період концентрування розплаву, за моделлю це атоми, іони; халькофільні і сидерофільні — мають велику щільність, є розплавленими сульфідами або входять до складу мінералів.

Господарська систематика мінеральної сировини. Усі корисні копалини М.І. Єрмаков поділив на чотири типи: I — метали; II — неметали; III — горючі копалини; IV — гідрогазомінеральна сировина. Серед металів він виділив підтип — родовища елементів або їхніх сполук, серед неметалів — родовища мінералів і гірських порід, кристалів, аморфних і прихованокристалічних речовин. Вчений

літерою А позначив технічну сировину, коштовні камені та п'єзооптичну сировину, літерою Б — кольорові камені, В — будівельні матеріали і скляно-керамічну сировину, Г — тверде паливо (хімічну сировину, каустобіоліти, гуміти, напівсапропелі і сапропелі), Д — відходи (різні шлаки, цемент, бетон), Е — агрономічну сировину (агроруди — добрива і меліоранти ґрунтів, корми для тваринництва та птахівництва).

Систематика мінералів. До останнього часу найбільш поширеною була класифікація мінералів, в основу якої покладено хімічний склад аніонної частини сполуки. Під час складання цієї класифікації вчені виходили з того, що металоподобна частина сполуки мінералів, яка зумовлює низку зовнішніх ознак (кристалічну форму, оптичні властивості та ін.), дає змогу об'єднати мінерали в певні класи. Вивченням особливостей кристалічної структури мінералів встановлено чіткий зв'язок між їх будовою — структурою, хімічним складом і фізичними властивостями (забарвлення, твердість, спайність) і доведено, що морфологія (зовнішній вигляд) мінералів допомагає визначити їх генезис. Перебудова мінералогічної систематики і класифікації мінералів за О.Г. Берехтіним на кристалохімічній (структурній) основі відкриває великі перспективи для пізнання і розуміння деяких процесів мінералоутворення.

Кристалохімічна класифікація. Силікатні сполуки земної кори досить різноманітні. Серед них є головні породоутворювальні мінерали і відносно рідкісні мінеральні види. Склад і кристалохімічна структура силікатів здебільшого складніші, ніж інших мінералів. Основним елементом кристалохімічної структури силікатів є силіцієвокисневий радикал — тетраедр (табл. 3.6, рис. 3.11).

Таблиця 3.6. Силіцієвокисневі радикали в структурах різних класів силікатів (спрощено за М.О.Тороповим і Л.М.Бурак)

Відношення [Si, Al] : O	Радикал	Структура	Формула	Мінерал
12 : 48	[SiO ₄]	Окремі тетраедри (острови)	Mg ₂ [SiO ₄]	Форстерит
12 : 36	[SiO ₃]	Ланцюжок	Mg ₇ (OH) ₂ [Si ₈ O ₁₁]	Авгіт
12 : 33	[Si ₄ O ₁₁]	Стрічки	Mg ₇ [OHSi ₄ O ₁₁] ₂	Антофіліт
12 : 30	[Si ₄ O ₁₀]	Шари, листи	Mg ₃ [(OH) ₂ Si ₄ O ₁₀]	Тальк
12 : 24	[SiO ₂]	Каркас	Si ₄ O ₈ = [SiO ₂] ₄	Кварц
12 : 24	[(AlSi ₃)O ₈]	»	K[AlSi ₃ O ₈]	Ортоклаз
12 : 24	[(AlSi ₂)O ₆]	»	K[AlSi ₂ O ₆]	Лейцит
12 : 24	[(AlSi)O ₄]	»	Na ₃ K[AlSiO ₄] ₄	Нефелін

В усіх силікатах кожен іон силіцію сполучений із чотирма іонами кисню, розташованими у вершинах тетраедра. Тетраедри можуть з'єднуватись між собою тільки через кисневі вершини.

Способи сполучення силіцевокисневих тетраедрів покладено в основу сучасної кристалохімічної класифікації силікатів. Залежно від характеру сполучення і розміщення таких тетраедрів у кристалічній ґратці силікату утворюються різні типи структури (рис. 3.12).

Поряд із подільним кінцевим радикалом силікатів виділяють радикали нескінченні — лі-

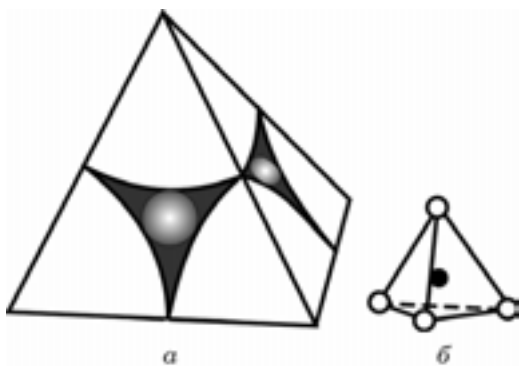


Рис. 3.11. Угрупування з чотирьох іонів кисню з іоном силіцію в центрі (а) та умовне зображення силіцевокисневого тетраедра (б)

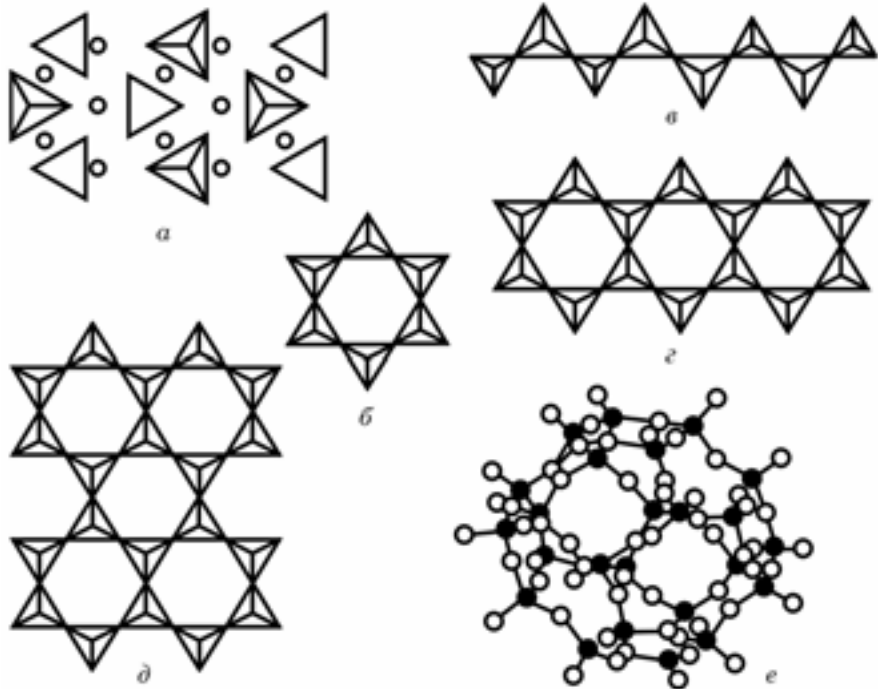


Рис. 3.12. Типи кристалохімічної структури силікатів:

а — окремі силіцевокисневі тетраедри, сполучені з катіонами магнію і заліза (оливін); *б* — кільцеві угруповання силіцевокисневих тетраедрів (берил); *в*, *г* — поодинокі і подвійний ланцюги; *д*, *е* — плоска сітка і тривимірний каркас силіцевокисневих тетраедрів

нійні, площинні або просторові сполучення силіцієвокисневих тетраедрів. З'єднання силіцієвокисневих тетраедрів у безперервні ланки дають ланцюгові силікати з радикалом $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$. У кожній ланці залишаються вільними чотири валентності: біля двох атомів кисню з кожного тетраедра — по дві вільні валентності.

Здвоєні ланцюги відповідають радикалу $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$ й утворюють стрічки або пояси. Спостерігаються вони у структурах амфіболів. Стрічки, розміщені в одній площині, мають по три спільних атоми кисню й утворюють нескінченний лист або шар із радикалом $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{4-}$, типовим для мінералів шаруватої будови (слюди, каолінит, тальк).

У разі безперервного тривимірного зчеплення силіцієвокисневих тетраедрів у кристалічній структурі, коли кожен іон кисню одночасно належить двом тетраедрам, зчеплення тетраедрів відбувається через усі чотири вершини і дає каркасну будову (польові шпати, кварц та ін.; див. рис. 3.12).

Кожен мінерал має певний хімічний склад, що передається хімічною формулою. Хімічна формула містить символи хімічних елементів, що входять до складу мінералу, таких як кисень (O), силіцій (Si), алюміній (Al), залізо (Fe) та ін. (див. табл. 3.5). Загальноприйнятою є структурна формула будови мінералу. Наприклад, мінерал галіт (NaCl) складається з атомів натрію і хлору, при цьому 23 масові частки натрію зв'язані з 35,5 масовими частками хлору. Інколи формули складних мінералів записують у вигляді оксидів, які входять у мінерал. Наприклад, структурна формула калієвого польового шпату — $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, або у вигляді оксидів — $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$. Цей мінерал складається з 64,8 % діоксиду силіцію (SiO_2), 18,3 % оксиду алюмінію (Al_2O_3) і 16,9 % оксиду калію (K_2O).

Кристалохімічні класифікації численні і принципово мало різняться одна від одної. Тут використано класифікацію М.О. Торопова, яка враховує тип хімічної сполуки, структурні зв'язки речовин — іонів, атомів тощо (табл. 3.7).

Розвиваючи сучасні уявлення про стан твердого тіла — кристалічний та аморфний, М.О. Торопов виділив три головні типи мінералів.

I. *Кисневі сполуки* — мінерали мають переважно іонні структури й іноді іонно-ковалентні.

II. *Некисневі сполуки* — структурні зв'язки атомні, ковалентні, металічні, особливо — галоїди з іонними структурами.

III. *Органічні та штучні сполуки* — структурні зв'язки відсутні.

Типи мінералів поділено на класи.

Кисневі сполуки включають сім класів: 1 — силікати; 2 — карбонати; 3 — фосфати; 4 — вольфраміти; 5 — нітрати; 6 — сульфати; 7 — оксиди і гідроксиди.

Таблиця 3.7. Кристалохімічна класифікація мінералів
(за працею М.П. Толстого, 1991)

Тип	Клас	Підклас	Представник	Структурний зв'язок
Самородні елементи мінерали з металічними і ковалентними зв'язками мінерали з металічними і атомними структурами	1. Самородні елементи	—	Алмаз, графіт, сірка, платина, золото, мідь	Металічний і ковалентний (структури атомні і металічні)
Сульфіди та близькі до них сполуки	2. Сульфіди	—	Пірит, марказит, халькопірит, галеніт, сфалерит, арсенопірит, аурипігмент, реальгар, кінновар, молібденіт	Ковалентний (структури атомні)
Галоїдні сполуки	3. Галоїди	—	Галіт, сильвін, флюорит, карналіт	Іонний (структури іонні)
Кисневі сполуки	4. Силікати	1. Острівні 2. Комплексні 3. Кільцеві 4. Ланцюгові 5. Стрічкові 6. Шаруваті (листуваті і шаруваті) 7. Каркасні	Олівін, граніт, циркон, топаз, дистен Епідот, мелініт Берил, турмалін Авгіт, тальк, гіперстен, діопсид Рогова обманка, родоніт, жадеїт, волластоніт Слюда, каолініт, монтморилоніт, галуазит, вермикуліт Ортоклаз, мікроклін, лабрадор, анортит, нефелін, лейцит, натроліт, кварц	Проміжний іонно-ковалентний
	5. Карбонати	Водні і безводні	Кальцит, арагоніт, доломіт, магнезит, малахіт, азурит, смітсоніт	

Тип	Клас	Підклас	Представник	Структурний зв'язок
	6. Фосфати	Острівні	Апатит, фосфорит, віваніт	
	7. Вольфраміти	»	Вольфраміт	
	8. Нітрати	»	Натрієва селітра	
	9. Сульфати	Водні і безводні	Гіпс, ангідрит, барит, мірабіліт, целестин, англезит, алуніт	
	10. Оксиди і гідроксиди	»	Гематит, магнетит, корунд, піролюзит, каситерит, хроміт, шпинель, халцедон, опал	

Некисневі сполуки поділено на 3 класи: 1 — самородні елементи; 2 — сульфіді; 3 — галоїди.

Мінерали окремих класів і підкласів поширені в земній корі так, %: каркасні силікати (польові шпати) — 58; острівні, ланцюгові і стрічкові силікати (амфіболи, піроксени, оливін) — 16,5; кварц — 12,5; шаруваті силікати (слюди) — 3,5; оксиди, гідроксиди (гематит, магнетит) — 3,5; кальцит — 1,5; глинисті мінерали — 1,0.

Отже, в основу сучасних класифікацій мінералів покладено в основному кристалохімічний принцип, тобто їх кристалічну будову і хімічний склад. За хімічною класифікацією всі мінерали ділять на 6 класів: 1 — самородні елементи; 2 — сульфіді; 3 — оксиди і гідроксиди; 4 — солі кисневмісних кислот (карбонати, фосфати, сульфати, нітрати, силікати та алюмосилікати); 5 — галоїди; 6 — вуглеводневі сполуки.

3.7. ХАРАКТЕРИСТИКА НАЙПОШИРЕНІШИХ МІНЕРАЛІВ

3.7.1. Клас самородних елементів

У земній корі відомо близько 50 елементів, які перебувають у вільному, або самородному, стані. Загальна їх маса становить менше 0,1 % маси земної кори.

За фізичним станом самородні елементи поділяють на три групи: тверді (самородні метали і металоїди), рідкі і газоподібні. Більшість із них тверді.

Найбільше значення в земній корі мають 22 елементи, з яких Pt, Ir, Os, Rh, Rd трапляються тільки у вільному стані, а Fe, Ni, Au, Ag, Hg, Cu, Pb, As, Sb, Bi, C, S можуть також утворювати сполуки із сіркою, киснем.

Найпоширеніші мінерали класу самородних елементів — сірка і графіт.

Алмаз С. Назва мінералу походить від грецького слова *ἀδμάς* — нездоланий, непереборний.

Хімічний склад відповідає майже чистому вуглецю С. Відмінність між алмазом і графітом зумовлена різною упаковкою атомів С в кристалічній ґратці.

Фізичні властивості

Блиск	алмазний
Твердість	10
Спайність	досконала
Злам	раковистий
Колір	різний: безбарвний, водно-прозорий, жовтуватий, синюватий, зелений, червоний, чорний
Риска	відсутня
Прозорість	прозорий
Щільність	3,5 г/см ³

Діагностичні ознаки: алмазний блиск, висока твердість, нерозчинність у кислотах, лугах.

Різновиди: алмази ювелірні і технічні.

Походження магматичне. Алмази утворюються за високих тисків і температур у так званих трубках вибуху.

Форми виділення. В земній корі алмази залягають у вигляді окремих кристалів в ультраосновних породах — кімберлітах. Утворюють розсипи. Трапляються в метеоритах.

Корисні копалини алмазів знайдено в Південній Африці, Бразилії, Індії, Австралії, Анголі, Росії та деяких інших країнах. В Україні — відносно рідкісний мінерал.

Застосовують алмази як коштовний камінь у ювелірній справі, як абразивний матеріал, в електронній промисловості.

Графіт С. Назва походить від грецького слова *γράφω* — пишу. За хімічним складом рідко буває чистим; майже завжди містить деяку кількість золи (20 – 30 % і більше) та домішки заліза.

Фізичні властивості

Блиск	металопоподібний, металічний
Твердість	1
Спайність	досить досконала
Злам	рівний
Колір	залізно-чорний
Риска	чорна
Прозорість	непрозорий
Щільність	2,2 г/см ³

Діагностичні ознаки. низька твердість, жирний на дотик, забруднює руки, папір, добрий провідник електричного струму, стійкий проти дії кислот. Від молібденіту різниться рискою, в якого вона блакитна.

Форми виділення. У природі трапляється у вигляді тонколукуватих агрегатів, рідше — жердинуватих, волокнистих і щільних прихованокристалічних мас.

Походження графіту переважно метаморфічне — результат метаморфізму вугілля; в мармурах, гнейсах і кристалічних сланцях — пов'язане з дисоціацією CaCO_3 ; магматичне — в разі диференціації магми. Може також утворюватись у пегматитових жилах.

Найголовніші родовища графіту знаходяться в Шрі-Ланці, на Мадагаскарі, в Австралії, Росії, США та деяких інших країнах. Найбільші родовища графіту в Україні метаморфічного походження знаходяться на Волині, Київщині, Криворіжжі, в Карпатах.

Застосовують графіт у металургійній промисловості, як мастильний матеріал, з нього виготовляють електроди, олівці, фарби.

Сірка S. Назва походить від латинського слова sulfur, комерційна назва — браймстоун. Це металоїд зі змінною валентністю (може бути 2-, 4- і 6-валентною). В природі трапляється у вигляді сполук із Fe, Cu, Zn, Pb, Mo, Al, Ca та іншими елементами. Елементарна сірка іноді містить домішки As, Se, Te; може бути забруднена бітумами, глинами, карбонатами.

Фізичні властивості

Блиск	скляний, жирний
Твердість	1,5 – 2,0
Спайність	досить недосконала або відсутня
Злам	нерівний до раковистого
Колір	чиста сірка — солом'яно- або медово-жовта, жовтувато-бура; домішки надають коричневого, червонуватого, сірого і навіть чорного забарвлення
Риска	жовтувата або безбарвна
Прозорість	напівпрозора або просвічує в тонких краях, непрозора
Щільність	2,0 – 2,1 г/см ³

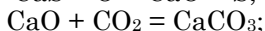
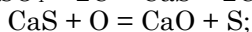
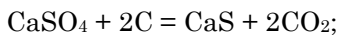
Діагностичні ознаки. низька твердість, жовтий колір, легкоплавка (112 °С). Горить блакитним полум'ям з утворенням різкого задушливого сірчастого газу (SO_2). Не проводить струм, тепло. У воді не розчинна.

Форми виділення. У природі трапляється у вигляді друз, суцільних кристалічних або натічних виділень, землистих мас, налетів, псевдоморфоз по органічних рештках. Більше її у поверхневих горизонталіях земної кори, глибше трапляється у вигляді різних сполук, частіше сульфідів.

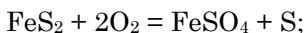
Походження сірки різноманітне:

1) осадове, біохімічне, як результат життєдіяльності сірчаних бактерій, здатних окиснювати сірководень із виділенням сірки у вільному стані, яка заповнює внутрішні порожнини тіл бактерій;

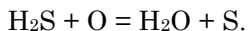
2) відновлення сульфатів, в основному гіпсу $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, за участю органічних речовин:



3) у зоні окиснення сульфідів:



4) під час вулканічних вивержень, коли сірка конденсується безпосередньо з пари або виділяється з H_2S при окисненні в повітрі:



У земній корі хімічно інертна.

Родовища сірки відомі в Середній Азії, Поволжі, Дагестані, Придністров'ї, Уралі. В Україні в Передкарпатті (Роздольське, Немировське), Подорожнянське.

Народногосподарське значення мінералу полягає в широкому застосуванні його в хімічній промисловості для виробництва сірчаної кислоти, целюлозно-паперовій, гумовій, шкіряній, скляній, фарбовій, сирникової, цементній промисловості, для виробництва вибухових речовин.

У сільському господарстві різні сполуки і препарати сірки використовують для захисту рослин у вигляді грудкової меленої сірки, колоїдної сірки як фунгіцид та акарицид проти борошнисто розсіяних грибів та павутинних кліщів. Грудкову сірку використовують для знезараження теплиць, овоче- та плодосховищ сірчистим газом (SO_2), який утворюється під час горіння сірки. Застосовують її також у складі різних сіркоорганічних отрутохімікатів, для хімічного консервування рослинних продуктів та кормів, як фармакологічні препарати у ветеринарній практиці. Сірка — незамінний елемент живлення рослин; рослини засвоюють її з ґрунту у вигляді сульфатів, а листки — у вигляді SO_2 .

3.7.2. Клас сульфідів

До мінералів цього класу належать сірчисті сполуки металів. За хімічним складом розрізняють прості сульфіди, в які входить один метал (без урахування ізоморфних домішок) і так звані сульфосоли — солі відповідних сульфокислот, наприклад H_3AsS_3 .

Найголовнішими є сполуки сірки з Ag, Pb, Hg, Cd, Fe, Co, Ni, Bi, Sb.

У земній корі налічують понад 200 видів сульфідів, що становить близько 10 % числа усіх мінералів і 0,15 – 0,25 % маси земної кори.

Найпоширенішими є два мінерали сульфідів заліза — пірит та піротин, на частку яких припадає 3/4 маси усіх мінералів групи.

Більшість сульфідів мають подібні фізичні властивості. Для багатьох із них характерними є: металічний блиск; незначна твердість (від 2 до 4) за винятком сульфідів заліза (піриту, піротину), твердість яких становить 6–7, і молібденіту твердістю 1–2; велика щільність (понад 3,5 г/см³); непрозорість; електропровідність.

Походження цих мінералів переважно гідротермальне, може бути магматичним (скарнове) та екзогенним. Гіпергенні сульфідів утворюються у відновлювальних умовах внаслідок життєдіяльності мікроорганізмів і за наявності сірководню (H₂S). Вони стійкі тільки в умовах утворення, тобто на глибині земної кори, в зоні гіпергенезу піддаються вивітрюванню, легко окиснюються з утворенням оксидів, гідроксидів, кислот, солей (карбонатів, сульфатів, силікатів).

Переважає більшість руд кольорових металів представлена їх сульфідами, тому родовища цих металів мають промислове значення.

Пірит FeS₂ (залізний, або сірчаний, колчедан). Назву дістав у 50 р. н.е. від грецького слова *πυρίτης* — обпалений вогнем (внаслідок удару по мінералу сталевим предметом він випускає яскраві іскри). Найпоширеніший мінерал класу сульфідів.

Хімічний склад, %: Fe — 46,6, S — 53,4, домішки Cu, Zn, Ag, Au та ін.

Фізичні властивості

Блиск	металічний
Твердість	6,0 – 6,5
Спайність	відсутня, недосконала
Злам	нерівний, інколи раковистий
Колір	солом'яно-жовтий, бура мінливість
Риска	бурувато- або зеленкувато-чорна
Прозорість	непрозорий, крихкий
Щільність	4,9 – 5,2 г/см ³

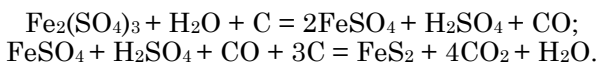
Діагностичні ознаки. солом'яно-жовте забарвлення, кубічна або пентадодекаедрична зі штриховкою на гранях форма кристалів, велика твердість, поганий провідник струму. Від халькопіриту різниться формою кристалів, більшою твердістю, світлішим забарвленням, від марказиту — формою кристалів. Від удару викидає іскри, має запах сірчастого ангідриду.

Форми виділення. У земній корі трапляється у вигляді друз, краплень в гірських породах, зернистих мас. В осадових породах пірит нерідко виявляють у кулеподібних конкреціях із радіально-променевою будовою жовен.

Походження різноманітне: магматичне, контактено-метасоматичне, гідротермальне, метаморфічне, осадове. Утворення піриту в осадових породах пов'язане з виділенням його з поверхневих водних

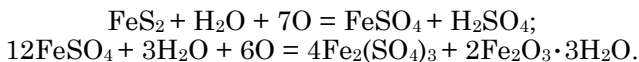
розчинів, які містять різні розчинні солі заліза. Ці солі за наявності великої кількості органічних речовин у породах під дією вуглецю органічних речовин піддаються відновленню з утворенням FeS_2 — піриту. Тому спостерігаються псевдоморфози піриту на різних органічних рештках (дерево, кістки, черепашки молюсків тощо). Пірит може утворюватись на дні різних водойм, боліт, озер, морів, там де за нестачі кисню відбувається гниття органічних речовин. Спочатку сульфід заліза виділяється у формі особливої колоїдної односірчистої маси чорного кольору (гідротроїліту $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$), яка з часом перетворюється на мельниковіт, а потім на марказит або пірит. Сучасними методами гідротроїліт не вивчений, тому його конституція залишається проблематичною.

Схему процесу відновлення сульфатів можна уявити так:



Ці процеси можуть відбуватися й за участю особливих сіркобактерій (Beggiatoa).

У зоні окиснення пірит малостійкий. Під дією кисню і води пірит, марказит піддаються вивітрюванню з утворенням гідроксидів заліза, здебільшого лимоніту, сірчаної кислоти, сульфатів, карбонатів:



Виділена внаслідок вивітрювання H_2SO_4 бере активну участь у процесах осадового мінералоутворення, наприклад перетворює глинисті породи на алуніти (галунове каміння $\text{KAl}_2(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$), зумовлює підкислення ґрунтового розчину в ґрунтах.

Великі *родовища* піриту знаходяться на Уралі, Алтаї (Росія), в Азербайджані, Іспанії, Норвегії. Мінерал досить поширений і в Україні.

Застосування. Пірит є важливою сировиною для отримання сірчаної кислоти, яку використовують і для виробництва фосфорних добрив. Після випалювання недогарки застосовують як залізну руду, у сільському господарстві піритні недогарки, що містять мідь, використовують як мідні мікродобрива.

Марказит FeS_2 (променистий колчедан). Марказит — поліморфний різновид FeS_2 , що кристалізується в ромбічній сингонії.

На відміну від піриту ніколи не трапляється в кубічних кристалах. Кристали марказиту табличчасті, інколи короткостовпчасті, списоподібні. Чорні порошкоподібні різновиди називають *мельниковітом*.

Самостійних родовищ не утворює, як і пірит є шкідливою домішкою у вугіллі, глинах.

Фізичні властивості такі самі, як і у піриту. Трапляється рідше.

Діагностичні ознаки. псевдоморфози на органічних рештках, конкреції, жовна, велика щільність, дряпає сталь, скло, на відміну від піриту на свіжому зламі має зеленкуватий відтінок.

Зазнає вивітрювання з утворенням гідроксидів заліза (лимоніту), сульфатів, карбонатів, сірчаної кислоти.

Халькопірит CuFeS_2 (мідний колчедан). Назва походить від грецьких слів $\chi\alpha\lambda\kappa\acute{\omicron}\varsigma$ — мідь, $\pi\upsilon\rho\acute{\iota}\tau\eta\varsigma$ — вогонь.

Хімічний склад, %: Cu — 34,6, Fe — 30,5, S — 34,9. Містить домішки Au, Ag, Sn.

Фізичні властивості

Блиск	металічний
Твердість	3,5 – 4,0
Спайність	недосконала
Злам	нерівний, раковистий
Колір	латунно-жовтий, мінливість строката
Риска	чорна, зеленкувато-чорна
Прозорість	непрозорий
Щільність	4,2 г/см ³

Діагностичні ознаки. латунно-жовте забарвлення, зеленкувато-чорна риска, строката мінливість. Від піриту різниться темнішим забарвленням, меншою твердістю, відсутністю кубічних кристалів, залишається подряпина від ножа.

Форми виділення. В земній корі трапляється у вигляді суцільних зернистих мас або вкраплень.

Походження різноманітне: магматичне, скарнове, екзогенне (осадове), найчастіше гідротермальне.

На поверхні осадної кори нестійкий, піддається вивітрюванню, в результаті чого утворюються: самородна мідь, халькозин (Cu_2S), ковелін (CuS), куприт (Cu_2O), малахіт ($\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$), азурит ($2\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$), халькантит ($\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$), хризокола ($\text{Cu}_3(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$). Залізо халькопіриту переходить у мелантерит (залізний купорос) $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ і лимоніт $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Родовища халькопіриту знаходяться на Уралі, Кавказі, Алтаї, в Закавказзі, Середній Азії, США. Мінерал поширений в Україні, але не утворює значних родовищ.

Застосування. Практичне значення полягає в тому, що цей мінерал є найважливішою рудою міді. Мідні препарати (мідний купорос) використовують як засіб захисту рослин (бордоська рідина), у ветеринарії при захворюванні тварин на лизуку.

Галеніт PbS (свинцевий блиск). Назву дав Пліній у 77 р. н.е. за латинською назвою «свинцева руда», або «свинцева окалина», яка залишається після виплавляння свинцю.

Хімічний склад, %: Pb — 86,6, S — 13,4, домішки Ag, Cu, Zn та ін.

Фізичні властивості

Блиск	металічний
Твердість	2 – 3
Спайність	досить досконала по кубу в трьох напрямках
Злам	ступінчастий
Колір	свинцево-сірий
Риска	сіра
Прозорість	непрозорий
Щільність	7,4 – 7,6 г/см ³

Діагностичні ознаки: невелика твердість, досконала спайність, велика щільність, легкоплавкий, розчинний у HNO_3 , слабо електрорівідний.

Форми виділення. В природі трапляється у вигляді окремих кристалів, друз або утворює зернисті суцільні маси.

Походження переважно гідротермальне, метасоматичне, осадове. В осадових породах може бути у вигляді вкраплень, псевдоморфоз на окремих мінералах і органічних рештках.

У зоні окиснення нестійкий, піддається вивітрюванню з утворенням церуситу (PbCO_3), англезиту (PbSO_4), піроморфіту ($\text{Pb}_5\text{Cl}(\text{PO}_4)_3$) та ін.

Мінерал *поширений* на Алтаї, в Якутії, Забайкаллі, на Кавказі, в Таджикистані, середньо поширений в Україні (Прикарпаття і Закарпаття).

Застосування. Галеніт — головна руда для видобування свинцю і срібла.

Сфалерит ZnS (цинкова обманка). Назва мінералу походить від грецького слова *сфалерос* — обманливий.

Хімічний склад, %: Zn — 67,06, S — 32,94 %, як правило містить домішки Fe (до 20 %), Mn, Cu, Cd, Pb, Mg, Ga, Sn та ін.

Фізичні властивості

Блиск	алмазний, у темних різновидів металоподібний
Твердість	3 – 4
Спайність	досконала
Злам	ступінчастий
Колір	жовтий, зеленкуватий, червонуватий, коричневий, безбарвний
Риска	жовта, бура
Прозорість	непрозорий
Щільність	3,5 – 4,2 г/см ³

Діагностичні ознаки: алмазний блиск, досконала спайність, ізометрична форма кристалів.

Форми виділення. Окремі кристали, двійники, суцільні, зернисті, зрідка прихованокристалічні агрегати.

Походження: гідротермальне, екзогенне — в осадових породах, інколи в родовищах вугілля.

У поверхневій частині земної кори піддається вивітрюванню (окисненню) з утворенням вторинних мінералів: смітсоніту (ZnCO_3), геміфорфіту ($\text{Zn}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$), гідроцинкіту ($\text{Zn}_5[(\text{OH})_3\text{CO}_3]_2$) та ін.

Поширений у Росії, в Україні (Нагольний кряж Донбасу), у США, Швеції, Польщі, Іспанії та ін.

Застосування. Сфалерит — важлива руда цинку, з якої добувають різні метали, що містяться в ній як домішки.

Цинк входить до складу отрутохімікатів (зооцидів); 0,01 – 0,03%-м розчином сульфату цинку проводять передпосівну обробку насіння кукурудзи та інших однорічних рослин, обприскують багаторічні насадження. $ZnSO_4$ застосовують як добриво, що містить мікроелемент цинк. $ZnSO_4$ та ZnO використовують з лікувальною метою для людини, тварин.

Арсенопірит $FeAsS$ (миш'яковий колчедан). Назва походить від латинського слова *arsenium* — арсен.

Хімічний склад, %: Fe — 34,3, As — 46,0, S — 19,7.

Фізичні властивості

Блиск	металічний
Твердість	6
Спайність	недосконала
Злам	нерівний, зернистий
Колір	олов'яно-білий до сталєво-сірого
Риска	сірувато-чорна
Прозорість	непрозорий
Щільність	6,0 г/см ³ , крихкий

Діагностичні ознаки. олов'яно-білий, сріблясто-білий колір, висока твердість, форма кристалів — стовпчасті, голчаті з різкою поздовжньою штриховкою. При ударі сталевим предметом випускає іскри з характерним синюватим димом і часниковим запахом арсену.

Походження. гідротермальне, контактово-метасоматичне. В земній корі окиснюється і переходить у землистий мінерал брудно-зеленого кольору — скородит $Fe[AsO_4] \cdot 2H_2O$.

Форми виділення. Добре виявлені призматичні кристали, зернисті агрегати.

Родовища відкрито на Уралі, в Казахстані, Таджикистані, Забайкаллі, Швеції, Україні.

Застосування. З арсенопіриту добувають арсен, потрібний для знищення шкідників сільськогосподарських рослин, використовують у медицині і хімічній промисловості.

Аурипігмент As_2S_3 . Назву дав Ю.Г. Валеріус у 1747 р. від латинського слова *auripigmentum* — золота фарба (за забарвленням мінералу і за припущення вмісту золота в ньому).

Хімічний склад, %: As — 61, S — 39.

Фізичні властивості

Блиск	перламутровий, алмазний до жирного
Твердість	1,5 – 2,0
Спайність	досить досконала
Злам	рівний, ступінчастий
Колір	лимонно-жовтий
Риска	лимонно-жовта, світліша за забарвлення мінералу
Прозорість	просвічує в тонких краях
Щільність	3,5 г/см ³

Діагностичні ознаки. яскравий лимонно-жовтий колір, низька твердість, досить досконала спайність, сильний алмазний і перламутровий блиск.

Форми виділення. В природі трапляється у вигляді землистих, зернистих мас, налетів.

Походження мінералу гідротермальне.

В земній корі піддається окисненню і переходить в арсеноліт As_2O_3 .

Родовища аурипігменту знаходяться в Грузії, Якутії, Греції, Румунії, Туреччині, Ірані, США.

Застосування. Всі сполуки арсену отруйні, тому є сировиною для отримання оксиду арсену, який використовують для боротьби зі шкідниками (гризунами) сільського господарства. Аурипігмент — руда арсену. Його також використовують для виготовлення жовтої фарби, в піротехніці (бенгальські вогні).

Реальгар AsS . Назву дав Ю.Г. Валеріус у 1747 р., походить від арабських слів *Raj al ghar* — шахтний пил, або пил копальні.

Хімічний склад, %: As — 70,1, S — 29,9.

Фізичні властивості

Блиск алмазний, смолистий до жирного

Твердість 1,5 – 2,0

Спайність досконала

Злам ступінчастий

Колір оранжево-червоний, яскраво-червоний

Риска світло-оранжева

Прозорість свіжі зразки прозорі

Щільність 3,55 г/см³

Діагностичні ознаки. низька твердість, червоний колір, світло-оранжева риска, асоціює з аурипігментом.

Форми виділення. В природі трапляється у вигляді друз, наетів, зернистих, землистих мас.

Походження гідротермальне. Трапляється як продукт сублімації при вулканізмі.

За тривалого і сильного освітлення реальгар руйнується і переходить в аурипігмент:



Реальгар Аурипігмент Арсеноліт

Родовища реальгару знаходяться в Закарпатті, Грузії, Туреччині, Румунії, Греції, Італії, США.

Застосовують реальгар як руду арсену.

Кіновар HgS . Назва походить від арабського слова «киннабарис» — драконова кров.

Хімічний склад, %: Hg — 86,2, S — 13,8. Як домішки іноді містить глини, бітумінозні органічні речовини, внаслідок чого забарвлюється у темний колір.

Фізичні властивості

Блиск	алмазний, металоподібний
Твердість	2,0 – 2,5
Спайність	досконала
Злам	ступінчастий
Колір	червоний, мінливість свинцево-сіра
Риска	червона
Прозорість	у тонких краях прозорий
Щільність	8,0 – 8,2 г/см ³ , крихкий

Діагностичні ознаки. низька твердість, червоний колір, червона риска, велика щільність, за нагрівання в пробірці виділяє ртуть.

Форми виділення. В природі сполуки ртуті трапляються у вигляді вкраплень, порошкоподібних примазок, налетів, зернистих і землистих мас.

Походження гідротермальне.

У зоні гіпергенезу на відміну від інших сульфідів відносно стійка, тому трапляється в алювіальних пісках (розсипищах).

Найбільше *родовище* кіноварі на Донбасі (Україна), відомі також родовища в Забайкаллі, Середній Азії, Західному Сибіру, Іспанії, Італії, Югославії, США, Китаї.

Застосування. Кіновар є майже єдиною рудою ртуті, а також природною фарбою. У сільському господарстві використовують для виробництва бактерицидів для боротьби з бактеріями, що викликають хвороби рослин.

Молібденіт MoS_2 (молібденовий блиск). Назву дав Дена у 1837 р.

Хімічний склад, %: Мо — 60,0, S — 40,0.

Фізичні властивості

Блиск	металічний, жирний на дотик
Твердість	1,0 – 1,5
Спайність	досконала
Злам	нерівний
Колір	свинцево-сірий
Риска	сіра із зеленкуватим, блакитним відтінком
Прозорість	непрозорий
Щільність	4,62 – 4,73 г/см ³

Діагностичні ознаки. металічний блиск, низька твердість, досконала спайність, на відміну від графіту дає сіру з блакитним відтінком риску.

Форми виділення. В природі трапляється у вигляді листоватих, лускуватих, зірчастих агрегатів.

Походження магматичне, гідротермальне, пневматолітове.

У земній корі піддається окисненню з утворенням молібденової вохри (феримолібдиту) $\text{Fe}[\text{MoO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ і повеліту $\text{Ca}[\text{MoO}_4]$.

Родовища скарбового типу знаходяться на Північному Кавказі, кварцові жили з молібденітом — у Забайкаллі. Є молібденові руди в Казахстані, Красноярському краї. Найбільші родовища — в США. Родовища молібденіту відомі в Китаї, Норвегії та інших країнах.

Застосування. Молібденіт — єдине джерело молібдену. Його широко застосовують у металургії, для виготовлення реактивів, у фарбовій промисловості, з молібдену виробляють молібденові добрива (молібдат амонію $(\text{NH}_4)_2\text{MoO}_4$ або молібдат натрію Na_2MoO_4).

3.7.3. Клас оксидів і гідроксидів

Оксиди — сполуки елементів з киснем; до складу гідроксидів входить також вода. Клас оксидів і гідроксидів об'єднує близько 200 мінералів: кварц, опал, гематит, лимоніт, корунд, боксит, піролюзит та ін. На частку цих мінералів припадає до 17 % усієї маси земної кори. Загальна маса одного лише кремнезему становить 12,6 % маси земної кори, а загальна маса оксидів і гідроксидів заліза — 3,9 %. Найбільше значення мають оксиди і гідроксиди алюмінію і мангану.

За хімічним складом вільні оксиди поділяють на прості (R_2O , R_2O_3 , RO_2) і складні, для яких характерні подвійні сполуки типу $RO \cdot R_2O_3$, та водні і безводні. Серед них поширений ізоморфізм, який спостерігається між Fe^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , Cr^{3+} , Nb^{3+} і Ta^+ . Гідроксиди містять гідроксильні групи (OH^-) або воду (H_2O).

Більшість із цих мінералів мають неметалічний блиск, високу твердість ($> 5,5$), різноманітний колір, для деяких із них діагностичною ознакою є колір риски, щільність пов'язана з хімічним складом і тому коливається від 2,3 до 8,2.

Походження мінералів цього класу різноманітне — магматичне, пегматитове, гідротермальне (корунд, гематит, магнетит, кварц та ін.), метаморфічне (кварц, гематит та ін.). Проте більшість із них мають екзогенне походження, тобто утворюються внаслідок вивітрювання мінералів ендегенного походження. В умовах кори вивітрювання багато з них стійкі, тому накопичуються в розсипищах (магнетит, каситерит та ін.).

Оксиди часто трапляються у вигляді окремих кристалів, зернистих, пухких землястих мас, порошкоподібних агрегатів, інколи прихованокристалічних або колоїдних мас.

Гідроксиди заліза, мангану, алюмінію (лимоніт, боксит та ін.) утворюються в корі вивітрювання і мають вигляд прихованокристалічних і колоїдних мас.

Більшість мінералів цього класу є важливими рудами заліза, хрому, мангану, алюмінію, титану, олова, урану та ін. Вони входять до складу мінеральної частини ґрунту і впливають на забарвлення і властивості ґрунтів.

Клас оксидів поділяють на підкласи. Розглянемо найпоширеніші з них: оксиди силіцію, заліза, алюмінію, мангану.

Підклас оксидів і гідроксидів силіцію

До цього підкласу входять такі мінерали:

кварц SiO_2 — кристалічний;

халцедон SiO_2 — прихованокристалічний;

опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ — аморфний.

Кварц SiO_2 . Походження назви цього мінералу точно не відоме: деякі дослідники вважають, що вона пов'язана з давньо-слов'янським словом *twardy* — твердий камінь; інші стверджують, що вона походить від німецького слова *Querklüfterz* — руда січних жил.

Хімічний склад, %: Si — 46,7, O — 53,3. Деякі різновиди кварцу є майже хімічно чистими, але часто він містить чимало домішок та окремі вкраплення. Це один з найпоширеніших у земній корі і найбільш вивчений мінерал. Кварц трапляється в багатьох магматичних, метаморфічних і осадових породах. Це породоутворювальний мінерал.

Фізичні властивості

Блиск	скляний
Твердість	7
Спайність	цілком недосконала
Злам	раковистий, нерівний
Колір	різний: від безбарвного до чорного
Риска	відсутня
Прозорість	прозорий
Щільність	2,65 г/см ³

Залежно від кольору і прозорості розрізняють різновиди кварцу: *гірський криштал* (безбарвний, прозорий), *звичайний* (білий, молочно-білий, жовтуватий), *аметист* (фіолетовий, рожевий, блідо-рожевий), *моріон* (чорний), *раухтопаз* (димчастий), *хризопраз* (зелений), *авантюрин* (дрібнозернистий, золотистий або червоно-бурий із численними вкрапленнями мікроскопічної луски гідроксидів заліза та лусочок слюди).

Діагностичні ознаки: скляний блиск, велика твердість, відсутність спайності, раковистий злам, у кислотах не розчиняється (за винятком фторидної кислоти HF).

Форми виділення. В земній корі представлений окремими кристалами, друзами, жовнами, зернистими масами.

Походження різне: магматичне, пегматитове, гідротермальне, пневматолітове, метасоматичне, гіпергенне.

Кварц — стійкий проти вивітрювання мінерал, тому його зерна у вигляді уламків накопичуються у великій кількості в пісках різного походження, пісковиках, лесах, глинах.

За фізичного вивітрювання гірських порід кварц руйнується механічно і перетворюється на кутасті, а в разі перенесення вітром чи водою — на дрібніші округлі уламки.

Родовища кварцу знаходяться на Уралі, Алтаї, Кавказі, у Швейцарії, Бразилії, на Мадагаскарі. В Україні кварц трапляється в пегматитах на Волині.

Застосовують кварц в оптиці, радіотехніці, в скляній, керамічній промисловості, ювелірній справі.

Кварц — найпоширеніший мінерал ґрунтів. Вільний кварц часто становить 50–90 % піщаної фракції. Дрібніші часточки кварцу знаходяться у фракціях великого, середнього і дрібного пилу.

Халцедон SiO_2 . Назву дав у 77 р. до н.е. Пліній за назвою старовинного міста Халцедон (Калчедон) на березі Мармурового моря. Це тонкозернистий або прихованокристалічний різновид низькотемпературного кварцу, або β -кварцу. На 90–99 % складається із SiO_2 , решта — переважно оксиди Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO , вода.

Фізичні властивості

Блиск	восковий, жирний, матовий
Твердість	6,5 – 7,0
Спайність	відсутня
Злам	раковистий
Колір	різний: сірий, блакитно-жовтий, бурувато-жовтий
Риска.....	відсутня
Прозорість	напівпрозорий або просвічує в тонких краях
Щільність	2,59 – 2,63 г/см ³

Діагностичні ознаки. восковий або жирний блиск, висока твердість, прихованокристалічна внутрішня будова, просвічує в тонких краях.

Форми виділення. Має вигляд округлих, гроноподібних мас або скупчень неправильної форми, які заповнюють тріщини і пустоти.

Застосовують у ювелірній справі як напівкоштовний камінь, для різьблення по каменю, виготовлення інших художніх виробів. Смуґасті різновиди халцедону називають *агатом*.

Опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Назва походить від давньоіндійського (санскрит) слова «*ўпалас*» — коштовний камінь.

Аморфний різновид кремнезему з несталим вмістом води (від 1 до 4 %), часто містить домішки CaO , MgO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 .

Фізичні властивості

Блиск	матовий, восковий, скляний до смоляного
Твердість	5,5 – 6,5
Спайність	відсутня
Злам	нерівний, раковистий
Колір	від безбарвного до жовтого, оранжевого, зеленого, чорного
Риска.....	відсутня
Прозорість	напівпрозорий або просвічує в тонких краях
Щільність	1,9 – 2,3 г/см ³ , крихкий

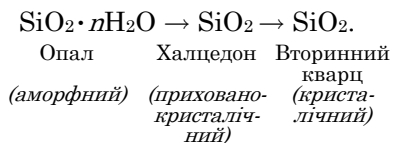
Діагностичні ознаки. характерний скляний або восковий блиск, на відміну від халцедону має меншу твердість, раковистий злам, крихкий. У разі нагрівання в пробірці виділяє воду.

Різновиди поділяють за кольором: *звичайний опал* (білий), *молочний* (білий з кольоровими відтінками), *вогняний* (яскраво-червоний, жовтий), *празопал* (яблунево-зелений), *благородний* (гра кольорів переважно блакитного, зеленого, фіолетового), *восковий* (восково-жовтий) та ін.

Форми виділення. Трапляється у вигляді натічних склоподібних форм, жовен, псевдоморфози по дереву. Часто є цементувальною речовиною.

Походження екзогенне — утворюється внаслідок вивітрювання силікатів, алюмосилікатів. Велика кількість опалової речовини формується біогенним шляхом під впливом життєдіяльності організмів, що мають силіцевий скелет. Гідротермальне походження опалу пов'язане з діяльністю гейзерів і гарячих джерел, що сприяють утворенню кременистих відкладів.

У корі вивітрювання з часом опал втрачає воду і переходить у халцедон, а потім у вторинний кварц:



Найбільші *родовища* благородних опалів знаходяться в Австралії, Угорщині, Чехії і Словаччині. Діатоміту — в Грузії, трепелу — в Поволжі, Калузькій, Курській областях.

Застосовують благородні опали як коштовне каміння. Діатоміти, трепел використовують у будівельній справі, як абразивний матеріал, а також для термоізоляції. Мінерал ґрунтів.

Підклас оксидів і гідроксидів заліза

Гематит Fe₂O₃ (червоний залізняк). Назва походить від грецького слова *αἷμα* — кров.

Хімічний склад, %: Fe — 70, O — 30, домішки FeO, TiO₂, SiO₂ та ін.

Фізичні властивості

Блиск	металічний, напівметалічний
Твердість	5,5 – 6,0
Спайність	відсутня
Злам	раковистий
Колір	від червоно-бурого до чорного
Риска	вишнево-червона
Прозорість	непрозорий
Щільність	5,0 – 5,2 г/см ³

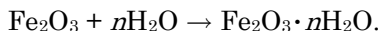
Діагностичні ознаки. характерні висока твердість, штриховка на гранях, сильний блиск із синюватим відблиском, вишнево-червона риска, відсутність магнітності.

Різновиди гематиту: *власне гематит* у вигляді пластинчастих кристалів, прихованокристалічний; *залізний блиск* — тонкопластинчасті кристали з металічним блиском; *скляна червона головка* — у вигляді натічної форми, всередині радіально-променевої будови; *червоний залізняк* — щільні або пухкі землісті маси червоного кольору.

Форми виділення. Трапляється у вигляді щільних зернистих, щільних або пухких землістих мас, друз.

Походження контактно-метасоматичне, метаморфічне, осадове.

У корі вивітрювання піддається гідратації з утворенням мінералів групи лимоніту:



Родовища: Криворізьке (Україна), Курська магнітна аномалія, Яковлівське (Білгородська область, Росія). Є родовища у США, Бразилії, Індії, Алжирі, КНР.

Застосовують як залізну руду, порошкоподібний різновид — для виготовлення червоної фарби, грифелів червоних олівців.

Магнетит $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, або **$\text{Fe}_3\text{O}_4$** (магнітний залізняк). За однією з версій назву дав Хайдингер у 1845 р. — за місцем знаходження в Магнезії (Греція), за іншою — назва походить від грецького μαγνήτης — магніт або магнітний камінь.

У хімічному відношенні — змішаний оксид заліза: Fe_2O_3 — 69 % і FeO — 31 %, Містить також домішки оксидів алюмінію, хрому, нікелю, силіцію, титану.

Фізичні властивості

Блиск	металічний, напівметалічний
Твердість	5,5 – 6,0
Спайність	недосконала
Злам	раковистий
Колір	залізно-чорний
Риска	чорна
Прозорість	непрозорий
Щільність	5,0 – 5,2 г/см ³

Діагностичні ознаки. велика твердість, залізно-чорний колір, чорна риска, дуже магнітний.

Різновиди магнетиту: титаномагнетит (містить Ti), хромомагнетит (містить Cr).

Походження контактно-метаморфічне, гідротермальне.

