

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ**  
**Волинський національний університет імені Лесі Українки**  
Географічний факультет  
Кафедра фізичної географії

**З. К. КАРПЮК**

**ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ**  
**ГЕОМОРФОЛОГІЇ:**

**методичні рекомендації до лабораторних робіт**

Луцьк – 2024

УДК 551.4(072)  
К 26

Рекомендовано до друку науково-методичною радою  
Волинського національного університету імені Лесі Українки  
(Протокол № 10 від 19.06.2024 р.)

**Рецензент:**

**Вовк О. П.** – кандидат геологічних наук, доцент кафедри фізичної географії  
Волинського національного університету імені Лесі Українки, м. Луцьк;

**К 26 Карпюк З. К.**

Геологія з основами геоморфології: методичні рекомендації до  
лабораторних робіт. Луцьк : ФОП Мажула Ю. М., 2024. 169 с.

Уміщено завдання лабораторних робіт із освітнього компонента  
«Геологія з основами геоморфології» та методичні рекомендації щодо їх  
виконання. Подано теоретичні відомості до кожної із тем, перелік основних та  
додаткових літературних і картографічних джерел, завдання для самостійної  
роботи, контрольні питання. Для перевірки засвоєння матеріалу наводиться  
перелік питань для підготовки до семестрового іспиту.

Рекомендовано для здобувачів вищої освіти факультету хімії, екології та  
фармації денної і заочної форми навчання спеціальності 101 Екологія.

© Карпюк З. К., 2024

© Волинський національний університет  
імені Лесі Українки, 2024

© Карпюк З. К. (обкладинка), 2024

## ЗМІСТ

Передмова .....	4
Опис навчального курсу «Геологія з основами геоморфології».....	5
Тематичний план змістових модулів.....	5
Лабораторна робота 1. Властивості кристалічних речовин.....	8
Лабораторна робота 2. Форми знаходження мінералів.....	23
Лабораторна робота 3. Фізичні властивості мінералів .....	28
Лабораторна робота 4. Класифікація мінералів. Класи самородних елементів, сульфіди, оксиди і гідроксиди.....	33
Лабораторна робота 5. Класифікація мінералів. Карбонати, сульфати, фосфати, вольфрамати.....	46
Лабораторна робота 6. Класифікація мінералів. Силікати, галоїди.....	54
Лабораторна робота 7. Магматичні гірські породи .....	64
Лабораторна робота 8. Осадкові гірські породи .....	74
Лабораторна робота 9. Метаморфічні гірські породи .....	82
Лабораторна робота 10. Геохронологічна і стратиграфічна шкали. Етапи горотворення .....	87
Лабораторна робота 11. Геологічні карти і розрізи. Рельєфоформуюча роль рухів земної кори.....	102
Лабораторна робота 12. Класифікація рельєфу .....	113
Лабораторна робота 13. Флювіальні форми рельєфу.....	121
Лабораторна робота 14. Еолові, карстові і суфозійні форми рельєфу.....	131
Лабораторна робота 15. Водно-льодовикові форми рельєфу .....	139
Лабораторна робота 16. Екологічний аспект взаємодії суспільства і геологічного середовища.....	149
Орієнтовний перелік питань для підготовки до семестрового іспиту.....	158
Література .....	