У земній корі зазнає окиснення, переходить у мартит (псевдоморфози гематиту по магнетиту), а потім гідратації і переходить у різні мінерали групи лимоніту.

Родовища: Криворізьке (Україна), Курська магнітна аномалія, Качарське, Сарбайське (неподалік Кустаная), Першоуральське. Є родовища в США, Бразилії, Індії.

Застосовують як залізну руду.

Лимоніт $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (бурий залізняк). Назва мінералу походить від грецького слова $\lambda\epsilon\iota\mu\acute{o}\nu$ — лука.

У хімічному відношенні є неоднорідною речовиною несталого складу, тому що кількісне співвідношення між Fe_2O_3 і H_2O різко змінюється. Залежно від вмісту води серед водних гідратів оксидів заліза розрізняють такі різновиди:

- гетит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (1 : 1)
- гідрогетит $3\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (3 : 4)
- лимоніт $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (2 : 3)
- лимніт $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (1 : 3)

Найстійкішим гідратом оксиду заліза є гетит, який містить 89,89 % Fe_2O_3 і 10,11 % H_2O .

Фізичні властивості

- Блискнапівметалічний, тьмянний
- Твердість1,0 – 5,5
- Спайністьвідсутня
- Зламраковистий, землистий
- Колірвід іржаво-бурого до бурого і чорного
- Рискабура, іржаво-бура
- Прозорістьнепрозорий
- Щільність3,3 – 4,0 г/см³

Діагностичні ознаки. під час нагрівання виділяє воду, незалежно від кольору риска завжди бура.

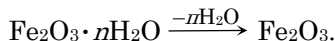
Різновиди лимоніту: *бура склиста головка* — сферична натічна форма з блискучою поверхнею чорного або темно-бурого кольору; *оолітовий бурий залізняк* — темно-бурого або жовто-бурого кольору, складається зі скупчення дрібних концентрично-шкаралупчастих коржиків, кульок; *бурий залізняк* — землісті, пухкі і щільні різновиди вохристо-жовтого і чорного кольору.

Форми виділення. Трапляються землісті маси, щільні або натічні маси, конкреції, ооліти, «бобова руда», різноманітні псевдоморфози по інших мінеральних речовинах — піриту, марказиту, сидериту та органічних рештках.

Походження екзогенне (утворюється внаслідок вивітрювання мінералів, які містять залізо) та осадове (хімічне і біохімічне). Такі осади спостерігаються на дні озер та узбережжях морів.

Гідроксиди заліза можуть утворюватися і в ґрунтах під час вивітрювання мінеральної частини ґрунту, тоді їх вважають новоутвореннями.

У корі вивітрювання зазнає дегідратації з утворенням гематиту:



Родовища знаходяться в Криму, на Уралі, в Казахстані, на Кубі, у Франції, Люксембурзі.

Застосовують як руду для добування заліза.

Гідроксиди заліза можуть входити до складу аморфних речовин колоїдної фракції ґрунту й істотно впливати на фізичні, фізико-хімічні властивості і вбирну здатність ґрунтів, а також на їхнє забарвлення.

Підклас оксидів і гідроксидів алюмінію

Корунд Al_2O_3 . Назву дав Гревиль у 1798 р. за назвою мінералу від давньоіндійського (санскрит) kauruntaka — наждак.

Хімічний склад, %: Al — 52,2, O — 47,8, часто містить домішки Cr, Fe, Ti, Mn.

Фізичні властивості

Блиск	скляний до алмазного
Твердість	9,0
Спайність	відсутня
Злам	нерівний
Колір	блакитний, сірий, синій, бурий, червоний
Риска	відсутня
Прозорість	звичайний — непрозорий, сапфір, рубін — прозорі
Щільність	3,9 — 4,1 г/см ³

Діагностичні ознаки: велика твердість, форма кристалів пірамідальна і діжкоподібна, відсутність спайності, в кислотах, лугах не розчинний.

Різновиди корунду: рубін — червоний, сапфір — синій, наждак — темний, лейкосапфір — безбарвний.

Форми виділення. Трапляється у вигляді кристалів, суцільних зернистих агрегатів.

Походження магматичне, контактено-метаморфічне, пегматитове. У корі вивітрювання стійкий.

Родовища відкрито на Уралі, у Свердловській області (родовище Косий Брід), в Якутії, Казахстані, США, Греції, Азії, Таїланді, Індії, Верхній Бірмі.

Застосовують рубін і сапфір як коштовне каміння, звичайний корунд і наждак — як вогнетривкі та абразивні матеріали, прозорі різновиди — в точному приладобудуванні.

Боксит $Al_2O_3 \cdot nH_2O$. Назва мінералу походить від назви містечка Бо на півдні Франції, де його вперше було знайдено.

За хімічним складом — кристалогідрат глинозему, тобто $Al_2O_3 \cdot nH_2O$ з домішками Fe, Si, Ti. Неоднорідна речовина з несталими фізичними властивостями, тому його можна розглядати не як мінерал, а як гірську породу, до складу якої входять гідроксиди алюмінію (діаспор, гідраргіліт, беміт) і домішки каолініту, кремнезему, оксидів заліза.

Фізичні властивості

Блиск	матовий
Твердість	1,0 – 3,0
Спайність	досконала
Злам	нерівний
Колір	червоний, сірий, жовтий, білий
Риска	світла з різними відтінками, відповідає кольору мінералу
Прозорість	непрозорий
Щільність	2,5 – 3,5 г/см ³

Діагностичні ознаки: землясті, глиноподібні та каменисті скупчення темно-червоного кольору, з водою пластичної маси не утворює, на відміну від каоліну пісний на дотик.

Різновиди: діаспоровий, гідраргілітовий, залізистий, кремнисто-глинистий.

Походження: залишкові боксити, утворились внаслідок латеритного вивітрювання; осадові боксити платформеного типу — озерні, озерно-болотні, карстові; осадові боксити геосинклінального типу — прибережноморські.

Родовища є на Північному Уралі («Червона Шапочка»), у Ленінградській області («Тихвінське»), в Комі, Сибіру.

Застосовують як алюмінієву руду. Мінерал ґрунтів.

Підклас оксидів і гідроксидів мангану

Піролюзит MnO_2 . Назва походить від грецьких слів πῦρ — вогонь і λῦσις — миття; знищувальний, руйнівний.

Хімічний склад, %: Mn — 63,2, O — 36,8, є домішки Fe_2O_3 , SiO_2 , H_2O .

Фізичні властивості

Блиск	напівметалічний
Твердість	5,0 – 6,0
Спайність	відсутня
Злам	нерівний
Колір	чорний із синюватою мінливістю
Риска	чорна
Прозорість	непрозорий
Щільність	4,7 – 5,0 г/см ³

Діагностичні ознаки: чорний колір, чорна риска, невелика твердість, напівметалічний блиск. Розчиняється в соляній кислоті з виділенням хлору.

Форми виділення. Трапляється у вигляді суцільних кристалічних та аморфних мас, а також різних натічних форм.

Походження екзогенне в процесі вивітрювання мінералів та порід, що містять манган, осадове — в прибережних частинах вододойм.

Родовища є в Нікополі (Україна), Чиатурське (Грузія), в Індії, Гані, Бразилії.

Застосовують як манганову руду, у сталеливарній промисловості як добавку при виплавлянні сталі, для знебарвлення скла, забрудненого залізістими сполуками.

У сільському господарстві використовують як мікродобриво. Найефективніші манганові мікродобрива на ґрунтах бідних на розчинну форму цього металу (дерново-підзолисті піщані і супіщані ґрунти на вапняках і мергелях). У нейтральних і слабколужних ґрунтах манган міститься у сполуках у формі катіонів Mn^{3+} і Mn^{4+} , тому він мало розчинний у воді і малодоступний для рослин. У кислих ґрунтах він входить до складу сполук як катіон Mn^{2+} , тому добре доступний для рослин.

Псиломелан $MnO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$. Назва походить від грецьких слів $\psi\lambda\acute{o}\varsigma$ — лисий і $\mu\acute{\epsilon}\lambda\alpha\varsigma$ — чорний (так звана чорна скляна голова).

Склад мінералу невизначений, наближається до MnO_2 . Манган у псиломелані знаходиться в різних ступенях окиснення і різних кількостях. Вміст води в мінералі досягає 10 % і більше. Як домішки до його складу входять SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , BaO , Na_2O , K_2O , CoO .

Фізичні властивості

Блиск	металоподібний
Твердість	4,0 – 6,0
Спайність	відсутня
Злам	раковистий, землистий
Колір	чорний, бурий, сірий з відтінками
Риска	бурувато-чорна
Прозорість	непрозорий
Щільність	4,0 – 4,7 г/см ³

Діагностичні ознаки: бурувато-чорна, коричнево-чорна риска.

Різновиди вад — пухкі, землісті маси з малою твердістю; *абсолан* — містить домішки кобальту.

Форми виділення. Трапляється у вигляді прошарків, натічних форм.

Походження екзогенне у разі окиснення різних мінералів, які містять манган, та манганових руд, а також осадове — у водних басейнах.

Родовища є в Нікополі (Україна), на Уралі (Росія), в Казахстані (Джездинське), Грузії (Чиатурське).

Застосовують вад як манганову руду, абсолан — як кобальтову руду. В сільському господарстві — як руди, що містять мікроелементи Mn і Co .

3.7.4. Клас солей кисневмісних кислот

Підклас карбонати

Карбонати — солі карбонатної кислоти. Відомо близько 80 видів карбонатів, маса яких у земній корі становить 1,7 %. Найпоширенішими є безводні прості карбонати кальцію, мангану, заліза. В земній корі також трапляються карбонати натрію, барію, стронцію, міді, свинцю і цинку. Менш поширені складні карбонати, що містять додаткові аніони: OH^- , Cl^- , SO_4^{2-} , PO_4^{3-} . Серед карбонатів часто трапляється ізоморфізм.

Карбонати мають переважно світлий колір: білий, сірий, рожевий та інші за винятком карбонатів міді, які мають зелений і синій кольори. Твердість їх становить 3,0 – 4,5, щільність невелика за винятком карбонатів цинку, свинцю, барію.

Для карбонатів характерна реакція з розбавленим розчином (10%-м) HCl , в результаті якої виділяється CO_2 . Ця реакція залежно від виду карбонату може відбуватися на холоді або за нагрівання.

Карбонати мають велике практичне значення для промисловості і сільського господарства.

Карбонати кальцію CaCO_3 і магнію MgCO_3 є важливими складовими частинами таких ґрунтотворних порід як леси і лесоподібні суглинки.

Кальцит CaCO_3 (вапняковий шпат). Назва кальциту походить від латинського слова *calcium* — кальцій, або *calcis* — вапняк, вапняковий камінь.

Хімічний склад, %: CaO — 56, CO_2 — 44. Як домішки можуть міститися FeCO_3 , MnCO_3 та ін.

Фізичні властивості

Блискскляний, інколи перламутровий

Твердість3

Спайністьдосконала в трьох напрямках

Зламступінчастий

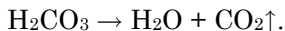
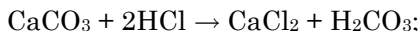
Колірбезбарвний або світлий з відтінками

Рискабіла

Прозорістьпрозорий, напівпрозорий, непрозорий

Щільність2,6 – 2,8 г/см³

Діагностичні ознаки: низька твердість, досконала спайність, бурхливо реагує з холодним розчином (10%-м) HCl з виділенням CO_2 (кипить):



Різновиди: ісландський шпат — прозорий; паперовий шпат — листуватий; звичайний кальцит — зернистий; перли відкладаються всередині черепашок деяких молюсків.

Форми виділення. Трапляються двійники, друзи, суцільні зернисті, землясті, прихованокристалічні маси, натічні утворення (сталактити, сталагміти).

Походження гідротермальне, метаморфічне, осадове (біогенне, хімічне).

Поклади кальциту виявлено в Росії, Середній Азії, Криму, Донбасі, Італії, Ісландії.

Застосування. Вапняк застосовують у будівництві, хімічній, цукровій, металургійній промисловості, ювелірній справі. В сільському господарстві його використовують для вапнування ґрунтів і як компонент інсектицидів, ним білять стовбури дерев.

Кальцит — один із найпоширеніших мінералів ґрунтів, який значною мірою впливає на процеси структуроутворення і формування родючості ґрунтів. На карбонатних ґрунтоутвореннях в умовах помірного клімату під трав'янистою рослинністю формуються найродючіші ґрунти — чорноземи.

Арагоніт CaCO_3 . Назву дав А.Г. Вернер у 1796 р. за назвою місцевості Арагон в Іспанії.

Хімічний склад, %: CaO — 56, CO_2 — 44, інколи містить домішки стронцію, свинцю, зрідка — цинку.

Фізичні властивості

Блиск	скляний, жирний
Твердість	3,5
Спайність	недосконала
Злам	раковистий
Колір	білий, жовтувато-білий, світло-зелений, фіолетовий
Риска	біла
Прозорість	прозорий, напівпрозорий
Щільність	2,95 г/см ³

Діагностичні ознаки. від кальциту різниться відсутністю спайності, більшою твердістю. При нагріванні з $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$ порошок арагоніту забарвлюється в фіолетовий колір, порошок кальциту майже не змінює кольору або забарвлюється в синюватий чи зеленкуватий колір у разі тривалого кип'ятіння.

Форми виділення. Трапляються друзи, голчасті, радіально-променеві агрегати, натічні утворення, ооліти.

Походження переважно гіпергенне і гідротермальне. Утворюється з гарячих кальційвмісних карбонатних вод (кальцит із холодних), а також у корі вивітрювання під час вивітрювання гірських порід і в зоні окиснення рудних родовищ.

У корі вивітрювання менш стійкий, ніж кальцит і з підвищенням температури переходить у кальцит.

Поклади знайдено в Узбекистані, Чехії, Сицилії. В земній корі менш поширений, ніж кальцит.

Застосовують як і кальцит, а також для виготовлення прикрас і творів мистецтва.

Магнезит $MgCO_3$. Назва походить від грецької назви Магнесія — області Фесалії — великої країни Греції, оточеної з усіх боків горами, що колись за переказом була озером.

Хімічний склад, %: MgO — 47,6, CO_2 — 52,4, містить домішки $FeCO_3$, $CaCO_3$, $MnCO_3$ та ін.

Фізичні властивості

Блиск	скляний, матовий
Твердість	4,0 – 4,5
Спайність	досконала
Злам	нерівний, раковистий у фарфороподібних різновидів
Колір	білий з різними відтінками
Риска	біла
Прозорість	прозорий, напівпрозорий
Щільність	2,9 – 3,1 г/см ³

Діагностичні ознаки. на відміну від кальциту має більшу твердість, з HCl реагує під час нагрівання, від крейди і каолініту різниться більшою твердістю.

Форми виділення. Грубозернисті мармуро- чи крейдоподібні аморфні маси.

Походження гідротермальне, метасоматичне.

Родовища магнезиту є в Росії (Урал, Іркутська область), у Китаї, Австрії, Канаді, США.

Застосовують магнезит для виробництва вогнетривкої цегли, металічного магнію, цементу. На кислих легких ґрунтах — як магній-вмісне добриво.

Доломіт $CaCO_3 \cdot MgCO_3$ (магнезійний шпат). Назву дав Н.Т. Соссюр у 1792 р. на честь французького хіміка Д. Долом'є (1750 – 1801), який відкрив доломіт.

Хімічний склад, %: CaO — 30,4, MgO — 21,7, CO_2 — 47,9; Ca і Mg часто заміщуються на Fe і Mn , рідше — на Co і Zn .

Фізичні властивості

Блиск	скляний, перламутровий
Твердість	3,6 – 4,0
Спайність	досконала
Злам	ступінчастий
Колір	білий, зеленкуватий, сірий, чорний
Риска	біла
Прозорість	прозорий, напівпрозорий
Щільність	2,8 г/см ³

Діагностичні ознаки. у порошкоподібному стані «кипить» від додавання HCl , у твердому стані — від додавання гарячої HCl .

Форми виділення. Зернисті, землисті маси.

Походження осадове (хімічний осад), гідротермальне.

Родовища знаходяться на Уралі, в Донбасі, Середній Азії, Сибіру, Кавказі.

Застосовують як будівельний матеріал, у цементній промисловості, як агрономічну руду для вапнування кислих ґрунтів. Доломітове «борошно» змінює не тільки реакцію ґрунтового розчину, а й напрямок ґрунтотворного процесу, підвищує забезпеченість рослин кальцієм і магнієм.

Сидерит FeCO_3 (залізистий шпат). Назва походить від грецького слова *σίδηριτης* — залізій.

Хімічний склад, %: FeO — 62,1, CO_2 — 37,9, як домішки містить CaCO_3 , MgCO_3 , MnCO_3 та ін.

Фізичні властивості

Блиск	скляний
Твердість	3,5 – 4,5
Спайність	досконала
Злам	нерівний
Колір	горохувато-жовтий, зеленкуватий, сірий, бурий
Риска	біла, бурувата
Прозорість	напівпрозорий, прозорий
Щільність	3,7 – 3,9 г/см ³

Діагностичні ознаки: після прожарювання стає магнітним, спайність досконала, щільність висока. В HCl розчиняється порівняно легко, місце взаємодії мінералу з HCl жовкне внаслідок утворення FeCl_3 .

Форми виділення. Зернисті, землисті, щільні маси, інколи у вигляді конкрецій.

Походження гідротермальне, метасоматичне, метаморфічне, осадове.

У зоні окиснення нестійкий, легко розкладається і переходить у гідрати оксидів заліза з утворенням «залізних капелюхів».

Родовища знаходяться в Росії (Південний Урал — Бакальське), в Австрії, Іспанії, Польщі, Англії, США.

Застосовують як залізну руду.

Малахіт $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu(OH)}_2$. Назва мінералу походить від грецького слова *μαλάχη* — мальва, що пов'язано з кольором мінералу.

Хімічний склад, %: CuO — 71,9, CO_2 — 19,9, H_2O — 8,2.

Фізичні властивості

Блиск	скляний, шовковистий
Твердість	3,5
Спайність	відсутня
Злам	нерівний, раковистий
Колір	зелений
Риска	блідо-зелена
Прозорість	непрозорий
Щільність	4,0 г/см ³

Діагностичні ознаки: зелене забарвлення, натічні форми, форми агрегатів, бурхливо реагує з HCl .

Форми виділення. Землисті і натічні агрегати.

Походження гіпергенне. Мінерал залягає у верхніх горизонтах земної кори, в зоні окиснення різних мідних родовищ. Малахіт — найстійкіший мідний мінерал на земній поверхні, інші мідні мінерали внаслідок вивітрювання перетворюються на малахіт.

Родовища знаходяться на Уралі, в Казахстані.

Застосовують малахіт як мідну руду, сировину для фарб, щільні суцільні форми — для виготовлення прикрас і витворів мистецтва. Мідь входить до складу мікродобрих, фунгіцидів (бордоська суміш). Широко застосовують у ветеринарії.

Азурит $2\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$ (мідна синька). Назва походить від французького слова *azur* — блакить, що пов'язано з кольором мінералу.

Хімічний склад, %: CuO — 69,2, CO_2 — 25,6, H_2O — 5,2.

Фізичні властивості

Блиск	скляний
Твердість	3,5 – 4,0
Спайність	відсутня
Злам	раковистий
Колір	темно-синій
Риска	блакитна
Прозорість	непрозорий, прозорий, напівпрозорий
Щільність	3,7 – 3,9 г/см ³

Діагностичні ознаки. синій колір, бурхливо реагує з HCl .

Різновиди. мідна синька — землистий різновид.

Форми виділення. Землисті і натічні агрегати.

Походження гіпергенне, утворюється в зоні окиснення сульфідних руд.

Родовища спільні з малахітом. Дуже красиві кристали трапляються в Намібії, Франції, США, Англії, Австралії.

Застосовують азурит як мідну руду, сировину для добування синьої фарби.

Підклас фосфатів

Фосфати — це мінерали, які є солями ортофосфорної кислоти.

У земній корі налічується близько 350 видів фосфатів. За масою вони становлять 0,7 – 1 % маси земної кори. Переважають сполуки кальцію, магнію, заліза, мангану, алюмінію. Їх поділяють на безводні (апатит) і водні (фосфорит, віваніт).

Походження фосфатів магматичне, пневматолітове, гідротермальне, осадве морське й іноді континентальне.

Найголовніші фосфатні мінерали: хлорапатит — $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$, фторапатит — $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$, гідроксилапатит — $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$ та ін.

Фосфати — агрономічні руди.

Апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$. Назва походить від грецького слова *άπατη* — помилкова думка, оскільки цей мінерал тривалий час помилково вважали іншим.

Розрізняють два його різновиди: фторапатит (*хімічний склад*, %: CaO — 55,5, P_2O_5 — 42,3, F — 3,8) і хлорапатит (*хімічний склад*, %: CaO — 53,8, P_2O_5 — 41,0, Cl — 6,8).

Фізичні властивості

Блиск	скляний, жирний
Твердість	5
Спайність	недосконала
Злам	раковистий, скалкуватий
Колір	жовто-зелений, білий, блакитний
Риска	світла
Прозорість	непрозорий
Щільність	3,18 – 3,21 г/см ³

Діагностичні ознаки. апатит визначають за формою кристалів (шестигранні призми), твердістю (5), і недосконалою спайністю. Не розчинний у воді, добре розчиняється в кислотах HCl , HNO_3 , H_2SO_4 .

Походження магматичне, гідротермальне, пневматолітове. В зоні гіпергенезу хімічно стійкий, тому трапляється в розсипищах.

Форми знаходження в природі. Друзи — зернисті, щільні, дрібнокристалічні, інколи землясті маси.

Найбільші *родовища* апатиту знаходяться на Кольському півострові (Хібінське), в Забайкаллі (Слюдянське), Східному Сибіру (на р. Маме), Південному Уралі. В Україні промислове значення має апатит із габро-анортозитів, карбонатитів, метасомотитів Українського щита.

Застосовують апатит як агрономічну руду, з нього виробляють суперфосфат, фосфорну кислоту.

Фосфорит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{Cl}, \text{F})$. *Фосфорити* — поліморфна суміш $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{Cl}, \text{F})$ з домішками гіпсу, глини, піску, органічних речовин, тобто це гірська порода несталого хімічного і неоднорідного мінерального складу, що впливає на її фізичні властивості. Вміст органічних речовин у складі фосфоритів коливається від 1 до 30 %, вміст фосфору — від 10 до 40 %.

Фізичні властивості

Блиск	матовий
Твердість	2 – 5
Спайність	відсутня
Злам	нерівний
Колір	білий, чорний, жовтий, сірий, бурий
Риска	сіра
Прозорість	непрозорий
Щільність	2,2 – 3,2 г/см ³

Діагностичні ознаки. аморфна будова, під час тертя свіжих улаmkів фосфоритів один об одного з'являється бітумінозний запах, що

нагадує запах паленої кістки. Фосфорити майже не розчинні у воді, добре розчиняються в кислотах.

Походження біогенне — в результаті життєдіяльності організмів. Фосфорити утворюють пласти різної потужності (від декількох сантиметрів до 15 – 17 м) в товщі глинистих порід, вапняків, пісковиків. Часто трапляються псевдоморфози по викопних рештках (черепашках, кістках тварин).

Форми знаходження в природі. Конкреції, жовна, псевдоморфози, суцільні маси.

Поклади фосфоритів є в Росії, Південному Казахстані. В Україні значне скупчення фосфоритів виявлено в Донецько-Дніпровській западині, а також у Придністров'ї, на Закарпатті, окраїні Донбасу (м. Ізюм) та ін. Великі скупчення фосфоритів відомі в Африці (Алжир, Туніс, Марокко), США (штат Флорида).

Застосовують фосфорити як сировину для виробництва фосфорних добрив або безпосередньо як добрива (після подрібнення) на кислих ґрунтах.

Вівіаніт $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ (синя болотна руда). Названий вівіаніт у 1817 р. на честь англійського мінералога Дж. Вівіана.

Хімічний склад, %: FeO — 43, P₂O₅ — 28,3, H₂O — 27,8, іноді містить Fe₂O₃.

Фізичні властивості

Блиск	скляний
Твердість	1,5 – 2,0
Спайність	досконала
Злам	землистий
Колір	свіжий мінерал безбарвний, після окиснення стає спочатку синім, зеленим, а потім бурим
Риска	світла
Прозорість	непрозорий
Щільність	2,58 – 2,68 г/см ³

Діагностичні ознаки. має різні відтінки синього кольору, радіально-променеві агрегати. Легко сплавляється на паяльній трубці в чорну магнітну кульку, полум'я забарвлює в блакитно-зелений колір. У воді не розчинний, в розчині цитрату амонію розчинність його коливається від 40 до 90 %, розчинний у кислотах.

Форми знаходження у природі. Трапляється у вигляді землистих мас, конкреційних стягнень у глинах у сучасних відкладах разом з органічними рештками: деревиною, що гние, кістками, у лігніні і торфі, в болотній залізній руді.

Походження екзогенне. Трапляється в торфовищах і залізрудних покладах озерного і морського походження.

Поклади вівіаніту відомі в торфовищах Московської та інших областей Росії, високозольних низинних торфовищах переважно на Поліссі України, де залягає шарами до 25 см завтовшки або окремими гніздами, в залізних рудах у Криму (поблизу Керчі).

Застосовують вівіаніт у сільському господарстві як місцеве фосфатне добриво (готують торфокомпости), у промисловості для виготовлення дешевої синьої фарби.

Підклас сульфатів

Сульфати — це солі сірчаної кислоти. До підкласу сульфатів належить близько 260 мінералів: гіпс, ангідрит, барит, мірабіліт та ін. Проте загальна маса їх становить не більше 0,1 % маси земної кори. Переважно ці мінерали є солями натрію, калію, кальцію, магнію, заліза, алюмінію, барію та інших металів. Мінерали цього підкласу здебільшого гіпергенного походження: хімічні озерні і морські осади, продукти окиснення сульфідів, сірки. Відомі сульфати і як продукти вулканічної діяльності.

Розрізняють дві основні групи сульфатів: водні і безводні.

Внаслідок доброї розчинності багато сульфатів легко перевідкладаються. На повітрі вони можуть втрачати воду і переходити в безводний стан, а в умовах надлишку води або вологи повітря часто переходять у водний стан.

Вони можуть реагувати з розчинами й утворювати різні види нових мінералів.

Характерними ознаками сульфатів є неметалічний блиск, мала твердість (2 – 3,5), на відміну від карбонатів у разі змочування розбавленим розчином HCl вуглекислий газ не виділяється.

Гіпс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (легкий шпат). Вважають, що назва мінералу походить від арабського слова «гебас» — білий або попелясто-сірий. У грецькій термінології назву γῆρας Теофраст застосовував для позначення крейди і гіпсу.

Типовий мінерал осадових гірських порід, який трапляється у вигляді самостійних покладів, а також у глинах, мергелях, пісках тощо. *Хімічний склад*, %: CaO — 32,5, SO₃ — 46,6, H₂O — 20,9.

Фізичні властивості

Блиск	скляний, перламутровий, шовковистий
Твердість	2
Спайність	досконала
Злам	скалкуватий, зернистий, раковистий
Колір	білий з різними відтінками до бурого і чорного
Риска	біла
Прозорість	прозорий, напівпрозорий, просвічує, непрозорий
Щільність	2,3 г/см ³

Діагностичні ознаки: мала твердість, досконала спайність. Під час нагрівання в пробірці біліє і виділяє воду.

Різновиди: звичайний кристалічний гіпс, листуватий гіпс (мар'їне скло), лускуватий (пінистий) гіпс, зернистий, дрібнокристалічний гіпс (алебастр), волокнистий гіпс (селеніт).

Форми знаходження в природі. Гіпс значно поширений у природі. У вигляді землянистих і щільних скупчень утворює пласти в осадових породах. Трапляються агрегати гіпсу у вигляді друз, щільних зернистих, листуватих, волокнистих мас, двійників, які називають «ластівчин хвіст».

Походження екзогенне (хімічний осад соляних озер, лагун), гіпергенне (результат гідратації ангідриту, вивітрювання сульфідів і самородної сірки), зрідка низькотемпературне гідротермальне.

Поклади гіпсу поширені в Росії, Казахстані, Туркменії, Узбекистані. В Україні промислові поклади гіпсу є на Донбасі, Поділлі, в Чернівецькій та Полтавській областях.

Застосовують гіпс у сільському господарстві для гіпсування солонцюватих ґрунтів, а також у різних галузях народного господарства: будівництві, виробництві паперу, фарб, у металургії та ін.

Ангідрит CaSO_4 . Назву дав А.Г. Вернер у 1804 р. (від *ан* і грец. ἄνθρ — безводний) на відміну від інших сульфатів кальцію.

Хімічний склад, %: CaO — 41,2, SO₃ — 58,8.

Фізичні властивості

Блиск	скляний, перламутровий
Твердість	3,0 – 3,5
Спайність	досконала
Злам	нерівний, зернистий, раковистий
Колір	білий з різними відтінками, безбарвний
Риска	біла, світло-сіра
Прозорість	прозорий, напівпрозорий
Щільність	3 г/см ³

Діагностичні ознаки: від кальциту різниться більшою щільністю, від гіпсу — більшою твердістю.

Форми знаходження в природі: суцільні дрібнозернисті мармуроподібні, інколи жердинисті маси.

Походження екзогенне. Утворюється внаслідок випадання в осад з морської води за температури понад 42 °С. Якщо у воді розчинена значна кількість NaCl і MgCl₂, ангідрит може відкладатися за температурою 20 – 30 °С. Частково може утворюватися під час дегідратації гіпсу.

У земній корі за нормального тиску і наявності води ангідрит переходить у гіпс зі збільшенням об'єму на 30 %.

Поклади ангідриту пов'язані з родовищами солей морського походження. Значні поклади знаходяться в Росії, Німеччині, Індії, США, Україні (Артемівське).

Аналогічно гіпсу ангідрит *застосовують* для хімічної меліорації солонців і солонцюватих ґрунтів, у будівництві.

Барит BaSO_4 (важкий шпат). Назва походить від грецького слова βαρύς — важкий (через велику щільність).

Хімічний склад, %: BaO — 65,7, SO₃ — 34,3, домішки Sr, Ca, Fe₂O₃ та ін.

Фізичні властивості

Блиск	скляний, іноді перламутровий
Твердість	3,0 – 3,5
Спайність	досконала
Злам	землистий, зернистий
Колір	безбарвний, білий з різними відтінками
Риска	біла, у залізистих — червона
Прозорість	прозорий, напівпрозорий
Щільність	4,5 г/см ³

Діагностичні ознаки. має велику щільність; від карбонатів різниться нерозчинністю в HCl навіть під час нагрівання, від силікатів — меншою твердістю. Забарвлює полум'я в жовто-зелений колір.

Форми знаходження в природі. Двійники, друзи, конкреції, сталактити; зернисті, листуваті, щільні, прихованокристалічні, землясті маси.

Походження гідротермальне й осадове. Барит екзогенного походження утворюється в зоні «залізного капелюха» за рахунок взаємодії розчинних солей барію із сульфатами інших металів чи з H₂SO₄.

Поклади бариту є в Грузії, Туркменії, Росії, Англії, Румунії, Італії, США.

Застосовують барит у промисловості в чистому вигляді або у вигляді препаратів; під час буріння свердловин, у виробництві фарб, гумовій, паперовій промисловості; в сільському господарстві — як зооцид для боротьби зі шкідниками сільськогосподарських культур; у медицині.

Мірабіліт Na₂SO₄·10H₂O (глауберова сіль). Назву дано за прізвищем німецького хіміка Й.Р. Глаубера, який відкрив і був «здивований» утворенням цієї солі (від лат. mirabilis — дивний, незвичайний).

Хімічний склад, %: Na₂O — 19,3, SO₃ — 24,8, H₂O — 55,9.

Фізичні властивості

Блиск	скляний
Твердість	1,5 – 2,0
Спайність	досконала
Злам	раковистий
Колір	безбарвний, білий
Риска	біла
Прозорість	прозорий, напівпрозорий
Щільність	1,5 г/см ³

Діагностичні ознаки. у пробірці під час нагрівання розчиняється у власній кристалізаційній воді. Має слабкий гірко-солоний смак.

Форми знаходження в природі. У земній корі трапляється у вигляді кірок, вицвітів, суцільних зернистих мас.

Походження екзогенне. Мірабіліт утворюється в соляних озерах, збагачених сульфатом натрію. На повітрі втрачає воду і переходить у тенардит Na₂SO₄.

Найбільші *поклади* мірабіліту знаходяться в затоці Кара-Богаз-Гол Каспійського моря, озері Грайт-Солт (штат Юта, США). В Україні відносно рідкісний мінерал.

Застосовують мінерал у скляній промисловості, для виробництва соди, в медицині.

Мірабіліт є мінералом ґрунтів. У разі накопичення його в ґрунтовому розчині разом з іншими легкорозчинними солями формуються солончакові ґрунти або солончаки.

Підклас нітратів

Нітрати — солі азотної кислоти. Нітратні сполуки називають *селітрами*. Внаслідок легкої розчинності у воді мінерали цього підкласу в природі трапляються досить рідко. Найпоширеніші серед нітратів натрієва (чилійська) і калієва (індійська) селітри. Вони є цінними агрономічними рудами, в сільському господарстві їх використовують як азотні і калійні добрива.

Походження нітратів в основному біогенне: утворюються внаслідок гниття органічних решток за участю нітробактерій. Вважають, що вони могли переноситись із підвищених ділянок до місць сучасної локалізації тимчасовими водними потоками і там нагромаджувались.

Натрієва (чилійська) селітра NaNO_3 . Назва походить від країни, де знайдені найбільші поклади цього мінералу.

Хімічний склад, %: Na_2O — 36,5, N_2O_5 — 63,5. Вміст азоту становить 16,47 %.

Фізичні властивості

Блиск	скляний
Твердість	1,5 – 2,0
Спайність	досконала
Злам	зернистий, землистий
Колір	білий, сірий, червонувато-бурий, лимонно-жовтий
Риска	біла
Прозорість	прозорий, напівпрозорий
Щільність	2,24 – 2,29 г/см ³

Діагностичні ознаки. добре розчиняється у воді, легкоплавкий, забарвлює полум'я в жовтий колір (Na), смак солонкуватий, охолодний.

Походження екзогенне. Утворюється на територіях країн зі спекотним кліматом внаслідок біохімічного розкладання (окиснення) органічних сполук, які містять азот, переважно гуано (послід) птахів.

Форми знаходження в природі. Натрієва селітра залягає у вигляді зернистих мас, сольових кірок, вищвітів.

Найбільші *поклади* натрієвої селітри знаходяться в Чилі. Породи, що містять селітру, розміщені на глибині від 1 до 10 м. Асоцію-

ється з галітом, содою, гіпсом та їхніми солями. Незначні родовища натрієвої селітри розвідано в Забайкаллі, Середній Азії.

Застосовують для виробництва мінеральних азотних добрив, вибухових речовин, азотної кислоти, у скловарінні тощо.

Калійна селітра (KNO_3). *Хімічний склад*, %: азоту — 13,9, оксиду калію — 46,6. Трапляється у природі майже без домішок.

Фізичні властивості

Блиск	скляний
Твердість	2
Спайність	досконала
Злам	зернистий, землистий
Колір	білий
Риска	біла
Прозорість	прозорий
Щільність	1,99 г/см ³

Діагностичні ознаки: добре розчинна у воді, негігроскопічна, забарвлює полум'я в яскравий жовтий колір, смак гіркуватий, охолодний.

Форми знаходження в природі. Мінерал трапляється в природі зрідка у вигляді кірок у тріщинах порід, дрібних голчастих кристалів або щільних зернистих і землистих мас.

Походження екзогенне. Утворюється в умовах сухого клімату на окраїнах курганів стародавніх міст, фортець, у місцях колишніх стоянок тварин тощо; внаслідок розкладання органічних решток біогенним шляхом.

Поклади знайдено в пустелях Чилі, в Індії, США, на Кавказі, в Середній Азії, Криму та ін.

Застосовують як азотно-калійне добриво в сільському господарстві, для виробництва вибухових речовин, у хімічній промисловості.

Підклас силікатів

Силікати — найпоширеніший і найрізноманітніший за числом представників підклас мінералів. До його складу входить до 800 видів. За розрахунками В.І. Вернадського, на частку силікатів припадає близько 85 % маси земної кори до глибини 16 км. Силікати та алюмосилікати — важливі породоутворювальні мінерали. Вони входять до складу майже всіх гірських порід, переважно магматичних і метаморфічних, формують різноманітні агрегати. Крім того, в земній корі серед багатьох жильних утворів силікати трапляються як самостійні скупчення у вигляді мінеральних родовищ. Багато з них використовують як керамічну і вогнетривку сировину (польові шпати, каолінові глини, тальк, азбест тощо), будівельні матеріали, нікелеві, цинкові, мідні, берилієві, цирконієві, літієві руди і рідкісноземельні елементи, коштовне каміння. Вони є мінералами ґрунтів.

До складу силікатів входить значна кількість відомих хімічних елементів, головними з яких є O, Si, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, а також Li, B, Be, Ti, Zr, рідкісноземельні, F, H у вигляді (OH⁻) або H₂O та ін.

Найпоширенішими силікатами в природі є мінерали групи польових шпатів.

Тривалий час наука не могла пояснити складний і часто змінний склад силікатів, пов'язаний із хімічним складом більшості з них, різноманітним типом хімічних сполук (з'єднань), поширеним ізоморфним заміщенням.

Упродовж багатьох років силікати розглядали як солі низки гіпотетичних силіцієвих кислот, формули яких виводили з «нормальної» ортосилікатної кислоти без H₂O: H₄SiO₄ — ортосилікатна, H₆Si₂O₇ — піросилікатна, H₂SiO₃ — метасилікатна, H₂Si₂O₅ метади-силікатна.

Академік В.І. Вернадський припускав, що поряд із силікатними кислотами існують алюмосилікатні, а алюмосилікати розглядав як похідні комплексних алюмосилікатних ангідридів. Рентгеноструктурні дослідження їх внутрішньої будови підтвердили, що силікати — це найчисленніший тип хімічних сполук, які характеризуються в основному не молекулярними, а координаційними кристалічними ґратками. З'ясувалося, що основою структурної будови всіх силікатів є тісний зв'язок атомів кисню і силіцію. Такий зв'язок впливає з кристалохімічного принципу, з відношення радіусів іонів силіцію ($r_{\text{Si}^{4+}} = 0,039$ нм) і кисню ($r_{\text{O}^{2-}} = 0,132$ нм). Кожен атом силіцію оточений тетраедрично розміщеними навколо нього атомами кисню, тобто основою будови всіх силікатів є комплексні аніони — силіцієвокисневі тетраедри [SiO₄]⁴⁻, які по-різному сполучені один з одним й утворюють різні типи структур. Ці структури покладено в основу кристалохімічної класифікації силікатів.

Розрізняють структурні типи силікатів, наведені на рис. 3.13.

1. *Острівні*:

а) з ізольованими силіцієвокисневими тетраедрами [SiO₄]⁴⁻;

б) зі здвоєними силіцієвокисневими тетраедрами [Si₂O₇]⁶⁻.

2. *Кільцеві* — характеризуються сполученням трьох [Si₃O₉]⁶⁻, чотирьох [Si₄O₁₂]⁸⁻, шести [Si₆O₁₈]¹²⁻ силіцієвокисневих тетраедрів і складніших.

3. *Ланцюгові* — складаються з безперервних ланцюгів силіцієвокисневих тетраедрів [Si₂O₆]⁴⁻.

4. *Стрічкові* — містять безперервні відокремлені стрічки або по-яси силіцієвокисневих тетраедрів [Si₄O₁₁]⁶⁻.

5. *Листові* — представлені безперервними шарами силіцієвокисневих тетраедрів [Si₄O₁₀]⁴⁻. У них можлива заміна в структурі силіцію на алюміній [Al, Si₃O₁₀]⁵⁻.

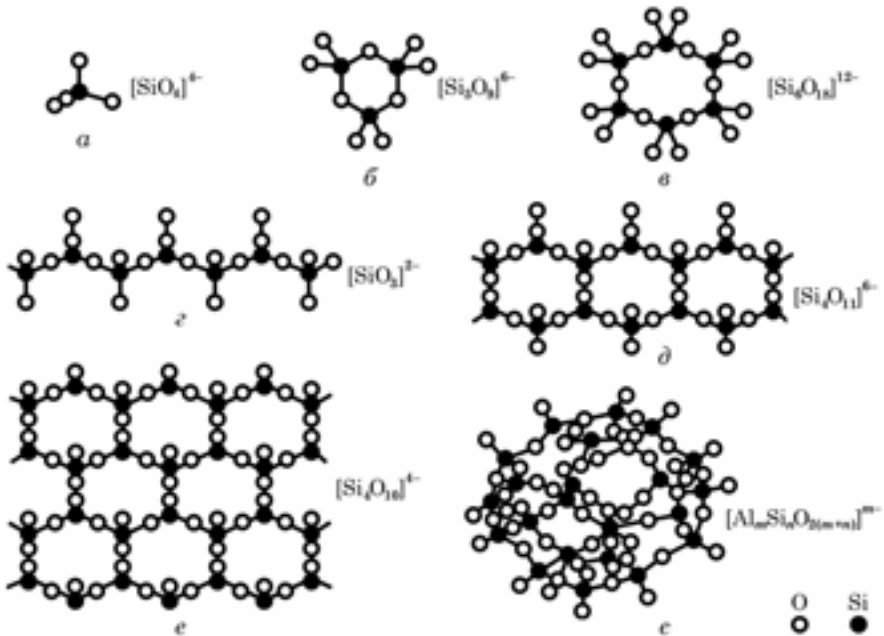


Рис. 3.13. Схеми структур силікатів:

a — ізольований силіцієвокисневий тетраедр; *б* і *в* — групи з трьох і шести тетраедрів, сполучені в кільце; *г* — ланцюгові; *д* — стрічкові; *е* — листові; *е* — каркасні

6. *Каркасні* — характеризуються тримірними каркасами з алюмо- і силіцієвокисневих тетраедрів $[Al_mSi_nO_{2(m+n)}]^{m-}$.

Співвідношення між *m* і *n* може бути 1 : 3 або 1 : 1.

Внутрішня будова та хімічний склад силікатів відбиваються на їх зовнішньому вигляді і фізичних властивостях.

Силікати мають різноманітне походження: магматичне (піроксени, польові шпати), пегматитове (слюди, турмалін, берил та ін.), скарнове (везувіан, епідот та ін.), метаморфічне (гранати, хлорити та ін.). Силікати екзогенного походження є продуктами вивітрювання силікатів ендогенного походження (каолініт, глауконіт та ін.).

У зоні гіпергенезу силікати й алюмосилікати зазнають гідролізу з утворенням карбонатів, гідроксидів, глинистих мінералів.

Особливе значення у ґрунті мають глинисті мінерали, від яких залежать формування вбирної здатності ґрунтів, закріплення гумусу, утворення агрономічно цінної структури, фізико-механічні властивості тощо.

Острівні силікати

Острівними є силікати з ізольованими силіцієвокисневими тетраедрами $[\text{SiO}_4]^{4-}$, тобто які не мають спільних атомів кисню. Тетраедри сполучені між собою іншими катіонами, переважно Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} , іноді Ni^{2+} , Mn^{2+} , Zn^{2+} , Cr^{3+} та ін. Силікати зі здвоєними тетраедрами різняться відокремленими парами силіцієвокисневих тетраедрів $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$. Один атом кисню в них спільний, решта — зв'язані з катіонами.

Такі кристалічні ґратки мають мінерали групи оливину, гранатів, циркон, топаз, титаніт. Найпоширенішими мінералами серед цих силікатів є група оливину: форстерит $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$, фаяліт $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$, оливін $(\text{Mg},\text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$.

Оливін $(\text{Mg},\text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$. Назва мінералу пов'язана з його зеленим (оливковим) кольором.

Оливін є ізоморфною сумішню двох мінералів: форстериту $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ і фаяліту $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$. *Хімічний склад*, %: форстериту — MgO — 57,1, SiO_2 — 42,9; фаяліту — FeO — 70,57, SiO_2 — 29,43; оливину — Mg — 40 – 50, Fe — 8 – 12, SiO_2 — 30 – 40.

Фізичні властивості

Блиск	скляний
Твердість	6,5 – 7,0
Спайність	недосконала
Злам	раковистий
Колір	від світло-жовтого до темно-зеленого і чорного
Риска	відсутня
Прозорість	просвічує, рідко прозорий (хризоліт)
Щільність	3,3 – 3,5 г/см ³

Діагностичні ознаки: характерний оливково-зелений колір, скляний блиск. У хлоридній кислоті всі мінерали групи оливину (за винятком форстериту) розчиняються з утворенням цінного листовидного SiO_2 .

Різновидом є хризоліт — жовтувато-зелений прозорий оливін.

Форми знаходження в природі. Дрібнозернисті маси або окремі кристали в породах.

Походження магматичне. Під впливом гарячих глибинних водних розчинів оливін у процесі серпентинізації переходить у серпентин; за контактного метаморфізму — в тальк; у зоні вивітрування швидко гідролізує, тому серед мінералів ґрунту він не трапляється:



Поклади виявлено на Уралі, в Карелії, Північному Кавказі.

Оливін входить до складу основних і ультраосновних порід (габро, базальти тощо), нерідко утворює мономінеральні породи дуніти та перидотити.

Застосовують у хімічній промисловості, будівництві, як вогнетривкий матеріал, у сільському господарстві іноді як магнезальне добриво. Хризоліт є коштовним каменем.

Кільцеві силікати

Кристалічні ґратки кільцевих силікатів містять ізольовані групи тетраедрів $[\text{SiO}_4]^{4-}$, що з'єднані в кільця. За властивостями вони займають проміжне положення між каркасними алюмосилікатами та ортосилікатами. До силікатів кільцевої структури належать складні за хімічним складом боросилікати алюмінію, що входять до групи турмаліну (шерл, дравіт, ельбаїт).

Турмаліни. Назва групи мінералів пов'язана з давнім сингальським словом «турмалі».

Турмаліни — це боросилікати алюмінію зі змінним хімічним складом (рис. 3.14). Турмаліни дуже різноманітні, проте їх склад можна виразити загальною формулою



де X — зазвичай катіони Na^+ , що частково заміщуються на Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} та ін.; Y — катіони Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Li^+ або Al^{3+} ; Z — переважно Al^{3+} або Fe^{3+} .

Хімічний склад, %: SiO_2 — 34 – 41, B_2O_3 — 8 – 13, Al_2O_3 — 25 – 44, MgO — 0 – 14, FeO — 0 – 17, Na_2O — 1 – 3,5, K_2O — 0 – 2,5, Li_2O — 0 – 1,25, H_2O — 1 – 4,5, іноді F — 0 – 1,2, Cr_2O_3 — 0 – 1, MnO — 0 – 3,5, CaO — 0 – 5.

Фізичні властивості

Блиск	скляний
Твердість	7,0 – 7,5 – 8,0
Спайність	відсутня
Злам	нерівний, дрібнораковистий, крихкий
Колір	рожевий, червоний, жовтий, коричневий, зелений, синій, безбарвний та ін.
Риска	відсутня
Прозорість	прозорий і непрозорий
Щільність	2,9 – 3,2 г/см ³

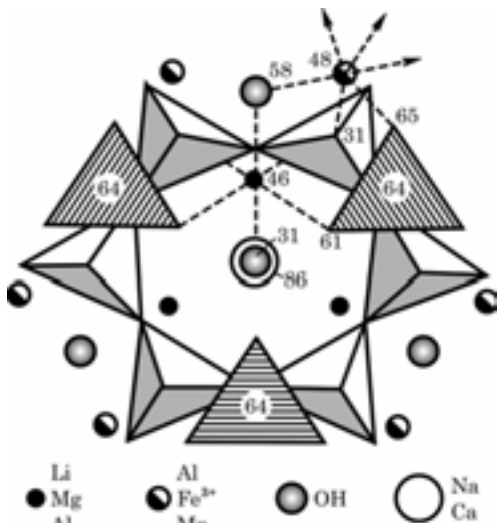


Рис. 3.14. Проекція структури турмаліну на площину

Діагностичні ознаки. велика твердість, призматичні кристали з вертикальним штрихуванням, характерним поперечним перетином у вигляді сферичного трикутника, відсутність спайності.

Різновиди. червоний, рожевий — рубеліт; синій — індіголіт; зелений — вердиліт; малиново-фіолетовий — сибірит; коричневий — дравіт; безбарвний — ахроїт; чорний — шерл.

Форми знаходження в природі. Кристали, зернисті, волокнисті, заплутано-голчасті, променеві («турмалінове сонце»), суцільні агрегати.

Походження пневматолітове, гідротермальне, метаморфічне.

Поклади знаходяться в Росії (Урал, Забайкалля), в Казахстані, Бразилії, на Мадагаскарі, в Намібії, Шрі-Ланці.

Застосовують у радіотехніці, оптиці, як коштовне каміння.

Ланцюгові силікати

До силікатів ланцюгової структури належать важливі породоутворювальні мінерали, що становлять групу піроксенів. Для мінералів цієї групи характерним є заміщення одних хімічних елементів, що входять до складу кристалічної ґратки мінералу, на інші. За хімічним складом це силікати кальцію, магнію, заліза, в деяких містяться Al і (Na, Li).

Авгіт (Ca^{2+} , Na^+)(Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+})[$(\text{Al}, \text{Si})_2\text{O}_6$] (інколи містить Mn, Ti, Cr). Назва його походить від грецького слова αὐγή — блиск.

Складний мінерал, містить надлишок MgO, Fe_2O_3 , збагачений Al_2O_3 (4 – 9 %).

Фізичні властивості

Блиск	скляний, на гранях близький до перламутрового
Твердість	5,0 – 6,0
Спайність	досконала
Злам	нерівний до раковистого
Колір	чорний, зеленкувато-і бурувато-чорний
Риска	сіра або сірувато-зелена
Прозорість	непрозорий
Щільність	3,3 – 3,6 г/см ³

Діагностичні ознаки. чорний, зеленкувато- і бурувато-чорний колір, короткопризматичні, джжекоподібні кристали в основних породах магматичного походження. В кислотах не розчиняється.

Різновиди. листуватий авгіт — діалаг, звичайний авгіт — темно-зеленого кольору, базальтичний авгіт — чорного кольору.

Форми знаходження в природі. Кристали, суцільні зернисті агрегати.

Походження магматичне. Характерний породоутворювальний мінерал в основних і ультраосновних магматичних породах.

У корі гіпергенезу нестійкий, підлягає вивітрюванню з утворенням карбонатів, гідроксидів, каолініту, хлориту, тальку.

Поклади є в Росії (Урал), Чехії.

Авгіт важливий породоутворювальний мінерал оснóвних і ультраоснóвних магматичних порід, внаслідок вивітрювання якого формуються мінерали ґрунтів.

Стрічкові силікати

До стрічкових силікатів належать мінерали, в основі структури яких спостерігаються стрічки, шари із подвійних ланцюгів.

Найпоширенішими представниками стрічкових силікатів є амфіболи — породоутворювальні мінерали магматичних і метаморфічних порід. Загальна кількість їх у земній корі становить 10 % (за масою). У природі найбільш поширені залізо-магнезіальні амфіболи.

Назва амфіболів походить від грецького слова *ἀμφίβολος* — дво-значний, подвійний, обманний.

Рогова обманка $(Ca,Na)(Mg,Fe)_4(Al,Fe)(OH)_2[(Al,Si)_4O_{11}]_2(OH)_2$. Мінерал характеризується несталим хімічним складом. Назва його пов'язана з обманливим зовнішнім виглядом. Рудокопи часто сприймали рогову обманку за руду, тому що вона мала характерний металоподобний блиск на свіжих поверхнях розколу.

Фізичні властивості

Блиск	скляний, на площинах спайності шовковистий
Твердість	5,0 – 6,0
Спайність	досконала в двох напрямках
Злам	скалкуватий, нерівний
Колір	темно-зелений або чорний різних відтінків
Риска	зеленкувата або бура
Прозорість	непрозорий
Щільність	2,9 – 3,4 г/см ³

Діагностичні ознаки: темно-зелений або чорний колір, стовпчасті, призматичні, голчасті кристали.

Різновиди: звичайна рогова обманка — темно-зеленого кольору, базальтична — бурого або чорного, лужні рогові обманки — чорного або синього кольору.

Форми знаходження в природі. Трапляється у вигляді кристалів, волокнистих, голчастих агрегатів, суцільних щільних мас.

Походження магматичне, метаморфічне.

У земній корі легко піддається руйнуванню: метаморфізму, вивітрюванню. В зоні гіпергенезу рогова обманка нестійка, зазнає гідролізу з утворенням карбонатів, гідроксидів.

Рогова обманка поширена в земній корі. Це породоутворювальний мінерал багатьох магматичних і метаморфічних порід, є мінералом ґрунтоутворних порід і ґрунтів, що формуються на них.

Листові силікати

До листових належать слюдоподібні силікати, структурною основою яких є силіцієвокисневі тетраедри, зібрані в листи або шари; тетраедри в шарах з'єднані між собою вершинами в безперервне групування з радикалом $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{4-}$.

Шари силіцієвокисневих тетраедрів відокремлені один від одного і зв'язані катіонами, здебільшого Mg^{2+} , Al^{3+} . Магній часто заміщується на Fe^{2+} , Ni^{2+} , рідше на Mn^{2+} . Іноді Al^{3+} заміщується на Fe^{3+} , дуже рідко — на Cr^{3+} або V^{3+} .

У листових силікатах частина іонів силіцію в тетраедричних і октаедричних сітках за ізоморфізму може бути заміщена на іони алюмінію. Тому більша частина мінералів цієї групи належить до алюмосилікатів. У зв'язку з ізоморфізмом заміщені листові силікати бувають двох типів: силікати з радикалом $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{4-}$, та алюмосилікати з радикалом $[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]^{5-}$.

До листових силікатів належать мінерали груп серпентину і тальку, до алюмосилікатів — мінерали груп слюд, гідрослюд і глинистих мінералів (рис. 3.15).

Група серпентину

Серпентин $\text{Mg}_6(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ («змійовик», азбест, «гірський льон»). Мінерал одержав назву від латинського слова *serpens* — змія, тобто смугаста гірська порода, поверхня якої за малюнком та кольором нагадує шкіру гадюки.

Хімічний склад, %: MgO — 4,3, H_2O — 18,9, SiO_2 — 44,1, містить домішки Mn , Fe , Al , Cr , Ni .

Фізичні властивості

Блиск	жирний, восковий, шовковистий
Твердість	2,5 – 3,0
Спайність	досконала
Злам	раковистий, скалкуватий
Колір	темно-зелений, жовто-зелений, бурувато-чорний
Риска	біла або зеленкувата
Прозорість	непрозорий
Щільність	2,5 – 2,7 г/см ³

Діагностичні ознаки: жирний блиск, зеленкуватий відтінок.

Різновиди: *антигорит* — листуватий серпентин; *хризотил* — волокнистий серпентин; *офіта* — жовто-зелений серпентин із восковим блиском; *лизардит* — щільний серпентин. Тонковолокнистий хризотил називають *азбестом*.

Форми знаходження в природі. Щільні прихованокристалічні маси, дрібні зерна.

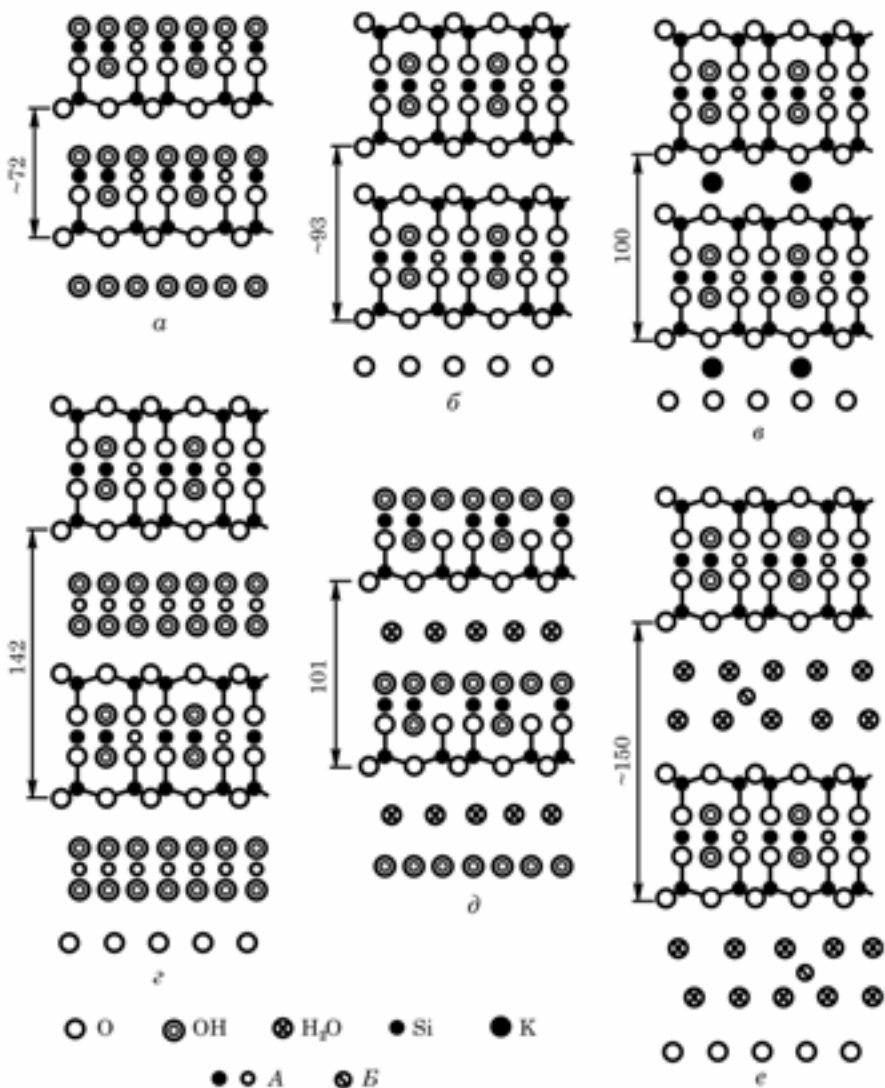
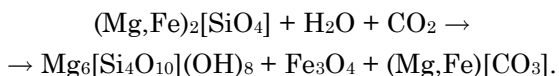


Рис. 3.15. Структури деяких шаруватих силікатів:

a — структура каолініту — серпентину типу 1 : 1; *б* — структура пірофіліту — тальку типу 2 : 1; *в* — слюд (діоктаедричні та триоктаедричні форми); *г* — хлориту (триоктаедричного); *д* — галуазиту (гідратована фаза з шаром води між алюмосиліцевими пакетами); *е* — монтморилоніту; *A* — катіони в октаедричних позиціях; *B* — міжпакетні катіони. Позиції міжпакетної води і міжпакетних катіонів точно невідомі і зображені орієнтовно. Приблизні міжпакетні простори наведено в нанометрах

Походження серпентину пов'язане з метаморфізмом ультраосновних (дунітів, перидотитів, піроксенів) і карбонатних порід. Процес серпентинізації відбувається під дією гідротермальних вод на олівін:



Поклади є в Росії (Середній і Південний Урал, Північний Кавказ), у Казахстані, Австрії, Канаді, Швейцарії, Німеччині.

Застосовують мінерали групи серпентину як магнезіальні добрива (ефективні під цукрові буряки); у промисловості — для виробництва сполук магнію, у будівництві. Азбест використовують у виробництві вогне- і кислототривких матеріалів, картону, пряди для спеціальних костюмів. Азбест небезпечний для людини — чинить канцерогенну дію.

Група тальку

Тальк $\text{Mg}_3(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$. *Хімічний склад*, %: Mg — 31,7, SiO_2 — 63,5, H_2O — 4,8.

Фізичні властивості

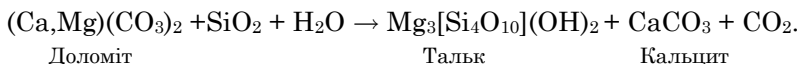
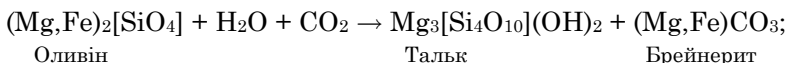
Блиск	жирний, перламутровий
Твердість	1,0
Спайність	цілком досконала
Злам	нерівний
Колір	білий, світло-сірий, світло-зелений
Риска	біла
Прозорість	непрозорий, просвічує в тонких листочках
Щільність	2,7 – 2,8 г/см ³

Діагностичні ознаки: низька твердість, жирний на дотик, зелений колір, цілком досконала спайність, вогнетривкий, не розчинний у воді й органічних розчинниках.

Різновиди: стеатит (жировик) — щільний нешаруватий тальк.

Форми знаходження в природі. Трапляється у вигляді листуватих, лускуватих, суцільних твердих мас.

Походження метаморфічне (за рахунок метаморфізму доломітів), наслідок гідротермальної переробки багатих на магній ультраосновних порід, а також продукт руйнування олівіну і піроксенів:



Поклади є в Росії (Урал, Східні Саяни), Китаї, Канаді, Австрії.

Застосовують у паперовій, текстильній, гумовій, шкіряній промисловості, у сільському господарстві — як наповнювач при виробництві отрутохімікатів. Тальк — основний наповнювач інсектицидних дустів, які використовують для обпилення, наповнювач інсектицидних і фунгіцидних порошоків і пиловатих протруйників насіння. Неотруйний.

Група слюд і гідрослюд

Слюди утворюють велику групу мінеральних тіл, значно поширених у земній корі. На їх частку припадає 3,7 % усіх мінералів земної корі. Це звичайні породоутворювальні мінерали, відомі людині з давнини. Вони мають характерні фізичні властивості. За зовнішнім виглядом різко різняться від інших мінеральних речовин. Мають цілком досконалу спайність, внаслідок чого легко розщеплюються на тонкі листочки, луски. Це пояснюють тим, що зв'язок всередині силіцевокисневих тетраєдрів набагато міцніший, ніж між окремими силіцевокисневими шарами, який здійснюється в основному через катіони.

Мусковіт $KAl_2(OH,F)_2[AlSi_3O_{10}]$ (біла слюда) — калієва слюда. Назва походить від місцевості Московії («скло з Московії», Московської держави).

Хімічний склад, %: K_2O — 11,8, Al_2O_3 — 38,5, SiO_2 — 45,2, H_2O — 4,5.

Фізичні властивості

Блиск	перламутровий
Твердість	2,5 – 3,0
Спайність	цілком досконала
Злам	рівний
Колір	білий з різними відтінками
Риска	біла
Прозорість	прозорий у тонких лусках
Щільність	2,7 – 3,1 г/см ³

Діагностичні ознаки: цілком досконала спайність, світлий колір, перламутровий блиск, легко розщеплюється на пружні прозорі пластинки.

Форми знаходження в природі. Трапляється у вигляді суцільних листовато-зернистих, лускуватих мас.

Походження магматичне, метаморфічне, пегматитове.

У зоні гіпергенезу мінерал відносно стійкий до вивітрювання. Внаслідок вивітрювання (гідратації) утворюється гідрослюда (гідромусковіт).

Процес зміни світлої слюди в головних фазах можна уявити так:

Світлі слюди → Гідрослюди → Цеоліти → Глини.

Поклади відкрито в Росії (Іркутська область, Карелія, Східні Саяни).

Застосовують в електропромисловості, радіотехніці, приладобудуванні.

Мусковіт — мінерал ґрунтів. Гідрослюди входять до складу глин, є потенційним джерелом калію у ґрунті.

Біотит $K(Fe, Mg)_3(OH, F)_2[AlSi_3O_{10}]$ (чорна слюда). Названий за прізвищем французького фізика Ж. Біота.

Фізичні властивості

Блиск	скляний
Твердість	2,0 – 3,0
Спайність	цілком досконала
Злам	рівний
Колір	чорний з різними відтінками
Риска	біла або зеленкувата
Прозорість	прозорий у тонких листочках
Щільність	2,7 – 3,3 г/см ³

Діагностичні ознаки. розщеплюється на пружні листочки темно-зелено-бурого кольору, непрозорий у товстих пластинах.

Форми знаходження в природі. Суцільні пластинчасто-лускувато-зернисті маси, зрідка — друзи.

Походження магматичне, метаморфічне, пегматитове.

На земній поверхні малостійкий до вивітрювання і переходить в різноманітні вторинні мінерали:

Темні слюди → Гідрослюди → Цеоліти → Глини, хлорити.

Застосовують частково в електроізоляційних виробках. Потенційне джерело калію і магнію в ґрунті.

Гідрослюди

Під назвою *гідрослюди* об'єднують групу близьких за складом мінералів (ілліт, вермикуліт, глауконіт та ін.), які є проміжними утворами між слюдами та глинистими мінералами із шаруватою структурою. Гідрослюди є продуктом вивітрювання і складають велику групу вторинних породоутворювальних мінералів змінного хімічного складу. Багато гідрослюд містить значну кількість калію, який частково засвоюється рослинами, тому значення їх у родючості ґрунтів дуже велике.

Вермикуліт $(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+})(OH)_2[(Si, Al)_4O_{10}] \cdot 4H_2O$. Вермикуліт (від лат. *vermiculus* — черв'ячок) під час швидкого нагрівання розщеплюється на черв'якоподібні відокремленості.

Хімічний склад, %: MgO — 14 – 25, Fe₂O₃ — 3 – 17, FeO — 1 – 3, SiO₂ — 34 – 42, Al₂O₃ — 10 – 17, H₂O — 8 – 18, K₂O — до 5, NiO — до 11.

Фізичні властивості

Блиск	жирний, перламутровий
Твердість	1,0 – 1,5
Спайність	досконала
Злам	нерівний
Колір	бурий, жовто-бурий, золотисто-жовтий
Риска	біла
Щільність	2,0 – 3,0 г/см ³

Діагностичні ознаки: відсутність пружності листочків, внаслідок нагрівання розщеплюється на листочки і збільшується в об'ємі в 20 – 30 разів.

Форми знаходження в природі. Трапляється у вигляді розсипів, лускуватих, листуватих, щільних агрегатів.

Походження екзогенне — внаслідок гідролізу біотиту, флігопіту; гідротермальне.

Поклади є в Казахстані, Росії (Мурманська область).

Застосовують як звуко- і теплоізоляційний, мастильний, водобирний матеріал. У сільському господарстві — для поліпшення структури важких ґрунтів, як субстрат при вирощуванні рослин на живильних середовищах.

Глауконіт $K(Fe^{3+}, Al, Fe^{2+}, Mg)_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}] \cdot nH_2O$. Назва походить від грецького слова *γλαυρός* — блакитно-зелений.

Вміст основних компонентів у типових глауконітах коливається в таких межах, %: SiO₂ — 45,0 – 58,65, Al₂O₃ — 0,56 – 20,39, Fe₂O₃ — 6,42 – 27,90, FeO — 0,49 – 9,58, MgO — 1,77 – 6,22, CaO — 0,25 – 5,43, K₂O — 2,07 – 7,58, Na₂O — 0,01 – 3,34, H₂O — 5,70 – 13,70.

Фізичні властивості

Блиск	матовий, скляний, жирний
Твердість	2,0 – 3,0
Спайність	досконала
Злам	нерівний
Колір	темно-зелений, зеленкувато-чорний
Риска	зелена
Щільність	2,2 – 2,8 г/см ³

Діагностичні ознаки: темно-зелений колір, низька твердість, залягання в породах морського походження.

Форми знаходження в природі. Трапляється в осадових породах у вигляді зерен правильної форми; в пісковиках — як цементувальний матеріал; часто — у вигляді глауконітового піску.

Походження осадове — утворюється в морях, океанах внаслідок перетворення біотиту в морській воді; можливе біогенне.

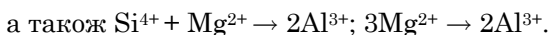
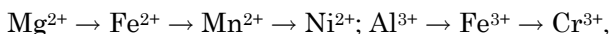
Під час вивітрювання глауконіту утворюються карбонати, глинисті мінерали, гідроксиди, втім числі гідрогетит.

Поклади є в Україні, Росії, Казахстані.

Застосовують для виробництва дешевої фарби; в сільському господарстві — як калійне добриво.

Хлорити. Назву дано за зеленим кольором (від грец. χλωρός — зеленкуватий), який має переважна більшість мінералів цієї групи.

Хлорити — це велика група хімічно складних слюдоподібних мінералів, де переважають алюміній, залізо, кальцій за невеликої кількості кремнезему. Відсутні луги. Велика різноманітність хімічного складу хлоритів зумовлена ізоморфними заміщеннями головних елементів:



Вміст основних компонентів у типовому залізистому хлориті коливається в таких межах, %: SiO_2 — 33,2, Al_2O_3 — 0,14 – 29,9, Fe_2O_3 — 0,03 – 29,46, FeO — 0,19 – 0,35, MgO — 0,23 – 31,61, CaO — 0,16 – 3,52, Na_2O — 0,11 – 3,04, H_2O — 11,96 – 26,0.

Фізичні властивості

Блиск	скляний
Твердість	2,0 – 2,5, залізистих — до 6,5
Спайність	цілком досконала
Злам	нерівний
Колір	зелений з різними відтінками до зеленкувато-чорного
Риска	зеленкувата
Щільність	2,6 – 2,85 г/см ³

Діагностичні ознаки: зелений колір, листочки гнучкі, але не пружні.

Форми знаходження в природі. Листуваті, лускуваті агрегати і суцільні маси.

Походження метаморфічне; внаслідок вивітрювання темних слюд.

Поклади є в Росії (Урал).

Застосовують залізисті хлорити за достатньої кількості в них заліза як залізну руду.

Ці мінерали дуже поширені в природі і часто є головними породоутворювальними мінералами.

Глинисті мінерали

Термін «глина» не має єдиного і загальноприйнятого визначення. *Глини* трапляються як породоутворювальний матеріал, у ґрунтах, вони можуть складати породу або становити лише незначну її частину, заповнюючи тріщини або виконуючи роль цементу, який зв'яже більші часточки. Глини насамперед характеризують розміром часточок: до глинистих зазвичай належать часточки розміром не більше 2 мкм. Інтервали розмірів 2 – 0,5, 0,5 – 0,2 і менше 0,2 мкм характеризують відповідно грубо-, середньозернисті і тонкі глини. Більшість глин складається з пластинчастих часточок із ве-

ликим відношенням площі поверхні до маси (коливається від 10 см²/г до декількох квадратних метрів на грам). Мінерали глини переважно представлені силікатами алюмінію, заліза і магнію, які належать до шаруватих (або листуватих) силікатів.

Закономірне сполучення тетраедричних і октаедричних структур формує кристалічні ґратки глинистих мінералів. За співвідношенням тетраедричних і октаедричних шарів розрізняють підгрупи мінералів. За характером кристалічних ґраток виділяють мінерали:

► *підгрупи каолініту* (співвідношення тетраедричних і октаедричних шарів 1 : 1) — включає мінерали ряду каолініту, з яких найпоширеніші каолініт та галуазит;

► *підгрупи смектитів* (співвідношення 2 : 1) — найважливішим є монтморилоніт.

Підгрупа каолініту включає три поліморфні модифікації: каолініт, дикіт, накрит, які не різняться за зовнішніми ознаками.

Каолініт $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$. Назва походить від назви гори Кау-линг (Китай), що складена з цієї білої глини.

Хімічний склад, %: Al_2O_3 — 39,5, SiO_2 — 46,5, H_2O — 14,0, містить домішки Fe_2O_3 , MgO , CaO , K_2O та ін.

Серед глинистих мінералів має найпростішу будову — двошарову (див. рис. 3.15). Кристалічна структура його представлена двошаровими пакетами. Кожен пакет складається з шару силіцієвокисневих тетраедрів і алюмогідроксильних октаедрів (1 : 1). Відстань між пакетами стала і становить 0,72 нм. Такі кристалічні ґратки належать до нерухомого «ненабухаючого» типу. Це пов'язано з міцними водневими зв'язками між пакетами.

Питома поверхня мінералу становить 25 – 30 м²/г. Йому властива висока дисперсність. Ємність катіонного обміну каолініту невисока (10 – 15 мг-екв/100 г мінералу).

Фізичні властивості

Блиск	перламутровий, жирний, матовий
Твердість	1,0 – 2,5
Спайність	цілком досконала в одному напрямку
Злам	землистий
Колір	білий з жовтуватим або сіруватим відтінком
Риска	біла
Прозорість	непрозорий
Щільність	2,6 г/см ³

Діагностичні ознаки: жирний на дотик, забруднює руки, тонкі лусочки мають перламутровий блиск, у сухому стані жадібно поглинає воду, у вологому — утворює надзвичайно пластичні маси.

Форми знаходження в природі. Щільні, а також землісті маси.

Походження екзогенне внаслідок вивітрювання польових шпатів, слюд, цеолітів; гідротермальне.

Стійкий до вивітрювання в умовах помірного клімату, в теплих і вологих умовах піддається руйнуванню.

Поклади є в Україні (Часівярське в Донецькій області, Глуховецьке у Вінницькій обл.), Росії (Урал), Грузії (Кавказ).

Застосовують для виготовлення фарфорового та фаянсового посуду; як наповнювач у виробництві паперу, лінолеуму, як будівельний матеріал. У сільському господарстві — як інертний наповнювач у виробництві інсектицидів і фунгіцидів. Неотруйний.

Каолініт входить до колоїдної фракції ґрунтів. Він не набухає, тому ґрунти, що містять його, мають сприятливі фізико-механічні властивості, добру водопроникність.

Підгрупа монтморилоніту

Монтморилоніт $(Ca,Na)(Mg,Al,Fe)_2(OH)_2[(Si,Al)_4O_{10}] \cdot nH_2O$. Назву дано за місцевістю, де його вперше було знайдено — в Монтморилоні (Франція).

На відміну від каолініту пакет монтморилоніту побудований симетрично, тому тут не виникають міжпакетні водневі зв'язки, негативний заряд між пакетами компенсується катіонами. Взаємодія між пакетами слабка, тому в міжпакетні простори проникає вода і спричинює набухання мінералу, збільшуючи його об'єм в 1,5–2,5 раза.

Величина міжпакетних відстаней монтморилоніту залежить від ступеня його гідратації і коливається від 0,94 до 2,14 нм, тобто кристалічні ґратки цього мінералу рухомі. Для монтморилоніту характерна велика питома поверхня 400–800 м²/г мінералу і висока ємність поглинання — 80–120 мг-екв/100 г мінералу.

Хімічний склад, %: SiO₂ — 33,4, Al₂O₃ — 0,14–29,9, CaO — 3,52, Na₂O — 0,11–3,04, MgO — 0,23–31,61, Fe₂O₃ — 29,46, H₂O — 11,96–26,0.

Фізичні властивості

Блиск	у сухому стані матовий
Твердість	1,0
Спайність	досконала
Злам	раковистий
Колір	світло-зелений, білий із сіруватим, синюватим, зеленкуватим відтінками, рожевий
Риска	біла
Щільність	1,65–2,0 г/см ³

Діагностичні ознаки: жирний на дотик, дуже набухає в разі зволоження.

Форми знаходження в природі. В земній корі трапляється у вигляді суцільних землянистих мас.

Походження екзогенне — наслідок хімічного вивітрювання основних вивержених порід (габро, базальтів).

Поклади є в Грузії (поблизу Кутаїсі).

Застосовують у текстильній промисловості, в нафтодобувній як адсорбент.

Мінерал ґрунтів, що забезпечує їх високу вбирну здатність.

Каркасні силікати

Основою структури каркасних силікатів є безперервний тримірний каркас зі зв'язаних між собою силіцівокисневих тетраедрів. Атоми кисню всіх тетраедрів є спільними, тому тетраедри не мають вільних валентностей і приєднання до них катіонів неможливе. Проте в разі заміни чотиривалентного силіцію в силіцівокисневому тетраедрі на тривалентний катіон алюмінію виникає негативний заряд, що компенсується приєднанням катіонів калію, кальцію, натрію, барію, зрідка Cs^+ , Rb^+ . Основний радикал каркасних силікатів має вигляд $[\text{Al}_m\text{Si}_n\text{O}_{2(m+n)}]^{m-}$. Співвідношення між атомами алюмінію і силіцію може бути як 1 : 3, так і 1 : 1.

До каркасних силікатів належать: група польових шпатів, група фельдшпатидів, група цеолітів.

Польові шпати — це найпоширеніші в природі породоутворювальні мінерали, що становлять 60 % маси земної кори. Вони входять до складу більшості магматичних (~ 60 %), багатьох метаморфічних (30 %), осадових (10 %) порід. Польові шпати є одним із важливих джерел утворення вторинних мінералів, у тім числі глинистих.

За хімічним складом польові шпати поділяють на дві підгрупи: калієві і кальцієво-натрієві (плагіоклази).

Підгрупа калієвих польових шпатів

До цієї підгрупи належать ортоклаз, мікроклін, амазоніт.

Ортоклаз $\text{K}[\text{Al Si}_3\text{O}_8]$. Назва походить від грецьких слів ὀρθός — прямий, вірний і κλάσις — заломлення.

Хімічний склад, %: K_2O — 12,7 – 16,9, Al_2O_3 — 18,4 – 18,7, SiO_2 — 64,7 – 65,7, як домішки часто містить Na_2O , BaO , FeO , Fe_2O_3 .

Фізичні властивості

Блискскляний

Твердість6,0

Спайністьдосконала в двох напрямках

Зламступінчастий

Коліркремовий, сірий, рожевий, червоний

Рискавідсутня

Прозорістьнепрозорий, прозорий, просвічує
в тонких краях

Щільність2,6 г/см³

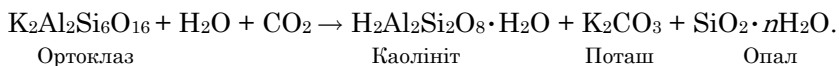
Діагностичні ознаки: світлий колір, твердість 6,0, спайність під кутом 90°.

Різновиди. адуляр (льодовий шпат) — безбарвний, прозорий; «місячний» камінь — з ніжно-синюватим полиском; сонячний камінь — з іскристо-золотистим полиском; санідин — склоподібний.

Форми знаходження в природі. Великі кристали у складі порід, двійників, суцільних, зернистих, великокристалічних мас.

Походження магматичне, пегматитове, гідротермальне, метаморфічне.

У зоні гіпергенезу піддається процесам гідролізу:



Ортоклаз входить до складу магматичних, метаморфічних, осадових порід, а також ґрунтів. У складі ґрунтів здебільшого трапляється в піщаній фракції і фракції грубого і середнього пилу, в значно меншій кількості — у дрібнозернистих фракціях.

Мікроклін $\text{K}(\text{Al}, \text{Si}_3\text{O}_8)$. Назва походить від грецьких слів *μᾶρός* — малий і *αἰλίω* — нахилений.

За хімічним складом і фізичними властивостями такий самий, як і ортоклаз. Різниться від ортоклазу тим, що кристалізується в триклінній сингонії і має кут між площинами спайності близько 86°.

Мікроклін блакитно-зеленого кольору називають **амазонітом**. Він трапляється в пегматитових жилах.

Поклади відкрито в Росії (Забайкалля, Карелія, Урал), Казахстані, США, Бразилії, Індії, Намібії, на Мадагаскарі, в Бірмі.

Застосовують мінерали у скляній, керамічній промисловості, будівництві, як декоративний матеріал.

Плагіоклази

Назва походить від грецьких слів *πλάγιος* — навскісний і *αἰσίς* за-ломлення; мінерал, який розколюється косо, внаслідок спайності, що проходить під кутом, меншим за 90°.

Плагіоклази є ізоморфним рядом мінералів з двома крайніми членами: альбітом $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ та анортитом $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$.

За класифікацією Є.С. Федорова, в основу якої покладено відсотковий вміст анортиту в ізоморфній суміші, плагіоклази поділяють на номери:

Плагіоклаз	Номери
Альбіт	0 – 10
Олігоклаз	10 – 30
Андезин	30 – 50
Лабрадор	50 – 70
Бітовніт	70 – 90
Анортит	90 – 100

Плагіоклази, збагачені кремнеземом (SiO_2 — 68 %), мають номери 0 – 30 (альбіт, олігоклаз). Їх називають *кислими*. Плагіоклази з номерами 30 – 60 називають *середніми*, 60 – 100 — *основними*.

Всі плагіоклази кристалізуються в триклінній сингонії, а їх кристали мають таблитчасто-призматичну форму.

Це найпоширеніші мінерали магматичних, особливо кислих, порід, трапляються в ґрунтах. У земній корі їх вміст становить ~ 40 %.

Альбіт $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Назва походить від латинського слова *albus* — білий.

Хімічний склад, %: Na_2O — 10,79, Al_2O_3 — 19,4, SiO_2 — 68,81, постійні домішки K_2O , зрідка — BaO та ін.

Фізичні властивості

Блиск	скляний
Твердість	6,0 – 6,5
Спайність	досконала в двох напрямках
Злам	ступінчастий
Колір	білий, безбарвний, блакитнуватий, червонуватий
Риска	відсутня
Прозорість	просвічує, непрозорий
Щільність	2,6 г/см ³

Діагностичні ознаки: висока твердість, досконала спайність під косим кутом, скляний блиск.

Форми знаходження в природі. Кристали, двійники, друзи, зернисті кристалічні маси.

Походження магматичне, метаморфічне, пегматитове, гідротермальне.

У земній корі піддається вивітрюванню з утворенням глинистих мінералів: у кислому середовищі — каолініту, в лужному — монтморилоніту.

Поклади є в Росії (Забайкалля, Урал).

Застосовують у керамічній промисловості.

Лабрадор $(0,3 - 0,5)\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8](0,7 - 0,5)\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Назва походить від назви півострова Лабрадор у Північній Америці, де трапляються породи, що цілком складені з лабрадору — лабрадорити.

Хімічний склад, %: Na_2O — 5,89, CaO — 10,05, Al_2O_3 — 28,01, SiO_2 — 56,05.

Фізичні властивості

Блиск	скляний
Твердість	6,0
Спайність	досконала в двох напрямках
Злам	ступінчастий
Колір	темно-сірий до чорного з яскравою грою кольорів
Риска	відсутня
Прозорість	непрозорий
Щільність	2,7 г/см ³

Діагностичні ознаки. колір, іризація (колір на площинах спайності переливчастий: синій, зелений, жовто-червоний).

Форми знаходження в природі. Двійники, суцільні великозернисті маси.

Походження магматичне, метаморфічне.

На поверхні земної кори піддається гідролізу.

Поклади розвідано в Україні, Канаді, на Мадагаскарі, в Мексиці, США.

Застосовують як облицювальний, декоративний матеріал.

Анортит $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Назва походить від грецького слова $\alpha\upsilon\theta\rho\theta\varsigma$ — непрямої, скошений (за косокутовою формою його кристалів).

Хімічний склад, %: CaO — 20,1, Al_2O_3 — 36,62, SiO_2 — 43,28.

Фізичні властивості

Блиск	скляний
Твердість	6,0 – 6,5
Спайність	досконала в двох напрямках
Злам	ступінчастий
Колір	білий, сірий, червонуватий
Риска	відсутня
Прозорість	непрозорий
Щільність	2,73 – 2,78 г/см ³

Діагностичні ознаки. анортит подібний до альбіту, різниться від нього оптичними константами.

Форми знаходження в природі. Двійники, суцільні зернисті маси.

Походження магматичне, залягає на місці контактної взаємодії кислих магматичних порід з вапняками.

Дуже поширений породоутворювальний мінерал.

Породи з анортиту *застосовують* як декоративне каміння.

Фельдшпатиди

Замісники польових шпатів в основних і ультраосновних породах. До цієї групи належать нефелін, лейцит, лазурит і содаліт.

Нефелін $\text{Na}_3\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Назва походить від грецького слова νεφέλη — хмара, внаслідок того, що під час обробки кислотою він стає каламутним і драглистим.

Хімічний склад, %: SiO_2 — 41,48 – 46,10, Al_2O_3 — 31,07 – 33,99, Na_2O — 15,67 – 17,25, K_2O — 3,66 – 6,57, незначні кількості Fe_2O_3 , Cl , F та H_2O .

Фізичні властивості

Блиск	скляний, жирний
Твердість	5 – 6
Спайність	недосконала
Злам	нерівний, раковистий
Колір	сірувато-білий, сірий з жовтуватим, буруватим, червонуватим відтінками
Риска	біла
Прозорість	прозорий, непрозорий
Щільність	2,6 г/см ³

Діагностичні ознаки: жирний блиск, велика твердість, відсутність спайності, легко розкладається кислотами. Він ніколи не трапляється разом з кварцом.

Форми знаходження в природі. Трапляється у вигляді суцільних зернистих мас.

Походження магматичне, пегматитове.

Нефелін — породоутворювальний мінерал у лужних інтрузивних і ефузивних породах. Формується в бідних на кремнезем породах, де кремнезему недостатньо для виникнення польових шпатів.

У зоні вивітрювання нестійкий. У процесі вивітрювання утворюються слюди, глинисті мінерали, карбонати, гідрослюди.

Нефелін є джерелом соди в ґрунті.

Поклади є в Росії (Урал, Кольський півострів), Норвегії, Румунії, Канаді, Ірландії, США.

Застосовують мінерал у хімічній промисловості для виробництва соди, алюмінію, в скляній, фарфоровій промисловості. У сільському господарстві — як калійне добриво. Нефелінові відходи можна використовувати як меліоранти на кислих ґрунтах, як джерело калію для рослин, в основному на торф'янистих ґрунтах, які знаходяться поблизу місця виробництва. Ці відходи містять 3,5 – 4,5 % K_2O , який засвоюється рослинами дещо гірше, ніж із водорозчинних солей.

Цеоліти

Цеоліти об'єднують близько 40 видів мінералів, з яких 7 значно поширені в природі.

За хімічним складом цеоліти є алюмосилкатами лужних і лужноземельних металів, переважно натрію, кальцію, рідше калію, барію за майже повної відсутності заліза і магнію.

Характерною особливістю цеолітів є наявність у їх складі особливої цеолітної води, яка помітно впливає на більшість фізичних властивостей, особливо оптичних.

Під час обережного нагрівання цеоліту він поступово втрачає воду без руйнування структури мінералу, на відміну від тих мінералів, які містять конституційну воду. Зневоднені цеоліти в подальшому здатні вбирати воду і переходити в свій нормальний стан. При цьому поновлюються і всі їхні первинні властивості. Вміст цеолітної води залежить від вологості, температури і тиску середовища.

Крім води зневоднений цеоліт може вбирати спирт, аміак, сірководень тощо. Процес вбирання відбувається без порушення структури мінералів. Таку властивість цеолітів використовують у багатьох технічних процесах.

Для цеолітів характерна здатність до обміну катіонів Na^+ на Li^+ , Ag^+ , K^+ , NH_4^+ , Ti^{4+} .

Назва всієї групи цеолітів походить від грецьких слів ζέω — киплю, вірую і λίθος — камінь; закипаюче каміння.

Практичне значення цеолітів полягає у використанні їхніх адсорбційних та іонообмінних властивостей при очищенні води, промислових, побутових стоків і в сільському господарстві для підвищення родючості ґрунтів: збільшення ємності вбирання на ґрунтах легкого гранулометричного складу.

Нагроліт $\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Назва походить від грецького «натрієве каміння».

Хімічний склад, %: SiO_2 — 47,4, Al_2O_3 — 26,8, Na_2O — 16,3, H_2O — 9,5.

Фізичні властивості

Блиск	скляний, перламутровий, шовковистий
Твердість	5,0 – 5,5
Спайність	досконала
Злам	нерівний
Колір	безбарвний, білий з жовтуватим, зеленкуватим, червонуватим відтінками
Риска	світла
Прозорість	прозорий, напівпрозорий
Щільність	2,2 – 2,5 г/см ³

Діагностичні ознаки: голчаста, поздовжньо-призматична форма кристалів, світлий колір, крихкість, «спучення» під час нагрівання.

Форми знаходження в природі. Трапляється у вигляді друз, волокнистих мас.

Походження гідротермальне, гіпергенне — внаслідок хімічного вивітрювання силікатів (польових шпатів, нефеліну та ін.).

Поклади розвідано у вулканічних породах Криму, Кавказу, на Гавайських островах.

Застосовують для очищення стічних, побутових вод, питної води (використовують тільки штучні цеоліти). У сільському господарстві — для підвищення родючості ґрунтів.

3.7.5. Клас галоїдів

До галоїдів належать солі галогеноводневих кислот: HF, HCl, HBr, HI. Найбільш поширеними в земній корі є хлориди натрію, калію, магнію, фториди кальцію і натрію-алюмінію. Останні сполуки трапляються рідко і є відносно рідкісними мінеральними тілами.

Відомо близько 100 мінералів цього класу, вони становлять ~ 0,5 % маси земної кори.

У чистому стані галоїдні сполуки майже не трапляються. У зв'язку з цим колір їх різний. У чистому стані галоїди часто безбарвні, білі, прозорі, а домішки забарвлюють їх у зелений, синьо-зелений, жовтий, червоний кольори.

Серед них переважають вторинні мінерали. За хімічним складом вони бувають прості і складні, водні і безводні. Найбільш поширені мінерали підкласів хлоридів і фторидів.

Хлориди

Галіт NaCl. Назву дав у 1847 р. Глокер за грецьким словом ἅλς — сіль або море, оскільки галіт виділяється під час випаровування морської води.

Хімічний склад, %: Na — 39,4, Cl — 60,6, іноді містить вкраплення глинистих часточок, органічних речовин і гіпсу, хлориду калію, магнію.

Фізичні властивості

Блиск	скляний, на вивітрених поверхнях — жирний
Твердість	2,0 – 2,5
Спайність	досконала в трьох напрямках
Злам	рівний, раковистий, зернистий
Колір	білий, за наявності домішок — сірий, рожевий, бурий
Риска	біла
Прозорість	прозорий або просвічує
Щільність	2,1 – 2,2 г/см ³

Діагностичні ознаки: солоний смак, мала твердість, цілком досконала спайність по кубу, добре розчиняється у воді, забарвлює полум'я в жовтий колір.

Різновиди: кам'яна сіль — утворилася в минулі геологічні періоди, часто вкрита пластами глин та інших гірських порід; самосадна сіль — утворюється донині на дні водних басейнів у районах сухого і жаркого клімату.

Форми знаходження в природі. Суцільні зернисті, щільні, стовпчасті маси, друзи.

Походження осадове — це хімічний осад озер і мілких морських басейнів. Галіт може утворювати вицвіти на поверхні ґрунтів за близького рівня залягання мінералізованих підґрунтових вод.

Поклади є в Україні (Артемівське — Донбас, Солотвіно — Закарпаття, Слов'яно-Бахмутське — м. Слов'янськ), Росії (Солікамське — Пермська область), Німеччині (Стасфуртське), Польщі (Величка).

Застосовують як сировину для хімічної промисловості, харчовий продукт, у зоотехнії.

У разі накопичення в ґрунтах може спричинювати їх засолення.

Сильвін KCl. Назва походить від «Sal digestivus Sylvii» — травна сіль Сильвіуса (від латинізованого імені Сильвій, голландського лікаря й хіміка Франціска де ля Бое).

Хімічний склад, %: K — 52,5, Cl — 47,5, як домішки часто містить NaCl.

Фізичні властивості

Блиск	скляний
Твердість	1,5 – 2,0
Спайність	досконала
Злам	рівний, раковистий, зернистий
Колір	білий чи безбарвний, за наявності домішок — червоний, бурий, жовтий, цегляно-червоний, синій
Риска.....	біла
Прозорість	прозорий, просвічує
Щільність	до 2,0 г/см ³

Діагностичні ознаки. невелика твердість, легко розчиняється у воді, гірко-солоний пекучий смак, забарвлює полум'я в фіолетовий колір.

Форми знаходження в природі. Трапляється у вигляді землистих, щільних, зернистих мас.

Походження осадове — хімічний осад морів, озер, а також продукти сублімації при вулканічних виверженнях.

Поклади розвідані в Україні (Калуське), Росії (Солікамське), Казахстані (Мертві солі).

Застосовують у хімічній і скляній промисловості, в сільському господарстві для виготовлення калійних добрив.

Сильвін, який містить як домішки NaCl, називають *сильвінітом*.

Карналіт $MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$. Названий у 1856 р. на честь німецького гірничого інженера Р. фон Карналла.

Хімічний склад, %: Mg — 8,7, K — 14,1, Cl — 38,3, H₂O — 38,9, містить домішки NaCl, KCl, CaSO₄, Fe₂O₃, KBr та ін.

Фізичні властивості

Блиск	на свіжому зламі скляний, жирний
Твердість	1,0 – 3,0
Спайність	відсутня
Злам	раковистий
Колір	білий, рожевий і червоний (домішки Fe ₂ O ₃) з жовтуватим і блакитним відтінками
Риска.....	біла
Прозорість	прозорий, просвічує
Щільність	1,6 г/см ³

Діагностичні ознаки. добре розчиняється у воді, невелика твердість, гірко-солоний пекучий смак, дуже гігроскопічний. Під час розчинення у воді на відміну від сильвіну тріщить.

Форми знаходження в природі. Трапляється у вигляді суцільних зернистих мас, які розпливаються на повітрі.

Походження осадове — утворюється як правило в родовищах галіту і сильвіну внаслідок осідання в морських басейнах на останніх стадіях висихання.

Поклади є в Україні (Калуське), Росії (Солікамське), Білорусі (Старобінське), Німеччині, США.

Застосовують для виробництва калійних добрив і металічного магнію.

Каїніт $KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$.

Хімічний склад, %: KCl — 30, $MgSO_4$ — 48,1, H_2O — 21,9, а також домішки $NaCl$, гіпсу. K_2O в каїніті близько 10 – 12 %.

Фізичні властивості

Блиск	скляний
Твердість	3,0
Спайність	відсутня
Злам	раковистий
Колір	світлий із сіруватим відтінком
Риска	біла
Прозорість	просвічує
Щільність	2,1 г/см ³

Діагностичні ознаки: невелика твердість, добре розчинний у воді, має гірко-солоний пекучий смак, малогіроскопічний.

Форми знаходження в природі. Зернисті маси.

Походження осадове — хімічний осад озер, морів.

Поклади є в Україні (Калуське), Росії (Солікамське).

Через невеликий вміст калію каїніт не транспортують, а разом з іншими калійними і магнієвими солями *застосовують* для виробництва калійних добрив. Висока ефективність каїніту виявляється на ґрунтах легкого гранулометричного складу і в разі внесення під цукрові буряки.

Фториди

Флюорит CaF_2 (плавиковий шпат). Назву дав Агрикола в 1529 р. від лат. fluoer — течія, потік (мінерал легко плавиться і використовується як флюс).

Хімічний склад, %: Ca — 51,2, F — 48,8.

Фізичні властивості

Блиск	скляний
Твердість	4,0
Спайність	досконала по кубу
Злам	ступінчастий
Колір	фіолетовий, зелений, білий
Риска	біла
Прозорість	просвічує
Щільність	3,0 – 3,2 г/см ³

Діагностичні ознаки: скляний блиск, твердість 4,0, кристали кубічної форми, розкладається в H_2SO_4 під час нагрівання з виділенням газоподібного фтороводню.

Форми знаходження в природі. Трапляється у вигляді суцільних, зернистих, землястих мас, друз.

Походження ендегенне, гідротермальне, зрідка пневматолітове, метасоматичне, іноді осадове.

Поклади знаходяться в Росії (Забайкалля), Казахстані, Киргизії, Англії, Німеччині, Норвегії, Гренландії, США.

Застосовують у хімічній, скляній промисловості, металургії, оптиці, для отримання плавикової кислоти і фторидів, у тім числі і зооцидів (фторацетамід і фторацетат барію), які використовують як отруту для боротьби з ховрахами і піщанками. Ці солі дуже отруйні для людини.

3.7.6. Клас вуглеводневих сполук

Торф утворюється внаслідок нагромадження і неповного розкладання рослинного матеріалу в анаеробних умовах за застійного водного режиму. Забарвлення має буре. В свіжому стані містить 85 – 95 % води. До складу входять рослинні рештки, органічні та неорганічні сполуки. Застосовують як паливо, у сільському господарстві для виготовлення компостів.

Вугілля поділяють на буре, кам'яне та антрацит. Хімічний склад, %: С — 60 – 90, Н — 1 – 12, О — 2,0 – 5,0, N — 1 – 3, домішки. Щільність залежить від мінеральних домішок. Твердість бурого вугілля — 1,5, антрациту — 2,0 – 2,5. Забарвлення бурого вугілля — буре, кам'яного вугілля, антрациту — темно-сіре, чорне. Злам — для бурого вугілля нерівний, для кам'яного вугілля та антрациту — зернистий або раковистий.

Нафта — згущена горюча оліїста рідина темно-коричневого кольору, яка є продуктом розкладання органічних решток четвертинного періоду. Поширена в осадовій оболонці Землі. Є сумішшю алканів, деяких цикланів і аренів, а також кисне-, сірко- й азотовмісних сполук. Розрізняють легку (0,65 – 0,87 г/см³), середню (0,871 – 0,910 г/см³) і важку (0,910 – 1,05 г/см³) нафту. Теплоота згоряння 43,7 – 46,2 МДж/кг. Класифікують за вмістом сірки на малосірчану (до 0,5 % S), сірчану (0,5 – 2,0 %) і високосірчану (понад 2,0 %). Використовують із шостого тисячоліття до н.е. Перегонкою одержують бензин, реактивне, дизельне паливо, мазут тощо.



Запитання для самоконтролю: 1. Що таке мінерали і яка їх роль у ґрунтоутворенні? 2. В якому агрегатному стані можуть бути мінерали? 3. Опишіть фізичні властивості мінералів. 4. Які процеси мінералоутворення належать до ендегенних і які до екзогенних? 5. Наведіть сучасні класифікації мінералів за хімічним складом, кристалохімічною структурою, застосуванням у народному господарстві. 6. Схарактеризуйте мінерали класу самородних елементів. 7. Дайте характеристику мінералів класу сульфідів. 8. Які мінерали входять до класу галогенних сполук? 9. Назвіть підкласи мінералів, які входять до класу силікатів. 10. Коротко схарактеризуйте основні мінерали класу силікатів. 11. Що ви знаєте про мінерали класу фосфатів і нітратів? 12. Розкажіть про мінерали класу карбонатів. 13. Наведіть кілька прикладів мінералів класу сульфатів і схарактеризуйте їх. 14. Які мінерали входять до класу оксидів та гідроксидів? Перелічіть їх характерні ознаки 15. Що ви знаєте про мінерали класу галогенів? 16. Схарактеризуйте речовини, які входять до класу вуглеводневих сполук.



ОСНОВИ ПЕТРОГРАФІЇ

4.1. ПОНЯТТЯ ПРО ГІРСЬКІ ПОРОДИ ТА ЇХ КЛАСИФІКАЦІЯ

Петрографія — наука про гірські породи (від грец. *πέτρος* — камінь, скеля). Петрографія вивчає хімічний, мінералогічний склад гірських порід, їх структуру, текстуру, умови утворення, залягання, поширення та зміну у зв'язку з геологічними процесами, що відбуваються в земній корі.

Гірськими породами називають скупчення одного або декількох мінералів, які займають значний простір у земній корі і мають більш-менш сталий хімічний і мінеральний склад та будову.

Власне з гірських порід і мінералів утворена земна кора.

Породи, які складаються з одного мінералу, називають *мономінеральними* (наприклад, вапняк утворений з мінералу кальциту). Породи, що складаються з багатьох мінералів, називають *полімінеральними* (наприклад, граніт утворений з кварцу, польового шпату, слюди).

Мінерали у складі породи мають неоднакове значення. Деякі з них характерні для породи й обов'язково входять до її складу. Їх називають *породоутворювальними* мінералами. Їх близько 20 видів. З них на 95 % складена земна кора. Випадкові (другорядні) мінерали в складі порід називають *акцесорними*. Їх вміст у породах менший 5 %.

За походженням усі гірські породи поділяють на три групи: магматичні, осадові, метаморфічні.

Магматичні породи утворюються внаслідок кристалізації магми всередині або на поверхні земної кори.

Осадові породи — продукти вивітрювання магматичних і метаморфічних порід та накопичення решток організмів. Ці продукти можуть переноситися механічними силами (вітром, льодом, водою), виділятися з розчинів і відкладатися на дні водойм або на поверхні землі.

Метаморфічні породи — змінені магматичні й осадові породи під впливом високих температур, тиску, а також газів, гарячих розчинів, які виділяються з магми.

Майже 75 % поверхні земної кори вкрито осадовими породами і лише 25 % — магматичними і метаморфічними. Проте об'єм осадо-

вих порід становить тільки 3 % об'єму всіх гірських порід, які складають земну кору загалом. Усього відомо близько 1000 видів гірських порід.

Осадкові породи є основними ґрунтотворними породами. В особливу групу виділяють **агрономічні руди**. Це гірські породи та продукти їх переробки, які використовують як добрива, меліоранти, засоби боротьби зі шкідниками та хворобами рослин. Більша частина агроруд має осадове походження, менша — магматичне.



Рис. 4.1. Розріз ділянки земної кори:

1 — океан; 2 — осадкові гірські породи; 3 — граніти; 4 — базальтовий пояс; 5 — мантія (верхні шари перідотитової зони)

Земна кора в різних частинах Землі має неоднакову товщину і різну будову. Виділяють два **типи земної кори** — океанічний і континентальний (рис. 4.1).

Континентальний тип земної кори складається з трьох оболонок — осадової, гранітної і базальтової.

Океанічний тип земної кори складається з двох оболонок — осадової і базальтової.

Осадова оболонка залягає на самій поверхні земної кори. Вона складена осадовими гірськими породами. Товщина її змінюється від нуля до 8 – 15 км, а в гірських країнах досягає 40 – 70 км. Під океанами вона має невелику товщину.

Гранітна оболонка залягає під осадовою. Складена вона переважно магматичними і метаморфічними породами. На дні Світового океану гранітної оболонки немає. Її товщина в середньому 10 – 40 км, а під гірськими хребтами — 50 – 70 км.

Базальтова оболонка залягає під гранітною. Вона складається з базальтів. На рівнинах товщина базальтової оболонки 20 – 25 км, а в районах молодих гір 15 – 20 км. Більшу товщину вона має під океанами, ніж під континентами.

4.1.1. Діагностичні ознаки гірських порід

4.1.1. Діагностичні ознаки гірських порід

До **основних діагностичних ознак** гірських порід належать перелічені нижче.

Мінеральний склад. Тут треба зазначити, полі- чи мономінеральною є порода, з яких породоутворювальних і акцесорних мінералів вона складається.

Колір. Визначають за забарвленням, яке переважає у породі. Мінерали, які складають магматичні породи, за кольором поділяють на безбарвні або світлі — салічні (кварц, польові шпати, нефелін) та кольорові або темні — фемічні (слюди, мета-, ортосилікати).

Структура. Внутрішня будова мінерального агрегату, тобто ступінь його кристалізації, форма, розмір і спосіб зростання мінералів, які складають породу. Структура порід відбиває умови їх утворення.

Текстура. Характеризує взаємне розміщення складових частин (мінералів) у породі та її щільність.

Форми залягання. Залежать від умов утворення порід. Їх вивчають у природній обстановці.

До **специфічних діагностичних ознак** гірських порід належать:

- кипіння від додавання HCl;
- магнітність;
- розчинність у воді;
- гіроскопічність;
- твердість (тверді — дряпають скло, середні і м'які — не дряпають);
- горючість;
- запах тощо.

4.2. МАГМАТИЧНІ ГІРСЬКІ ПОРОДИ

Магматичні гірські породи за походженням належать до первинних, тому що утворюються безпосередньо з магми.

Магма — тістоподібна розплавлена маса силікатного складу, яка містить гази, пару, воду, гарячі водні розчини. Внаслідок рухів земної кори магма може переміщуватися ближче до поверхні Землі. Підійняті з надр у земну кору або вилиті на її поверхню розплавлені маси (магма) застигають і утворюють магматичні гірські породи. Якщо магма застигає на глибині, то породи, що утворюються тут при повільному застиганні та під високим тиском, називають **інтрузивними** (**глибинними**, або **плутонічними**). Коли магма-лава виливається на поверхню Землі і твердне в умовах низьких тиску і температури, то утворюються **ефузивні** (**виливні**, або **вулканічні**) магматичні породи. Інтрузивні й ефузивні магматичні породи різняться між собою структурою, текстурою та умовами залягання.

Інтрузивні магматичні породи. Коли магма застигає в надрах Землі, де процес охолодження відбувається повільно, її атоми і молекули встигають розташуватися у певному порядку, тобто утворити кристали. Тому ці породи мають **повнокристалічну (зернисту) стру-**



Рис. 4.2. Структури магматичних гірських порід:
а — рівномірнозерниста; *б* — нерівномірнозерниста; *в* — пегматитова

ктуру. Вона може бути: рівномірнозернистою і нерівномірнозернистою (порфіроподібною) (рис. 4.2).

У повнокристалічних породах всі мінерали знаходяться у формі кристалічних зерен.

Різновидом повнокристалічної структури є *пегматитова структура*. Вона утворюється, коли великі кристали одного мінералу проростають однаково орієнтованими дрібними кристалами іншого мінералу. Наприклад, у письмового граніту.

У *порфіроподібній структурі* на фоні загальної рівномірнозернистої маси виділяються великі кристали вкраплень (наприклад, у сієніту).

За розміром кристалів розрізняють такі **види структур**:

- *великозернисту* — розмір зерен понад 5 мм у діаметрі (власлива глибинним породам, які кристалізуються повільно і кристали встигають вирости до великих розмірів);

- *середньозернисті* — зерна розміром 5 – 2 мм;

- *дрібнозернисті* — менше 2 мм (характерна для напівглибинних порід, що утворюються за швидкого охолодження магми).

Для інтрузивних порід характерна масивна текстура. За масивної текстури мінерали розміщені в породі безладно і щільно прилягають один до одного.

Форми залягання. Інтрузивні породи утворюють **масивні тіла** (рис. 4.3):

- *лаколіти* — тіла грибоподібної форми з випуклою поверхнею (діаметром від 100 м до декількох кілометрів; наприклад, гори Машук, Залізна, Аюдаг);

- *лополіти* — мають вигляд плоского блюда або чаші;

- *батоліти* — куполоподібні тіла великих розмірів (площею понад 200 км²); вони мають стрімкі боки і розширюються донизу, фундамент батолітів знаходиться на великій глибині;

- *штоки* — за формою аналогічні батолітам, але менших розмірів (площею менше 200 км²);

- *факоліти* — сочевицеподібні тіла у складках шарів.

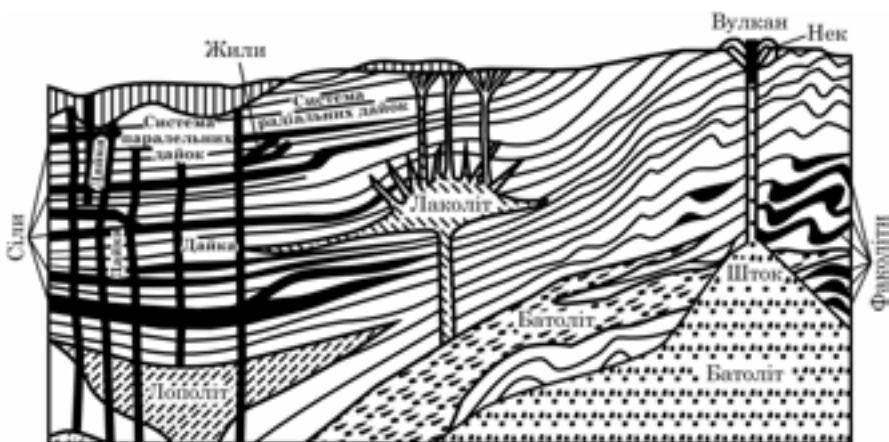


Рис. 4.3. Форми залягання інтрузивних магматичних гірських порід

У разі заповнення тріщин інтрузивними породами утворюються:

- *жили* — не мають правильної форми;
- *дайки* — жили, які перетинають шари вертикально (завдовжки в сотні кілометрів, завширшки 3 – 12 км);
- *нек* — застигла лава у жерлі вулкана;
- *сілі* — горизонтальні інтрузії.

Ефузивні магматичні породи. У разі виливання магми на поверхню Землі у вигляді лави вона швидко охолоджується і кристали утворитися не встигають. Тому ці породи утворюють **суцільні аморфні** або **прихованокристалічні маси**. Вони мають такі види структури:

- *склудату (афонітову)* — зерна непомітні навіть у лупу; це аморфна маса з раковистим зламом (наприклад, обсидіан);
- *порфірову* — на фоні дрібнозернистої, щільної або аморфної маси добре видно окремі великі кристали; це прихованокристалічні породи (наприклад, трахіт, андезит) (рис. 4.4).

Для ефузивних порід характерна така **текстура**:

- *пориста* — зумовлена виділенням газів під час застигання лави (пемза, лішарит, андезит);

- *ніздрювата* — зумовлена виділенням газів під час застигання лави (базальт);



Рис. 4.4. Порфірова (а) та склудата (б) структури ефузивних магматичних гірських порід

► *мигдалекам'яна* — утворюється в разі заповнення порожнин мінеральною речовиною (базальт);

► *флюїдальна* — кристали витягнуті в напрямку течії лави (ліпарит);

► *масивна* (обсидіан).

Форми залягання. Ефузивні магматичні породи залягають у формі:

► *потоків* — заповнені застиглою лавою, подовжені негативні форми рельєфу;

► *покривів* — виникають у разі великих виливів базальтових лав і займають величезні площі (десятки тисяч квадратних кілометрів, наприклад, Середньосибірське плоскогір'я);

► *куполів* — в'язка гранітна лава, що виливається із жерла вулкана, не розтікається, а утворює куполоподібне підвищення (рис. 4.5).



Рис. 4.5. Форми залягання ефузивних магматичних гірських порід:

1 — потік; 2 — покрив; 3 — купол

4.2.1. Класифікація магматичних гірських порід

До складу магматичних порід входять усі відомі хімічні елементи. Головними з них є O (47 %), Si (28 %), Al (8 %), Fe (5 %), Ca, Na, K, Mg, Ti, H.

Хімічний склад магми можна умовно подати оксидами: SiO₂; Al₂O₃; Fe₂O₃; FeO; CaO; MgO; Na₂O; K₂O; TiO₂; Cr₂O₃; P₂O₅; легколеткі: H₂O; F; Cl; CO₂; H₂S; SO₂; B та ін.

Важливим критерієм для характеристики магматичних порід є вміст у них силікатної кислоти. Залежно від ступеня насичення магматичних порід кремнеземом (SiO₂) їх поділяють на: ультракислі (SiO₂ > 75 %), кислі (65 – 75 %), середні (52 – 65 %), основні (45 – 52 %), ультраосновні (SiO₂ < 45 %) (табл. 4.1).

До головних породоутворювальних мінералів належать польові шпати, кварц, слюди, оливін, піроксени, амфіболи, фельдшпатиди. До другорядних, або акцесорних (їх вміст незначний), належать апатит, флюорит, рудні мінерали. За забарвленням головні мінерали поділяють на кольорові (амфіболи, оливін, піроксени, біотит) і світлі (польові шпати, кварц, фельдшпатиди).

Мінерали кварц і оливін — відповідно індикатори кислотності та основності порід. Разом вони не трапляються.

Наявність кварцу дає підставу віднести породи до кислих (за малого його вмісту — до середніх), відсутність кварцу і незначна кількість оливину — до основних, значна кількість оливину — до ультраосновних.

У кислих породах переважають кварц і калієві польові шпати, тому породи світлі. У разі переходу від кислих до основних і ультраосновних порід вміст кварцу й ортоклазу зменшується. Водночас збільшується вміст спочатку плагіоклазів, а потім їх замінюють кольорові мінерали. Переважання кольорових мінералів в ультраосновних породах зумовлює збільшення щільності порід до 3 – 3,4 г/см³ проти 2,7 г/см³ у кислих, зеленкувато-чорний колір, зниження температури плавлення і збільшення в'язкості.

Таблиця 4.1. Класифікація магматичних гірських порід

Ступінь кислотності, вміст SiO ₂	Забарвлення	Інтрузивні породи	Ефузивні породи	Мінеральний склад
Кислі, SiO ₂ > 65 %	Світле	Граніт	Ліпарит Обсидіан	Кварц, ортоклаз, слюда, рогова обманка, рідше авгіт
Середні, SiO ₂ = 52...65 %	Сіре	Сієніт Діорит	Трахіт Андезит	Ортоклаз, мікроклін, рогова обманка, рідше біотит, авгіт Плагіоклаз середній, рогова обманка, рідше біотит, авгіт
Основні, SiO ₂ = 40...52 %	Темне до чорного	Габро Лабрадорит	Базальт, діабаз	Плагіоклаз основний (лабрадор), авгіт, оливін, рідше біотит, рогова обманка Лабрадор
Ультраосновні, SiO ₂ < 40 %	Чорне, темно-зелене	Перидотит, дуніт	Пікрити	Оливін, авгіт

Інтрузивні магматичні породи залягають на глибині, але інколи вони можуть виходити на денну поверхню, якщо їх покрівля розмита або коли їх підносять до поверхні тектонічні сили.

Ефузивні породи, як правило, залягають на поверхні Землі. Проте вони можуть бути занурені під осадові породи, якщо земна кора опускалася внаслідок тектонічних процесів.

З інтрузивних магматичних порід найпоширенішими є граніти, з ефузивних — базальти.

4.2.2. Основні представники магматичних гірських порід

Граніт (від лат. granum — зерно).

Походження — кисла інтрузивна магматична порода.

Мінеральний склад — полімінеральний. Складається з породо-утворювальних мінералів: калієвих польових шпатів (ортоклаз, мікроклін) — 40 – 60 %, кварцу — 30 – 35 %, кольорових мінералів — слюд, групи амфібол (рогової обманки), рідше групи піроксенів (авгіт) — 5 – 15 %. Залежно від вмісту кольорових мінералів розрізняють різновиди граніту: біотитовий, мусковітовий, роговообманковий, піроксеновий (з авгітом).

Акцесорні мінерали: апатит, циркон, магнетит, пірит, молібденіт та ін.

Структура повнокристалічна (зерниста). За відносним розміром зерен структура буває рівномірнозерниста або порфіроподібна (нерівномірнозерниста), велико-, середньо- або дрібнозерниста.

Текстура масивна.

Колір сірий, рожевий, жовтий, червоний. Залежить від кольору польових шпатів.

Тверда порода (дряпає скло).

Форми залягання — батоліти, штоки, дайки, жили, лаколіти.

За структурою та мінеральним складом виділяють декілька *різновидів* граніту.

Рапаківі (від фін. гниле каміння) — граніт із порфіроподібною структурою, збагачений ортоклазом. На фоні загальної маси розсіяні великі кристали ортоклазу яйцеподібної форми, які обрамлені сірим або зеленкуватим олігоклазом. *Використовують* як декоративний камінь.

Письмовий граніт — граніт із пегматитовою структурою (схожа на арабські літери). Орієнтовані кристали кварцу пронизують великі кристали польових шпатів.

Гранодіорит — граніт, в якому переважають натрієво-кальцієві польові шпати. Має темніший колір, ніж звичайні граніти чи зерна кварцу і польових шпатів.

У процесі вивітрювання насамперед руйнуються польові шпати, перетворюючись на каолінит, а кольорові мінерали — на хлорит. Найстійкіший мінерал кварц, який піддається тільки фізичному вивітрюванню. Продукти вивітрювання — уламкові породи і глини.

Граніт *застосовують* як будівельний, облицювальний матеріал. Він добре шліфується, піддається обробці. З гранітом пов'язані родовища олова, золота, свинцю, міді, слюди, каоліну, флюориту.

Поклади поширені в гірських системах (Урал, Центральний Кавказ, Алтай), у межах Балтійського щита (Кольський півострів, Карелія), Українського щита (Великоподільська, Приазовська височини), в Забайкаллі.

Ліпарит — кислий ефузивний аналог граніту.

Структура склувата або порфірова. На фоні склуватої маси виділяються порфірові вкраплення ортоклазу, кварцу, рідше — рогової обманки, біотиту.

Текстура масивна, флюїдална, часто пориста і мигдалекам'яна.
Колір білий, сірий, інколи з рожевим відтінком.

Твердий.

Залягає у вигляді лавових потоків, покривів.

Застосовують як будівельний матеріал, шляховий камінь.

У природі *трапляється* рідко.

Поклади є на Кавказі, в Сибіру, на Далекому Сході.

Обсидіан (вулканічне скло) — кисла ефузивна порода, аналог ліпариту.

Мінеральний склад — кварц і польові шпати.

Аморфна порода з раковистим зламом.

Структура склувата.

Текстура масивна, інколи піниста.

Колір чорний, червоно-коричневий.

Твердий.

Блиск скляний або жирний.

Прозорий у краях.

Застосовують для виготовлення темного скла.

Поклади відкрито на Центральному Кавказі, Вірменському плоскогір'ї, Алтаї, Уралі.

Пемза — кисла ефузивна порода. Утворюється з виверженої магми, збагаченої газами. Однорідна за складом.

Структура склувата.

Текстура сильно пориста, піниста.

Колір сірувато-жовтий, сіруватий.

Блиск шовковистий.

Шорстка на дотик.

Дуже легка (плаває на воді), щільність < 1 г/см³.

М'яка (не дряпає скло).

Трапляється у вигляді уламків, викинутих під час виверження вулканів.

Застосовують як тонкий абразивний матеріал і легкий будівельний камінь.

Перліт — кисла ефузивна порода (подібна до обсидіану).

Структура склувата. Це вулканічне скло збіднене вкрапленнями.

Текстура концентрично-шкаралупчаста.

Колір сірий, блакитно-сірий.

Блиск восковий.

Від удару розпадається на дрібні кульки.

Застосовують як мінеральний субстрат у теплицях.

Сієніт — середня інтрузивна порода.

Полімінеральна.

Породоутворювальні мінерали: в основному ортоклаз, рідше мікроклін, а також кольорові мінерали — рогова обманка, рідше біотит, авгіт. У зв'язку з цим розрізняють сієніти амфіболові, слюдяні, піроксенові. Кварц відсутній.

Акцесорні мінерали: апатит, магнетит, зрідка оливін.

Структура повнокристалічна, рівномірнoзерниста, інколи порфіроподібна.

Текстура масивна.

Колір світло-сірий, рожевий.

Твердий.

Форми залягання — частіше на периферії гранітних масивів, рідше у вигляді лаколітів, штоків, дайок.

Застосовують як будівельний матеріал, шляховий камінь.

Поклади знайдено в Східному Сибіру, на Уралі, в Україні. Із сієнітом пов'язані родовища міді, магнетиту, золота, манганових руд.

Трахіт — ефузивний аналог сієніту.

Прихованокристалічна порода.

Полімінеральна.

Породоутворювальні мінерали: ортоклаз, біотит, рідше рогова обманка, авгіт, обсидіан.

Структура порфірова. Порфірові вкраплення ортоклазу і плагіоклазу.

Текстура масивна з переходом у пористу в разі вивітрювання зерен ортоклазу.

Колір сірий, жовтуватий, рожевий і навіть червоний.

Твердий.

Поверхня зламу жорстка на дотик, зумовлена дрібнозернистою будовою породи. Наявність порожнин посилює вивітрювання породи. У порожнинах породи виділяються кристали вторинних мінералів. Внаслідок вивітрювання породи утворюються глини.

Форми залягання — потоки, покриви, куполи.

Застосовують як будівельний і кислототривкий матеріал.

Поширені трахіти мало. Родовища є в Україні, на Кавказі (Г'ятигорськ).

Діорит — середня інтрузивна порода.

Полімінеральна.

Породоутворювальні мінерали: середні плагіоклази (олігоклаз, андезит), 30 % кольорових мінералів — переважно рогової обманки, рідше біотиту, авгіту. Кварцу немає або мало. Підвищений вміст кольорових мінералів відрізняє діорит від сієніту.

Акцесорні мінерали: апатит, магнетит, пірит, ільменіт.

Структура повнокристалічна, рівномірнoзерниста (дрібно- і середньoзерниста).

Текстура масивна.

Колір від світло- до темно-сірого, вивітрений — із зеленкуватим відтінком.

Твердий.

Форми залягання — жили, штоки, дайки, частіше залягають на периферії гранітних масивів.

Поклади є на Уралі, в Середній Азії, Закавказзі.

З діоритами пов'язані родовища заліза, цинку, свинцю, міді, рідше — золота.

Андезит — ефузивний аналог діориту.

Структура порфірова. На фоні прихованокристалічної маси розміщені світлі вкраплення плагіоклазів зі скляним блиском.

Текстура пориста.

Колір темно-сірий, червоно-бурий; внаслідок вивітрювання набуває сірувато-зеленого кольору і розділяється на гострокутні уламки.

Твердий.

Злам у сірих андезитів гладенький, у червоно-бурих — жорсткий.

Утворює стовпчасті і плитчасті відокремленості.

Форми залягання — потоки, покриви, куполи.

Застосовують як стіновий, шляховий, декоративний камінь, кислототривкий матеріал.

Поклади є на Камчатці, Кавказі, в Східному Сибіру, в Карпатах.

Габро — основна інтрузивна порода.

Полімінеральна.

Породоутворювальні мінерали: основні плагіоклази (від лабрадору до анортиту), авгіт, з кольорових мінералів — оливін, рідше біотит, рогова обманка. Кварцу немає.

Акцесорні мінерали: ортоклаз, магнетит, ільменіт, хроміт, корунд, гранат, апатит.

Розрізняють оливінове габро, роговообманкове габро. Габро, що складається лише з лабрадору, називають **лабрадоритом**. Це мономінеральна порода з красивою зелено-синьою іризацією на тріщинках спайності, добре полірується.

Структура повнокристалічна, від дрібно- до великозернистої.

Текстура масивна, рідше смугаста.

Колір темний: темно-сірий, чорний, зелений (через вміст до 50 % кольорових мінералів).

Твердий.

Важкий (2,6 – 3,3 г/см³), як і всі основні породи.

Слабко магнітний.

Форми залягання — лаколіти, штоки, дайки.

Застосовують як облицювальний, декоративний матеріал, для виготовлення пам'ятників.

Поклади є на Уралі, в Забайкаллі, Карелії, Середній Азії, Україні (Житомирська область).

Базальт (трап) — найпоширеніший ефузивний аналог габро.

Прихованокристалічна порода.

Структура дрібнозерниста або склувата з порфіровими вкрапленнями кристалів основного плагіоклазу, авгіту, оливіну, рогової обманки, магнетиту.

Текстура щільна або ніздрувата, мигдалекам'яна.

Порода утворює характерні стовпчасті п'яти-шестигранні, рідше плитчасті відокремленості (високі базальтові стовпи в Рівненській області).

Колір темно-сірий, чорний, внаслідок вивітрювання стає іржаво-бурим або темно-зеленим.

Твердий.

Важкий.

Жорсткий на дотик.

Злам нерівний.

Форми залягання — величезні лавові покриви та потоки.

У разі вивітрювання базальтів із плагіоклазів утворюються глинисті мінерали і карбонати; оливін перетворюється на серпентин, карбонати, лимоніт.

За латеритного типу вивітрювання з базальтів утворюються боксити і лимоніт.

Застосовують як будівельний, шляховий камінь, у ливарній справі, як електроізоляційний, кислото- та лугоотривкий, вогнестійкий матеріал (тканини, пористий папір).

Поклади є в Забайкаллі, на Алтаї, Далекому Сході, у Вірменії, в Україні.

Діабаз — ефузивний аналог габро.

Полімінеральна порода.

Породоутворювальні мінерали: основні плагіоклази (лабрадор), авгіт.

Структура повнокристалічна, без порфірових вкраплень (на відміну від базальту). Від дрібно- до великозернистої.

Текстура масивна.

Колір темний. Під дією вивітрювання набуває зеленого та іржавого кольору внаслідок перетворення авгіту, оливіну на хлорит, серпентин, лимоніт.

Твердий.

Важкий.

Форми залягання — лавові потоки, жилоподібні утвори, кульові відокремленості (утворюються під водою).

Застосовують так само, як і базальт.

Поклади є на Уралі, Кавказі, в Сибіру.

Перидотит — поширена ультраосновна інтрузивна порода.

Полімінеральна порода.

Породоутворювальні мінерали: оливін і авгіт з домішками кольорових мінералів (рогової обманки, біотиту).

Акцесорні мінерали: апатит, магнетит, хроміт, іноді платина.

Мономінеральний різновид перидотиту, що на 99 % складається з оливіну з незначною кількістю домішок авгіту, магнетиту, хроміту, називають **дунітом**.

Структура повнокристалічна, від дрібно- до великозернистої.

Текстура масивна.

Колір зеленкувато-чорний.

Твердий.

Важкий (2,8 – 3,4 г/см³), як і всі ультраосновні породи.

Форми залягання — штоки, дайки, пласти.

Породи нестійкі в земній корі. Внаслідок вивітрювання перетворюються на серпентин (зеленого кольору).

З перидотитом пов'язані такі корисні копалини: платина, хром, нікель, мідь, залізо, титан, кобальт, азбест, тальк.

Пікрит — ефузивний аналог перидотиту.

Породоутворювальні мінерали: оливін і авгіт у суміші зі серпентином і хлоритом.

Структура зерниста або пегматитова. За пегматитової структури зерна оливину проростають крізь кристали авгіту.

Текстура масивна.

Колір зеленкувато-чорний.

Твердий.

Важкий.

Трапляється рідко з діабазовими породами.

У разі вивітрювання перетворюється на серпентин, хлорит.

Кімберліт («синя земля») — ультраосновна інтрузивна порода.

Полімінеральна.

Породоутворювальні мінерали: серпентин, оливін, слюда.

Брекчєєподібна *будова*.

Кімберліт виповнює циліндричні «трубки вибухів», діаметр яких досягає 1 км. У кімберлітових трубках трапляються алмази.

Розсипища алмазів у кімберлітових трубках знайдено в Якутії, на Уралі.

Магматичні породи мають велике природно-господарське значення. Вони є важливими корисними копалинами. Магматичні породи — це будівельні, облицювальні матеріали, рудні родовища. Деякі з них є сировиною для виготовлення мінеральних добрив. Руди є гірськими породами, збагаченими на метали. Скупчення останніх пов'язане з основними та ультраосновними інтрузивними породами — габро, перидотитами, піроксенітами, менше їх у середніх породах — сієнітах, діоритах і зовсім мало в кислих — гранітах. У процесі вивітрювання магматичні гірські породи руйнуються, набувають пухкості. Продукти вивітрювання магматичних порід входять до складу різних ґрунтів і зумовлюють їхні фізико-механічні властивості.

4.3. МЕТАМОРФІЧНІ ГІРСЬКІ ПОРОДИ

Метаморфічні гірські породи є вторинними гірськими породами, які утворюються в зоні метаморфізму з осадових і магматичних по-

рід під дією на них високого тиску, температури, гарячих розчинів і газів, які виділяються з магми.

Залежно від чинників, що зумовлюють метаморфізм, розрізняють такі види останнього:

- **динамометаморфізм** — причиною є тиск при гороутворенні;
- **пірометаморфізм** (термічний) — причиною змін є висока температура;
- **продинамометаморфізм** — причиною змін є високі температура і тиск;
- **гідротермальний** — відбувається за участю гарячих водних розчинів;
- **пневматолітовий** — відбувається під дією гарячих газів та пари.

За місцем виявлення виділяють такі *види метаморфізму*.

- **регіональний** — відбувається на великих територіях у разі опускання частіше осадових порід у глибокі надра земної кори і впливу на них високих температур і тиску;
- **контактний** (нарколожильний) — спостерігається в місці контакту прониклої магми з гірською породою.

При метаморфізмі різко змінюється структура, текстура, а часто і мінеральний склад порід.

Мінеральний склад. Хімічний та мінеральний склад метаморфічних порід різноманітний. Вони складаються з мінералів, які стійкі в умовах високих тиску і температури. До них належать мінерали як магматичного (кварц, слюди, плагіоклази, авгіт, рогова обманка, магнетит та ін.), осадового походження (кальцит, доломіт), так і суто метаморфічні (тальк, хлорит, деякі слюди, графіт, гранат).

Структура. Метаморфічні породи мають повнокристалічну структуру: кристалобластичну, катакlastичну, реліктову. Така структура утворюється внаслідок перекристалізації порід у твердому стані, а не в процесі застигання розплавів, як у магматичних породах. Під дією високого тиску на породи всі кристали сплющуються й орієнтуються в одному напрямку, перпендикулярному до дії тиску (кристалобластична структура), або деформуються і подрібнюються (катакlastична структура). Для реліктових структур характерні рештки первинної структури, яку порода мала до метаморфізму.

За розміром зерен мінералів розрізняють такі структури метаморфічних порід:

- **великокристалічну** — діаметр зерен $d > 1$ мм;
- **середньокристалічну** — $d = 0,25...1$ мм;
- **дрібнокристалічну** — $d < 0,25$ мм.

Текстура. Характерні для метаморфічних порід текстури наведено в табл. 4.2.

Таблиця 4.2. Класифікація метаморфічних порід

Текстура	Вихідні породи	Метаморфічні породи	Мінеральний склад
Смугаста	Осадові	Парагнейс	Польові шпати, кварц, слюда
Сланцювата	Магматичні (граніт, сієніт)	Ортогнейс	Рогова обманка
	Глинисті Хлоритові Талькові Слюдисті	Сланці	Тальк, слюда, рогова обманка, хлорит, кварц
Масивна (зерниста)	Вапняк	Мармур	Кальцит, доломіт
	Доломіт (рідше) Пісковики кварцові	Кварцит	Кварц із домішками

➤ *сланцювата* — мінерали видовженої форми, розташовані паралельно (сланці);

➤ *смугаста* — у породі чергуються смуги різних за складом і кольором мінералів різної товщини (гнейси);

➤ *волокниста* — мінерали переплітаються між собою;

➤ *плойчата* (хвиляста) — порода зібрана в складки;

➤ *очкова* — в породі виділяються великі, овальної форми зерна світлих мінералів на загальному темному фоні дрібнозернистої маси; характерна для гнейсів і деяких сланців (рис. 4.6);

➤ *масивна* — зерна мінералів розміщені без певного орієнтування (мармури, кварцити).

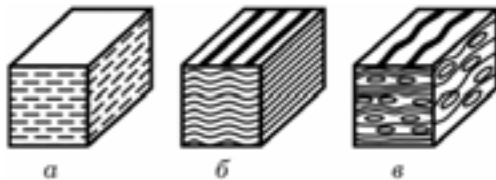


Рис. 4.6. Текстура метаморфічних гірських порід (за І.О. Єлісеєвим):

a — сланцювата площинно-паралельна; *б* — сланцювата хвиляста; *в* — лінзоподібна, або очкова

Форми залягання. Метаморфічні гірські породи, як правило, залягають вище інтрузивних магматичних порід. Форми залягання метаморфічних порід найчастіше повторюють форми залягання тих порід, з яких вони утворилися. Отже, метаморфічні породи трапляються у формі шарів, штоків, жил, лінз тощо.

4.3.1. Основні представники метаморфічних гірських порід

Найпоширенішими породами є гнейси, сланці, мармури, кварцити.

Гнейси (від нім. Gneis — гнилий) — найбільш поширена полімінеральна метаморфічна порода.



Рис. 4.7. Гнейс

Породоутворювальні мінерали: польові шпати, кварц, слюди, рогова обманка або авгіт. За мінеральним складом гнейси подібні до гранітів, гранодіоритів, але різняться тим, що мінерали в них розташовані не безладно, як у магматичних породах, а орієнтовані перпендикулярно до напрямку тиску й утворюють характерну гнейсову текстуру. У породі чергуються шари темних (наприклад, біотит) і світлих (польові шпати, кварц) мінералів.

Структура повнокристалічна (зерниста).

Текстура смугаста, сланцювата або очкова.

Колір рожевий, сірий до темного.

Гнейси, які утворюються внаслідок метаморфізму інтрузивних магматичних порід (гранітів, гранодіоритів, сієнітів) називають **ортогнейсами**, а внаслідок метаморфізму осадових порід (пісковиків, аркозових пісків) — **парагнейсами**. Ортогнейси мають тоншу смугастість, ніж парагнейси.

Гнейси часто *трапляються* в районах поширення гранітів. Породи з перехідними ознаками від гранітів до гнейсів називають **гранітогнейсами**.

Гнейси складають основи стародавніх платформ і щитів. Вони *трапляються* в Україні, Карелії, Східному Сибіру, на Кавказі.

Застосовують їх як будівельний матеріал, шляховий камінь.

Сланці — група метаморфічних порід кристалічної структури і сланцюватої або смугастої текстури. Вони легко розколюються в горизонтальному напрямку.

За мінеральним складом розрізняють різновиди сланців: глинисті, хлоритові, талькові, слюдяні, філітові та ін.

Глинисті сланці — початкова стадія метаморфізації глинистих порід.

Мінеральний склад: гідрослюди, кварц (пилуваті часточки) з домішками глинистих мінералів.

Структура неповнокристалічна на відміну від інших метаморфічних порід.

Текстура сланцювата.

Колір зелений, сірий, бурий, чорний, червонуватий.

Блиск матовий (як у глини).

Злам землистий (як у глини).

Не розмокає у воді (на відміну від глини).

При диханні на зразок породи відчувається запах глини.

Застосовують як матеріал для покрівель.

Хлоритові сланці — мономінеральна порода.

Утворюються внаслідок метаморфізації основних магматичних порід.

Мінеральний склад: хлорит з домішками кварцу, тальку, слюди, польових шпатів, магнезиту та ін.

Структура кристалічна лускувата.

Текстура сланцювата.

Колір зелений.

Порода жирна на дотик. Легко дряпається ножом. Може мати магнітність.

Різновид хлоритових сланців — епідотовий сланець, що містить фосфор, магній, кальцій, мікроелементи.

Поклади в Україні є в Овруцькому р-ні Житомирської області.

Можна *використовувати* як мінеральне добриво.

Талькові сланці — мономінеральні породи.

Утворюються в процесі метаморфізму ультраосновних магматичних порід.

Мінеральний склад: тальк із домішками кварцу, слюд, хлориту, польових шпатів та ін.

Структура кристалічна.

Текстура сланцювата.

Колір світло-зелений з відтінками.

Дуже м'які. Твердість 1 – 1,5 (дряпаються нігтем).

Жирні на дотик.

Застосовують як мастильні засоби, для виготовлення вогнетривкої цегли.

Слюдяні сланці — утворюються в процесі метаморфізму глини, глинистих сланців, філітів.

Мінеральний склад: слюди, дрібні зерна кварцу.

За видом *слюд* розрізняють біотитові, мусковітові, двослюдяні сланці.

Структура повнокристалічна.

Текстура сланцювата, тонкошарувата.

Колір сірий, зеленкувато-сірий, чорний.

Застосовують для виробництва тепло- та електроізоляційних плит.

Філітові сланці (філіти) — полімінеральна порода, що є початковою стадією метаморфізму глинистих сланців, глин і суглинків.

Породоутворювальні мінерали: слюда і кварц (дуже дрібні кристали).

Акцесорні мінерали: альбіт, хлорит (надає породі зеленого відтінку). Порода збагачена на органічні речовини, які надають їй темного кольору.

Структура кристалічна прихованолускувата.

Текстура тонкосланцювата.

Колір від світло-сірого до чорного, зеленого зі сріблястим відтінком.

Застосовують як матеріал для спорудження покрівель.

Поклади сланців є у Східному Сибіру, Середній Азії, на Кольському півострові, Кавказі.

Мармур — мономінеральна метаморфічна порода. Утворюється внаслідок перекристалізації вапнякових осадових порід (вапняків, доломітів) в умовах високих тиску і температури.

Породоутворювальний мінерал: кальцит.

Акцесорні мінерали: доломіт, кварц, польові шпати, авгіт, рогова обманка.

Структура повнокристалічна рівномірнозерниста.

Текстура масивна.

Колір білий, за наявності домішок сірий, блакитний, жовтий, рожевий, чорний. Домішки оксидів заліза надають породі червоних відтінків, а вуглецеві речовини — чорних.

«Кипить» у разі додавання HCl. Дряпається нігтем. Добре полірується.

Застосовують як облицювальний матеріал, для виготовлення скульптур, пам'ятників, в електротехніці (розподільні щити).

Поклади є на Уралі, в Карелії, Закавказзі, в Криму.

Кварцити — мономінеральні метаморфічні породи.

Утворюються в процесі перекристалізації кварцових пісків і пісковиків за високого тиску і температури.

Породоутворювальні мінерали: зерна кварцу зцементовані силікатною кислотою.

Акцесорні мінерали: залізовмісні.

Структура повнокристалічна дрібнозерниста.

Текстура масивна.

Колір білий, сірий, бурий, малиновий (залежить від домішок залізистих мінералів).

Тверді (твердість 7), не дряпаються ножом. Важко піддаються обробці.

Порода щільна.

Злам блискучий.

Вогнетривкі, температура плавлення 1750 – 1760 °С.

Кварцити з високим вмістом магнетиту і гематиту називають *залізистими* (родовища в Кривому Розі), вони слугують залізною рудою.

Застосовують кварцити для виробництва жорен, брусків, точильних каменів, вогнетривкої цегли. У кольоровій металургії застосовують як флюс, у хімічній промисловості — як кислотостійкий матеріал, у будівництві — для виготовлення облицювальної плитки, щебеню.

Поклади малинових і рожевих кварцитів є в Україні у Житомирській області.

Із родовищами метаморфічних порід пов'язані поклади таких корисних копалин, як залізо, мідь, графіт, слюда, азбест, корунди. Коли метаморфічні породи потрапляють на поверхню земної кори, вони вивітрюються, набувають пухкості і беруть участь у ґрунтоутворенні.

4.4. ОСАДОВІ ГІРСЬКІ ПОРОДИ

Осадові гірські породи залягають на поверхні Землі і займають до 3/4 її площі. Їх глибина коливається від кількох метрів до кількох кілометрів.

Науку, яка вивчає осадові гірські породи, називають *літологією*.

Осадові гірські породи утворюються внаслідок дії на магматичні і метаморфічні породи екзогенних геологічних процесів: вивітрювання, осадоутворення і діагенезу.

Осадові породи формуються в декілька стадій:

➤ утворення осадового матеріалу (процеси вивітрювання, осадоутворення);

➤ переміщення;

➤ акумуляція;

➤ скам'яніння.

Осадові породи утворюються з продуктів руйнування гірських порід, які існували раніше, решток відмерлих організмів і продуктів їх життєдіяльності на дні водних басейнів або на суходолі.

Осадові породи можуть залишатися на місці свого утворення або переноситися на інші місця різними транспортувальними агентами (водою, вітром, льодом, під дією сили гравітації тощо).

4.4.1. Фізичні властивості осадових гірських порід

Залежно від місця утворення осадові гірські породи бувають двох фацій¹: *морської* і *континентальної*.

За внутрішньою будовою осадові гірські породи поділяють на: *кристалічні, аморфні, прихованокристалічні*.

Структура осадових гірських порід визначається:

➤ генетичним типом порід;

➤ розміром уламків;

➤ формою і ступенем обкоченості уламків;

➤ формою зерен.

Структура осадових гірських порід *за генетичним типом* буває:

➤ уламкова — в уламкових порід;

➤ глиниста — у глинистих порід;

¹ Фація — сукупність ознак осадів, які пов'язані з їх складом і умовами утворення.

- зерниста — у хомогенних порід;
- біогенна — у біогенних порід.

Структуру уламкових осадових порід *за розміром уламків* поділяють на:

- великоуламкову (псефітову) — діаметр часточок понад 2 мм;
- піщану (псамітову) — часточки розміром 2,0 – 0,05 мм;
- пиловату (алевритову) — часточки розміром 0,05 – 0,005 мм;
- глинисту (пелітову) — часточки розміром < 0,005 мм.

Структуру грубоуламкових осадових порід *за ступенем обкатаності* поділяють на:

- обкатану;
- необкатану.

Структура осадових гірських порід *за формою зерен* буває:

➤ зерниста (рівномірно- і нерівномірнозерниста), ідіоморфна — коли зерна породи утворені зернами правильної форми (кам'яна сіль), алотріоморфна — більшість зерен неправильної форми (гіпс, кальцит);

- оолітова — зерна заокруглені (вапняки);
- голчаста;
- волокниста;

➤ детритусова — рештки рослин і скелетів тваринних організмів (характерна для органічних порід).

Текстура. За ступенем цементації текстуру осадових порід поділяють на пухку і зцементовану.

Текстура осадових гірських порід буває:

➤ масивна;

➤ безладна — часточки розташовані неорієнтовано (піски, псефіти);

➤ смугаста — чергуються смуги різного складу (рис. 4.8), її поділяють на горизонтальну — за відкладання осадів у спокійних умовах; косу — за відкладання осадів повітряними і водними течіями; плійчасту (хвилясту) — зім'яття осаду внаслідок зміни об'єму (перехід ангідриту в гіпс); флюїдну — коли осад зазнає механічної дії зсувів, сильного хвилювання води;

➤ пориста — виникає внаслідок розчинення, вилуження окремих компонентів;

- волокниста (гіпс);
- радіальна (сидерит);
- концентрична (у сталактитах)¹.

Колір осадових гірських порід залежить від кольору мінералів, що входять до їх складу. Порооди, які складаються з кварцу, каолініту, кальциту, доломіту, мають білий колір. Домішки вуглецевих ре-

¹ Останні три типи характерні для хімічних відкладів.

човин, оксидів мангану, піриту забарвлюють породу в темно-сірий, чорний колір. Оксиди заліза(III) — в червоний колір, а сполуки оксиду заліза(II), глауконіту, хлориту — в зелений колір. Для континентальних відкладів, наприклад, світло-сірі тони властиві породам холодного вологого клімату; червоні кольори характерні для тропічного і субтропічного клімату; чорні — пов'язані з анаеробним розкладанням органічних речовин у болотах, торфовищах, озерах, на мокрих територіях; зелений відтінок властивий деяким морським відкладам (мінерал глауконіт).

Форми залягання. Для більшості осадових гірських порід характерні пластова, шарова та покривна форми залягання. Трапляються також лінзи, сочевиці, жили.

Шаруватість буває горизонтальною (первинна форма залягання) і похилою (коса і перехресна, діагональна — вторинна форма залягання) (рис. 4.8).

Горизонтальна шаруватість характерна для морських і озерних відкладів, відносно горизонтальна — для алювіальних, коса — для еолових і дельтових відкладів.

Утворення осадових порід у формі лінз, сочевиць, жил визначається формою об'ємів, в яких вони відкладаються.

Хімічний склад осадових гірських порід тотожний магматичним породам. Відмінність лише в тому, що:

- у магматичних гірських породах більше оксиду заліза(II), а в осадових — більше оксиду заліза (III);
- у магматичних гірських породах кількість Na_2O більша, ніж в осадових;
- у магматичних породах води, вуглекислого газу, вуглецю майже немає, а в осадових їх багато.

Мінеральний склад. Осадові гірські породи складаються з мінералів магматичного й осадового походження.

Багато магматичних мінералів в умовах земної поверхні нестійкі і переходять на інші, стійкі для зони гіпергенезу форми. Наприклад, оливін перетворюється на змійовик, польові шпати — на глинисті мінерали. В осадових породах трапляються вторинні мінерали таких груп:

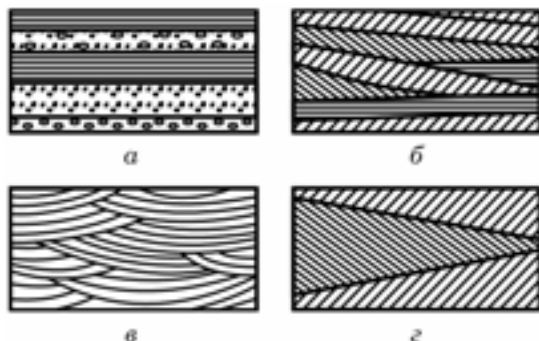


Рис. 4.8. Види шаруватості осадових порід:
а — пряма (горизонтальна); б — коса; в — перехресна; г — діагональна

- кременисті мінерали — опал, халцедон, кварц;
- карбонати — кальцит, доломіт, сидерит;
- глинисті — каолінит, монтморилоніт;
- фосфати — фосфорит, вівіаніт;
- осадові силікати заліза — глауконіт та ін.;
- сульфіді заліза — пірит, марказит;
- оксиди заліза — гематит, лимоніт;
- гідроксиди алюмінію — діаспор, гідраргіліт;
- оксиди мангану — піролюзит, псиломелан;
- сульфати — гіпс, ангідрит, барит;
- галогени — галіт, сільвін, карналіт, флюорит.

Крім зазначених мінералів до складу осадових порід входять продукти фізичного вивітрювання первинних мінералів: кварцу, польових шпатів, слюд, до складу деяких осадових порід входять також рештки скелетів живих організмів.

4.4.2. Класифікація осадових гірських порід

Осадові гірські породи поділяють на чотири генетичні групи (табл. 4.3):

I — *уламкові* — продукти фізичного вивітрювання (груба фаза розсіювання мінеральної маси);

II — *глинисті* — продукти фізичного або хімічного вивітрювання, а також коагуляції колоїдних розчинів (найдрібніша фаза розсіювання речовини);

III — *хемогенні* — випадають з води;

IV — *органогенні* — утворюються за участю рослинних і тваринних організмів.

Таблиця 4.3. Класифікація осадових порід

Структура уламкова	Підгрупа порід		Тип порід (за текстурою)	
			пухкі	зцементовані
	<i>I група — уламкові</i>			
Грубо-уламкові (псефіти) > 2 мм	Необкочені	Жорства 2 — 10 мм Щебінь 10 — 100 мм Брили > 100 мм	Брекчії	
	Обкочені	Гравій 2 — 10 мм Галька 10 — 100 мм Валуни > 100 мм	Конгломерати	
Середньоуламкові або піщані (псаміти) 2 — 0,05 мм		Пісок грубозернистий 2 — 1 мм великозернистий 1 — 0,5 мм середньозернистий 0,5 — 0,25 мм дрібнозернистий 0,25 — 0,10 мм тонкозернистий 0,10 — 0,05 мм	Пісковики	

Структура уламкова	Тип порід (за текстурою)		
	Підгрупа порід	пухкі	зцементовані
	Дрібноуламкові або пілуваті (алеврити) 0,05 – 0,01 (0,005) мм	Леси, лесоподібні суглинки	Відсутні
<i>II група — глинисті</i>			
	Глинисті (пеліти) < 0,01 (0,005) мм	Мономінеральні каолін бентоніт Полімінеральні моренні стрічкові	Аргіліти
<i>III група — хомогенні</i>			
Структура зерниста	Карбонатні	Відсутні	Вапняк щільний оолітовий натічний Вапняковий туф Доломіт Сидерит Мергель
	Кремністі	Відсутні	Гейзерит Кремій Кременевий туф Яшма Трепел Опока
	Залізісті	Залізна вохра	Лимоніт (бурий залізняк, бобова руда, залізісті ооліти)
	Алітові	Відсутні	Боксити
	Галоїдні	Відсутні	Кам'яна сіль Сильвін Сильвініт Карналіт Кайніт
	Сульфатні	Мірабіліт	Гіпс Ангідрит
	Фосфати	Віваніт	Фосфорити
<i>IV група — органігенні</i>			
Структура біогенна	Карбонатні	Відсутні	Вапняки черепашники коралові фузулінові нумулітові Крейда Мергель
	Кременисті	Кизельгур	Діатоміт Радіолярій
	Фосфатні	Відсутні	Фосфорити
	Каустобіоліти (горючі вуглеводисті)		Торф Вугілля Горючі сланці Бурштин Асфальт Озокерит

Уламкові осадові породи

Уламкові породи розрізняють за розміром, формою (обкочені і необкочені), за ступенем цементації (пухкі і зцементовані), мінеральним складом уламків і цементу, який їх скріплює.

Зцементовані породи виникають внаслідок цементації розсипчастого уламкового матеріалу мінералізованими розчинами. За хімічним складом цемент буває: силіційовий (кварцовий, опаловий), залізистий (лимонітовий), бітумінозний, глинистий (гідрослюди́стий, монтморилонітовий), карбонатний (вапняковий), фосфоритовий (рідко). Найміцнішими є силіційовий і глинистий цементи.

Великоуламкові породи (псефіти) — діаметр уламків > 2 мм. Складаються з уламків різних розміру, форми, ступеня цементації (див. табл. 4.3). Уламки діаметром понад 100 (200) мм називають *валунами* (обкочені) або *брилами* (необкочені), діаметром 100 (200) – 10 (50) мм — *галькою* (обкочені) або *щебенем* (необкочені), діаметром 10 (50) – 2 мм — *гравієм* (обкочені) або *жорствою* (необкочені).

Обкочені уламки мають згладжені ребра, необкочені — гострокутні. Обкоченість уламків засвідчує, що вони від місця руйнування породи до місця відкладання переносились на великі відстані і протягом тривалого часу. Необкоченість вказує на короткий шлях і малу швидкість пересування.

Незцементовані грубоуламкові породи, що залягають на поверхні, стають ґрунтоутворними. На них формуються кам'яністі, щебенисті ґрунти.

Породи, що складаються зі зцементованих обкочених уламків, називають *конгломератами*. Під час цементації необкочених уламків

утворюються породи — *брекчії* (рис. 4.9).

Зцементовані конгломерати і брекчії використовують у будівництві, а відшліфовані — як облицювальний і декоративний камінь.

Піщані породи (псаміти) мають роз-

мір уламків 2,0 – 0,05 мм. Розсипчасті уламки називають *пісками*, зцементовані — *пісковиками*.

За *розміром* уламків піски і пісковики поділяють на:

- грубозернисті — зерна розміром 2,00 – 1,00 мм;
- великозернисті — 1,00 – 0,50 мм;
- середньозернисті — 0,50 – 0,25 мм;

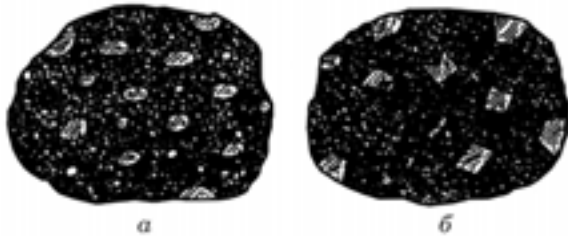


Рис. 4.9. Конгломерат (а) і брекчія (б)

- дрібнозернисті — 0,25 – 0,10 мм;
- тонкозернисті — 0,10 – 0,05 мм.

За *походженням* розрізняють піски:

- алювіальні;
- флювіогляціальні;
- морські (зерна видовжені);
- еолові (зерна обкатані);
- озерні.

За *мінеральним складом* виділяють піски і пісковики:

- кварцові — складені з кварцу з домішкою польових шпатів, слюди, глауконіту тощо;
- глауконітові — зеленкуватого відтінку внаслідок вмісту 20 – 40 % глауконіту, 60 – 80 % кварцу, слюди тощо;
- залізисті — зерна кварцу вкриті або зцементовані бурим залізняком;
- магнетитові — складаються з магнетиту;
- аркозові — складаються з кварцу і польових шпатів;
- слюдисті — переважають слюди;
- роговообманкові — переважає рогова обманка.

Піски і пісковики досить поширені на земній поверхні. З їх родовищами пов'язані розсипища золота, платини, алмазів, магнетиту.

Пилуваті породи (алеврити) — складаються з уламків розміром 0,05 – 0,01 (0,005) мм. Із континентальних відкладів до алевритів належать лес, лесоподібні суглинки, делювіальні, алювіальні суглинки; з морських — піскуваті глини. Алевритами можна вважати також деякі озерні стрічкові глини, морські мули континентального схилу, моренні суглинки.

Лес — порода сіро-палевого або бурувато-палевого кольору, однорідна за гранулометричним складом (пилувата), пухка (щільність 2,5 – 2,8 г/см³), пориста (до 59 %), карбонатна (до 30 % дисперсного кальциту у вигляді трубочок, цвілі, плям, білозірки, конкрецій), добре розтирається пальцями в порошок. Це полімінеральна порода, яка складається з кварцу (50 – 90 %), карбонатів, глинистих мінералів (каолініту, монтморилоніту, гідролюд) тощо. Під дією 10%-го розчину HCl бурхливо кипить, просідає при зволоженні, утворює багатометрові вертикальні урвища (велике зчеплення часточок), шаруватість відсутня, легко розмивається водою (ерозійно небезпечна).

За походженням леси можуть бути еоловими (частіше), пролювіальними, делювіальними тощо. Це четвертинні породи.

Леси займають до 17 % території СНД, поширені майже на всій території України, в Європейській частині Росії, Середній Азії, на півдні Сибіру.

Лесоподібні суглинки менш однорідні за розміром часточок, ніж леси. Вони іноді шаруваті, менш пористі, часто безкарбонатні, утво-

рюються внаслідок перевідкладання лесу або вивітрювання інших гірських порід.

Детальнішу характеристику лесових порід, їх генезис подано у розділі «Грунтотворні породи».

Через вищезазначені ознаки леси і лесоподібні суглинки є найпридатнішими ґрунтотворними породами. На них сформувалися найродючіші ґрунти — чорноземи, а також сірі опідзолені, каштанові ґрунти, сіроземи.

Зцементовані пілуваті породи називають **аледритами**. Вони мають тонкошарувату будову, у воді не розмокають. До них належать так звані кам'яні леси, поліміктові аледрити Приуралля.

Глинисті осадові породи (пеліти)

Глинисті породи (пеліти) найпоширеніша (60 – 80 %) група осадових порід. Вони складаються з дрібних часточок розміром менше 0,01 (0,005) мм, причому до 30 % часточок мають діаметр менше 0,001 мм.

Шляхи утворення глин:

► хімічне вивітрювання (гідроліз) алюмосилікатів магматичного походження (частіше);

► коагуляція колоїдних розчинів;

► механічне подрібнення первинних мінералів (польові шпати, кварц, слюда тощо) до часточок колоїдних розмірів.

Мінеральний склад. До складу глин входять:

► глинисті мінерали груп каолініту, монтморилоніту і гідрослюди (вони головні у складі глин);

► неглинисті мінерали, які виникли одночасно з глинистими мінералами — кварц, опал, халцедон, оксиди і гідроксиди заліза, кальцит, сидерит, доломіт, пірит, фосфорит;

► дрібні уламки первинних мінералів — первинний кварц, польові шпати, слюди.

За мінеральним складом глини бувають:

► **мономінеральні** — каолінові (складаються з каолініту) і бентонітові (складаються з монтморилоніту); вони трапляються відносно рідко;

► **полімінеральні** — трапляються частіше (моренні, стрічкові глини — гідрослюди і глини).

За походженням глини поділяють на:

► **справжні**, або **залишкові (елювіальні)**, — утворюються внаслідок фізичного і хімічного вивітрювання магматичних, метаморфічних та осадових порід на місці їх залягання; до них належать каолінові, монтморилонітові глини, боксити, латерити;

► **перевідкладені (водно-осадові)** — утворюються в результаті перевідкладання водою первинних (залишкових) глин.

За місцем утворення глини поділяють на:

- ▶ морські (переважно монтморилоніт, глауконіт);
- ▶ континентальні (каолініт, гідрослюди).

За ступенем цементації глинисті породи поділяють на:

- ▶ глини, що легко розмокають;
- ▶ аргіліти — щільні породи, глинисті часточки в них зцементовані гідратом кремнезему.

Структура глинистих порід — глиниста дрібнокристалічна (кристали колоїдного розміру).

Текстура пухка (у глин) або зцементована (в аргілітів).

Характерні ознаки глин. У сухому стані глини мають вигляд щільної маси, легко розтираються між пальцями в порошок, жирні на дотик, дряпаються нігтем (твердість 1). Пластичні глини мають жирний або шовковистий блиск. У непластичних глин злам рівний або раковистий, блиск матовий. Глини з великим вмістом піщаних і алевритових фракцій мають землистий злам. При диханні на глину з'являється характерний «глинистий» запах, при дотику до глини язиком вона липне до нього. Глини дуже вбирають воду. У вологому стані вони в'язкі, пластичні, перетворюються на тістоподібну масу, якій можна надати будь-якої форми. Змочені глини скочуються в тонкий шнур. При висиханні маса твердішає, але не втрачає наданої форми. Деякі глини (монтморилонітові) під час зволоження набухають, а в процесі висихання зменшуються в об'ємі. Каолінові глини в разі зволоження не набухають.

Глини мають високу капілярність, водонепроникні, тому утворюють водонепроникні шари. Глини вогнетривкі, під час випалювання спікаються в черепок, який не розмокає у воді. Деякі глини мають високу адсорбційну здатність (вбирають колоїдні речовини, катіони, олії, барвники).

Колір глин різноманітний (бурий, білий, сірий, зелений). Він залежить від мінерального складу кольорових домішок (оксиди заліза і мангану, органічні речовини, глауконіт).

Форми залягання глин — лінзи, шари, іноді безформні тіла. У корі вивітрювання глини формують самостійні шаруваті товщі або їх відклади чергуються з товщами піску чи іншими осадовими породами.

Каоліни — це мономінеральна порода, що складається з каолініту $\text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$. У первинному каоліні є кварц, слюда та інші мінерали. Каолін у разі перевідкладання втрачає ці мінерали, тому його називають *вторинним*.

Це континентальні відклади. Утворюються в процесі гідролізу алюмосилікатів в умовах вологого тропічного і субтропічного клімату в кислому середовищі.

Колір білий, світло-сірий, жовтуватий.

Дуже м'які, жирні на дотик, блиск шовковистий.

Застосовують каолін у фарфоро-фаянсовій, гумовій, паперовій, косметичній, миловарній промисловості, для виготовлення вогнетривкої цегли.

Поклади каолінових глин знаходяться на Уралі, в Московській області, в Україні (Глухівці, Турбів, Пологи, Часів Яр).

Монтморилонітові глини називають *бентонітовими*, або *віблювальними*. Це мономінеральна порода, яка складається з монтморилоніту $H_2Al_2Si_4O_{12} \cdot nH_2O$, бейделіту, інколи нонтроніту.

Утворюються з вулканічного попелу на дні морів, а також у континентальних умовах внаслідок гідролізу основних магматичних порід у лужному середовищі, чим різняться від каолінових глин. На відміну від каолінових глин вони, як правило, непластичні, під час поглинання води сильно набухають. Вони м'які, але твердіші за каолінові глини. *Особливістю* цих глин є висока вбирна здатність, тому їх використовують для очищення тканин, нафтопродуктів. Мають блакитний і зеленкуватий відтінки. Темнозабарвлені віблювальні глини називають *гумбрином* (є в Закавказзі). Вони жирні на дотик, у вологому стані мають воцаний блиск, набухають, мають високу адсорбційну здатність. Використовують їх для очищення нафтопродуктів.

Поклади є в Криму, Грузії, Середній Азії, на Північному Кавказі, в Сибіру.

Бентоніти — зеленкуватий або жовтуватий різновид монтморилонітових глинистих порід. Жадібні до поглинання води, швидко набухають, утворюючи в'язку драглисту масу. Використовують для знежирення, для формувальних сумішей у ливарній справі, для виготовлення глинистих розчинів при свердлінні.

Поклади є в Грузії, Азербайджані, Середній Азії.

Перевідкладені глини (водно-осадові) належать до полімінеральних порід. За походженням їх поділяють на континентально-алювіальні, делювіальні, моренні, озерні, морські (мілко- і глибоководні).

Чисті водно-осадові глини називають *жирними*, а ті, що мають значну домішку піску й уламкових часточок — *пісними*.

Пісні глини зі збільшенням у них вмісту піску переходять у *глинисті піски*, а коли вони містять карбонат кальцію, то належать до *вапняних* (мергелистих) глин. Останні зі збільшенням кількості карбонату кальцію переходять у *мергель*.

Моренні глини — мають льодовикове походження. У товщі породи трапляються гравій, валуни магматичних порід.

Колір червоно-бурий, жовто-бурий, блакитно-бурий.

На них формуються підзолисті та дерново-підзолисті, часто оглені ґрунти, а також болотні ґрунти.

Стрічкові глини мають озерне походження.

Колір строкатий, спостерігається тонка шаруватість внаслідок чергування глинистих і піщаних шарів.

Моренні і стрічкові глини належать до гідрослюдистих глин (переважають гідрослюди).

Кембрійські глини утворилися на дні стародавнього Кембрійського моря. Вони засолені, мають сірувато-білий колір, дуже пластичні.

Перевідкладені глини значно поширені у природі. Це ґрунтоутворюючі породи, на яких формуються ґрунти важкого гранулометричного складу. Вони часто оглеєні. В умовах пересіченого рельєфу глинисті породи часто зумовлюють виникнення пливунів і зсувів.

Більшість полімінеральних глин використовують у цегельній промисловості і гончарному виробництві.

Аргіліти — тверді, щільні глинисті породи.

Утворилися внаслідок дегідратації, ущільнення та цементації глин. Вони втратили здатність вбирати воду, розмокати. У них відсутня пластичність та вбирна здатність.

Колір темно-сірий до чорного, зеленкувато-сірий.

Аргілітами можна вважати глинисті сланці.

У процесі вивітрювання аргіліти спочатку перетворюються на тонкоплитчасті уламки, а потім — на глинисту масу.

Змішані породи

До змішаних порід належать супіски та суглинки. Вони складаються з піску, пилу і глин у різних співвідношеннях. За походженням їх поділяють на льодовикові (моренні), флювіогляціальні, делювіальні, алювіальні. Всі вони є ґрунтоутворюючими породами.

Супіски складаються переважно з піску і пилу і лише 10 – 20 % маси припадає на глинисті часточки. До їх складу переважно входить кварц, є польові шпати, слюди, оксиди заліза.

Колір бурий з червонуватим або палевим відтінком. Добре водопроникні, мають низьку вологемність, непластичні.

Моренні супіски містять багато гравію, валунів. Вони несортовані, нешаруваті.

Делювіальні та алювіальні супіски добре відсортовані, шаруваті.

Суглинки містять значну кількість глинистих часточок (20 – 60 %). Крім первинних мінералів (кварцу, польових шпатів, слюд) у них багато вторинних мінералів (глинистих, лимоніту, бокситів, фосфориту, кальциту та ін.).

Колір бурий, червоно-бурий.

Добре утримують воду, слабопластичні. Моренні суглинки несортовані за розміром часточок, містять гравій, валуни, нешаруваті.

В Україні моренні супіски і суглинки поширені на Поліссі. На них формуються дерново-підзолисті ґрунти з відносно низьким рівнем родючості.

У північній частині лісової зони (поза межами України) на цих породах утворюються низькородючі підзоли.

На алювіальних супісках і суглинках формуються лучні ґрунти.

Хомогенні осадові породи

Хомогенні породи за походженням можуть бути морськими (переважно) і континентальними.

Хомогенні породи утворюються внаслідок:

- випадання в осад з водних розчинів розчинених сполук;
- коагуляції колоїдних розчинів;
- перебігу хімічних реакцій у земній корі;
- хімічних реакцій, що відбуваються за участю живих організмів;
- концентрування сполук у тілах і скелетах організмів.

Розчинені сполуки випадають з розчинів в осад у певній послідовності — в порядку збільшення їх розчинності: спочатку гідроксиди алюмінію, заліза, мангану, силіцію (малорозчинні), потім фосфати і карбонати кальцію і магнію (середньорозчинні), далі сульфати, останніми — хлориди натрію і калію (добре розчинні у воді).

За *хімічним складом* хомогенні породи поділяють на:

- карбонатні (вапняки, доломіти, вапнякові туфи, мергелі);
- кременисті (кременисті туфи, гейзерити, трепел, опоки, кремені, яшми);
- залістисті (лимоніт у вигляді бурого залізняка і залізної вохри);
- алітові (боксити);
- галоїдні (кам'яна сіль, сильвін, сильвініт, каїніт, карналіт);
- сульфатні (мірабіліт, гіпс, ангідрит, барит);
- фосфатні (фосфорити, вівіаніт);
- манганові (піролюзит, псиломелан).

Серед них переважають зцементовані породи.

Карбонатні породи

На карбонатні породи припадає 14 % осадової оболонки Землі. Вони складаються в основному з кальциту. Крім того, в них є домішки піщано-пилуватого матеріалу, глини, кремнезему, доломіту.

Вапняки зі збільшеним вмістом домішок (25 – 75 %) називають *мергелями*, зі збільшеним вмістом піску — *піщаними вапняками* і *вапняковими пісковиками*, а з домішками кремнезему — *кременистими*.

За *походженням* вапняки бувають органічні (зоогенні і фітогенні, див. с. 220, 221) та хімічні (оолітові вапняки, вапняні туфи, натічні утворення).

Колір вапняків білий або з відтінками.

Вапняки хімічного походження — мономінеральні породи, що складаються з кальциту.

Структура частіше кристалічна.

Текстура масивна, рідше пориста, ніздрювата (у травертину).

Породи утворюються внаслідок осадження карбонатів із водних розчинів морів, озер, підземних вод. Вони дуже «киплять» від дією 10%-го розчину HCl. Трапляються рідше, ніж органічні вапняки.

Оолітові вапняки (рис. 4.10) мають хімічне походження, приховано-кристалічну будову. Це скупчення кулястих вапняних утворів — оолітів, що мають концентричну або радіально-променеву будову, які скріплені кальцевим цементом («ікряний» або «гороховий» камінь). Утворюються в теплих морях, де вода перебуває в русі. Рух води сприяє виділенню CO_2 в повітря, а це, в свою чергу, викликає осадження CaCO_3 . Ці породи залягають у вигляді пластів.



Рис. 4.10. Оолітовий вапняк

Нагічні вапняки хімічного походження мають прихованокристалічну будову. До них належать сталактити і сталагміти, які мають бурулькоподібну форму. Перші утворюються внаслідок кристалізації водних розчинів $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, що просочуються зі стелі печер, а другі — розчинами, що краплями падають зі стелі на підлогу печери.

Текстура концентрична.

Вапняки залягають великими товщами і значно поширені.

Застосовують як будівельний матеріал, для очищення цукру, хімічної меліорації (вапнування) кислих ґрунтів.

Вапняковий туф (травертин). Утворюється хімічним шляхом у місцях виходу гарячих мінеральних джерел, збагачених гідрокарбонатом кальцію.

Структура дрібнокристалічна.

Текстура «трухлява», пористо-ніздрювата.

Колір різний — сірий, жовтуватий, червонуватий. Інколи породу називають лучним, або болотним, вапном, тому що він часто трапляється в заплавах річок.

Застосовують, як і всі вапняки, для вапнування кислих ґрунтів, у будівництві як облицювальний матеріал.

Мергель — полімінеральна порода, що складається з вапняку (кальциту, рідше доломіту) і глин. Утворюється в морях, лагунах, озерах.

Структура великокристалічна, тонкозерниста.

Текстура масивна (щільна), іноді сланцювата.

Колір світлий, інколи бурий, червоний.

Під дією на зразок HCl у місці контакту утворюється темна пляма (залишок нерозчинної в кислоті глини). Це відрізняє мергель від вапняків, в яких пляма не утворюється.

При диханні на породу відчувається запах глини.

Застосовують для виготовлення цементу, вапнування кислих ґрунтів.

Поклади є на Північному Кавказі, в межах Російської рівнини, в Україні.

Доломіти складаються з доломіту $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$ (90 – 95 %) і кальциту (5 – 10 %).

Утворюються з вапняків внаслідок часткового ізоморфного заміщення молекул CaCO_3 на MgCO_3 .

Структура зернисто-кристалічна.

Текстура масивна, пухка або ніздрювата.

Колір сірий, білий, яскраво-жовтий.

За зовнішнім виглядом нагадують вапняки, проте на відміну від останніх «киплять» під дією підігрітої HCl і тільки в порошок — під дією холодної.

Твердість більша, ніж у вапняків (3,4 – 4).

Застосовують як хімічний меліорант на кислих ґрунтах, для виробництва цементу, як будівельний камінь.

Поклади є на Уралі, Кавказі, в Поволжі, Забайкаллі.

Внаслідок вилуження вапняків і доломітів утворюються карстові порожнини (гора Чатир-Даг у Криму).

Кременисті породи

За способом осадження з розчину їх поділяють на три групи:

- хемогенні (гейзерити, кременисті туфи, кремені, яшми);
- органогенні (діатоміти, кізельгур) (див. с. 222);
- змішаного походження (трепел, опоки).

Кременисті породи хімічного походження утворилися внаслідок відкладання аморфного кремнезему з гарячих джерел, збагачених силікатною кислотою.

Гейзерит — туфоподібна пориста маса хемогенного походження. Відкладається на виходах гарячих підземних вод, насичених кремнеземом. Складається з опалу.

Структура зерниста.

Текстура пориста або щільна.

Колір світлий, білий.

Порода тверда (дряпає скло), легка.

Поклади є на Камчатці (Росія).

Кременистий туф — порода хемогенного походження, складається з аморфного кремнезему (опалу) з домішками глинозему.

Текстура пориста.

Колір світлий, білий, сіруватий, жовтуватий, інколи бурий, червоний, строкатий.

Твердий (дряпає скло).

За зовнішнім виглядом нагадує вапняковий туф, але не реагує з HCl.

Утворює нирко-, гроноподібні натічні маси.

Застосовують як облицювальний матеріал у будівництві.

Кремені — породи, які складаються з халцедону, опалу, глинистих часточок. Вони бувають опалово-халцедонові, кварцово-халцедонові. Це продукти осадження SiO₂ на дні моря або окремнення готової породи. Утворюються в порожнинах або тріщинах осадових порід у вигляді конкрецій під час коагуляції силікатної кислоти і наступного діагенезу.

Колір сірий до чорного, коричневий.

Злам раковистий.

Твердий (дряпає скло).

Форми залягання: конкреції, жовна, лінзи в масі вапняків.

Яшми — перекристалізовані кременисті породи.

Яшми — супутники ефузивних порід. Ефузії виносили на поверхню землі та в моря кремнезем або багаті на кремнезем лави, що легко розкладалися. Вони і давали матеріал для утворення яшми.

Яшми складаються з халцедону з домішками кварцу, опалу, оксидів заліза, глинистих і органічних речовин.

Домішки забарвлюють породу в різні *кольори* — червоний, жовтий, зелений, темний. Порода часто смугаста, з різними малюнками. Будова прихованокристалічна.

Текстура масивна (щільна).

Порода *тверда* (дряпає скло).

Злам раковистий. Краї уламків гострі з прожилками.

Застосовують як облицювальний матеріал.

Залізисті породи

Залізисті породи утворюються внаслідок:

► вивітрювання основних магматичних і метаморфічних порід, які містять до 2 – 3 % заліза;

► перенесення і відкладання продуктів вивітрювання (гідроксидів заліза) в озерах і морях;

► нагромадження продуктів життєдіяльності залізобактерій.

До цих порід належать: мінерали групи лимоніту (бурий залізняк), залізисті ооліти, бобова руда, залізна वोхра, залізистий туф.

Бурий залізняк — механічна суміш гідроксидів заліза з піщаним і глинистим матеріалом.

Залізисті ооліти складаються зі шкаралупчастих кульок бурого і червоного залізнякав.

Бобова руда — скупчення бобоподібних конкрецій лимоніту з домішкою глинистого матеріалу. Накопичуються такі руди в болотах, лучних ґрунтах підзолистої зони. Відоме родовище бобової руди в Карелії; вона містить до 35 % Fe_2O_3 .

Залізна вохра — пухкий, землистий різновид лимоніту вохристого кольору. Утворюється в болотистих ґрунтах і торфовищах внаслідок коагуляції колоїдних розчинів, збагачених гідроксидами заліза. В утворенні породи беруть участь залізобактерії.

Залізистий туф — утворюється на дні озер.

Складається з лимоніту з домішками сполук мангану і фосфатів.

Текстура пориста.

Колір жовто-бурий.

Алітові (глиноземні) породи

Складаються в основному з гідроксидів алюмінію. Найпоширенішим представником алітів є боксити.

Боксити утворюються внаслідок латеритного вивітрювання алюмосилікатних магматичних порід в умовах жаркого і вологого клімату. За гіпотезою О.Д. Архангельського, боксити утворилися в озерах і морях із розчинів гідроксидів алюмінію і заліза, які вивільнялися під час вивітрювання магматичних порід.

Боксити складаються переважно з гідратів оксидів алюмінію — діаспору $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, гідраргіліту $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ з домішками гідратів оксидів заліза — мінералів групи лимоніту $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, гематиту Fe_2O_3 , кварцу, гелів SiO_2 , каолініту. Це алюмінієва руда.

Структура земляста, щільна або оолітова.

Текстура, як правило, тверда (кам'яноподібна), інколи м'яка (глиноподібна).

Колір світло-жовтий, червоно-бурий, червоний, білий.

Форма залягання пластова.

Поклади є на Північному Уралі, в Східних Саянах, Казахстані, під Санкт-Петербургом.

Галоїдні породи

До галоїдних належать водорозчинні хімічні осади, що утворилися в замкнених морських басейнах і солоних озерах в умовах жаркого клімату. Вони осаджуються з розчинів у разі зміни умов середовища, внаслідок взаємодії і випаровування розчинів різного складу. З насичених водних розчинів солі випадають в осад у такій послідовності: сульфати кальцію, кам'яна сіль, магневієві і калієві солі. Розчиняються вони у зворотній послідовності.

Кам'яна сіль — мономінеральна порода, що складається з галіту. Домішками бувають сильвін, карналіт, глинисті мінерали та ін.

Структура кристалічна. Утворює зернисті, рідше листуваті та волонисті маси.

Порода *безбарвна*, прозора або світлого кольору.

Солона на смак. Легка (щільність 2,1 г/см³). М'яка (не дряпає скло).

Форми залягання — пласти, лінзи, штоки, куполи. Потужність пластів кам'яної солі сягає сотень метрів. Порода добре розчинна у воді, тому в разі її вилуження спостерігаються карстові явища.

Застосовують у харчовій, хімічній, металургійній, шкіряній промисловості, у тваринництві як сіль-лизунець.

За контакту з підґрунтовими водами і ґрунтом спричинює їх засолення.

Відомі *поклади*: Артемівське (Донбас), Солотвіно (Закарпаття), Солікамськ (Урал, Росія), Старобінське (Білорусь), озера Ельтон, Баскунчак (Середня Азія).

Сильвін — мономінеральна порода, що складається з однойменного мінералу (KCl). Осаджується з розчинів часто з кам'яною сіллю.

Структура зерниста. Часто залягає у верхніх частинах відкладів, тому може розмиватися підземними водами і засолювати їх.

Колір породи білий або червонуватий і блакитний від домішок. Солона на смак.

М'яка (не дряпає скло).

Це головна калійна агроруда (камінь родючості).

Застосовують сильвін також у хімічній, скляній, миловарній промисловості, медицині.

Карналіт — мономінеральна порода, яка складається з однойменного мінералу (KCl·MgCl₂·6H₂O). Осаджується разом із кам'яною сіллю, сильвіном із морської води.

Структура зерниста.

Колір молочно-білий, від домішок буває з жовтуватим, рожевим, блакитним відтінком.

Смак пекучий, гірко-солоний. Дуже гігроскопічний («тане» на повітрі), легко розчинний у воді.

Застосовують як сировину для виготовлення калійних добрив (агроруда), у хімічній промисловості для добування солей калію і магнію.

Поклади є в Західній Україні, Середній Азії, Росії (Урал, Солікамськ).

Каїніт — мономінеральна порода, що складається з однойменного мінералу (KCl·MgSO₄·3H₂O). Осаджується разом із галітом, карналітом тощо.

Колір білий, жовто-зелений, бурий, червонуватий, добре розчинний у воді.

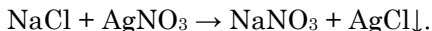
Утворює тверді зернисті маси.

Має гіркий смак. Порода м'яка (не дряпає скло).

Застосовують як сировину для виготовлення калійних добрив (агроруду).

Відомі *поклади*: Сакське озеро (Крим), Калущ (Прикарпаття).

Якісною реакцією на наявність іона Cl^- у галоїдних породах є утворення білого осаду AgCl під час взаємодії водної витяжки породи з розчином AgNO_3 :



Сульфатні породи

Найпоширенішими представниками сульфатних осадових порід є мірабіліт, гіпс, ангідрит.

Мірабіліт — мономінеральна порода, що складається з однойменного мінералу ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), домішок галіту та інших галоїдів. Випадає в осад із води солоних озер за температури, нижчої за -6°C .

Структура кристалічна. Утворює в природі зернисті, волокнисті або щільні маси.

Текстура пухка.

Колір породи безбарвний, білий із жовтуватим, синюватим або зеленкуватим відтінком.

Легко розчинна у воді, має гірко-солоний смак.

Блиск скляний. М'яка (не дряпає скло).

Застосовують для виготовлення соди, в скляній промисловості, медицині (глауберова, або англійська, сіль).

Спричинює засолення води і ґрунтів.

Поклади є в затоці Кара-Богаз-Гол.

Гіпс — найпоширеніша сульфатна порода.

Випадає в осад у водних басейнах, що висихають, разом із галоїдами і ангідритом. Може також формуватись з осаду гарячих висхідних вод.

Це мономінеральна порода, що складається з однойменного мінералу ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$); домішками бувають ангідрит, глинисті та інші мінерали.

Колір білий або світлий із сіруватим, червонуватим, жовтуватим відтінком від домішок.

Порода *м'яка*, дряпається нігтем (твердість 1,5–2,0), легка (щільність 2,2–2,4 г/см³). Добре розчиняється у соляній кислоті, гірше — у воді.

У товщі гіпсу часто утворюються печери. Залягає пластинами, лінзами серед глин, мергелю, кам'яної солі.

Застосовують у будівництві (алебастр), медицині, електротехніці. Сиромелений гіпс застосовують як хімічний меліорант на солонцюватих ґрунтах (агроруда), а також як кальцієво-сірчане добриво.

Поклади є в Західному Приураллі (Солікамськ), Поволжі, на Кавказі, в Туркменії, Україні, Росії (Архангельська, Іркутська області, Якутія, Краснодарський край).

Ангідрит — мономінеральна порода, що складається з одноіменного мінералу (CaSO_4).

Утворюється внаслідок осадження з води в солоних лагунах, озерах, а також дегідратації гіпсу.

Структура кристалічна. Утворює суцільні зернисті або щільні маси.

Твердість 3 – 3,5. Порода не дряпається нігтем, але й сама не дряпає скло.

Щільність 2,9 – 3,1 г/см³.

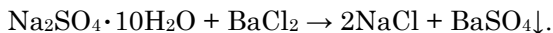
Колір білий, сірий, з блакитним або червоним відтінком.

Форма залягання — пласти, разом із гіпсом, кам'яною сіллю, часто чергуються з шарами глини, пісковиків, вапняків. Під час взаємодії з водою гідратується і перетворюється на гіпс, при цьому збільшується в об'ємі і деформує навколишню породу.

Застосовують для добування сульфатної кислоти, виготовлення цементу, як меліорант на солонцюватих ґрунтах при зрошенні.

Поклади виявлено в Донбасі (Артемівське), на Уралі, в Поволжі.

Якісною реакцією на наявність іонів SO_4^{2-} у водорозчинних сульфатних породах є утворення білого осаду BaSO_4 під час взаємодії водної витяжки (або солянокислої з гіпсу, ангідриту) з породи з розчином BaCl_2 :



Фосфатні породи

Фосфатні породи утворюються хімічним і біогенним шляхом.

Фосфорити — породи, збагачені фосфатом кальцію (12 % і більше P_2O_5) в аморфному вигляді. Крім фосфориту до складу породи можуть входити кварц, кальцит, глауконіт, рештки діатомових водоростей і радіolarій, пірит, марказит, органічні речовини.

Колір породи від сірого до чорного.

Походження хемогенне і біогенне. Фосфорити утворюються в морях на глибинах 50 – 150 м, а також на континентах (у карстових печерах, озерах, річках) у вигляді жовен, радіально-променевих конкрецій, зцементованих конкрецій (конгломератів), суцільних ущільнених землистих мас. Фосфорити не розчинні у воді, розчинні в слабких кислотах. Під час тертя шматків фосфориту один об один відчувається запах паленої кістки.

Застосовують фосфорити для одержання фосфору, як сировину для виготовлення фосфорних добрив (наприклад, суперфосфату), у подрібненому стані (фосфоритне борошно) його безпосередньо вносять на кислих ґрунтах як фосфорне добриво.

Поклади є в Південному Казахстані (Каратау), Московській, Курській, Брянській, Кіровській (Вятсько-Камське) областях Росії.

Вівіаніт (синя болотна руда) — мономінеральна порода, що складається з однойменного мінералу $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ — гідратованого фосфату заліза(II).

Утворюється в болотних ґрунтах, торфовищах, у нижніх горизонтах тундрових, підзолистих і глеєпідзолистих ґрунтів, як продукт реакції заліза з фосфоровмісними органічними рештками, які приносяться в болота ґрунтовими і поверхневими водами.

Структура дрібнокристалічна.

Утворює пухкі землясті маси разом із лимонітом, сидеритом, болотним вапном, а також у вигляді вицвітів на фосфоритах.

Текстура пухка. За зовнішнім виглядом нагадує глину, але відсутня пластичність.

Колір свіжої породи безбарвний, на повітрі вона окиснюється і набуває спочатку синього, зеленого, а потім бурого кольору.

Застосовують для виготовлення компостів, а також як синю фарбу.

Поклади є в Керченському залізорудному районі, Московській області (Росія), в Білорусі, на Таманському півострові (Північний Кавказ).

Манганові породи

Найпоширенішими представниками манганових порід є піролюзит і псиломелан.

Піролюзит — мономінеральна порода, що складається з однойменного мінералу MnO_2 з домішками Fe_2O_3 , SiO_2 .

Відкладається в зоні вивітрювання з інших манганових мінералів і в морях за допомогою бактерій. *Будова* прихованокристалічна. Часто залягає разом з **псиломеланом** ($m\text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) у вигляді оолітів, конкрецій, землястих мас, натічних утворень.

Піролюзит і псиломелан мають чорний *колір* із синьою мінливістю.

Блиск матовий, рідше напівметалічний, металічний.

Ці породи — найважливіші манганові руди, *використовують* для виготовлення манганових мікродобрих (агроруда), в медицині, техніці.

Відомі *поклади* в Україні (Нікопольське родовище, м. Марганець), на Закавказзі, Уралі.

Органогенні осадові породи

Утворюються внаслідок життєдіяльності живих організмів і складаються переважно з їхніх решток.

Залежно від горючості органогенні породи поділяють на біоліти (негорючі) та каустобіоліти (горючі).

- У свою чергу, серед біолітів розрізняють:
- карбонатні (вапняки-черепашники, фузулінові вапняки, крейда);
 - кременисті (діатоміт, кізельгур);
 - фосфатні (фосфорит).

БІОЛІТИ

Карбонатні породи

Органічні вапняки — мономінеральні породи, які складаються з черепашок молюсків та інших скелетних частин тваринних організмів (зоогенні) або з водоростей (фітогенні). Органічні вапняки називають за тими організмами, з яких вони складені, наприклад: коралові, моховаткові, брахіоподові, гастроподові, фузулінові, нумулітові тощо.

Вапняки, в яких добре збереглися стулки черепашок молюсків, називають **вапняками-черепашниками** (рис. 4.11), а ті, що складаються з їхніх уламків — **детритусовими**.

Структура органічних вапняків біогена детритусова.

Текстура зцементована.

Колір білий з відтінками.

Форма залягання — пласти потужністю в декілька десятків метрів.

Породи *м'які*, легко дряпаються ножем. Реагують з HCl.

У зв'язку з великою пористістю порід в їх товщі інколи циркулюють підземні води, які розчиняють карбонати, внаслідок чого в породах утворюються порожнини, печери.

Поклади органічних вапняків знаходяться на узбережжях Чорного, Азовського, Каспійського морів, у Криму, на Уралі.

Різновидом вапняків вважають **крейду**, яка складається з черепашок мікроскопічних організмів — форамініфер і вапнякових водоростей — коколітофорид, змішаних із порошкоподібним кальциєм і мулом.

Порода утворилась у крейдяний період.

Це землиста, м'яка (твердість 1) порода, легко розтирається між пальцями, забруднює руки.

Колір білий, жовтуватий, сіруватий, зеленкуватий. Бурхливо реагує з HCl.

Форма залягання — пласти великої потужності.

Застосовують крейду для виробництва цементу, в скляній, гумовій, паперовій, фармацевтичній промисловості, для писання на дошці, як хімічний меліорант на кислих ґрунтах.



Рис. 4.11. Вапняк-черепашник

Поклади крейди є в Україні, в Курській, Белгородській, Воронежській областях Росії, в Поволжі.

Кременисті органігенні породи — це дрібнозернисті або пористі відклади. Вони утворилися внаслідок скупчення скелетів мікроорганізмів, які складаються з опалу, халцедону, кварцу, домішок піску, глини, глауконіту і карбонату кальцію. Представниками цих порід є діатоміт, кізельгур, трепел, опока. Останні дві породи мають змішане (біогенно-хімічне) походження.

Діатоміти і радіолярити складаються з мікроскопічних, непомітних оком скелетних решток діатомових водоростей і радіолярій, уламки яких складаються з опалу.

Структура порід біогенна детритусова.

Текстура пориста, слабко зцементована, липне до язика.

Колір білуватий.

Порода досить пухка, схожа на крейду (але не «кипить» під дією HCl). Дуже легка (щільність 0,40 – 0,85 г/см³).

Погано проводить тепло і звук, вогне- та кислототривка.

Застосовують для тепло- і звукоізоляції, як будівельний матеріал, наповнювач і поглинач, для виготовлення динаміту, фільтрування і шліфування.

Поклади відкрито в Поволжі (Росія), Грузії, Донбасі (Україна).

Кізельгур (інфузорне борошно) має такий самий склад, як і діатоміт.

Це борошниста пухка (не зцементована) за структурою маса. Нагадує крейду, але не «кипить» під дією HCl.

Утворення породи відбувається досі в озерах, на деяких морських узбережжях.

Трепел складається з мікроскопічних зерен опалу, спікул губок, черепашок радіолярій з домішками піску і глини, скріплених опаловим цементом.

За зовнішніми ознаками, мінеральним складом і властивостями подібний до діатоміту.

Порода дуже легка (щільність 0,8 – 1,4 г/см³), інтенсивно вбирає воду, м'яка, забруднює руки.

Родовища трепелу серед крейдяних і третинних покладів є в Україні, Курській, Орловській, Смоленській областях Росії.

Опока — порода за складом близька до трепелу, але відрізняється більшими зцементованістю, твердістю (але дряпається ножем) і раковистим зламом. Дуже легка (щільність 1,1 – 1,8 г/см³), оскільки пориста.

Порода складена опалом, має домішки кварцу, глини, спікул і радіолярій, зцементованих кремнеземом. Деякі різновиди опоки збагачені карбонатами.

Колір від ясно-сірого іноді до чорного. Від удару розколюється із дзвоном на гострокутні уламки.

Опока, вірогідно, є продуктом перетворення діатомітів і трепелу. Вона легко вивітриється з утворенням гострокутних уламків.
Поклади є в Поволжі, Сибіру, на Уралі.

Каустобіоліти

Назва походить від грецьких слів *καυστός* — горючий, *βίος* — життя і *...літ*.

Вуглеводисті породи поділяють на різновиди:

- тверді (торф, сапропель, вугілля, горючі сланці, бурштин тощо);
- рідкі (нафта);
- газоподібні (горючі гази).

Тверді каустобіоліти формуються в дві стадії: I стадія — утворення торфу із розсипних решток; II стадія — під товщею порід торф перетворюється спочатку на буре, а далі — на кам'яне вугілля й антрацит.

Торф — бура або темна пухка пориста маса, що складається з напіврозкладених рослинних решток (листя, стебел, коріння, деревини, моху). Сухий торф містить до 60 % вуглецю і 34 % азоту. Цей матеріал звуглений і збагачений гумусовими речовинами. Залягає шарами і лінзами завтовшки до 15 м. Утворюється в болотах за участю анаеробних бактерій. За типами боліт торфи поділяють на *низинні, верхові* і *перехідні*. Торфи низинних боліт мають високі ступінь розкладання рослинних решток і зольність, реакцію близьку до нейтральної, містять значні потенційні запаси азоту та інших елементів живлення. Торфи верхових боліт мають низькі ступінь розкладання і зольність, високу кислотність, дуже гігроскопічні, забарвлені в бурі і світло-бурі тони.

Використовують як місцеве паливо, будівельний та ізоляційний матеріал, органічне добриво. З низинних і перехідних торфів готують компости (з гноєм і мінеральними добривами), верхові торфи застосовують як підстилку для сільськогосподарських тварин.

Поклади торфу є в Архангельській області, під Санкт-Петербургом, в Карелії, Білорусі, Україні (Полісся).

Сапропель (гнилий мул) утворюється з перегнилих водоростей і планктону на дні стоячих прісних водойм. Згодом він змішується з донними осадами. Накопичується в процесі перетворення озера на болото, тому часто підстилає шари торфу. Товща їх невелика (менша за 30 м).

Внаслідок перегонки він перетворюється на рідке паливо, дьоготь. Використовують для одержання газу, коксу, смоли, як лікувальну грязь, органічне добриво.

Вугілля утворюється з наземних дерев'янистих рослин (гумусове вугілля) та із сапропелю (сапропелеве вугілля). Воно складається з органічної маси з домішками кварцу, глини, піриту, гіпсу. Залежно

від кількості вуглецю розрізняють буре, сапропелеве, кам'яне вугілля та антрацит.

Буре вугілля — проміжний продукт між торфом і кам'яним вугіллям. Містить близько 70 % вуглецю. Буро-чорного кольору, щільність 0,8 – 1,8 г/см³, злам землистий, блиск матовий, риска бура.

Кам'яне вугілля утворюється з бурого. Вміст вуглецю 85 – 90 %. Колір чорний, має шарувату будову. Щільніше за буре вугілля (близько 1,3 г/см³), злам землистий, блиск матовий або блискучий, риска чорна (забруднює руки).

Антрацит — остання стадія перетворення вугілля. Вміст вуглецю 95 – 97 %. Колір чорний із сильним напівметалічним блиском, злам нерівний, раковистий, рук не забруднює, щільність 2,0 – 2,5 г/см³.

Вугілля залягає пластами і лінзами. З кам'яного вугілля виготовляють кокс, рідке паливо, світільний газ, під час коксування одержують ще кам'яновугільну смолу. Переробкою смоли отримують анілінові фарби, бензол, нафталін. Вугілля і всі ці продукти використовують у народному господарстві і в побуті як паливо і сировину для хімічної промисловості.

Поклади є в Донбасі, Кузбасі, Черембасі, Тунгуському басейні.

Горючі сланці — темно-сірі або бурі тонкошаруваті породи змішаного уламкового та органогенного походження. Утворюються на дні водойм у разі одночасного осадження органічних речовин (до 20 – 60 %) і глинистих або вапняково-глинистих часточок. Ці органічні речовини перебувають у початковій стадії анаеробного розкладання, їх називають *бітумами*. Під час горіння породи поширюється запах бітуму. Використовують їх як сировину для хімічної промисловості для отримання летких речовин.

Поклади є в Естонії, під Санкт-Петербургом, у Середньому Поволжі.

Бурштин (C₁₀H₁₆O) — аморфна маса з механічними домішками і вкрапленням бульбашок газу, часточок рослин, комах. Це викопна смола хвойних порід дерев палеогенового періоду. *Колір* жовтий, бурий, червонуватий, рідше — зелений, фіолетовий. *Блиск* смолистий, злам раковистий, твердість 2,0 – 2,5, щільність 1,0 – 1,1 г/см³. Трапляється у формі краплин, сталактитів.

Застосовують для виготовлення бурштинової кислоти, лаків, як електроізолятор у фізичних приладах, в ювелірній справі.

Родовища є на узбережжі Балтійського і Білого морів, у пониззі Єнісею, в околицях Києва у палеогенових відкладах.

Нафта — рідкий олійстий мінерал із характерним запахом. Щільність 0,76 – 1,0 г/см³. Це суміш рідких і газоподібних вуглеводнів (парафінового ряду, нафтенного та бензолного). Розрізняють нафту *парафінову* (видобувають у Грозному, на півострові Челекан) і *нафтенову* (в Баку).

Нафта складається з 85 % вуглецю, 12 % водню, 1 – 3 % азоту, кисню, сірки тощо. *Колір* — від темно-бурого (важкі різновиди) до жовтуватого (легкі різновиди). Нафта залягає в земній корі так само, як і вода. Вона просочує пористі породи (піски, пісковики, вапняки) й утворює нафтоносні горизонти. Під тиском газів вона може виходити на денну поверхню у вигляді фонтанів.

Нафта має органічне походження, тобто утворилася внаслідок розкладання відмерлих рослинних і тваринних організмів у глибинних шарах Землі в умовах високих тиску і температури. Згідно із сапропелевою теорією (за акад. І.М. Губіним), нафта утворилася із сапропелю (гнилого мулу), що виник на дні водойм із решток водоростей і планктонних тварин. У сапропелевому горизонті нафта в корінному заляганні, але під дією тиску і температури вона мігрує у верхні горизонти, де накопичується в колекторах (пористих породах).

Нафту *використовують* як паливо і сировину для хімічної промисловості, для отримання бензину, гасу, мазуту, мастил, нафтового коксу тощо.

Поклади розвідано в Баку, Грозному, Майкопі, на півострові Челекан, у Поволжі, Приураллі, Башкортостані, Україні, на Сахаліні, у Західному Сибіру (Тюмень).

Асфальт (гірська смола) $C_nH_m \cdot P(O,S)$ — тверда зв'язна порода. Це суміш окиснених вуглеводнів. Щільність 1,0 – 1,2 г/см³. Темно-бурого і чорного кольору, з великоракувистим зломом, із запахом нафти. Блиск слюдистий, плавиться за 50 – 60 °С. Утворюється з нафти нафтенного ряду. Він насичує пісковики, мергелі, вапняки. Утворює асфальтові озера, натеки, покриви.

Застосовують для асфальтування шляхів та виготовлення лаків.

Поклади є в Поволжі (Сизрань), на Кавказі (Гагра, Батумі), в Криму, Казахстані, на Сахаліні.

Озокерит (гірський віск) — темно-бура, коричнева маса, схожа на віск, із запахом нафти. Щільність 0,80 – 0,97 г/см³. Це продукт висихання нафти парафінового ряду. Температура плавлення 50 – 100 °С. Залягає пластами, виповнює тріщини в породах, пронизує пористі породи.

Застосовують для виготовлення штучного воску, просочування тканин для гідроізоляції, в медицині.

Поклади є на півострові Челекан, в Україні (Львівська область).

Горючі гази виходять з надр Землі по тріщинах. Головна їх складова частина — метан. Трапляються в нафтоносних областях.

Застосовують як паливо і хімічну сировину.

Родовища: Дашавське і Шебелинське (Україна), Ставропольське і Березівське (Росія), Газлінське (Узбекистан), Карадазьке (Туркменія), в Західному Сибіру.



Запитання для самоконтролю: **1.** Що називають гірською породою? **2.** Як поділяють гірські породи за походженням? **3.** Які породи називають первинними, а які вторинними? **4.** Що таке інтрузивні магматичні породи? **5.** Як утворюються ефузивні магматичні породи? **6.** Які структури мають інтрузивні й ефузивні магматичні породи? **7.** Які текстури властиві інтрузивним і ефузивним магматичним породам? **8.** Назвіть форми залягання інтрузивних і ефузивних магматичних порід. **9.** Як і з яких гірських порід утворюються метаморфічні породи? **10.** Які структуру і текстуру мають метаморфічні породи? **11.** Внаслідок яких геологічних процесів утворюються осадові гірські породи? **12.** На які генетичні групи поділяють осадові гірські породи? Як вони утворюються? **13.** Що таке каолінові і бентонітові глини? Чим вони різняться? **14.** За допомогою якої хімічної реакції можна визначити карбонатні породи? **15.** Які осадові породи використовують для хімічної меліорації солонцюватих і підзолистих ґрунтів?



ОСНОВИ ГЕОХРОНОЛОГІЇ

5.1. АБСОЛЮТНИЙ ВІК ГІРСЬКИХ ПОРІД

Можливість визначення абсолютного віку геологічних формацій з'явилася у ХХ ст. у зв'язку з відкриттям радіоактивного розпаду деяких елементів.

Ядра атомів радіоактивних елементів (радій, уран, торій та ін.) самочинно розпадаються з властивою кожному з них сталою швидкістю, яка не залежить від зовнішніх умов. Внаслідок такого розпаду утворюють атомні ядра нерадіоактивних, так званих стабільних елементів, наприклад свинцю з урану, аргону з калію. Отже, радіоактивні елементи можуть бути еталоном земного часу.

Для визначення абсолютного віку гірських порід використовують такі методи абсолютної геохронології: свинцевий, гелієвий, аргонний, рубідієво-стронцієвий і вуглецевий.

Свинцевий метод. Вік мінералу чи гірської породи встановлюють за вмістом у ній свинцю з атомною масою 206, який є кінцевим продуктом розпаду урану з атомною масою 238. Перетворення половини кількості урану, який міститься в мінералі в момент його утворення, на свинець триває 4,52 млрд років. Уран з атомною масою 235 розпадається з утворенням нукліда свинцю-207. Процес розпаду такого урану триває 891 млн років. Торій під час розпаду дає нуклід свинцю з атомною масою 208. Період його піврозпаду дорівнює 13,9 млрд років.

Свинцевий метод можна використовувати для визначення віку гірських порід, які містять уранові і торієві мінерали (ураніт, торберніт, монацит та ін.): за кількістю свинцю, що утворюється з 1 г урану за рік і загальним вмістом його в даному мінералі розраховують абсолютний вік мінералу в тій чи іншій гірській породі. Цей метод дає добрі результати, якщо мінерал містить значну кількість урану чи торю і якщо його вік становить не менше 30 млн років.

Гелієвий метод. Дає змогу визначити вік мінералів за кількістю гелію, який утворюється одночасно з ізотопами свинцю під час радіоактивного розпаду елементів.

Аргонний метод. За ним встановлюють вік калійних мінералів і гірських порід, які містять ці мінерали. Суть методу полягає в тім,

що нуклід калію з атомною масою 40 перетворюється на аргон з такою самою атомною масою. Аргон на відміну від гелію добре утримується в мінералах. Вік мінералу обчислюють за співвідношенням аргону і калію, які містяться в ньому. Калій входить до складу майже всіх гірських порід.

Рубідієво-стронцієвий метод. Ґрунтується на тому, що нуклід рубідію з атомною масою 87 перетворюється на стронцій з такою самою атомною масою. Період піврозпаду рубідію становить 50 млрд років. Для визначення віку геологічних формацій беруть слюди і низку інших силікатів. Метод має дуже широке використання, оскільки мінерали, збагачені рубідієм, трапляються рідко і перетворення рубідію на стронцій відбувається дуже повільно.

Вуглецевий метод. Використовують для встановлення віку археологічних дерев'яних предметів, рослинних решток «стародавніх» дерев. У живих тканинах у сталих співвідношеннях містяться радіоактивний і нерадіоактивний вуглець з атомною масою 14. Після відмирання організму накопичений радіоактивний вуглець поступово розпадається і через 5560 років залишається тільки половина початкової його кількості. Вуглецевий метод дає змогу визначити вік організму за рештками кісток. Недолік цього методу — неможливість встановити вік об'єктів, який перевищує 15 – 30 тис. років.

Численні і досить ретельні визначення абсолютного віку гірських порід дали змогу скласти геохронологічну шкалу. Відповідно до неї вік стародавніх геологічних утворень Кольського півострова становить 3,5 млрд років.

5.2. ВІДНОСНИЙ ВІК ГІРСЬКИХ ПОРІД

До відкриття методів абсолютної геохронології вік гірських порід визначали за допомогою методів відносної геохронології. Для встановлення положення шарів один відносно одного сьогодні використовують такі методи: стратиграфічний, літолого-петрографічний і палеонтологічний.

Стратиграфічний метод. Ґрунтується на тому, що кожен нижче розміщений шар старіший за вище розміщений. У разі порушеного залягання шарів за допомогою цього методу визначити їх відносний вік важко, а іноді й неможливо.

Літолого-петрографічний метод. Полягає у вивченні складу шарів гірських порід і його зіставленні зі складом подібних шарів в інших районах, відносний вік яких відомий. Відносний вік магматичних гірських порід, зокрема інтрузивних, можна встановити за віком вміщуючих їх осадових порід. Наприклад, якщо інтрузія яких-небудь магматичних порід має розірвані контакти з осадовими породами, що вміщують їх, то магматичні породи є молодшими за осадові.

Палеонтологічний метод. Ґрунтується на результатах вивчення тваринних і рослинних решток, які збереглися в шарах осадових гірських порід у вигляді різних скам'янілостей і відбитків. Одні форми тваринних і рослинних решток у часі поступово змінюються іншими, причому в цій зміні спостерігається певний процес прогресивного розвитку організмів. За палеонтологічними рештками можна встановити відносний вік гірських порід, в яких вони знайдені, оскільки в різних за віком геологічних утвореннях знаходяться рештки різних за досконалістю розвитку організмів: у найдавніших відкладах — примітивні, в молодших — високорозвинені. Однак під час визначення так віку гірських порід потрібно враховувати, що деякі види організмів були досить довговічними і жили упродовж багатьох мільйонів років, не зазнаючи істотних змін. Рештки цих організмів можуть знаходитись у різних за віком гірських породах, а рештки організмів, що відносно швидко вдосконалювались за формою, трапляються лише у відкладах, які утворилися в якісь певні, відносно короткі інтервали часу. Викошні форми цих організмів називають **керівними** (рис. 5.1). Для керівних форм характерні не тільки відносна недовговічність, а й значне горизонтальне поширення. Тому геологічним утворенням певного віку відповідає певний комплекс таких форм.

Палеонтологічний і стратиграфічний методи дають змогу зіставляти вік гірських порід зовсім різних територій, систематизувати їх у хронологічній послідовності у вигляді геологічної шкали часу.



Рис. 5.1. Деякі керівні викошні форми:

1, 2 — трилобіти (відповідно кембрій та ордовик); 3, 6 — брахіоподи (відповідно силур і карбон); 4 — риби (девон); 5 — корали (карбон); 7, 9 — амоніти (відповідно перм і юра); 8 — белемніти (тріас); 10 — ехіноідеї (крейда); 11 — плезіозавр (юра); 12 — трицератопс (крейда)

5.3. ГЕОХРОНОЛОГІЧНА ШКАЛА

За результатами вивчення геологічної будови земної кори та історії розвитку життя на Землі вчені розробили геохронологічну шкалу (табл. 5.1), згідно з якою вся геологічна історія земної кори поділена на окремі періоди. Залежно від тривалості осадонакопичення кожному інтервалу часу відповідає певна товща гірських порід. Гірські породи, які утворилися упродовж однієї ери, об'єднані у групи, а осади, які нагромадились за одне століття, — у ярус. Отже, ері відповідає група, періоду — система, епосі — відділ, століттю — ярус. Кожен інтервал часу і товщі порід, які утворилися в ці інтервали, мають свої назви і відповідні індекси.

Таблиця 5.1. Геохронологічна шкала

Ера (група)	Період (система)	Епоха (відділ)	Органічний світ	Вік, млн років
Кайнозойська КЗ	Четвертинний Q	Голоценова Q ₄ Пізньочетвертинна Q ₃ Середньочетвертинна Q ₂ Ранньочетвертинна Q ₁	Поява людини, розвиток сучасної флори і фауни. Розквіт ссавців, костистих риб і комах	1,5 – 2
	Неогеновий N	Пліоценова N ₂ Міоценова N ₁	Розквіт покритонасінних рослин. Поява і розвиток форм ссавців, близьких до сучасних. Розвиток людиноподібної мавпи	26 ± 1
	Палеогеновий P	Олігоценова P ₃ Еоценова P ₂ Палеоценова P ₁	Вимирання мезозойської фауни і флори. Розквіт примітивних ссавців	67 ± 3
Мезозойська МЗ	Крейдовий К	Пізньокрейдова К ₂ Ранньокрейдова К ₁	Поява покритонасінних і розквіт голонасінних рослин і великих рептилій. Розвиток ссавців і птахів	137 ± 5
	Юрський I	Пізньоюрська I ₃ Середньоюрська I ₂ Ранньоюрська I ₁	Розвиток голонасінних (пальми і хвойні) рослин і велетенських ящерів. Поява літаючих ящерів і птахів	195 ± 5

Ера (група)	Період (система)	Епоха (відділ)	Органічний світ	Вік, млн років
Мезозойська MZ	Тріасовий T	Пізньотріасова T ₃ Середньотріасова T ₂ Ранньотріасова T ₁	Загибель палеозойської фауни. Розвиток голонасінних рослин і рептилій. Поява перших ссавців, водяних плазунів і костистих риб	210 ± 10
Палеозойська PZ	Пермський P	Пізньопермська P ₂ Ранньопермська P ₁	Розквіт деревоподібних спорових рослин (папороть та ін.) Вимирання палеозойських організмів. Розвиток звіроподібних рептилій і плазунів	285 ± 10
	Кам'яно-вугільний C	Пізньокам'яновугільна C ₃ Середньокам'яновугільна C ₂ Ранньокам'яновугільна C ₁	Розквіт наземної рослинності (хвощі, папороті та ін.) у вигляді дерев, амфібій, акул і плазунів	340 – 360
	Девонський D	Пізньодевонська D ₃ Середньодевонська D ₂ Ранньодевонська D ₁	Розвиток хвощів і плазунів. Поява предків папороті, панцирних риб і наземних чотириногих (стегоцефали) тварин	410 ± 10
	Силурійський S	Пізньосилурійська S ₂ Ранньосилурійська S ₁	Розквіт наземних рослин, близьких до папоротеподібних. Поява перших риб, акул, скатів і водоростей	440 ± 15
	Ордовицький O	Пізньоордовицька O ₃ Середньоордовицька O ₂ Ранньоордовицька O ₁	Розвиток наземних (багатоніжки, скорпіони) і морських (молюски та ін.) організмів, водоростей	500 ± 20
	Кембрійський E	Пізньокембрійська E ₃ Середньокембрійська E ₂ Ранньокембрійська E ₁	Розвиток найпростіших наземних рослин, тварин (до 1000 видів). Хребетні відсутні	570 ± 30

Ера (група)	Період (система)	Епоха (відділ)	Органічний світ	Вік, млн років
Протерозойська PR	Пізньопротерозойський PR ₃ (Рифейський R) Середньопротерозойський PR ₂ Ранньопротерозойський PR ₁	Вендська V Пізньорифейська R ₃ Середньорифейська R ₂ Ранньорифейська R ₁	Розвиток найпростіших безхребетних організмів і водоростей	680 ± 50
				1050 ± 50
				1400 ± 50
				1600 ± 50
				1900 ± 50
2600 ± 50				
Архейська AR			Формування органічного життя (рештки його не збереглися)	2600

Архейська ера (від грец. *ἀρχαῖος* — стародавній, первісний) — найдавніша. Вона охоплює найбільш ранні періоди розвитку земної кори і тривала понад 1,8 млрд років, тобто з початку геологічного розвитку Землі і до появи перших ознак життя на ній. В археї сформувалася земна кора й утворилися первинні моря, в яких накопичувалися перші осадові гірські породи (конгломерати, пісковики тощо). Горотворні процеси супроводжувалися частими розколами земної кори і виливанням магми на її поверхню. Архейські геологічні утворення дуже метаморфізовані і дуже дислоковані. Вони складаються в основному з різних гнейсів, кристалічних сланців, гранітів. Породи архею пронизані різними інтрузіями.

Сьогодні дуже метаморфізовані масивно-кристалічні породи архейської ери виходять на поверхню Землі в межах Балтійського й Українського щитів, на Анабарському масиві, у Східних Саянах та в інших місцях. У породах архейського комплексу знайдено багаті поклади залізних руд, родовища кольорових і рідкісних металів.

Протерозойська ера (від грец. *πρότερος* — попередній, раніший). Тривала близько 2 млрд років. У цей час життя розвивалося переважно в морі у вигляді одноклітинних бактерій і водоростей. Формувалися такі великі геологічні структури як платформи і геосинклінали. У межах теперішнього СНД у протерозойську еру

утворилися Російська і Сибірська платформи — малорухомі ділянки земної кори, які зазнають повільних коливальних рухів. Геосинклінальні ділянки стали ареною інтенсивних горотворних процесів і магматичної діяльності. Утворені в цю еру гороскладчасті споруди називають *байкальською складчастістю*. До них належать Саяно-Байкальська гірська область, Єнісейський кряж тощо.

Протерозойські метаморфічні породи (гнейси, кристалічні сланці, мармури, кварцити та ін.) у межах СНД поширені у північно-східній частині Російської платформи, на Північному Кавказі, Уралі і в Сибіру. Вони нерідко трапляються разом з архейськими масивно-кристалічними породами на щитах. У магматичних і метаморфічних породах протерозою знайдено накопичення рудних і нерудних корисних копалин.

Палеозойська ера (від грец. *παλαιός* — старовинний, давній) тривала близько 335 – 355 млн років. У цю еру відбувався подальший розвиток життя в морі і на суходолі. Для неї характерні два великі тектонічні і горотворні етапи — календонський і герцинський, коли сформувалась більшість гірських систем (Урал, Тянь-Шань та ін.). Відбувалося подальше формування земної кори — розширення платформ і скорочення геосинкліналей. У палеозої на земній поверхні утворилися потужні товщі осадових порід, в яких збереглися рештки різних організмів.

Кембрійський період тривав 70 – 80 млн років. У цей період палеозойської ери життя в морі розвинулось у вигляді примітивних безхребетних форм (трилобіти, численні беззамкові брахіоподи). З рослин переважали морські водорості. На території нинішнього СНД кембрійське море займало величезний простір: від берегів сучасного Балтійського моря на схід до Уралу. Морем у той час була вкрита і Сибірська платформа. Тому відклади кембрійського періоду в основному складаються з осадових порід морського походження: зеленкувато-синіх дуже пластичних глин, кварцових пісковиків, кременистих і глинистих сланців. У породах цього періоду знайдено родовища кам'яної солі, горючих сланців, бокситів, фосфоритів, заліза і мангану.

Ордовицький період тривав близько 70 млн років. Для нього характерний різномірніший, ніж для кембрію, органічний світ. У цей період з'явилися нові форми трилобітів і перші наземні високорозвинені організми — багатоніжки і скорпіони, розвинулись корали і головоногі молюски. Так само, як і в кембрійський, в ордовицький період горотворна і магматична діяльність була слабкою.

Морські відклади ордовика на території нинішнього СНД в основному спостерігаються в Прибалтиці і Сибіру. Вони представлені вапняками і різними глинистими сланцями. На деяких оглядових

геологічних картах ордовицький період не виділяють як самостійний, а об'єднують із нижнім відділом силурійського.

Силурійський період тривав близько 35 млн років. В морях добре розвивалася фауна безхребетних (губки, корали, голкошкіри, моллюски тощо), з'явилися хребетні класу риб і перша рослинність на суходолі (первісні попороті, плауни тощо). Для другої половини силуру характерні інтенсивні горотворні процеси. У цей час починається каледонська фаза складчастості, внаслідок якої утворилися великі гірські масиви в Європі (Скандинавські гори, гори на півостровах Канін і Тиман). Горотворні процеси супроводжувались інтенсивною магматичною діяльністю і широкими регресіями моря. Силурійські відклади значно поширені в Сибіру — у верхів'ї Лени, вздовж Ангари і північніше Вілюя, а також у Прибалтиці. Серед відкладів цього віку трапляються родовища різних металів — золота, свинцю, молібдену, міді, в також фосфоритів, горючих сланців тощо.

Девонський період тривав 55 – 60 млн років. У цей час розвивались панцирні і дводишні риби, вимерли трилобіти. Морська рослинність була представлена водоростями, а наземна — папороттю, плаунами, хвощами і першими родоначальниками сучасних хвойних рослин. Значна частина території нинішнього СНД на початку цього періоду була суходільною, а потім її затопило море. Під водою опинилися Західний Сибір і Середня Азія. У кінці девону море відступило і більша частина території теперішнього СНД знову стала суходолом. Тому серед девонських відкладів трапляються як континентальні (червоні пісковики), так і морські (доломітизовані вапняки і мергелі) утворення. У девонських відкладах знайдено поклади кам'яної солі, гіпсу, родовища нафти і горючих газів.

Кам'яновугільний період тривав близько 70 млн років. Це був час розквіту рослинності на суходолі. Непрохідні ліси велетенських деревоподібних папоротей, лепідодендронів, каломітів вкривали величезні простори земної кулі. Розвитку рослинності сприяли теплий і вологий клімат. Буйна рослинність у поєднанні з теплим вологим кліматом і болотно-лагунами умовами забезпечили утворення потужних покладів кам'яного вугілля. Тваринний світ був представлений земноводними, величезними павуками і комахами. В морях жили переважно риби і плечоногі. Наприкінці кам'яновугільного періоду посилилась магматична діяльність і почалося інтенсивне гороутворення — герцинська складчастість. Виникли Уральські гори, хребти Тянь-Шаню, Казахстану, гори Монголії тощо. Серед кам'яновугільних відкладів знайдено вугілля, нафту, боксити, горючі гази, рідкісні й кольорові метали. Головними вугленосними басейнами цього періоду є Підмосковний, Донецький і Кузнецький. Виходи кам'яновугільних відкладів є також у Середній Азії, на Уралі та в інших місцях.

Пермський період тривав 45 млн років. Він завершив палеозойську еру. У цей період на суходолі поступово вимирали велетенські папоротеві рослини, з'являлися нові види папороті, хвойні дерева, плазуни, родоначальники сучасних гадюк, ящірок, крокодилів і черепах, розвивалися земноводні. Закінчилась герцинська складчастість. Уральські гори досягли максимальної висоти. Почали формуватися Памір і Алтай. У Сибіру на поверхню Землі виливалися основні лави — сибірські трапи. Пермське море на початку пермського періоду займало величезну територію, а наприкінці його різко зменшилось у розмірах і вислохло. Тому серед пермських відкладів, представлених переважно вапняками, червоними глинами, мергелями, глинистими сланцями і конгломератами, трапляються кам'яна сіль, силвін, карналіт і гіпс.

Мезозойська ера (від грец. μέσος — середній, серединний) розпочалася понад 230 млн років тому і тривала близько 175 млн років. У цей час внаслідок альпійської складчастості утворилися гірські ланцюги — Кордильєри в Америці, Верхоянська складчаста область та ін. Для мезозою, або «ери середнього життя», характерним є новий органічний світ, більш високорозвинений і різномірний. На Землі з'явилися костисті риби, птахи і вищі тварини — ссавці. У цю еру відклалися значні товщі континентальних і морських осадових порід.

Тріасовий період мезозойської ери тривав близько 45 млн років. Упродовж нього розвинулись амоніти, плазуни і земноводні, з'явилися белемніти, перші костисті риби і початкові форми ссавців, із рослин переважали хвойні і саговникові. Територія нашої країни була в основному суходолом. Тому відклади тріасу представлені переважно континентальними утвореннями — червоними пісковиками, пісками, мергелями, глинами і вапняками. Виходи тріасових відкладів знайдено у вигляді невеликих масивів у Прибалтиці, північно-східних областях європейської частини нинішнього СНД, Сибіру та в інших місцях.

Юрський період тривав близько 58 млн років. Для нього характерні посилення горотворних процесів (утворилися Кавказ, Крим тощо) і наступання моря на континенти. Найпоширенішими в цей період безхребетними тваринами були амоніти. На відміну від тріасових, юрські амоніти мали спіралезакручену черепашку, розділену перетинками на камери. До юри належить розквіт і іншої групи головоногих молюсків — белемнітів.

Подальшого розвитку набули різні риби і ссавці, з'явилися перші птахи, зокрема археоптерикс (рис. 5.2). Внаслідок морських трансгресій утворилось велике юрське море, яке займало всю Російську платформу. Відклади юрського періоду представлені переважно морськими товщами вапняків, глин і мергелів, континентальними відкладами конгломератів, пісків, кам'яного і бурого вугілля, горючих сланців і нафти.



Рис. 5.2. Рештки археоптерикса

Крейдовий період тривав близько 70 млн років. Для нього характерні подальший розвиток ссавців, виникнення нових форм зубатих і водяних птахів. У пізньокрейдову епоху з'явилися квіткові рослини і флора набула вигляду, близького до сучасного. Це час інтенсивного гороутворення (альпійська складчастість), яке супроводжувалось інтенсивною магматичною діяльністю, сильними трансгресіями і регресіями моря. У крейдовий період виникли сучасні гірські ланцюги в Європі (Альпи, Карпати) та Америці (Анди, Кордильєри). Серед крейдяних відкладів найпоширенішими були вапняки, піски і глини, трапляються конгломерати, пісковики, опоки, кам'яне вугілля, ефузивні та їхні туфи, фосфорити, залізні руди і нафта.

Кайнозойську еру називають ерою нового життя (від грец. *καίνος* — новий і *ζωή* — життя). Вона почалася близько 67 млн років тому і триває донині. Упродовж кайнозою з'явилася альпійська складчастість, яка почалася ще в крейдовому періоді. Це виявляється у землетрусах, виверженнях вулканів і подальшому підйманні гір (Альп, Гімалаїв, хребтів Сіхоте-Аліню та ін.). Виникли провали в земній корі (грабени), утворились озеро Байкал, Мармурове та Егейське моря. Материк і океани набули сучасного вигляду. Органічний світ ще наприкінці крейдового періоду досить істотно оновився. На Землі з'явилися ссавці, птахи, костисті риби і молоски, а наприкінці неогену — людина. Для кліматичних умов кайнозою характерні похолодання в середині четвертинного періоду і зледеніння значної частини території, а потім знову потепління.

Палеогеновий період кайнозойської ери тривав понад 40 млн років. Найпоширенішими серед морських тварин були різні молоски. Найбільшого розквіту досягли форамініфери, особливо нумуліти. Серед хребетних тварин панівне становище зайняли ссавці. Від ссавців відокремилась гілка приматів, від якої далі виникли людиноподібні мавпи. Для рослинності палеогену характерне суцільне поширення покритонасінних рослин із переважанням серед них

дводольних, які близькі або мало відрізняються від сучасних. Це був період величезних рухів земної кори, які супроводжувалися потужними горотворними процесами. Сформувались Альпи, Карпати, Кавказ, гірські споруди Центральної Азії, східного і західного узбережжя Тихого океану. Горотворні і складчасті рухи супроводжувалися неодноразовими виявами вулканізму. Відклади палеогенового періоду представлені морськими і континентальними осадами. У деяких районах значно поширені і магматичні гірські породи.

Неогеновий період тривав 25 млн років. Органічний світ був близьким до сучасного. Розвивалися пластинчасто-зяброві молюски і черевоногі, форамініфери і шестипроменеві корали. Серед хребетних панівне становище займали ссавці. Відбувалися подальша диференціація і розвиток хижаків, парнокопитих, китових, хоботних, приматів та інших груп хребетних тварин. У самих верхніх шарах неогену на острові Ява знайдено рештки кісток істоти, яка займала проміжне місце між мавпою і людиною. В міоцені були значно поширені вічнозелені рослини типу магнолій, лаврів і пальм, які сьогодні збереглися лише в субтропічній і тропічній зонах. Для неогенового періоду характерні значні горотворні рухи, які захопили ті райони, де в палеогені відбувалися інтенсивні тектонічні рухи. Рухи земної кори супроводжувалися вулканічною діяльністю. В цей період закінчилося формування сучасного рельєфу земної кори. Відклади неогену представлені континентальними і морськими осадами, серед яких переважають відклади внутрішніх сольонуватих і прісноводних басейнів, а також ефузивними виливами.

У відкладах палеогенового і неогенового періодів трапляються вапняки, піски, мергелі, глини, пісковики, сланці. З корисних копалин серед палеогенових відкладів знайдено буре і кам'яне вугілля, велику кількість нафти. Неогенові відклади також багаті на нафту. З інтрузіями неогену пов'язані родовища поліметалів. Виходи палеогенових і неогенових відкладів знайдено в Україні, Середній Азії, Сибіру, на Камчатці та на багатьох інших територіях.

5.4. ОСОБЛИВОСТІ РОЗВИТКУ ЗЕМНОЇ КОРИ В ЧЕТВЕРТИННИЙ ПЕРІОД

Четвертинний період розпочався 1,5 – 2 млн років тому і триває до сьогодні. Для цього періоду характерним є панування ссавців і квіткових рослин. У четвертинний період з'явилася високоорганізована мисляча істота — людина, тому його називають ще й антропогеновим (від грец. *άνθρωπος* — людина). У четвертинних відкладах збереглися кістки первинних людей і сліди їх життєдіяльності (місця розкладання вогнищ, кам'яні знаряддя тощо). У молодших відкладах цього періоду знайдено численні знаряддя пра-

ці людини розумної і сліди первісної культури: залишки фрагментів малюнків на стінах печер, фігури різних тварин, вирізані з кісток тощо.

За тривалістю четвертинний період найкоротший в історії Землі. Його поділяють на два неоднакових інтервали часу — льодовикову епоху *плейстоцен* — близько 1 млн років і післяльодовикову *голоцен*, або сучасну епоху.

Для плейстоцену характерне те, що рослини і тварини у цю епоху були такими самими, як і в наш час, але з невеликою кількістю нині вимерлих форм, а голоцен — це весь сучасний органічний світ, з якого цезли вимерлі форми.

Головними центрами зледенінь у Євразії були Скандинавський, Ноземельський і Таймирський. У горах виникали свої центри і льодовики «сходили» в передгір'я. Площі, вкриті льодовиками, не залишались постійними, а спостерігалася неодноразова пульсація льодовиків: наступали то льодовики, то міжльодовикові періоди.

З часу зникнення покривних льодовиків на території теперішнього СНД минуло близько 10 – 12 тис. років, на Скандинавському півострові — 5 – 8 тис. років.

Значна територія нинішнього СНД у льодовикову епоху характеризувалася строкатістю фізико-хімічних умов. У Європейській частині був сформований потужний льодовиковий щит, у Західному Сибіру — незначної товщини, а в Східному Сибіру льодовикового періоду не було.

Льодовикові товщі не були сталими, упродовж плейстоцену чергувалися льодовикові і міжльодовикові періоди.

У межах Європейської частини теперішнього СНД мали місце три покривних зледеніння: лихвінське, дніпровське і валдайське. У період максимального (дніпровського) зледеніння потужність льодового покриву сягала 2 км, а площа його становила 5,5 млн км².

Щодо числа зледенінь і міжльодовикових періодів погляди вчених різняться. У Європейській частині нинішнього СНД різні дослідники виділяють від 3 до 7 зледенінь.

У 1932 р. на 2-й міжнародній конференції геологів-четвертинників, яка відбулася в колишньому Радянському Союзі, було схвалено рішення розділити плейстоцен на три відділи: ранній (еоплейстоцен) Q_1 ; середній (мезоплейстоцен) Q_2 , і пізній (неоплейстоцен) Q_3 (табл. 5.2). До раннього відділу належать старі зледеніння (гюнц і міндель, лихвінське) і міжльодовиковий гюнц-міндель, до середнього — міндель-рисс міжльодовиків'я і середнє (рисс-Дніпровське) зледеніння, до нового (пізнього) відділу — нове міжльодовиків'я рисс-вюрм і нове зледеніння (вюрмсько-валдайське).

У міжльодовикові епохи відбувалося різке зменшення рівня води у річках, морях і озерах, що призводило до зниження базису ерозії,

регресії моря і підсилення розмивання. Формувалися річкові і морські тераси, змінювалася гідрографічна мережа.

Під час танення льодовиків з'являлася значна кількість водних потоків, які транспортували уламковий матеріал; зростав рівень води у річках і посилювалася їх геологічна робота, а рівень води в морях підвищувався (трансгресія). Трансгресії мали місце як на Півночі (в басейнах Баренцевого, Білого, Балтійського морів), так і на Півдні (у басейнах Чорного та Каспійського морів).

Трансгресії Півночі — бореальна, онезька, мгинська, іольдієва, трансгресії Півдня — бакинська, хазарська, хвалинська.

У результаті неодноразових змін льодовикових і міжльодовикових віків, трансгресій та регресій, знижень і підвищень базисів ерозії сформувалася рельєф і серії осадових гірських порід на суходолі і в морі, які дістали назву четвертинних (антропогенових) відкладів.

Хронологію четвертинного періоду можна подати так:

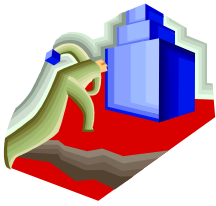
- ▶ поява людини — 1,5 млн років тому;
- ▶ початок льодовикових епох — 1 млн років тому;
- ▶ закінчення післяльодовикової епохи — 10 – 12 тис. років тому;
- ▶ початок кам'яного віку — 7 тис. років тому;
- ▶ початок бронзового віку — 5 тис. років тому;
- ▶ початок залізного віку — 3 тис. років тому;
- ▶ початок атомного віку — 1945 р.;
- ▶ початок космічної ери — 1957 р.;
- ▶ початок ноосферного майбуття — кінець другого тисячоліття.

Таблиця 5.2. Геохронологія четвертинного періоду

Період (система)	Епоха	Відділ	Вік (ярус)
Четвертинний період — Q (Антропоген)	Голоцен	Сучасний — Q _{IV}	Післяльодовиковий — Q _{IV}
		Неоплейстоцен — верхній Q _{III}	Валдайське (вюрм) зледеніння — Q _{IIIv} Микулинське — ресс-вюрмське міжльодовиків'я Q _{IIImic}
	Плейстоцен	Мезоплейстоцен — середній Q _{II}	Московське (ресс) зледеніння — Q _{IIm} Одинцовське міжльодовиків'я — Q _{IIod} Дніпровське (ресс) зледеніння — Q _{IIdn} Лихвінське (міндельське) міжльодовиків'я — Q _{IIl}
		Еоплейстоцен — нижній Q _I	Окське (міндельське) зледеніння — Q _{Iok}



Запитання для самоконтролю: *1.* Що розуміють під абсолютним і відносним віком гірських порід? *2.* Які методи визначення абсолютного і відносного віку гірських порід ви знаєте? *3.* Що таке геохронологічна шкала? Як вона побудована? *4.* Назвіть ери розвитку нашої планети. *5.* Дайте коротку характеристику геологічних ер. *6.* У чому полягають особливості розвитку земної кори в четвертинний період? *7.* Перекажіть хронологію четвертинного періоду.



ГЕНЕТИЧНІ ТИПИ ҐРУНТОТВОРНИХ ПОРІД

Гірські породи, на яких і з матеріалу яких утворюються ґрунти, називають *ґрунотворними*, або *материнськими*, породами.

Переважна більшість ґрунтів нашої країни утворилась на пухких четвертинних відкладах, які сформувалися внаслідок процесів вивітрювання, перенесення й акумулювання продуктів руйнування гірських порід на поверхні материків протягом останніх 1 – 2 млн років. Четвертинні відклади дуже різноманітні за походженням, складом, будовою і властивостями, зовнішніми ознаками, умовами залягання, тому вони є неоднаковим середовищем для оселення живих організмів і утворення ґрунтів.

Материнські породи є матеріальною основою ґрунтів, які передають останнім у спадок свій гранулометричний, хімічний і мінеральний склад, фізичні і фізико-хімічні властивості.

Ґрунотворні породи впливають на напрямок і швидкість процесу ґрунотворення, формування і рівень родючості ґрунтів, склад, властивості, водний, повітряний і тепловий режими, вміст елементів живлення, характер використання у сільськогосподарському виробництві.

Особливо цей зв'язок між породою і ґрунтом виявляється на ранніх стадіях ґрунотворення, коли ґрунт максимально відбиває властивості материнської породи. І в подальшому цей зв'язок не втрачається зовсім, а стає менш помітним, що пов'язано з трансформацією мінеральної частини ґрунту внаслідок вивітрювання і ґрунотворення.

В основу класифікації цих порід покладено генетичний принцип, за яким розрізняють такі *групи материнських порід*: елювіальні, колювіальні, делювіальні, пролювіальні, алювіальні, льодовикові, флювіогляціальні, еолові, озерні, морські.

6.1. ЕЛЮВІАЛЬНІ ПОРОДИ

Елювіальні породи, або ***елювій***, — це продукти вивітрювання вихідних гірських порід, які залишилися на місці утворення.

Елювій є сумішшю необкочених несортованих уламків, що повільно переходять до незмінної породи, яка в нижній частині розбита тріщинами на чималі блоки, вкриті великими брилами, потім дрібними уламками і зверху — дрібноземистим матеріалом; тобто його

товща за гранулометричним складом неоднорідна. Він може бути грубоуламковим, глинистим, потужним або неглибоким, карбонатним або кислим. Для нього характерний поступовий перехід від пухкого дрібноземистого матеріалу до щільної породи і тісний зв'язок із вихідною породою.

Залягає ця порода на позитивних елементах рельєфу, переважно в гірській місцевості і вкриває верхів'я гір та верхні частини схилів. Рідко трапляється на рівнинах, поверхня яких не була вкрита четвертинними смугами.

Залежно від властивостей вихідної породи, кліматичних умов та рельєфу елювій ризиться за складом і потужністю.

За активної дії підземних вод та тривалого елювіального процесу потужність його може досягати десятків метрів, а в глибоких тріщинах — сотні метрів. Виникає власне кора вивітрювання, яка є закономірно побудованим елювіальним профілем, що тривало розвивається на вихідних породах за рахунок гіпергенної перебудови їх речовини.

Для більшості геологів поняття «елювій» збігається з поняттям «кора вивітрювання» (Б.Б. Полинов, І.І. Гінзбург).

В аридних умовах пустель та на молодих поверхнях еродованих схилів у всіх кліматичних зонах елювій представлений уламковою корою вивітрювання. Це грубі, кам'яністі уламки, які в основному є продуктами фізичного вивітрювання, дрібнозем тут практично відсутній, тому що разом з легкорозчинними солями виноситься водою та вітром. Мінеральний і хімічний склад цього елювію такий самий, як і вихідної породи. На ньому ґрунтовий покрив відсутній і тільки подекуди під колоніями нижчих рослин відбуваються процеси ґрунтоутворення.

Ґрунтоутворення на грубоуламкових породах йде повільно. Формується неглибокий дерновий гумусовий горизонт, який поступового переходить до незмінної материнської породи. ґрунти на цих породах мають високі водопроникність, шпаруватість, низькі вологоємність, вбирну здатність.

В умовах напівсухого та гумідного клімату на масивно-кристалічних породах потужність елювію досягає 1–2 м і більше. Кора вивітрювання за таких умов практично збігається з ґрунтом. Склад цього елювію ризниться від складу вихідної породи. У ньому істотно зменшується вміст Na, Ca, Si, Fe, Mg, K.

В умовах вологого субтропічного та тропічного клімату, починаючи з дочетвертинного періоду, утворився елювій потужністю 10 м і більше, що має глинистий гранулометричний склад, на якому формуються ґрунти з повним профілем, нижня частина яких представлена корою вивітрювання. Кліматичні умови впливають і на хімічний склад елювію, що пов'язано зі стадійністю процесів вивітрювання внаслідок різної міграційної здатності хімічних елементів.

Формування елювію має велике значення і для життя на Землі, оскільки він є джерелом усіх інших форм осадових континентальних та морських відкладів.

Ґрунотворними елювіальними породами найчастіше є елювіальні відклади дочетвертинних порід: сланців, мергелів, вапняків, пісковиків, гранітів, базальтів та ін.

На території України (в Карпатах, на Донецькому кряжі, в Криму) ґрунотворними породами є елювій сланців, вапняків, пісковиків, крейди, андезитів, базальтів тощо.

У Карпатах ґрунотворними породами є елювій, елювій-делювій сланців. За хімічним складом вони безкарбонатні, переважно піщані, легко- і середньосуглинкові, містять уламки щільних порід, що підвищує їх водопроникність. У Прикарпатті і Закарпатті значне поширення властиве давньоалювіальним відкладам переважно суглинкового гранулометричного складу.

На гірських схилах Карпат сформувалися кислі буроземні ґрунти на збагачених кальцієм, магнієм породах — дерново-буроземні ґрунти.

У передгірній зоні Криму ґрунти сформувалися переважно на елювії вапняків, крейди та мергелю, у гірській буроземно-лісовій зоні — на елювії глинистих сланців і пісковиків або на елювії масивно-кристалічних порід (переважно андезитів, базальтів), на південному схилі головного пасма Кримських гір в умовах сухого субтропічного клімату — на червоноколірній корі вивітрювання.

На елювії карбонатних порід, сланців, пісковиків сформувалися бурі лісові ґрунти (на відміну від Карпатських — не кислі), на червоноколірній корі — коричневі та червоно-коричневі ґрунти.

Південні схили Донецького кряжу представлені переважно елювієм крейди, мергелів, сланців, на яких утворилися чорноземи літогенно-карбонатні з високою пористістю, малою водотривкістю, несприятливим для рослин водним режимом, слабколужною реакцією ґрунтового розчину.

На елювії пісковиків утворюються малорозвинені, щербеністі короткопрофільні ґрунти. За гранулометричним складом цей елювій ґрубий, містить багато піску, мало мулу, безкарбонатний. Ґрунти мають несприятливі водно-фізичні властивості, бідні на N, P₂O₅, K₂O, містять мало гумусу (2,2 – 2,5 %) у складі обмінно-увібраних катіонів підвищений вміст магнію, швидко підлягають ерозії, щербеністі.

У формуванні ґрунтового покриву Донбасу велику роль відіграв елювій сланців, які дуже різноманітні за хімічним і мінеральним складом. Тому і ґрунти, що утворилися на них, різняться за властивостями. Ґрунти, сформовані на елювії глинистих сланців Донбасу, мають короткий профіль (до 70 см), безкарбонатні, містять мало гумусу, мають несприятливу структуру, а тому і погані водно-фізичні властивості, щербеністі. Вміст щебеню сягає 5 – 25 % і з глибиною

зростає. У них низька водопроникність, що викликає ерозію ґрунтів. У складі обмінно-увібраних катіонів підвищений вміст магнію.

Ґрунти, які утворилися на елювії карбонатних порід, менш вилужені порівняно з ґрунтами, що розвивалися на безкарбонатних породах. Вони мають слабколуужну реакцію (насичені основами), зернисту структуру у верхньому горизонті, високі вміст гумусу і сміність вбирання. Ґрунти «киплять» у разі додавання 10%-го розчину HCl з поверхні або у верхній частині гумусового горизонту, щєбенисті.

Елювій крейди, мергелів, вапняків, пісковиків, сланців, масивно-кристалічних порід як ґрунтотворні породи трапляються на правих берегах річок.

6.2. КОЛЮВІАЛЬНІ ПОРОДИ

Колювій (від лат. colluvio — накопичення, мішанина) — це відклади, що здебільшого утворюються в гірських районах на схилах або біля підніжжя гір у вигляді осипів і завалів. Вони пересуваються по схилу під дією сили тяжіння. На рівнинах такі явища мають значно менші масштаби, оскільки схили невеликі. Колювій у цій місцевості залягає біля підніжжя схилів долин річок і ярів. Він є азональною ґрунтотворною породою.

Розрізняють такі *фації колювію*: колювій обвалення, обсипний, солефлюкційний, зсувний. Осипи, які трапляються несподівано, швидко, називають *обвалами*. Такі маси порід часто складені дуже великими брилами, проміжки між якими заповнені несорттованим матеріалом значно меншим за розміром, щєбенем і дрібними уламками. Для колювію характерне те, що матеріал несорттований, необкочений, нешаруватий. Від елювію різниться місцем залягання.

Осипи утворюються внаслідок обсипання, повільного скочування вниз по схилу невеликих брил, що відділяються від корінних порід у процесі фізичного вивітрювання. Внаслідок цього в середній і нижній частинах схилів накопичуються щєбінь та інші часточки.

Склад і структура цих обсипних залежить від корінних порід, а тому вони різні за складом і розмірами. Колювій буває глинистим, піщаним, галечниковим, щєбенистим, брилуватим та ін. Найпоширеніший щєбенистий та брилувато-щєбенистий. З часом проміжки між обсипним матеріалом заповнюються піщано-глинистим матеріалом, який скріплює осипи і перетворює їх на брекчії.

В осипах можна спостерігати слабке сортування матеріалу: більші та важчі уламки залягають у нижній частині шлейфу, а вгору по схилу розмір часточок поступово зменшується.

Солефлюкаційний і зсувний колювій утворюється під впливом зсувів і солефлюкції. *Солефлюкція* — це процес стікання перезволоженої породи чи ґрунту по схилу. Він спостерігається там, де пухкий поверхневий покрив схилів у вологу пору року сильно перезво-

ложується і тече схилом. Особливо часто цей процес виявляється у районах з багаторічною або тривалою сезонною мерзлотою.

Зсуви спостерігаються тільки на схилах, де переважають глинисті чи піщано-глинисті породи, які можуть перезволожуватися поверхневими або підґрунтовими водами. У разі перезволоження зростає пластичність глинистих порід, зменшується внутрішнє тертя і вже за стрімкості 12 – 15° схили стають малостійкими.

Зсувні і солефлюкційні процеси спричинюють накопичення відкладів, склад і властивості яких залежать від порід, що залягають на схилах. Ці відклади нешаруваті, несортовані, залягають на зсувних чи солефлюкційних терасах. Як ґрунотворна порода всі фації колювію практично не існують, оскільки постійно переміщуються і є початковим матеріалом для делювію, алювію, пролювію, морських та озерних відкладів.

Колювій відіграє важливу роль у формуванні рельєфу.

6.3. ДЕЛЮВАЛЬНІ ПОРОДИ

Делювій (від лат. deluvio — змиваю) є продуктом вивітрювання гірських порід, переміщених і перевідкладених у підніжжя схилів спокійними дощовими або талими водами.

Інтенсивність змивання залежить від кліматичних умов: найінтенсивніше воно в умовах гумідного та семігумідного клімату, на розорюваних ґрунтах; слабке — в аридних умовах; в криогенних — переважають солефлюкційні процеси.

Делювіальні відклади неоднорідні за гранулометричним складом. Грубий щебенистий або гравійний матеріал залягає біля підніжжя пологих схилів, складених щільними породами. Такий делювій характерний для зон із сухим кліматом, де переважає фізичне вивітрювання. Біля підніжжя пологих схилів у складі делювіальних відкладів переважають супіски, суглинки і глини, оскільки кінетична сила безруслівих потоків незначна.

Делювій залягає у вигляді шлейфів із найбільшою потужністю біля підніжжя схилів, яка може досягати 5 – 15 – 20 м, а довжина коливається від декількох метрів до 1 – 2 км. Спостерігається його сортованість у просторі: біля вершини відкладається відносно грубий матеріал, а нижче — дрібніший, до глинистого.

Характерні особливості делювіальних відкладів — це відсутність чітко вираженої шаруватості паралельно схилу, залягання біля підніжжя переважно пологих схилів, найбільше поширення на рівнинній території, часточки слабко обкочені, містять рештки рослин, молосків, уламки цегли, гумусований матеріал, залягає не на вихідній породі, а на будь-якій іншій, тому може різнитися від неї як за гранулометричним, так і за мінеральним складом.

Біля підніжжя пологих, стрімких схилів типові делювіальні шлейфи відсутні в зв'язку з розвитком гравітаційних процесів на схилах. У цих умовах формуються змішані колювіально-делювіальні відклади.

Розрізняють дві *фації делювію*: схиловий і яружний. Делювій схилів залягає біля підніжжя схилів, а яружний — у вигляді конусів виносів у гирлах ярів.

Пухкі делювіальні відклади дуже поширені і є ґрунтотворною породою, яка ізолює ґрунт від розміщених під ними порід.

6.4. ПРОЛЮВІАЛЬНІ ПОРОДИ

Пролувій — це продукти вивітрювання гірських порід, перенесені і перевідкладені тимчасовими бурхливими водними потоками (від лат. *proluvio* — зношу течією), один із видів відкладів на схилах. Він утворюється біля підніжжя стрімких схилів гір та в міжгірських западинах. Форма залягання — конуси виносу. Якщо біля підніжжя конуси виносу зливаються, вони утворюють пролювіальну ввігнуту рівнину. Для пролювіальних конусів виносу характерна концентрична зональність у плані, тобто для цієї породи характерна сортованість у просторі. У верхів'ях конусів виносу пролювій представлений великоуламковим матеріалом, галькою. Крупність матеріалу поступово зменшується в міру віддалення від верхів'я конусів і по їх периферії він може бути супіщаним і навіть суглинковим. Матеріал малосортований, у його складі можуть бути уламки різного розміру — від брил до глинистих часточок, матеріал малообкочений.

Ґрунтотворні властивості пролювію залежать від гранулометричного і мінерального складу: чим більше в породі дрібних уламків, тим родючіший ґрунт утворюється на пролювію.

6.5. АЛЮВІАЛЬНІ ПОРОДИ

Алювіальні відклади (від лат. *alluivio* — нанос, намив) — це осади, що утворюються під впливом геологічної дії плинних річкових вод, які залягають у долинах як стародавніх, так і сучасних річок. Ці відклади складаються як з матеріалу зруйнованих берегів, так і з часточок, принесених річковою водою з верхів'я річки та зі схилів. У процесі транспортування матеріалу річковою водою він обкочується і сортується за розміром.

Зовнішніми ознаками алювіальних відкладів є добре виражена, часто коса шаруватість, швидкі і значні зміни в просторі та їх потужності, добра обкоченість, наявність прісноводної фауни, невелика глибина (до 20 – 60 м), залягання в річковій долині смугами.

В алювіальних відкладах заплав рівнинних річок чітко виділяють за літологічним складом три *фації алювію*: русловий, заплавний, старицевий.

Русловий алювій формується в процесі наростання і розширення обмілин у разі мігрування русла в бік берега, що підмивається. У долинах рівнинних річок вона складається винятково з піску і лише інколи трапляється гравій або галька. Піски різні за розміром часточок, добре промиті течією, в них відсутні домішки дрібного пілу, мулу, простежується коса шаруватість, а зерна його добре обкочені. Для цієї фації алювію характерна сипкість у сухому стані, великі рухливість, водопроникність, мала вологоємність, слабке капілярне підсмоктування води, відсутність легкорозчинних солей, мала ємність вбирання. На такій ґрунтотвірній породі формуються малородючі ґрунти: дернові слабкорозвинені або дернові розвинені. Як ґрунтотворна порода він трапляється на боровій терасі (давній алювій).

Заплавний алювій утворюється в повінь, коли на поверхню заплави випадають дрібні часточки. Він має тонку, майже горизонтальну шаруватість, завжди містить різні включення гумусованих часточок, цегли, насіння бур'янів, решток рослин. До його складу входить багато новоутворених солей (гіпс, карбонати кальцію, магнею, натрію, лимоніт, мергель).

За гранулометричним складом він буває супіщаним, суглинковим, який вкриває заплави суцільним шаром.

Кількість і склад заплавного алювію залежать від складу порід, що залягають у басейні річки, клімату, рослинності та ін.

Старицевий алювій — це відклади озерно-болотного типу, формуються в старицевих озерах заплав, у яких знаходиться майже стояча вода, тому тут відкладаються переважно дрібні часточки, занесені каламутною водою. Він складається з дрібнозернистих пісків, супісків, мулу, глини з різною шаруватістю і завжди містить велику кількість органічних речовин, водоростей, гідрофільної болотної рослинності, інколи на їх поверхні утворюється торф.

За віком утворення розрізняють давній і сучасний алювій. Давній залягає на боровій терасі, сучасний — у заплаві.

Алювіальні відклади дуже поширені в Україні, залягають на боровій терасі та в заплаві. У заплаві на цій породі утворюються заплавні ґрунти з високою потенційною родючістю.

Алювіальні відклади дуже поширені на земній кулі. В усіх кліматичних зонах ґрунти формуються насамперед на сучасному і давньому алювії. Родючі ґрунти утворюються на заплавному алювії (чорноземи лучні, лучні та лучно-болотні).

Особливістю ґрунтотворення на алювії в заплаві є безперервний ріст профілю знизу вгору, його постійне омолодження, що гальмує елювіальні процеси.

6.6. ЛЬОДОВИКОВІ ВІДКЛАДИ

Льодовики виконують значну руйнівну, транспортувальну та акумулятивну роботу. Рухомі льодовики можуть транспортувати різноманітний уламковий матеріал (від дрібних часточок до валунів), який представлений переважно продуктами дольодовикового або післяльодовикового вивітрювання та уламками, що виникають внаслідок механічного руйнування гірських порід льодовиками. Такий уламковий матеріал називають *мореною*. Виділяють три *типи морен*: основну (донну), абляційну і кінцеву. Найпоширеніші **основні морени**, що утворюють суцільний плащоподібний покрив потужністю від кількох сантиметрів до десятків метрів.

Абляційна морена формується під час танення льодовика і відкладання на поверхні основної морени уламкового матеріалу, який переміщувався в масі льодовика. Вона частково перемита талою водою, внаслідок чого з неї частково або значною мірою вимитий дрібний матеріал, тому в її складі переважає грубоуламковий матеріал.

Кінцева морена — це вали уламкового матеріалу (валунів, щебеню, гальки тощо), що накопичуються перед льодовиком.

Для усіх морен характерний різноманітний гранулометричний склад. За гранулометричним складом розрізняють дуже багаті на валуни гравійно-галькові, валунно-щебенисті, піщані, супіщані, суглинкові, глинисті морени.

Співвідношення між часточками, що складають морену, може бути різним і залежить від багатьох чинників:

- віддаленості від центрів зледеніння;
- інтенсивності надходження уламкового матеріалу;
- складу порід підльодовикового ложа;
- довжини шляху, яким рухався льодовик;
- потужності льодовика.

За гранулометричним складом у моренах переважають валуни, суглинки, рідше супіски та глини. Вони завжди щебенисті, містять значну кількість грубозернистих часточок (> 1 мм), близько 50 % фракції піску (1 – 0,05 мм), незначну кількість фракції пилу (0,05 – 0,01 мм) на відміну від лесових порід. Характерною ознакою морен є наявність у них валунів різних корінних порід, занесених з іншої місцевості.

Кількість валунів та гальки зменшується з півночі на південь.

Із розміром часточок, що складають морени, пов'язаний і їх мінеральний склад. Валуні, галька — це уламки гірських порід, піщана і пилувата фракції представлені зернами окремих мінералів (кварцом до 80 %, польовими шпатами до 15 – 20 %, слюдами 3 – 4 % тощо). Польові шпати переважають у фракції пилу, кварц — у фрак-

ції піску, в складі мулу часто трапляються амфіболи, циркон, гранат, у складі глин — гідрослюди і домішки каолініту та монтморилоніту.

За хімічним складом їх поділяють на кислі і карбонатні. Поширені кислі морени, що утворилися переважно з гранітогнейсів. На такій морені формуються підзолисті та дерново-підзолисті ґрунти. На моренах, що розвинулись із гірських шунтових сланців, збагачених органічною речовиною, формуються ґрунти, збагачені гумусом, сесквіоксидами, які зовні нагадують чорноземи. Вони родючі і всю їх площу використовують у землеробстві.

Серед морен поширені карбонатні, на яких підзолистий процес слабкіший за рахунок нейтралізації кислих продуктів руйнування рослинного опаду, що сприяє підвищенню ролі бактерій у руйнуванні рослинного опаду. Карбонати Ca^{2+} та Mg^{2+} зумовлюють коагуляцію органічних і мінеральних колоїдів і закріплення їх у ґрунті. На таких моренах формуються дерново-карбонатні ґрунти, які характеризуються високим вмістом гумусу (5 – 22 %) гуматного типу, слабколужною реакцією ґрунтового розчину, значними запасами елементів живлення, нестійким водним режимом, оскільки малопо-тужні і щербеністі.

Якщо вапнякові породи залягають на глибині ~ 1 м, то на такій морені розвиваються дерново-карбонатні вилужені ґрунти. Вміст гумусу у верхньому горизонті становить 3 – 10 %, реакція ґрунтового розчину слабкокисла, під дією соляної кислоти «киплять» на глибині 30 – 60 см.

На моренах, де карбонати знаходяться на глибині 70 – 100 см утворюються дерново-карбонатні опідзолені ґрунти, які містять у верхньому горизонті 2 – 4 % гумусу, мають кислу реакцію, невисокий ступінь насиченості основами.

Морени характеризуються збагаченістю грубоуламковим матеріалом, вони несортвані, нешаруваті, їх колір пов'язаний із петрографічним складом, вмістом і ступенем окиснення сполук заліза. На гранітах вона червоно-бура, на гранітогнейсах — жовто-бура, основних породах — сіра, карбонатних — сірувата, чорних глинах — темно-сіра, кембрійських глинах — блакитно-сіра.

Моренні суглинки та глини різняться дуже великою щільністю.

Льодовикові відклади займають більшу площу в межах останнього зледеніння. Вони значно поширені в північній частині Європи, Західному Сибіру, їх багато на Поліссі, де вони займають підвищенні ділянки (моренні горби, гряди).

У річкових долинах вони розмиті. У деяких місцях морени мають важкий гранулометричний склад, а тому низьку водопроникність, високі вологоємність, зв'язність, що спричинює перезволоження та оглеєння верхньої частини ґрунтового профілю.

6.7. ФЛЮВІОГЛЯЦІАЛЬНІ ВІДКЛАДИ

Відклади льодовикових водних потоків називають **флювіогляці-альними** (від лат. *fluvius* — річка і *glacialis* — льодяний). Талі води льодовиків утворюють систему водотоків, які розмивають моренний матеріал, обкочують і сортують його в просторі.

Грубі уламки — дрібнозернисті піски з гравієм, галькою відкладаються біля кінцевих морен, далі на великих площах накопичуються однорідніші піски і нарешті — тонкозернисті піски і супіски. Такі відклади утворюють **зандрові поля**. Великими зандровими полями є Мещерське, Прип'ятське, В'ятське Полісся. Склад відкладів залежить від швидкості потоків, тривалості відкладання і потужності льодовика.

Ці відклади характеризуються чіткою шаруватістю, сортованістю, безкарбонатні, не містять валунів.

Зандрові відклади різного гранулометричного складу істотно різняться за складом порід, мінералів. Грубоуламкові — це уламки різних порід. Піщані відклади представлені переважно кварцом, супіщані та суглинкові крім кварцу містять ще й глинисті та інші мінерали.

Потужність водно-льодовикових відкладів коливається від 1 – 2 до 20 м.

Ґрунти, які утворюються на цих відкладах, характеризуються низькою родючістю. Вони бідні на гумус, елементи живлення, мають низькі вологемкість і ємність вбирання.

До водно-льодовикових відкладів належать **стрічкові глини**, які формуються в прильодовикових озерах. Вони складаються з найдрібніших часточок, вимитих талими водами льодовиків. Для них характерне багаторазове чергування дрібнопіщаних і мулуватих шарів, що пов'язано із сезонністю їх накопичення. Грубізна стрічок (шарів) коливається від 0,5 до 1,5 мм. Кожна пара стрічок — це результат річного накопичення осадів у озері. Якщо такі відклади не засолені, на них формуються досить родючі ґрунти.

Покривні суглинки поширені в зоні льодовикових відкладів. Походження їх дискусійне. Вважають, що це продукт фізичного вивітрювання морен в умовах холодного клімату. За гіпотезою К.Д. Глинки та інших дослідників, вони мають водно-льодовикове походження. Покривний суглинок складається з матеріалу, перетертого льодовиком і перевідкладеного талою водою льодовиків.

Ці породи значно поширені в Європейській частині Росії. На півночі вони досягають тундрової зони, на півдні — межі максимального зледеніння. Для них характерне покривне залягання на морені.

На відміну від моренних суглинків вони мають жовто-бурий колір, добре сортовані, шаруваті. Межа між мореною і суглинками різка. За гранулометричним складом — це пилюваті суглинки і пилюватий супісок, дуже рідко — глини. В їх складі переважає фракція крупного пилю (0,05 – 0,01 мм) — до 40 – 55 % загальної маси породи, кількість мулюватої фракції коливається від 10 до 35 %.

У мінеральному складі переважає кварц — 35 – 40 %, кількість польових шпатів становить 10 – 15, важких мінералів — 2 – 5 % (останнє припадає на глинисті мінерали). Вони переважно безкарбонатні, за валовим хімічним складом близькі до кислих та ультракислих порід.

Смність вбирання цих порід залежить від їх гранулометричного складу і приблизно така сама, як у лесових порід. У складі обмінно-увібраних катіонів переважає кальцій.

У зв'язку зі значним вмістом мулу вони під час зволоження сильно набухають, під час висихання — розтріскуються, для них характерні значно менша пористість, ніж для лесів, слабка водопроникність, висока капілярність.

На покривних суглинках утворилися підзолисті, дерново-підзолисті та сірі опідзолені ґрунти, часто перезволожені.

6.8. ЕОЛОВІ ВІДКЛАДИ

Під впливом геологічної дії вітру формуються еолові континентальні відклади, серед яких виділяють леси та еолові піски.

Еолові піски здебільшого є перевіяними відкладами річок, морів, озер, елювію. Для них характерна добра сортованість за зернистістю. Це переважно дрібно- та тонкозернисті піски, в яких кількість часточок 0,05 – 0,25 мм становить 80 – 99 %, а пилюваті часточки майже відсутні, зерна відносно добре обкочені, жовтого, жовтуватокоричневого або червоного кольору з косою шаруватістю. Потужність їх найбільша в пустелях, де вона може досягати декількох десятків метрів.

Мінеральний склад їх досить різноманітний, залежить від порід, з яких утворилися ці піски, умов руйнування та перенесення. За мінеральним складом залежно від співвідношення в них кварцу та інших мінералів їх поділяють на моно- та полімінеральні. До *мономінеральних* належать ті, які на 98 – 100 % складаються з одного мінералу. Переважно такими є кварцові піски, дуже стійкі до вивітрювання. Це давні піски, які послужили матеріалом для давньоалювіальних відкладів річок Дону, Дніпра, Волги та їхніх приток.

Полімінеральні — молоді піски, що залягають біля підніжжя молодих гір Альпійського орогенезу. До їх складу входять кварц, якого не більше 90 %, польові шпати, слюди, глауконіт та інші мінерали, що піддаються вивітрюванню. Від їх мінерального складу

залежать хімічний склад пісків, вміст елементів живлення, накопичення глинистих мінералів, напрямок процесу ґрунтотворення, родючість ґрунту.

Для них характерні дуже низька ємність вбирання, високий окисно-відновний потенціал, що сприяє процесам мінералізації органічних речовин і гальмує накопичення гумусу. Низький вміст гумусу в пісках пов'язаний також зі малим вмістом колоїдів.

Для цих пісків характерні високі водна і повітряна проникність, низькі вологоємність, підсмоктування води по капілярах. Піщані ґрунти безструктурні, мають низьку буферну здатність. Специфічною особливістю пісків є те, що вони дуже рухливі, тобто без рослинності піщані часточки переміщуються під дією вітру. Вітер у цьому разі відіграє роль вторинного чинника, оскільки переробляє піски, які утворилися за рахунок інших процесів. Тому не всі геологи вважають еолові піски таким самим генетичним типом, як і делювіальні, алювіальні, пролювіальні, флювіогляціальні, морські, вулканогенні.

У лісостеповій та степовій зонах на пісках під лісами формуються підзолисті ґрунти тільки в умовах надмірного зволоження, в автоморфних ландшафтах — дернові слабкорозвинені та дернові розвинені ґрунти зі слабо диференційованим профілем.

Леси і лесоподібні суглинки. Термін «лес» (Лое β), що означає «нетвердий», «слабкий», «пухкий», запропонував німецький учений К. Леонард у 1823 р.

Лес — порода проблематичного походження, цій проблемі понад 150 років. Ще й досі вчені сперечаються з приводу походження та властивостей лесів. До вирішення цієї проблеми вчені залучали майже всі екзогенні і деякі ендегенні процеси. За підрахунками М.І. Крігера, є понад 20 гіпотез походження лесів, які можна поділити на три групи: еолову, водну, ґрунтову.

Групу гіпотез *еолового походження* південноросійського лесу розробив П.А. Тутковський. Вона пов'язана з геологічною дією вітру, який переносив пилюватий матеріал із поверхонь льодовиків, де він перевідкладався на інших територіях. Більшість дослідників, які вивчають українські леси, визнають еолове їх походження (А.М. Набоких, В.Д. Ласкарев, В.І. Крокос, Г.Г. Махов, В.В. Докучаєв).

Теплий лес — це пил, перенесений і перевідкладений із поверхонь пустель на інші території.

Група гіпотез *водного походження* лесів включає алювіальну, флювіогляціальну, озерно-льодовикову, озерну, морську, делювіальну.

Автором гіпотези *ґрунтового* (елювіального) *походження* лесів є Л.С. Берг. За цією гіпотезою, лес утворюється в умовах жаркого клімату, де відбувається деградація ґрунтів і перетворення їх на породу.

Всі гіпотези походження лесів або абстрактні, або однобічні, і тому не можна запропонувати універсальну теорію їх утворення.

Накопичений в останні роки фактичний матеріал дає змогу встановити, що в складі лесів і лесоподібних суглинків слід виділяти різні генетичні типи залежно від провідного процесу їх утворення тобто лес є типом породи, природа якої полігенетична.

Леси — дрібноуламкові, пухкі відклади світло-палевого, жовто-сірого, жовто-бурого кольору, однорідні, пористі, нешаруваті, карбонатні.

У мінеральному складі лесів виділяють:

► первинні мінерали — польові шпати, слюди, кварц, піроксени, рогово обманку та ін.;

► вторинні мінерали — глинисті, карбонати, сульфати, фосфати, гідрати оксидів заліза, силіцію, алюмінію.

Вміст органічних речовин незначний.

У породі переважають зерна кварцу, їх понад 50 %, карбонати кальцію (7 – 15 %) представлені в основному кальцитом, що накопичується в породі у вигляді конкрецій, стягнень, білих борошнистих мас, білозірки та ін.

У хімічному складі кількість оксидів силіцію становить 60 – 70 %, кальцію — 4 – 15, алюмінію — 6 – 12, калію — 2 – 2,5, заліза — 6, магнію — 3, натрію — 2, фосфору — 0,1 – 0,5 %. Вміст азоту не перевищує 0,01 %.

У гранулометричному складі лесів переважає фракція крупного пілу — понад 20 %, вміст фракції мулу коливається від 5 до 30 %, а піску — 1 – 5 %. У вертикальному розрізі гранулометричний склад породи однорідний, у географічному плані спостерігається його важчання з півночі на південь, від легко- до важкосуглинкового.

Текстура лесів макро- і мікропориста. Загальна пористість становить 48 – 60 %, щільність 1 – 2 г/см³. Кут природного укосу їх — до 90°, тому їм властиве обвалювання по вертикальних площинах і легке розмокання у воді, що спричинює швидку ерозію. Порода має специфічну фільтраційну властивість: вертикальна фільтрація переважає над горизонтальною. У разі зволоження леси дуже швидко змінюються в об'ємі, просідають, що супроводжується корінними змінами їх структури, яка здатна дуже швидко поновлюватися.

Потужність лесів на території України у пониженнях досягає 35 м, на підвищених ділянках зменшується, а на високих сходить нанівець (Донецький кряж та ін.). У Китаї потужність лесів сягає від декількох до 100 і більше метрів (400 – 500 м). Потужність лесових порід значно менша і рідко перевищує 15 – 20 м.

За рельєфом леси залягають на річкових терасах та межиріччях, передгір'ях, у підніжжях гір, на окраїнах пустель.

У зоні розміщення лесів поширені породи дуже схожі на леси. Це **лесоподібні суглинки**, які залягають на схилах вододілів, терас. Вони палевого або бурувато-палевого кольору, пилюваті, карбонатні. Від лесів і покривних суглинків вони різняться гранулометричним складом, що коливається від легких суглинків до глин. Вважають, що лесоподібні суглинки є лесами, перевідкладеними водою, і тому вони втратили деякі ознаки лесів. У них може спостерігатися шаруватість, значно менший вміст карбонатів кальцію і менший кут природного укосу.

Леси, лесоподібні суглинки — найпоширеніші ґрунтоутворні породи в Україні, яких немає тільки на Поліссі, в Карпатах, гірському Криму, на значній території Донецького кряжу. Вони поширені в Китаї, США, Польщі, Росії, Середній Азії.

Оскільки лесові породи мають сприятливі водно-фізичні властивості, хімічний і гранулометричний склад, вони добре піддаються процесам ґрунтоутворення. На таких породах формуються ґрунти з потужними профілями і генетичними горизонтами. На відміну від інших порід вони більшою мірою відбивають середовище (характер біокліматичних умов), під дією якого перетворюються на ґрунт.

На лесах на території Російської рівнини в лісостеповій зоні сформувалися сірі опідзолені ґрунти, чорноземи типові, опідзолені, вилужені; у степовій — чорноземи звичайні, південні; в засушливому степу — каштанові, бурі степові ґрунти; в аридних умовах — сіроземи. На них розвиваються еталонні ґрунти, з якими порівнюють ґрунти, що утворилися на інших породах, оскільки в будь-якій кліматичній зоні на лесах формуються найродючіші ґрунти.

6.9. ОЗЕРНІ ВІДКЛАДИ

Озерні відклади утворилися за рахунок геологічної дії озер, особливістю якої є те, що руйнівна діяльність їх несильна, переважають акумулятивні процеси.

Розвиток озер пов'язаний із кліматичними умовами гідрологічним режимом, їх походженням, площею та об'ємом озера басейну, геологічною будовою місцевості.

В озерах вологого клімату переважають теригенні осади й осади органічного і хімічного походження. У великих озерах гумідного клімату накопичується теригенний матеріал, що утворюється внаслідок руйнування берегів і приноситься річками: спочатку грубий, гальково-піщаний, потім пилюватий і глинистий. Разом із цим матеріалом із водою до озера потрапляють також колоїди, які накопичуються в озерах у вигляді озерної бобової залізної руди. В тропіках

і субтропіках за наявності оксидів алюмінію утворюються боксити. Крейда і мергель накопичуються в озерах тоді, коли з підґрунтовими водами до них надходить карбонат кальцію. Внаслідок розкладання тіл відмерлих планктонних тварин та рослинних організмів в анаеробних умовах утворюються гнилісні мули — сапропель або гітин, які перетворюються на сапропеліт. У разі заболочування озера вкриваються шаром торфу.

Найпоширеніші озерні та озерно-алювіальні відклади на Поліссі на низинних рівнинах, що мають переважно піщаний гранулометричний склад і тонку горизонтальну шаруватість.

У посушливих районах для озер характерне *осолонення*. Випаровування води з озера призводить до утворення пересичених розчинів, а далі осадів солей. Спочатку випадають осади карбонатів (вапняків, доломітів), потім сульфатів (гіпсу, ангідриту, мірабіліту) і насамкінець, якщо з водою в озеро потрапляє NaCl, то утворюється галіт. Содові озера виникають внаслідок *осолодіння* солончаків. У відкладах таких озер дуже мало органічної речовини, відсутній сапропелевий мул, тому вони мають світлий колір.

Після заповнення озер осадами формується акумулятивна рівнина.

Характерними ознаками озерних відкладів є наявність у їхньому складі прісноводної фауни, тонка шаруватість, невелика потужність шарів.

На озерних відкладах, де переважає грубо- або середньоуламковий матеріал, утворюються малородючі ґрунти, на сапропелях — болотні, на незасолених стрічкових глинах — досить родючі. Відклади солоних озер — це корисні копалини.

6.10. МОРСЬКІ ВІДКЛАДИ

Морські четвертинні відклади є відкладами, що сформувалися за рахунок геологічної дії морів. Відклади латеральної зони називають теригенними (від лат. terra — земля). Вони представлені уламковим та органогенним матеріалом. На узбережжі, як правило, залягає добре сортований грубоуламковий матеріал (валуни, галька). В зоні шельфів мілких морів переважають піщані відклади з тонкою шаруватістю, які добре сортовані за гранулометричним складом. На материковому схилі накопичуються також строкатий мул та глина, які містять значну кількість сполук заліза, органічні речовини, карбонати.

У дельтах часто осаджуються піщано-мулуваті, мулуваті відклади річок і морів, у яких трапляються органічні речовини і фосфоритні та залізисто-манганові новоутворення.

Морські відклади в Україні поширені на Причорноморській низовині, узбережжі Чорного моря та його лиманів, на косах, у районі Сиваша.

Такі відклади завжди засолені і при виході їх на поверхню на них утворюються засолені ґрунти — солончаки, засолені каштанові ґрунти та черноземи південні.



Запитання для самоконтролю: **1.** Які породи називають ґрунтоутворними? **2.** Назвіть основні генетичні групи материнських порід. **3.** Дайте характеристику елювіальних відкладів. **4.** Що таке колювій? Як він утворюється? **5.** Що таке делювій? Які його характерні особливості? **6.** Як утворюється пролювій? **7.** Дайте характеристику алювіальних відкладів. **8.** Які ґрунтоутворні породи утворюються внаслідок геологічної діяльності льодовиків? Схарактеризуйте їх. **9.** Що таке флювіогляціальні відклади? **10.** Дайте характеристику лесів і лесоподібних суглинків як ґрунтоутворних порід. Як вони утворюються? **11.** Що ви знаєте про озерні і морські відклади як ґрунтоутворні породи?



АГРОНОМІЧНІ РУДИ

7.1. ПОНЯТТЯ ПРО АГРОНОМІЧНІ РУДИ

Мінерали і гірські породи, які використовують у сільському господарстві як добрива або як сировину для виробництва добрив, отрутохімікатів, як засоби хімічної меліорації, називають *агрономічними рудами*. Поняття агрономічні руди запропонував у 1921 р. російський учений Я.В. Самойлов. До них належать природні мінеральні сполуки, в яких містяться найважливіші елементи живлення (азот, фосфор, калій, кальцій, магній, сірка та ін.) у таких концентраціях і формах, що їх здебільшого можна використовувати в сільському господарстві. Такими рудами є природні селітри, апатити, фосфорити, вівіаніти, калійні солі, пірит, природна сірка, вапняк, крейда, мергель, доломіт, гіпс, магнезійні силікати та ін.

У природі є мінерали і породи, які містять мікроелементи (бор, мідь, цинк, манган) або отруйні елементи (фтор, арсен, ртуть, свинець та ін.), а також ті, що містять залізо, натрій, силіцій, які переважно використовують у промисловості, а не в землеробстві, тому ці мінерали до агрономічних не належать. Застосування зазначених руд чи відходів промисловості у сільському господарстві наведено при описі мінералів.

7.2. АЗОТНІ АГРОНОМІЧНІ РУДИ

За хімічною класифікацією мінералів азотні агрономічні руди відносять до класу солей кисневмісних кислот, підкласу нітратів. Найпоширенішими серед них є натрієва (чилійська) і калійна (індійська) селітри.

Натрієва селітра NaNO_3 утворюється в результаті окиснення органічних речовин, що містять азот, нітрифікуючими бактеріями. Вона трапляється в багатьох місцевостях земної поверхні в незначних кількостях. Найбільше родовище знайдено в пустелях та плоскогір'ях Чилі на висоті близько 1000 м над рівнем моря. Звідси цей мінерал і дістав назву чилійської селітри. Невеликі селітроносні солончаки трапляються в сухих безстічних областях Казахстану, які не мають промислового значення. Селітри дуже добре розчиняються у воді, легко засвоюються рослинами, тому в природі відсутні родовища, що розробляються заради виробництва добрив.

Калійна селітра KNO_3 трапляється в природі значно рідше, ніж натрієва. Походження її пов'язане з господарською діяльністю людини, тому її знаходять біля курганів, давніх міст, селищ та колишніх стоянок тварин.

Амонійна селітра NH_4NO_3 — дуже рідкісний мінерал в Україні. Знайдена в продуктах горіння та териконах вугільних шахт у Донбасі.

Всі селітри можна використовувати як добрива.

7.3. ФОСФОРНІ АГРОНОМІЧНІ РУДИ

До класу фосфатів належать понад 300 мінералів, солей фосфорних кислот, маса яких становить 0,98 % маси земної кори. Фосфати є цінними агрономічними рудами, тому мають велике значення для сільського господарства. До агрономічних руд належать апатит, фосфорити, вівіаніт.

Апатит $Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$ містить 42,3 % P_2O_5 . Мінеральний фосфор земної кори на 96 % представлений цим мінералом. За походженням він є магматичним, складається з фтор- і хлорапатитів. Як акцесорний мінерал трапляється в усіх метаморфічних і магматичних породах. Промислове значення має апатит із габро-анартозитів, карбонатитів, частково метасоматитів Українського щита. Нещодавно було відкрито апатитоносну провінцію, що включає велике Новополтавське родовище, розташоване неподалік Чернігова. Перспективи пошуків нових родовищ апатитів і фосфоритів в Україні оцінюють позитивно.

Найбільші поклади апатитових агоруд знайдено на Кольському півострові (Хібінське родовище), в Швеції, Фінляндії. Апатит у цих місцях утворювався в особливих фізико-хімічних умовах, що склалися під час кристалізації нефелінової маґми. Тому апатит тут залягає сумісно з нефеліном серед лужних порід типу сіенітів. Нерідко на частку апатиту і сіеніту припадає до 90 % складу породи.

Апатит не розчинний у воді, добре розчиняється у хлоридній, нітратній та сульфатній кислотах. Безпосередньо як добриво (apatитове борошно) не використовують, з нього в результаті збагачення хібінських апатитових руд отримують концентрат, що містить до 39 – 40 % P_2O_5 , який направляють на заводи з виробництва суперфосфату.

Відокремлений від апатиту нефелін використовують як місцевий меліорант та калійне добриво, здебільшого на торфових ґрунтах. Він містить до 3,5 – 4,5 % K_2O .

Фосфорити — це біохімічні або хімічні осадові породи, що є поліморфною сумішшю $Ca_5(PO_4)_3(Cl,F)$ із домішками гіпсу, глини, піску, органічних речовин. За внутрішньою будовою вони кристалічні та аморфні різного хімічного складу. У природі трапляються у вигляді

конкрецій, жовен, фосфоритних конгломератів, суцільних щільних мас, що зовні нагадують пісковики, вапняки.

Кристалічні фосфорити містять 65 – 80 % фосфату кальцію, CaCO_3 , CaF_2 та інші домішки. Як і апатити, вони майже не розчинні у воді, тому безпосередньо як добриво їх після розмелювання не використовують.

Аморфні фосфорити містять 20 – 60 % фосфату кальцію, кварцовий пісок, CaCO_3 , глинисті мінерали. Вони значно поширені в природі, розчинні в слабких кислотах і навіть у воді, тому їх можна безпосередньо застосовувати як добрива, особливо на кислих ґрунтах. Краще вносити їх у ґрунти у вигляді фосфоритного борошна або як компости з гноєм і торфом. Фосфоритне борошно — це подрібнені фосфорити або продукти їх збагачення з вмістом фосфору 16 – 20 %. Фосфорити, багаті на фосфорну кислоту, використовують для виробництва суперфосфату. Якість фосфоритного борошна тим вища, чим більше в ньому міститься фосфору і чим тонший помел фосфоритів. Фосфор у фосфоритному борошні міститься у важкодоступній для рослин формі, тому це добриво застосовують на ґрунтах, які мають кислотну реакцію ґрунтового розчину: підзолистих, дерново-підзолистих, сірих опідзолених, чорноземах опідзолених, верховинних болотах та кислих торфовищах. Застосування цього добрива на таких ґрунтах завжди дає позитивні результати і зменшує їх кислотність. Фосфоритне борошно широко використовують для виготовлення компостів.

Фосфоритовмісних родовищ на континентах Землі знайдено багато. Вони зосереджені в Європейській частині колишнього СРСР у двох басейнах: Волзькому (Російська Федерація), Дніпровсько-Донецькому (Україна), знайдені в Казахстані (Актюбінський басейн і Каратау).

У багатьох областях України (Харківській, Чернігівській, Донецькій, Сумській, Івано-Франківській, Вінницькій, Хмельницькій) та в Криму є запаси фосфоритів, які слугують сировиною для виробництва фосфоритного борошна з вмістом 16 – 17 % P_2O_5 або суперфосфату.

Віваніт $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ містить до 28,3 % P_2O_5 . Походження мінералу екзогенне, часто утворюється за відновлювальних умов у низинних торф'яних болотах. На повітрі окиснюється і набуває синього кольору. Джерелом фосфору для його утворення є органічні рештки, що надходять до боліт із підґрунтовими і поверхневими водами. Трапляється в родовищах бурих залізняків, у глинах у вигляді конкреційних стегань або асоціює з кістками та іншими органічними рештками, у лігніні, болотній залізній руді, торфі. За вмістом віваніту серед торфів виділяють фосфоровіванітові, що містять 2,5 – 15 % P_2O_5 , і віванітові — 0,8 – 2,5 % P_2O_5 . Торфи такого складу застосовують безпосередньо як добриво або виготовляють із них компости. Віваніт використовують після окиснення як місцеве добриво, промислового значення він не має. Дуже багато (понад 200) віванітових покладів знайдено в торф'яних болотах Білорусі.

В Україні це малопоширений мінерал. Відносно багато його в залізних рудах Керченського басейну, різних осадових утвореннях (торфовищах, пісковиках, глинах) Передкарпаття і Закарпаття та ін. На дуже кислих ґрунтах його дія слабкіша, ніж фосфоритного борошна, на інших ґрунтах, навпаки, сильніша, але слабкіша, ніж суперфосфату.

7.4. КАЛІЙНІ АГРОНОМІЧНІ РУДИ

Калій — один із найважливіших елементів живлення рослин, що міститься в усіх тканинах, органах рослин та тваринних організмів. Вміст його в рослинах коливається від 0,4 до 6 % сухої речовини. Дуже багато калію в бобових, буряках, картоплі, кормових травах, соняшнику, гречці. Джерелом калію для рослин є калій ґрунтів або калійні добрива.

Виробляють калійні добрива з калійних агроруд, найголовнішими з них є: сільвін (KCl), сільвініт ($KCl \cdot NaCl$), карналіт ($KCl \times MgCl_2 \cdot 6H_2O$), каїніт ($KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$), лангбейніт ($K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$), полігаліт ($K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 2H_2O$), шеніт ($K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 6H_2O$), глауконіт ($K(Fe^{3+}, Al, Fe^{2+}, Mg)_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}] \cdot nH_2O$), глазерит ($3K_2SO_4 \cdot Na_2SO_4$), калушит ($K_2SO_4 \cdot CaSO_4 \cdot H_2O$ і домішки).

У сільському господарстві як добрива використовують сирі калійні подрібнені мінерали (сільвініт, каїніт) та концентровані продукти, виготовлені з калійних руд (сільвіну, сільвініту, карналіту, каїніту, глауконіту та ін.).

Велика група калійних покладів утворилася внаслідок висихання давнього Пермського моря, що простягалася від Північного Льодовитого океану до берегів Каспію. Основні руди, які відклалися в цих місцях, — полігаліт, каїніт, глазерит.

В Україні (Львівська та Івано-Франківська області) розташовані Прикарпатські родовища калійних солей. Серед мінералів у цих покладах переважають лангбейніт, каїніт, полігаліт, шеніт, сільвініт. Головні родовища цього району — Стебницьке і Калусько-Волинське. Стебницький калійний комбінат випускає калімагнезій, Калуський — хлорид калію і добриво під назвою «калушит» $K_2SO_4 \cdot CaSO_4 \cdot H_2O$ із вмістом K_2O до 29 %.

Значні поклади калійних солей є в Білорусі, Казахстані, Узбекистані, Туркменії, Німеччині, Франції, Іспанії, США.

Найпоширенішим калійним добривом є хлорид калію, що містить 52,4 – 61,9 % K_2O . Це добриво застосовують під культури, не чутливі до хлору у ґрунті (коноплі, бавовна, цукрові буряки, зернові культури). Неefективно вносити хлорид калію під картоплю, гречку, конюшину, плодови та цитрусові, тому що хлор знижує якість продукції. З метою запобігання негативній дії хлору на суглинкових

ґрунтах хлорид калію вносять восени, щоб за осінньо-зимовий період хлор вимився з верхньої частини ґрунту.

Калійні солі (так умовно називають калійні добрива, які отримують змішуванням тонко розмелених сильвініту або каїніту з хлоридом калію), містять 30 – 40 % K_2O . Ці добрива застосовують під культури, що потребують і натрію (цукрові буряки, овочеві і кормові культури).

Каїніт у районі добування корисних копалин можна застосовувати як калієво-магнієве добриво. Він гігроскопічний і містить 8 – 12 % K_2O .

Карналіт добре розчинний у воді, гігроскопічний, містить 16 – 17 % K_2O . Використовують здебільшого для виробництва магнію, а відходи виробництва — електроліт застосовують як добриво, що містить, %: K_2O — 32, MgO — 8, Cl — 50.

Лангбейніт використовують для виробництва калімагу (калійно-магnezіального концентрату). Містить 22,7 % K_2O .

Глазерит містить 42 % K_2O . Можна використовувати як добриво під культури, чутливі до хлору і які потребують натрію.

Полігаліт — добриво місцевого значення, оскільки містить мало K_2O (15 %). За дією на рослини наближається до сульфату калію.

Шеніт містить 23 % K_2O . Використовують для виробництва сульфату калію-магнію, інколи його змішують з іншими калійними мінералами, наприклад лангбейнітом.

Глауконіт містить 3 – 12 % K_2O , 1 – 6 % MgO , входить до складу мінеральної частини ґрунтів, які утворилися на глауконітових пісковицях та глинах. У цих ґрунтах він є джерелом калію для рослин. Його можна застосовувати для виробництва калійних добрив.

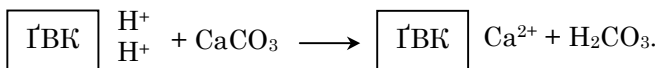
Калушит не містить хлору, тому він підвищує врожай і якість картоплі. Містить 10 % K_2O , його використовують як місцеве добриво в районі видобування.

7.5. КАЛЬЦІЄВІ АГРОНОМІЧНІ РУДИ

До них належать мінерали класу солей кисневмісних кислот підкласу карбонатів і сульфатів.

Більшість культурних рослин та ґрунтових мікроорганізмів краще розвиваються за слабкокислої і нейтральної реакції ґрунту ($pH = 6...7$). Лужна і кисла реакції гальмують ріст і розвиток культурних рослин, що потребує вжиття спеціальних заходів для її усунення.

Для нейтралізації кислотності підзолисті ґрунти потрібно вапнувати, щоб замінити водень у ґрунтового вбирному комплексі на кальцій. *Вапнування* — це вид хімічної меліорації кислих ґрунтів, що сприяє підвищенню їх родючості:



Найефективнішими джерелами кальцію є вапняки, вапнякові туфи, мергелі, крейда, доломіти, а також відходи промисловості: дефекат, сланцева зола, металургійні шлаки, відходи вапнякових заводів. Всі вони містять CaCO_3 .

Вапняки (39 – 56 % CaO) є однією з найпоширеніших карбонатних порід, до складу якої входять мінерал кальцит, рідше арагоніт. У вигляді домішок у них трапляються піщано-алевритовий матеріал, глинисті мінерали, кремнезем, доломіт, інколи до їх складу входять оксиди і гідроксиди заліза, гіпс, органічні речовини та ін. Залежно від умов утворення їх поділяють на органічні вапняки (черепашник, крейда), хемогенні, що утворюються як хімічні осади CaCO_3 .

Мергелі (14 – 42 % CaO) — це породи, що містять від 25 до 95 % CaCO_3 . Їх поділяють на власне мергелі, які містять 50 – 75 % CaCO_3 ; вапнякові — 75 – 95 % CaCO_3 ; глинисті — 25 – 50 % CaCO_3 . У мергелях карбонати представлені кальцитом або доломітом, інколи обома мінералами. Глинисті мінерали в мергелях представлені каолінітом, гідрослюдами, монтморилонітом.

Сланцева зола утворюється під час спалювання сланців у топках. Містить Mg, K, P, S, мікроелементи і силікати кальцію (~ 40 % CaO, MgO).

Дефекат (~ 40 % CaO) — відходи цукрових заводів.

Мартенівські шлаки 41 – 46 % CaO.

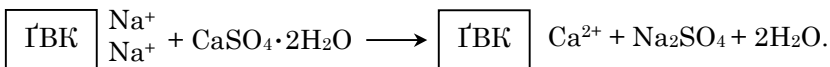
Нефелінове борошно містить 8 – 10 % CaO, є відходом виробництва зі збагачення апатитів.

До **гіпсових агрономічних руд** належать мінерали, які входять до класу солей кисневмісних кислот підкласу сульфатів — гіпс і ангідрит.

Гіпс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ має такий хімічний склад, %: CaO — 32,5, SO_3 — 46,6, H_2O — 20,9, а також домішки глинистих речовин, піску, кальциту, доломіту (вміст CaSO_4 становить 71 – 73 %).

Ангідрит CaSO_4 за хімічним складом містить 41,2 % CaO, 58,8 % SO_3 . Мінерали мають екзогенне походження, частіше це хімічні осади лагун, озер, морів. Внаслідок дегідратації гіпсу утворюється ангідрит і, навпаки, внаслідок гідратації ангідрит переходить у гіпс. Гіпс утворюється під час окиснення сульфідів, сірки. Він слабкорозчинний у воді (2 г/л за 18 °C), з підвищенням температури його розчинність зростає, досягає максимуму за 37 – 38 °C, а потім знижується.

Гіпс і ангідрит використовують для гіпсування солонців і солонцевих ґрунтів. *Гіпсування* — це вид хімічної меліорації солонцевих ґрунтів, яка передбачає заміну в колоїдному ґрунтовому вбирному комплексі іонів Na^+ на Ca^{2+} , що сприяє поліпшенню фізичних, фізико-хімічних властивостей ґрунтів і підвищенню їх родючості:



Для гіпсування використовують сиромелений гіпс, що є білим або сірим порошком, який отримують із природного гіпсу.

Для гіпсування ґрунтів можна використовувати відходи виробництва фосфорних добрив — фосфогіпс.

Фосфогіпс — це порошок білого або сірого кольору, що містить 70 – 75 % CaSO_4 і 2 – 3 % P_2O_5 .

Оскільки більшість родовищ гіпсу мають осадове походження, вони поширені в галогенних товщах пермського віку Приуралля (Солікамськ, озера Ельтон, Баскунчак та ін.). Поклади гіпсу є в Іркутській області, Якутії, Башкортостані, Дагестані, на Північному Кавказі, в Середній Азії. В Україні поклади гіпсу знаходяться на Донбасі, в Придністров'ї та ін.

7.6. МАГНІЄВІ АГРОНОМІЧНІ РУДИ

До магнієвих добрив належать: доломіт, вермикуліт, дуніт, оксиди магнію, серпентин, калімагнезія, каїніт, плавлений фосфат магнію, перидотит та ін.

Доломіт $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$ — осадова гірська порода, що складається з мінералу доломіту (ізоморфна суміш: 54,4 % CaCO_3 і 45,6 % MgCO_3). Доломіт має біле, сіре, жовте, буре або зеленкувате забарвлення, тому доломітове борошно жовте або біле. Блиск мінералу скляний із перлистим полиском. Твердість 3,5 – 4, щільність 2,8 – 2,9 г/см³.

Утворюються доломіти шляхом седиментації у вигляді солей із насичених розчинів у процесі метасоматизму під впливом на кальцит гарячих магнезіальних розчинів.

Доломітове борошно застосовують для вапнування кислих ґрунтів. Особливо високоефективне на бідних магнієм ґрунтах — кислих дерново-підзолистих піщано-супіщаних. У Київській, Чернігівській областях 2/3 ґрунтів недостатньо забезпечені рухомими формами магнію.

У разі вапнування ґрунтів найчутливішими до магнію є кормові, цукрові буряки, картопля, льон, люпин, ячмінь, конюшина та інші культури. Магній впливає на репродуктивні органи рослин, підвищує вміст крохмалю у бульбах картоплі, цукру в коренях цукрових буряків, вітамінів А та С. За відсутності магнію на бідних ґрунтах зменшується ефективність азотних, фосфорних і калійних добрив.

Вермикуліт (від лат. *vermiculus* — черв'як) — алюмосилікат, що містить 14 – 30 % MgO . За нагрівання мінерал пластичний, а за звичайної температури розділяється на пластинки, які скручуються у «черв'ячки», довжина яких стає у 20 – 25 разів більшою, ніж до нагрівання.

Утворює лускуваті, пластинчасті кристали та агрегати. Колір золотисто-жовтий, бурий, зеленкуватий. Блиск скляний, на площинах спайності — перлистий, жирний. Спайність досконала в одному напрямку, твердість 1 – 1,5, щільність 2,3 г/см³.

Руда ендегенного походження — низькотемпературного, гідротермального, а також екзогенного (вивітрювання біотитів у ґрунті).

Застосовують як магнієве добриво, воно поліпшує структуру, підвищує вологемність ґрунту. Його широко використовують у гідропоніці, для виготовлення тепло- та звукоізоляції, мастильних матеріалів.

Дуніт — це ультраосновна інтрузивна порода, яка складається переважно із жовтувато-зеленого зернистого оливіну з незначною кількістю домішок магнетиту та хроміту. Містить 41 – 47 % MgO. Особливо цінне добриво під культури, чутливі до надлишку вапна (картопля, льон, люпин).

7.7. ОРГАНІЧНІ АГРОНОМІЧНІ РУДИ

До цих руд належать торф, сапропель, річкові та озерні мули. Їх використовують як повні добрива, до складу яких входять майже всі елементи живлення.

Торф — напіврозкладені рослинні рештки, які утворюються в умовах перезволоження за нестачі кисню. Використовують як підстилку для тварин, виготовлення компостів і безпосередньо як органічне добриво. Азот у торфах знаходиться частково в мінеральній формі, але здебільшого в органічній — сполуки, що важко мінералізуються. Вміст азоту в торфах коливається від 0,2 до 1,6 у верхових і 1,8 – 3,3 % у низинних.

Фосфор знаходиться у більш-менш розчинних формах. Вміст його в низинних торфах може досягати 0,6 % P₂O₅. Калій міститься у розчинній формі, але вміст його дуже малий (близько 0,1 %). Зольність торфу коливається від 5 % у верхових до 15 % у низинних. Вони мають кислу реакцію розчину: рН сольовий (рН_{КСІ}) коливається від 2,8 до 3,5 у верхових і від 4,7 до 7,5 у низинних лучних.

Верховий торф безпосередньо як добриво не використовують, а лише як підстилку для тварин або для приготування компостів.

Високозольний низинний торф зі ступенем розкладання 40 – 50 % і рН ≥ 5,5 використовують безпосередньо як добриво на ґрунтах із несприятливими фізичними властивостями і які потребують вапнування. Перед застосуванням торф потрібно провітрювати.

Великі поклади торфу знаходяться в Західному Сибіру, Архангельській, Вологодській областях Росії, в Білорусі.

Сапропель — мул, який містить велику кількість органічних речовин. Основна його маса складається з тонкого і грубого детриту

водоростей, решток відмерлих тварин і рослин. Завжди містить домішки та мінеральні новоутворення (до 30 – 50 %).

Сапропель формується на дні непроточних або малопроточних відкритих водойм, у болотах, озерах у разі поховання на дні водоростей, тваринного планктону та інших організмів і розкладання їх за відсутності кисню. Це темна, м'яка, жирна маса однорідної мікросферуватої будови, що містить до 52 – 59 % вуглецю, 1 – 3 % азоту на органічну масу. Часто залягає в болотах сумісно з торфом.

За хімічним складом сапропелі поділяють на: кремнеземисті (понад 50 % піску), карбонатні (понад 30 % оксиду кальцію) та органічні (понад 70 % органічної речовини); за вмістом золи на: низькозольні — містять менше 50 % золи, до 5 % піску і глини, середньозольні — відповідно 50 – 90 і 5 – 50 %, високозольні — до 90 і до 75 %.

Мули прісноводних озер можуть досягати 40-метрової товщини. До їх складу крім органічних речовин, азоту входять фосфор, калій, мікроелементи, різні вітаміни, біостимулятори, антибіотики.

Річкові й озерні мули накопичуються на дні озер, річок. За походженням вони подібні до сапропелів і є землястою масою, збагаченою органічними речовинами.

Різні їх види містять, %: 0,25 – 2,0 N, 0,25 – 0,5 P₂O₅ і 0,2 – 0,8 K₂O.

Всі мули можна застосовувати як добрива безпосередньо або після компостування їх з іншими добривами.

У разі безпосереднього застосування мули потрібно провітрити для зменшення їх вологості і повного окиснення сполук із нижчими ступенями окиснення, що містяться в них.

Сапропелі використовують як домішки до корму тварин і як лікувальні грязі.

Мул ставків — джерело органічної речовини та зольних елементів. Від сапропелю мул ставків відрізняється тим, що утворюється за короткий час існування штучної водойми, переважно за рахунок знесення з водозбірної площі тонкодисперсних мінеральних та органічних сполук, а також рослинних і тваринних решток. Інколи за хімічним складом він мало відрізняється від навколишніх ґрунтів.

Ставковий мул можна використовувати як місцеве добриво.



Запитання для самоконтролю: 1. Які мінерали і гірські породи називають агрономічними рудами? 2. Перелічіть основні азотні агрономічні руди і коротко схарактеризуйте їх. 3. Які мінерали і породи належать до фосфорних агрономічних руд? 4. Дайте характеристику калійних агрономічних руд. 5. Схарактеризуйте кальцієві агрономічні руди. 6. Перелічіть магнієві агрономічні руди і дайте їх характеристику. 7. Які речовини належать до органічних агрономічних руд?



ОСНОВИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ

Рельєф — це сукупність форм земної поверхні (гір, рівнин, западин та ін.), різних за розміром, будовою і походженням, які знаходяться на різних стадіях розвитку, у складному поєднанні одна з одною й у взаємозв'язку з навколишнім середовищем.

Геоморфологія (від грец. γῆ — земля, морф— форма, вид і λόγος — вчення поняття; geomorphologia — вчення про форми Землі) — наука про рельєф, його походження і розвиток, зв'язок із геологічною будовою. Одне з головних завдань геоморфології — встановлення і картографування рельєфу.

Зовнішні, або **екзогенні**, сили Землі, які зумовлені тепловою енергією Сонця, досить активно діють на розвиток і утворення рельєфу. Діяльність цих сил виявляється в роботі льодовиків, фізичному і хімічному вивітрюванні, роботі вітру, морських хвиль тощо. Діючи у різних поєднаннях, вони по-різному перетворюють рельєф значних ділянок земної поверхні. Деякі з них, наприклад плинні поверхневі води, інтенсивно руйнують (розмивають) його й одночасно з матеріалів розмиву утворюються нові форми рельєфу. Інші, наприклад рослинність, чинять опір і послаблюють руйнівну роботу плинної води, закріплюють пухкі породи, які складають форми рельєфу. Загалом діяльність зовнішніх сил характеризують як руйнівну і вирівнювальну (нівелює рельєф).

Активна роль рельєфу серед інших елементів географічного середовища виділяється його залежністю від внутрішніх, або **ендогенних**, сил Землі, які діють на нього одночасно із зовнішніми силами. Внаслідок дії внутрішніх сил Землі виникають потужні вертикальні і горизонтальні рухи земної кори, які приводять до утворення гірських систем і різних за величиною западин, а також виверження вулканів і землетрусів.

Геоморфологія вивчає рельєф як безперервно змінний елемент географічного середовища. Зміни рельєфу, викликані дією зовнішніх і внутрішніх сил, виявляються у повному або частковому руйнуванні його форм, а також в утворенні нових форм рельєфу. Процеси руйнування та утворення нових форм рельєфу відбуваються у природі одночасно; вони прискорюються або сповільнюються в різних місцях земної поверхні, що зумовлює наявність тих чи інших форм, які знаходяться на різних стадіях розвитку.

Геоморфологія вивчає перетворення рельєфу як процес безперервний, який може йти шляхом дуже повільних змін форм, зовсім непомітних для людини. Прикладом такого процесу може бути формування річкою власної долини.

Поряд з цим зазначений процес іноді відбувається шляхом різких, стрибкоподібних переходів, які зумовлюють докорінну зміну зовнішнього вигляду рельєфу і частково складу гірських порід, які утворюють його форми. Ці стрибки в розвитку рельєфу нерідко бувають майже раптовими, наприклад вулканічні виверження, внаслідок яких дуже швидко може виникнути зовсім нова форма рельєфу (вулканічна гора), складена новоутвореними гірськими породами (продуктами виверження). Трапляються стрибки, що розтягуються на значні періоди часу, наприклад гороутворення, яке за значущістю перетворень, що відбуваються в цей час у рельєфі, різкою і корінною перебудовою його форм, є саме стрибком порівняно з повільною і непомітною роботою зовнішніх сил. Гороутворення охоплює величезні за площею, нерідко рівнинні, ділянки і перетворює їх на потужні гірські системи, рельєф яких нічим не нагадує той, що існував раніше.

У процесах поступового перетворення рельєфу під дією зовнішніх сил Землі настають періоди, коли чітко виявляються нові форми рельєфу, а від зниклих залишаються слабо помітні сліди. Це відбувається зазвичай внаслідок виключення діяльності одного або декількох чинників, які вирішальною мірою впливають на утворення тих чи інших форм рельєфу.

Геоморфологія розглядає перетворення рельєфу як процес, що складається з досить істотних протиріч між чинниками цього перетворення, що й зумовлює безперервний розвиток рельєфу та численність його форм.

Зовнішні і внутрішні сили Землі діють одночасно, але в протилежних напрямках; частина зовнішніх сил перешкоджає діяльності інших, гальмує і послаблює їх; деякі із зовнішніх сил одночасно руйнують одні форми рельєфу й утворюють інші. Врешті-решт сам рельєф, як уже зазначалося, виключає або змінює напрямок діяльності низки зовнішніх сил і спричинює їх перегрупування. Всі ці протиріччя виявляються одночасно, але з різною силою на різних ділянках земної поверхні і залежать від активності та властивостей чинників, які утворюють рельєф: зовнішніх або внутрішніх сил, твердості, розчинності, інших властивостей гірських порід.

Отже, геоморфологія вивчає рельєф у зв'язку з розвитком географічного середовища, яке перетворює його, рельєф, у свою чергу, впливає на формування географічного середовища. Тому *центральне місце в геоморфології* посідає вивчення генезису, тобто походження і розвитку рельєфу.

У вивченні генезису рельєфу, а також в обґрунтуванні своїх висновків про подальший розвиток його форм, геоморфологія спирається на *генетичну класифікацію* рельєфу. У ній форми рельєфу сис-

тематизовані за умовами їх утворення, а також залежно від *основної, найактивнішої сили* (або *чинника*), яка визначає в даних умовах процеси його перетворення. *Активними силами* можна вважати: діяльність плинних вод (особливо в умовах рівнинних ділянок, які складені пухкими поверхневими відкладами), діяльність підземної води (в умовах дещо підійнятої потужної товщі розчинених водою гірських порід і достатньої кількості опадів) та ін. Взявши за основу систематизації форм рельєфу провідний чинник їх утворення, генетична класифікація виділяє *комплекс форм*, причому в ньому опиняються також форми, які є результатом роботи й інших чинників утворення рельєфу.

Активний вплив основного чинника рельєфоутворення накладає свій відбиток на всі форми комплексу. Наприклад, внаслідок розчинення гірських порід підземними і поверхневими водами утворюються поверхневі заглибини (водоріі), печери, гроти тощо. Водночас зазначений процес у тих самих районах значно перетворює і такі форми рельєфу, як річкові долини, утворені в основному іншими чинниками. Отже, генетична класифікація систематизує форми рельєфу у тісному зв'язку один з одним і з умовами географічного середовища (певного поєднання зовнішніх і внутрішніх сил). Генетична класифікація дає змогу, вивчивши умови походження форм рельєфу, знайти їх місце у певному комплексі і дійти висновків про подальший хід перетворення цих форм.

Крім генетичної класифікації в геоморфології існує *морфографічна класифікація рельєфу*, що з'явилася внаслідок розвитку двох розділів геоморфології: *морфографії* (від *morphe* — форма, *grapho* — пишу; *morphographia* — опис форм), яка вивчає зовнішні ознаки рельєфу, тобто форми схилів, їх сполучення, протяжність, орієнтування тощо, та *морфометрії* (від *morphe* — форма, *metreo* — вимірювати; *morphometria* — вимірювання форм), яка вивчає кількісні характеристики рельєфу, тобто висоту форм, їхні розміри, густоту розташування, стрімкість схилів тощо.

Морфографічна класифікація систематизує форми рельєфу за подібністю їхніх зовнішніх ознак і кількісних характеристик. Її широко використовують у картографії і топографії, оскільки на топографічних картах насамперед відбивають зовнішні контури і розміри рельєфу за допомогою горизонталей та умовних позначень.

8.1. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО РЕЛЬЄФ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ

Рельєф є сукупністю плоских, випуклих і ввігнутих форм земної поверхні. За зовнішнім виглядом його можна розділити на такі типи: рівнинний, горбистий і гірський.

Під **типом рельєфу** розуміють певні поєднання форм рельєфу, які закономірно повторюються на поверхні літосфери, мають подібне походження, геологічну будову й історію. При цьому ті чи інші форми рельєфу можуть бути притаманні як певному типу рельєфу, так і декільком типам.

Рівнинами називають значні ділянки суходолу з рівною або слабко хвилястою поверхнею, як правило слабко нахиленою в один бік. Рівнини називають *низинними*, якщо абсолютні позначки висоти їх не перевищують 200 м, *підвищеними*, якщо вони вищі 200 м, але нижчі 500 м, і, нарешті, *нагірні*, якщо абсолютні висоти перевищують 500 м.

Горбистий рельєф — це поєднання підвищень (горби) з відносними висотами не більше 200 м і знижень (лощини, улоговини) між ними, що часто чергуються. Ці підвищення мають різні форми і розташовані ізольовано, групами або утворюють гряди.

Гірський рельєф, як і горбистий, також є поєднанням підвищень (гори, хребти) та понижень (долини, западини, улоговини), що чергуються, але тут відносні висоти підвищень вже перевищують 200 м. Підвищення мають різні форми й утворюють цілі гірські країни, які займають значні ділянки земної поверхні.

Більшість форм рельєфу своїм зовнішнім виглядом нагадують відомі з геометрії тіла: різні конуси, піраміди, призми та інші складніші фігури. Як і геометричні тіла, форми рельєфу обмежені різними поверхнями (гранями) та лініями, які називають **елементами рельєфу**.

8.1.1. Елементи рельєфу

Поверхні, які утворюють кожен форму рельєфу, зазвичай бувають по-різному нахилені до лінії горизонту. Найчастіше вони мають складний профіль, який утворюється в результаті дії на поверхню багатьох чинників, що формують рельєф. Складний профіль поверхонь значною мірою визначається їх місцеположенням та величиною кута нахилу до площини горизонту. Залежно від цього поверхня може бути *верхів'ям*, якщо вона обмежує зверху яке-небудь підвищення, або *дном* якогось зниження; поверхні, які обмежують форму рельєфу з боків, називають *схилами*.

Відносно площини горизонту поверхні можуть бути горизонтальними або нахиленими.

Горизонтальні поверхні рівні (плоскі) і паралельні площині горизонту. Вони є у форм як рівнинного, так і горбистого і гірського рельєфу. Абсолютно горизонтальних і плоских поверхонь у природі немає, а території з дуже невеликим нахилом можна спостерігати досить часто і в різних природних умовах. На таких поверхнях часто утворюються болота, солончаки і такири.

Нахилені поверхні мають найрізноманітнішу стрімкість (нахил). Якщо рівна поверхня підійнята одним боком над площиною горизонту, то на всій її довжині нахил буде однаковим і її називають *рівнонахиленою*.

За характером свого поздовжнього профілю (за напрямком нахилу) поверхні бувають випуклі, ввігнуті і складні.

Випуклі поверхні мають більшу стрімкість у нижній своїй частині і меншу у верхній. *Ввігнуті поверхні*, на відміну від випуклих, мають більший нахил у верхній частині і менший — у нижній. *Складні поверхні* є поєднанням поверхонь різних виду і нахилу. Так, у разі поєднання низки рівнонахилених площин послідовно, які різко змінюють свій нахил, утворюються поверхні *ступінчастого виду* або *профілю*; у разі поєднання ввігнутих і випуклих поверхонь утворюється хвиляста поверхня.

Інший елемент рельєфу — *характерні*, або *структурні*, *лінії*, які утворюються в разі пересікання поверхонь, що обмежують форми рельєфу. Сукупність їх утворює так званий *кістяк рельєфу*.

До характерних ліній рельєфу належать: водороздільна, водозливна, підошовна та брівка.

Водороздільна лінія поділяє поверхневий стік двох протилежних схилів або двох інших поверхонь, які мають нахил у протилежні боки. В рівнинному рельєфі з переважанням плоских, майже горизонтальних поверхонь часто буває важко встановити водороздільну лінію, оскільки її часто замінює тут ціла водороздільна смуга, як правило, заболочена або зайнята озерами. У гірському рельєфі водороздільна лінія виражається чітко і зазвичай збігається з гребенями хребтів, але не завжди найвищих. Профіль водороздільної лінії та її нахил збігаються з профілем верхової поверхні або гребеня.

Водозливна лінія (або лінія тальвегу) утворюється на місці пересікання двох поверхонь, які є схилами. Зазвичай у природі ця лінія проходить по дну знижень, обмежених з двох боків схилами (долини, балки, яри, улоговини). В річкових долинах водозливна лінія проходить по дну русла річки. Нахил і профіль водозливної лінії збігаються з нахилом і профілем дна понижень; зазвичай профіль буває ввігнутим, іноді випуклим або ступінчастим.

Підошовна лінія обмежує основи схилів різних форм рельєфу.

Брівка — це лінія різкого перегину схилу, тобто різка зміна його нахилу.

Останній елемент рельєфу — *характерні точки*. До них належать вершинні, сідловинні, гирлові і донні.

Вершинні точки характеризуються тим, що вони мають найбільші висоти в межах якої-небудь ділянки місцевості.

Сідловинні (або перевальні) *точки* особливо характерні для гірського рельєфу, де вони розташовані на дні понижень (сідловин) гребенів хребтів.

Гирлові точки розміщені в пониззях, де сходяться два тальвеги або знаходиться гирло річки.

Донні точки, на противагу вершинним, розміщуються на дні замкнених знижень рельєфу (улоговин, западин) і дають змогу визначати їх абсолютні висоти.

8.1.2. Форми і комплекси форм рельєфу

Під *формами рельєфу* розуміють природні, а часом і штучні тіла та порожнини, простіші з яких можна приблизно порівняти з геометричними фігурами (конусом, пірамідою, призмою). Складні форми рельєфу є поєднанням простих форм і можуть досягати дуже великих розмірів (материк, морська западина, гірська країна тощо). Основними *елементами форм рельєфу* є: грані, ребра, точки.

За *походженням* форми рельєфу поділяють на екзогенні та ендегенні. Форми рельєфу, зумовлені ендегенними процесами, називають *ендегенними*. Серед них виділяють такі групи форм рельєфу:

- ▶ тектонічні (гірські хребти, гори, океанічні западини тощо) — виникають у процесі руху земної кори; вони великі за розмірами і створюють «обличчя» Землі;

- ▶ вулканічні (лавові рівнини, покрови, плато, вулканічні гори) — продукт ефузивних магматичних процесів;

- ▶ сейсмічні (тріщини, западини, обвали) — утворюються в результаті землетрусів.

Екзогенні форми рельєфу формуються внаслідок прояву екзогенних геологічних процесів. До них належать:

- ▶ флювіальні (водно-генетичні) — формуються внаслідок геологічної роботи плинних поверхневих вод; виділяють *водно-ерозійні* форми рельєфу (річкові долини, балки, яри) і *водно-аккумулятивні* (делювіальні площі і конуси виносу, пролювіальні конуси виносу, алювіальні тераси, дельти тощо);

- ▶ суфозійні — спричинені геологічною роботою підземних вод (карст, печери, шахти, колодязі, карові поля тощо);

- ▶ морські — формуються внаслідок руйнівної, транспортувальної й аккумулятивної роботи моря (абразивні платформи, морські береги тощо);

- ▶ гляціальні (ерозійні та аккумулятивні) — утворилися внаслідок геологічної роботи льодовиків (улоговини і борозни виорювання, баранячі лоби, кучеряві скелі, моренні горби і пасма, зандрові рівнини, kari, цирки, трого тощо);

- ▶ еолові — продукт геологічної роботи (ерозійної та аккумулятивної) вітру (улоговини, котли, ніші видування, дюни, бархани, горби, гряди, пагорби тощо);

- ▶ кріогенні, або мерзлотні, — комплекс форм рельєфу, характерний для областей погітної (вічної) мерзлоти (морозобійні тріщини, наледі, накучування, западини, термокарстові озера);

► біогенні — утворення їх пов'язане з безпосереднім або непрямим впливом живих організмів у процесі життєдіяльності (доріжки, купини, нори, коралові рифи, греблі, мурашники, термітники, торфовища тощо);

► гравітаційні (обвали, конуси);

► космогенні (астроблеми, імпакти);

► антропогенні (кар'єри, шляхи, тунелі, мости, дамби, канали, кургани) — зумовлені господарською діяльністю людини (сільськогосподарською, гірничотехнічною, інженерно-будівельною).

Різні поєднання елементів рельєфу утворюють його форми. За зовнішнім виглядом їх можна поділити на дві групи: *позитивні* і *негативні*. У кожній з цих груп виділяють *замкнені* і *незамкнені* форми. І, нарешті, форми рельєфу поділяють на *прості* і *складні*.

Залежно від положення форм рельєфу відносно горизонту їх відносять до позитивних або негативних.

Позитивні форми рельєфу здіймаються над площиною горизонту і відносно неї є випуклостями, підвищеннями. До них належать існуючі в природі підвищення у вигляді горбів, гір, гірських хребтів, курганів, пагорбів, кряжів тощо.

Негативні форми рельєфу, на відміну від позитивних, є ввігнутостями, пониженнями або заглибленнями відносно площини горизонту. До них належать долини, яри, балки, улоговини, западини тощо.

Замкнені форми рельєфу обмежені з усіх боків схилами. Такими формами є, наприклад, горби, улоговини, пагорби, кургани.

Незамкнені форми рельєфу не мають схилів з одного або двох боків. Типовими формами цього виду є долини, яри і балки.

Прості форми, як правило, характеризуються невеликими розмірами і не включають у себе інших форм. Прикладами простих форм можуть бути водорії, пагорби, кургани.

Складні форми бувають дуже значних розмірів (наприклад, долини великих річок, гірські хребти). Вони завжди включають в себе цілу низку простих форм і нерідко утворюються внаслідок перетворення останніх (наприклад, перетворення водорію на ярок).

Позитивні форми рельєфу

Курган — ізольоване округле підвищення, розташоване на рівнині з різко вираженою підшовною лінією. Кургани мають штучне походження (насіпані людиною). Відносна висота курганів не перевищує 50 м. Вони є простими замкненими формами рельєфу.

Горб — ізольоване конічне, а частіше куполоподібне підвищення з пологим схилом і слабо вираженою підшовною лінією. Вершини горбів бувають гострі, округлі і плоскі, а їх відносна висота не перевищує 200 м. Горби є простими замкненими формами рельєфу.

Пагорб — ізольоване конічне, а частіше куполоподібне підвищення з різко виявленою підшовною лінією. Схили пагорбів мають стрімкість до 25°, верхів'я зазвичай плоскі або трохи випуклі. Відносна висота пагорбів не перевищує 100 м. Невеликі пагорби заввишки 1,0 – 1,5 м, які часто трапляються в тундрах, а також на болотах тайгової зони, називають *купинами*. Пагорби є простими замкненими формами рельєфу.

Косогір — витягнуте підвищення значної довжини з пологими схилами, рівними або випуклими, і зі слабо виявленою підшовною лінією. Верхові поверхні косогорів плоскі або дещо випуклі. Відносні висоти їх не перевищують 200 м. Косогори є замкненими формами рельєфу, простими або складними.

Гряда — часто вузьке, ввігнуте підвищення зі стрімкістю схилів 20° і більше. Гряди мають плоскі або округлі верхові поверхні і різко виражені підшовні лінії. Відносні висоти їх не перевищують 200 м. Гряди є замкненими формами рельєфу, простими або складними.

Плато — підвищена рівнина, обмежена добре виявленими схилами нерідко складної форми; воно є складною, замкненою формою рельєфу. Поверхня плато буває рівною або слабо хвилястою, часто значно розчленована позитивними і негативними формами рельєфу.

Плоскогір'я — дуже складна форма рельєфу; є значною за площею нагірною рівниною, обмеженою добре виявленими схилами. Його поверхня на відміну від плато завжди має великі за площею зниження і підвищення з плоскими верховими поверхнями.

Гора — ізольоване підвищення з відносною висотою понад 200 м, часто зі стрімкими схилами різної форми та з різко виявленою підшовною лінією. Гори та їхні вершини мають різні форми. Верхів'я бувають плоскими, конічної форми, куполоподібні, пірамідальні, а також різко гостроконечні, які називають *піками*¹ (наприклад, пік Перемоги на Тянь-Шані). Гора є замкненою формою рельєфу, простою або складною.

Гірський хребет — витягнуте, значне за довжиною підвищення з відносною висотою понад 200 м, зі стрімкими, нерідко скелястими схилами і різко виявленою водороздільною лінією. Верхову поверхню (лінію) хребта називають *гребенем*. Гірський хребет є складною формою рельєфу.

Невисокі гірські хребти з плоскими або слабо виявленими верховими поверхнями, іноді розчленованими денудацією на окремі платоподібні підвищення, називають *гірськими кряжами* (Донецький кряж).

¹ У Сибіру і на Далекому Сході гори з конічними і куполоподібними вершинами називають *сопками*; у Східному Сибіру особливо виділяються високі і добре помітні здалеку гори з оголеними вершинами та стрімкими скелястими схилами, які називають *гольцями*; на Алтаї вершини гір, які постійно вкриті снігом, називають *білками*.

Гірський ланцюг — система витягнутих в одному напрямку гірських хребтів.

Нагір'я — дуже складна форма рельєфу, що є значним підвищенням, на якому розташовані такі великі форми рельєфу, як гори, хребти тощо.

Конус виносу — невисоке підвищення, розміщене в кінці русла водотоків, має вигляд зрізаного конуса зі слабко випуклими пологими схилами. Конуси виносу іноді досягають значних розмірів; здебільшого вони є простими замкненими формами рельєфу.

Негативні форми рельєфу

Водолиннок (або лощина стоку) — витягнуте заглиблення, яке з трьох боків має пологі, як правило задерновані схили, витягнуте в бік загального нахилу поверхні. Брівки лощини часто виявлені нечітко, а глибина її зазвичай незначна. Лощина є простою незамкненою формою рельєфу.

Водорій — витягнуте заглиблення, яке з трьох боків має стрімкі незадерновані схили і відкрите в бік загального нахилу поверхні. Довжина водорію як правило незначна, ширина дорівнює глибині або менша за неї. Дно водорію вузьке, нерідко звивисте; верхів'я його починається невисоким уступом. Водорій є простою незамкненою формою рельєфу.

Яр — витягнуте заглиблення значної довжини (іноді до декількох кілометрів), яке з трьох боків має стрімкі, часто прямовисні схили, що сягають деколи 50 і більше метрів відносної висоти.

Ярки відкриті і поступово розширюються в бік загального нахилу поверхні. Верхів'я їх має вигляд водорію. Яроч є незамкненою простою або складною формою рельєфу.

Балка — витягнуте заглиблення значної довжини (нерідко довше за яроч), яке з боків має задерновані схили, відкрите в бік загального нахилу поверхні. Дно балки плоске або слабко ввігнуте, брівки виявлені по-різному. Балка є незамкненою простою або складною формою рельєфу.

Долина — витягнуте заглиблення, яке має нахил в одному напрямку, зі схилами різних стрімкості і форми, часто порізане ярами або водоріями. Дно їх буває різної ширини, нерідко вкрите піщаними валами, горбами, конусами виносу. Вони ніколи не пересікаються, а тільки зливаються один з одним в одну загальну долину і є замкненою складною формою рельєфу.

Улоговина (або *западина*) — зниження, замкнене з усіх боків схилами різних стрімкості і форми. Форма і розміри улоговин можуть бути досить різними; на дні і схилах їх нерідко утворюються позитивні (горби, пагорби) і негативні (водорії, лощини) форми ре-

льєфу. Улоговина є замкненою формою рельєфу, простою або складною. Невеликі улоговини, які мають незначну глибину і плоске дно, називають *блюдцями*, або *западинами*.

Схил — поверхня, яка розташована під кутом до горизонтальної площини. За хвилястого, горбистого, пагорбового або гірського типу рельєфу схили є просторово переважними поверхнями Землі. Їх класифікують за:

1) формою профілю — прямі, випуклі, ввігнуті, випукло-ввігнуті, ступінчасті;

2) довжиною — довгі (понад 500 м), середні (500 – 50 м), короткі (менше 50 м);

3) походженням — ендегенні та екзогенні;

4) стрімкістю (ІГА ім. О.Н. Соколовського):

➤ слабковиположені — 1 – 3°;

➤ виположені — 3 – 6°;

➤ слабкологі — 6 – 9°;

➤ пологі — 9 – 12°;

➤ сильнологі — 12 – 15°;

➤ стрімкі — 15 – 30°;

➤ дуже стрімкі — 30 – 45°;

➤ урвища — понад 45°.

8.1.3. Типи і класи рельєфу

Під *типом рельєфу* розуміють певне поєднання форм рельєфу, яке закономірно повторюється на поверхні літосфери, має подібне походження, геологічну будову та історію утворення. При цьому ті чи інші форми рельєфу можуть бути притаманні як певному типу рельєфу, так і декільком типам.

Окремі елементи рельєфу, займаючи величезні простори, за висотою різняться один від одного на сотні і тисячі метрів (*орорельєф*). У практиці польових досліджень склалася така систематика типів рельєфу в межах орорельєфу: макрорельєф; мезорельєф, мікрорельєф, нанорельєф.

Макрорельєф (від грец. μακρός — великий, довгий) — великі форми рельєфу з коливаннями від декількох сотень до декількох тисяч метрів, які зумовлюють будову значних ділянок суходолу (наприклад, гірські хребти, долини річок, водорозділи).

Мезорельєф (від грец. μέσος — середній, серединний) — зміни висот у межах терас річкових долин, які мають незначні розміри, — приморські і річкові дюни, пустельні бархани тощо. Коливання висот вимірюються метрами, рідше декількома десятками метрів.

Мікрорельєф (від грец. μικρός — малий) — зміни рівня поверхні, які не перевищують десятків сантиметрів і, як правило, охоплюють декілька десятків або сотень квадратних метрів (лощинки, блюдця, пагорби, невисокі гривки тощо).

Нанорельєф (від грец. νόστος — карликовий) — карликові зміни поверхні, наприклад купини, ховраховини. Це нерівності такого самого розміру, як і створювані людиною під час звичайного обробітку ґрунту.

Типи рельєфу за генезисом об'єднують у *класи* (табл. 8.1).

Таблиця 8.1. **Класифікація геоморфологічних класів і типів**
(за працею Д.М. Каца, 1981)

Клас	Тип
Акумулятивні рівнини	Утворені стародавніми материковими зледеніннями: кінцево-моренні пояси, горбистий моренний рельєф, камовий рельєф, друмлиновий рельєф, донноморенні рівнини, зандрові рівнини, озерно-льодовикові рівнини, стародавні долини Не пов'язані безпосередньо із зледеніннями: рівнини морські, озерно-алювіальні, алювіальні (заплави та надзаплавні тераси, приморські та наземні дельти тощо), еолові, пролювіальні (конуси виносу, пролювіальні шлейфи)
Денудаційні рівнини	Рівнини абразивні, ерозійні, пластові, ерозійні на дислокованій основі, екзараційні, аридно-денудаційні
Денудаційно-тектонічні гори	Високогірний рельєф із льодовиковою та нівальною обробкою; високогірний рельєф з ерозійно-гравітаційною обробкою; середньогірський рельєф з ерозійно-гравітаційною обробкою; плоскогір'я, розчленовані ерозією; передгір'я з ерозійним розчленуванням
Вулканічні гори і плато	Рельєф діючих (або тих, що діяли в четвертинний період) вулканів, рельєф стародавніх вулканів і пов'язаних з ними форм
Антропогенні утворення	Виїмки, насипи, виїмки з відвалами тощо

Акумулятивні рівнини — утворилися внаслідок відкладання наносів під впливом діяльності річок і тимчасових водних потоків, моря, льодовиків, озер, вітру.

Денудаційні рівнини — виникли на ділянках з різко виявленим рельєфом внаслідок денудації (вивітрювання, ерозії, роботи льодовиків, дефляції тощо) і знесення продуктів руйнування гірських порід; нині мають рівнинний характер. Площа розвитку цих рівнин порівняно з акумулятивними обмежена.

Денудаційно-тектонічні гори — утворилися внаслідок взаємодії тектонічних процесів із переважанням підіймань (складкоутворення, скиди, насупи тощо) та денудації.

Вулканічні гори і плато — з'явилися в результаті вулканічної діяльності.

Антропогенні утворення — типи рельєфу, які утворилися внаслідок діяльності людини.

Типи рельєфу об'єднують різні форми рельєфу. З акумулятивних рівнин найпоширеніші річкові і морські тераси, дельти річок, конуси виносу, пролювіальні і делювіальні шлейфи, зандрові й озерно-льодовикові рівнини.

Типи рельєфу чітко пов'язані з усією геологічною історією району, його геологічною будовою. Вплив геологічної історії виявляється, наприклад, у різному рельєфі і геологічній будові алювіальних терас, розташованих у міжгірних западинах, і терас у межах платформ. Перші характеризуються більшими нахилом рельєфу, розмірами матеріалу, який складає алювій, і його потужністю. Крім того, у міжгірних западинах розвинені деякі типи рельєфу, які на платформених рівнинах не трапляються, наприклад, конуси виносу, передгірні шлейфи тощо. Навпаки, приморські пониззя, дельти великих річок, водороздільні рівнини притаманні в основному платформам. Однак і в межах платформ рельєф різний: западини і прогини характеризуються рівнинним рельєфом і його слабкою розчленованістю, невеликими похилами і хвилястістю річок (Поліська низовина).

Специфічні форми антропогенного рельєфу, які утворилися внаслідок діяльності людини. Прикладом його може бути рельєф району стародавнього зрошення, де вздовж великих каналів спостерігаються підвищення рельєфу (заввишки до 2 – 3 м і більше), пов'язані з накопиченням наносів, які вичерпувались під час чищення каналів. Ділянки між каналами набувають характеру міжарикових знижень. Внаслідок цього формується чапоподібний іригаційний рельєф, який зумовлює низку важливих особливостей ґрунтово-гідрогеологічних умов зрошуваних земель. Великою мірою на рельєф впливає також будівництво відкритого дренажу і штучне вирівнювання території.

Кожен комплекс форм рельєфу (або тип рельєфу) утворюється в певних умовах географічного середовища, тобто відповідає певному географічному ландшафту. Форми рельєфу в комплексі розвиваються під переважною дією основного, найактивнішого чинника серед ендегенних та екзогенних. Тверді породи вивітрюються, а продукти вивітрювання переміщуються з місця на місце. Сукупність цих процесів називають *денудацією* (від лат. nudus — голий).

8.2. ГЕОМОРФОЛОГІЧНІ КАРТИ ТА ЇХ ЗНАЧЕННЯ ДЛЯ ҐРУНТОЗНАВСТВА, АГРОХІМІЇ І ЗЕМЛЕРОБСТВА

Геоморфологічними картами називають карти, на яких відображено форми, генезис і вік рельєфу. Їх класифікують за змістом, призначенням і масштабом (М.С. Подобедов, 1954).

За *змістом* виділяють карти часткові і загальні:

► *часткові* відбивають окремі показники, що характеризують рельєф, наприклад тільки морфологію, генезис або вік рельєфу (морфогенетичні);

► *загальні* відображають декілька часткових показників рельєфу — морфологію, походження, вік.

За *призначенням*. залежно від вимог, що ставляться до карт різними галузями народного господарства або галузями науки і техніки.

За *масштабом*.

► великомасштабні $> 1 : 200\ 000$;

► середньомасштабні $1 : 200\ 000 - 1 : 100\ 000$;

► дрібномасштабні $< 1 : 100\ 000$.

Геоморфологічні карти мають велике значення для сільського господарства, особливо для ґрунтознавства, агрохімії, землеробства, меліорації, землевпорядкування тощо. При цьому особливу увагу приділяють частковим картам — морфогенетичним і морфографічним великомасштабним.

У ґрунтознавстві їх використовують під час ґрунтового картографування, розробки заходів щодо боротьби з ерозією, зсувами і т.д.

У землеробстві — для визначення можливості використання сільськогосподарських машин, способів обробітку ґрунтів на тих чи інших ділянках, планування типів сівозмін, розміщення типів сільськогосподарських угідь (луки, пасовища, сади, виноградники тощо).

В агрохімії — під час агрохімічних досліджень, планування польових дослідів, складання системи добрив.

У меліоративній справі — для добирання способів зрошення й осушення, встановлення норм поливу тощо.

8.3. ГЕОМОРФОЛОГІЧНЕ РАЙОНУВАННЯ УКРАЇНИ

Згідно з геоморфологічним районуванням (П.М. Цись, 1962), у *межах України виділяють три підпровінції*:

I — Полігенну рівнину;

II — Карпати;

III — Крим.

У межах підпровінцій виділяють області і підобласті:

I. Полігенна рівнина

► Полісько-Дніпровська низовина

▸ Поліська рівнина

▸ Лівобережна рівнина

► Азово-Придніпровська височина

▸ Придніпровська височина

▸ Запорізька рівнина

▸ Приазовська височина

- Волино-Подільська височина
 - Волинська височина
 - Внутрішні рівнини Верхнього Бугу і Стира
 - Подільська височина
- Південно-західна окраїна Середньоросійської височини
- Азово-Чорноморська низовина
- Донецький кряж

II. Карпати

- Передкарпаття
- Зовнішні Карпати
 - Бескидсько-Горганська
 - Покутсько-Буковинська
- Водороздільно-Верховинська
- Полонино-Чорногорська
- Північна межа Мармороської області
- Вулканічні Карпати та міжгірські лощини
- Закарпатська рівнина

III. Крим

- Головний Крим
- Куестове передгір'я
- Південне узбережжя
- Область Керченського півострова
- Область Бессарабської височини

У межах областей і підобластей виділяють райони (В.Г. Бондарчук, 1949):

Полісся

1. Центральне Полісся
2. Київське Полісся
3. Волинське Полісся
4. Чернігівське Полісся
5. Новгород-Сіверське Полісся
6. Овруцький кряж
7. Чорнобильський гляціодислокарій
8. Дніпровський горбисто-моренний
9. Долина Замглай

Лівобережна низовина

1. Верхня тераса Дніпра
2. Борова тераса Дніпра
3. Заплавна тераса Дніпра
3. Полтавська полігенна рівнина
4. Гуляйпільське полігенне плато
5. Північно-Донецький степ
6. Приорільське плато

Правобережжя

1. Київське плато

2. Канівські гори
3. Придніпровська височина
4. Побужжя

Волино-Подільське плато

1. Подільське плато
2. Покуття
3. Товтри
4. Кременецькі столові гори
5. Розточчя і обпілля
6. Дністровсько-Санська рівнина
7. Передгір'я і Прикарпатська височина

Причорноморська низовина

1. Причорноморська понтійська низовина
2. Ногайський степ
3. Бессарабське неогенове плато
4. Єкінська тераса
5. Дністровські плавні
6. Вюрмська дельта Дніпра
7. Пересипи і коси
8. Дельта Дунаю

Донецький край

1. Гривистий Донбас
2. Долинно-балковий Донбас
3. Донецький карст
4. Приазовська кристалічна гряда
5. Палеовулканічний релікт Приазов'я



Запитання для самоконтролю: **1.** Що включає поняття рельєфу? **2.** Яка наука вивчає рельєф? **3.** На чому ґрунтується генетична класифікація рельєфу? **3.** Що покладено в основу морфографічної класифікації рельєфу? **4.** Що розуміють під типом рельєфу? **5.** Назвіть основні типи рельєфу. **6.** Які ви знаєте елементи рельєфу? **7.** Що таке форми рельєфу? **8.** Назвіть основні форми і комплекси форм рельєфу. **9.** Перелічіть позитивні і негативні форми рельєфу. **10.** Яка систематика типів рельєфу склалася в практиці польових досліджень? **11.** Схарактеризуйте геоморфологічні карти і наведіть їх класифікацію. **12.** Які підпровінції, області і підобласті виділяють у межах України при геоморфологічному районуванні?



Список рекомендованої літератури

1. *Александрова Л.Н., Найденова О.А., Юрлова О.В.* Практикум по основам геологии. — М.: Недра, 1974.
2. *Борлогов И.Б.* Курс геологии (с основами минералогии и петрографии). — М.: Агропромиздат, 1989.
3. *Дружинин М.К.* Основы инженерной геологии. — М.: Недра, 1978.
4. *Кац Д.М.* Основы геологии и гидрогеологии. — М.: Колос, 1981.
5. *Короновский Н.В., Якушова А.Ф.* Основы геологии. — М.: Высш. шк., 1991.
6. *Леонтьев О.К., Рычагов Г.И.* Общая геоморфология. — М.: Высш. шк., 1979.
7. *Минералогическая энциклопедия* / Под ред. К. Фрея: Пер. с англ. — Л.: Недра, 1985.
8. *Полевой определитель почв* / Под ред. Н.И. Полулана и др. — К.: Урожай, 1981.
9. *Почвоведение* / Под ред. В.А. Ковды, Б.Г. Розанова. — Ч.1. Почва и почвообразование / Г.Д. Белицина, В.Д. Васильевская, Л.А. Гришина и др. — М.: Высш. шк., 1988.
10. *Самойлова Е.М.* Почвообразующие породы. — М.: Изд-во МГУ, 1983.
11. *Сегеда М.М.* Силікати. — К.: УСГА, 1992.
12. *Советский энциклопедический словарь* / Гл. ред. А.М. Прохоров. — 4-е изд. — М.: Сов. энциклопедия, 1989.
13. *Спиридонов А.И.* Геоморфология Европейской части СССР. — М.: Высш.шк., 1978.
14. *Толстой М.П.* Геология с основами минералогии. — М.: Агропромиздат, 1991.
15. *Толстой М.П., Малыгин В.А.* Геология и гидрогеология. — М.: Недра, 1988.
16. *Шуман В.* Мир камня: В 2 т. — Т. 1: Горные породы и минералы. — М.: Мир, 1986.



ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК

А

Абляція 71
Абразія 63
Авгіт 162
Агрономічні руди 257 – 265
— азотні 257, 258
— калійні 260, 261
— кальцеві 261 – 263
— магнієві 263, 264
— органічні 264, 265
— фосфорні 258 – 260
Азурит 150
Алеврити 208
Алмаз 127
Алювіальні відклади 58, 246, 247
Алювій 247
— заплавний 247
— русловий 247
— старицевий 247
Альбіт 175
Ангідрит 154, 219, 262
Андезит 193
Анортит 176
Антициклон 43
Антрацит 224
Апатит 151, 258
Арагоніт 147
Аргіліти 211
Арсенопірит 134
Асфальт 225
Атмосфера 16, 17
Аурипігмент 134

Б

Базальт 193
Базис ерозії 53, 54
Балка 50, 274
Барит 154
Бархан 46
Батоліт 33, 186
Бентоніти 210
Біоліти 221 – 225
Біосфера 18
Біогіт 168
Бігуми 224
Бобова руда 216

Боксит 143, 216
Болота 68, 69
Брекчія 206
Бривка 270
Бурий залізняк 215, 216
Бурштин 224

В

Вапнування 261
Вапняки 212 – 214, 262
— детритусові 221
— натічні 213
— оолітові 213
— органічні 221, 222
— хімічного походження 213
Вапняковий туф 213
Вапняк-черепашник 221
Вермикуліт 168, 263
Вивітрювання 37 – 43, 144
— біологічне 40, 41, 117
— фізичне 37, 38, 114
— хімічне 38 – 40, 115
Видолинок 274
Віваніт 152, 220, 259
Води 83 – 88
— артезіанські 86, 87
— ґрунтові 84
— міжпластові 86
— підґрунтові 84
Водорій 274
Вугілля 182, 223, 224
Вулканізм 34 – 36

Г

Габро 193
Галеніт 132
Галіт 178
Галька 206
Гематит 140
Геологія 3 – 5
Геоморфологія 4, 266 – 268
Геосфери 16
Гідрослюди 167 – 169
Гідросфера 17, 18
Гіпоцентр 30
Гіпс 153, 262
Гіпсування 262

Гірський ланцюг 274
« хребет 273
Глазерит 261
Глауконіт 169, 261
Глетчерний лід 70
Глини 170 – 172, 208, 211
— стрічкові 250
Гнейси 197
Гора 273
Горб 272
Горст 28
Горючі гази 225
Грабен 28
Гравій 206
Граніт 189, 190
Гранодіорит 190
Графіт 127
Гребінь 273
Гряда 273

Д

Дайки 187
Дельовій 47, 243 – 246
Дельта 51, 61
Деңдрит 107
Дефляція 44
Деформації
— пліктивні 27
— розривні 27
Дислокації 25, 26
Діабаз 194
Діагенез осадів 90
Діатоміти 222
Діорит 192
Долина 55, 274
Доломіт 148, 149, 214, 263
Друза 107
Дуніт 194, 264
Дюна 46

Е

Елювій 39, 42, 241 – 244
Еолові відклади 251
Епейрогенічні рухи 24
Епіцентр землетрусу 30
Ера
— архейська 230, 232
— кайнозойська 236
— мезозойська 230, 231, 235
— палеозойська 231, 233
— протерозойська 232
Ерозія 48
Естуарій 61

Ж

Жеода 107
Жили 187
Жорства 206

З

Заболочування 85
Залізистий туф 216
Залізна вохра 216
Зандрові поля 78, 250
Заплава 58
Землетрус 29 – 31
Земна кора 5, 18, 184
Зледеніння 79 – 82
Зсув 89

К

Кайніт 181, 217, 261
Калушит 261
Кальцит 146
Ками 79
Кам'яна сіль 217
Каоліни 209
Каолініт 171
Карналіт 180, 217, 261
Карст 88
Карти геоморфологічні 277, 278
Каустобіоліти 223
Кварц 138
Кварцити 200, 201
Кізельгур 222
Кімберліт 195
Кіновар 135, 136
Колувій 38, 244, 245
Конгломерат 206
Конкреція 107
Конус виносу 50, 274
Кора вивітрювання 23, 41, 42, 242
Коразія 44
Корунд 143
Космогонічні гіпотези 12 – 15
Косогір 273
Кременистий туф 214, 215
Кремій 215
Купина 273
Курган 272

Л

Лабрадор 175
Лава 35
Лаколіт 34, 186
Лангбейніт 261
Лес 207, 252, 253
Лесоподібні суглинки 211, 252 – 254
Лимоніт 142
Лінія
— водозливна 270
— водороздільна 270
— підшовна 270
— снігова 70
Ліпарит 190, 191
Літосфера 4

Лополіт 33, 186
Льодовики 70 – 76
Льодовикові відклади 248, 249

М

Магма 109, 185
Магматизм 24, 32
— ефузивний 32, 110
— інтрузивний 32, 110
Магнезит 148
Магнетит 141
Макрорельєф 275
Малахіт 149
Мантія Землі 4, 19
Марказит 131
Мармур 200
Меандра 59
Мезорельєф 275
Мергель(і) 214, 262
Метаморфізм 24, 117
— дислокаційний 119
— контактний 118
— регіональний 119
— регресивний 120
— ударний 120
Мікроклін 174
Мікрорельєф 275
Мінерали 93 – 97
— вторинні 93
— кристалічні 94
— первинні 93
— породоутворювальні 93
— систематика 121 – 126
Мірабіліт 155, 218
Молибденіт 136
Монокристал 106
Монтморилоніт 172
Морена(и) 76, 77, 248, 249
Моретрус 31
Морські відклади 255, 256
Морфографія 268
Морфометрія 268
Мул(и) 265
Мусковіт 167

Н

Нагір'я 274
Нанорельєф 276
Натроліт 178
Нафта 182, 224, 225
Нек 187
Нефелін 176, 177

О

Обвали 244
Обсидіан 191
Озера 65 – 68
Озерні відклади 254

Ози 78, 79
Озокерит 225
Олівін 160
Ооліти 108
Опал 139
Опока 222
Орогенез 25
Ортоклаз 173, 174
Осолоніння 255
Осолонення 255

П

Пагорб 273
Пеліти 208
Пемза 191
Перидотит 194
Період
— девонський 234
— кам'яновугільний 234
— кембрійський 233
— крейдовий 236
— ордовіцький 233, 234
— палеогеновий 236
— силурійський 234
— триасовий 235
— четвертинний 239
— юрський 235
Перліт 191
Петрографія 4, 183
Пікрит 195
Пірит 130
Піролюзит 144, 220
Плагіоклаз(и) 174 – 176
Плато 273
Плоскогір'я 273
Плутонізм 32
Полігаліт 261
Породи
— ґрунтові 241
— елювіальні 241
— магматичні 185, 186
— материнські 241
— метаморфічні 195 – 201
— осадові 201 – 211
Проловій 51, 246
Процес
— гідротермальний 110, 112 – 114
— осадовий 117
— пегматитовий 110
— пневматолітовий 111
Псиломелан 145, 220

Р

Радіолярити 222
Рапаківі 190
Реальгар 135
Рельєф 266
— гірський 269
— горбистий 269

Рівнини 269
— акумулятивні 276
— денудаційні 276
Річка(и) 52, 53
Рогова обманка 163

С

Сапропель 223, 264, 265
Світловий рік 11
Седиментація 64
Селітра(и)
— амонійна 258
— калійна 157, 257, 258
— натрієва 156, 257
Сель 52
Серпентин 164 – 166
Сидерит 149
Силікати 157 – 166
— ланцюгові 158, 162
— листові 158, 164
— каркасні 159, 173
— кільцеві 158, 161
— острівні 158, 160
— стрічкові 158, 163
Сильвін 179, 180, 217
Сильвініт 261
Сієніт 191, 192
Сірка 128
Сланці 198, 224
— глинисті 198
— слюдяні 199
— талькові 199
— філітові 199
— хлоритові 198
Слюди 167, 168
Солефлюкція 245
Сонце 9, 11, 12
Спайність 100, 101
Сповзання 89
Сталагміт 90
Сталактат 90
Сталактит 90
Стариця 60
Структура порід 201
Суглинки 207, 211, 250
Супіски 211
Суфозія 89
Сфалерит 133
Схил 275

Т

Тальк 166
Тектонічні рухи земної кори 24

Тераси 58 – 58
Тип рельєфу 270
Торф 182
Точки
— вершинні 270
— гирлові 271
— донні 271
— сідловинні 270
Трахіт 192
Трепел 222
Турмалін(и) 161

У

Уламки грубі 250
Улоговина 274

Ф

Факоліт 33, 186
Фація(ї) 62, 120, 201
Фірт 70
Флювіогляціальні відклади 78, 79, 250
Флюорит 181
Форми рельєфу 272
— позитивні 272 – 274
— негативні 272, 274, 275
Фосфогіпс 263
Фосфорит(и) 151152, 219, 258, 259

Х

Халцедон 139
Халькопїрит 132
Хлориди 179 – 181
Хлорити 170

Ц

Цеоліти 177, 178
Циклон 43
Цунами 31

Ш

Шельф 62
Шеніт 261
Шкала
— геоморфологічні 230 – 232
— Мооса 102, 103
Шпати польові 173, 174
Шток 333, 186

Я

Ядро Землі 4, 21
Яр 274
Ярок 49, 274
Яшма 215

ЗМІСТ

Вступ	3
Запитання для самоконтролю	8
Розділ 1. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ЗЕМЛЮ (В.В. Дегтярьов)	9
1.1. Положення Землі і Сонячної системи у світовому просторі	9
1.2. Уявлення про походження Землі (космогонічні гіпотези)	12
1.3. Форма, розміри і будова Землі	16
1.4. Оболонки Землі	16
1.4.1. Зовнішні сфери Землі	16
1.4.2. Внутрішні сфери Землі	18
Запитання для самоконтролю	22
Розділ 2. ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ (Д.Г. Тихоненко, В.В. Дегтярьов)	23
2.1. Поняття про ендогенні та екзогенні процеси	23
2.2. Процеси внутрішньої динаміки	24
2.2.1. Тектонічні рухи земної кори	24
2.2.2. Землетруси	29
2.2.3. Магматизм	32
2.2.4. Вулканізм	34
2.3. Процеси зовнішньої динаміки	36
2.3.1. Вивітрювання	37
2.3.2. Геологічна діяльність вітру	43
2.3.3. Геологічна діяльність атмосферних опадів	46
2.3.4. Геологічна діяльність річок	52
2.3.5. Геологічна діяльність морів і океанів	62
2.3.6. Геологічна діяльність озер і боліт	65
2.3.7. Геологічна діяльність льодовиків	70
2.3.8. Геологічна діяльність підземних вод	83
2.3.9. Діагенез осадів	90
Запитання для самоконтролю	92
Розділ 3. ОСНОВИ МІНЕРАЛОГІЇ (А.Г. Язикова, В.В. Дегтярьов, В.С. Тарара, М.А. Щуковський)	93
3.1. Поняття про мінерали. Первинні і вторинні мінерали, їх роль у ґрунтоутворенні	93
3.2. Агрегатний стан мінералів та їх внутрішня будова	94
3.3. Фізичні властивості мінералів	97
3.4. Форми існування мінералів у природі	106
3.5. Процеси утворення мінералів	108
3.5.1. Магматичні процеси мінералоутворення	109
3.5.2. Екзогенні процеси мінералоутворення	114
3.5.3. Метаморфічні процеси мінералоутворення	117
3.6. Класифікація природних речовин	121
3.7. Характеристика найпоширеніших мінералів	126
3.7.1. Клас самородних елементів	126
3.7.2. Клас сульфідів	129
3.7.3. Клас оксидів і гідроксидів	137
3.7.4. Клас солей кисневмісних кислот	146
3.7.5. Клас галоїдів	178
3.7.6. Клас вуглеводневих сполук	182
Запитання для самоконтролю	182

Розділ 4. ОСНОВИ ПЕТРОГРАФІЇ (М.А. Шуковський, Л.Л. Величко)	183
4.1. Поняття про гірські породи та їх класифікація	183
4.1.1. Діагностичні ознаки гірських порід	184
4.2. Магматичні гірські породи	185
4.2.1. Класифікація магматичних гірських порід	188
4.2.2. Основні представники магматичних гірських порід	189
4.3. Метаморфічні гірські породи	195
4.3.1. Основні представники метаморфічних гірських порід	197
4.4. Осадкові гірські породи	201
4.4.1. Фізичні властивості осадових гірських порід	201
4.4.2. Класифікація осадових гірських порід	204
<i>Запитання для самоконтролю</i>	226
Розділ 5. ОСНОВИ ГЕОХРОНОЛОГІЇ (В.В. Дегтярьов)	227
5.1. Абсолютний вік гірських порід	227
5.2. Відносний вік гірських порід	228
5.3. Геохронологічна шкала	230
5.4. Особливості розвитку земної кори в четвертинний період	237
<i>Запитання для самоконтролю</i>	240
Розділ 6. ГЕНЕТИЧНІ ТИПИ ҐРУНТОТВОРНИХ ПОРІД (А.Г. Язикова)	241
6.1. Елювіальні породи	241
6.2. Колювіальні породи	244
6.3. Делювіальні породи	245
6.4. Пролювіальні породи	246
6.5. Алювіальні породи	246
6.6. Льодовикові відклади	248
6.7. Флювіогляціальні відклади	250
6.8. Еолові відклади	252
6.9. Озерні відклади	254
6.10. Морські відклади	255
<i>Запитання для самоконтролю</i>	256
Розділ 7. АГРОНОМІЧНІ РУДИ (А.Г. Язикова, В.С. Тарара)	257
7.1. Поняття про агрономічні руди	257
7.2. Азотні агрономічні руди	257
7.3. Фосфорні агрономічні руди	258
7.4. Калійні агрономічні руди	260
7.5. Кальцієві агрономічні руди	261
7.6. Магнієві агрономічні руди	263
7.7. Органічні агрономічні руди	264
<i>Запитання для самоконтролю</i>	265
Розділ 8. ОСНОВИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ (Д.Г. Тихоненко, В.В. Дегтярьов, М.А. Шуковський)	266
8.1. Загальні відомості про рельєф земної поверхні	268
8.1.1. Елементи рельєфу	269
8.1.2. Форми і комплекси форм рельєфу	271
8.1.3. Типи і класи рельєфу	275
8.2. Геоморфологічні карти та їх значення для ґрунтознавства, агрономії і землеробства	277
8.3. Геоморфологічне районування України	278
<i>Запитання для самоконтролю</i>	280
Список рекомендованої літератури	281
Предметний покажчик	282

Навчальне видання

**Тихоненко Дмитро Григорович
Дегтярьов Василь Володимирович
Щуковський Микола Анатолійович
Язикова Алла Гаврилівна
Величко Людмила Леонідівна
Тарара Володимир Степанович**

ГЕОЛОГІЯ **З ОСНОВАМИ** **МІНЕРАЛОГІЇ**

*За редакцією академіка МАНЕБ,
д-ра с.-г. наук, проф. Д.Г. Тихоненка*

Оправа і титул *В.С. Жиборовського*
Комп'ютерна верстка *Л.М. Кіпріянової*

Видавництво «Вища освіта»,
04119, Київ-119, вул. Сім'ї Хохлових, 15

Свідоцтво про внесення до Державного реєстру
суб'єкта видавничої справи ДК № 662 від 06.11.2001

Підп. до друку 14.07.2003. Формат 60 × 84/16. Папір офс. № 1.
Гарнітура Century Schoolbook. Друк офс. Ум. друк. арк. 19,26.
Обл.-вид. арк. 22,82. Зам. №

Надруковано з плівок, виготовлених у видавництві «Вища освіта»,
на ВАТ «Білоцерківська книжкова фабрика»,
09117, м. Біла Церква, вул. Л. Курбаса, 4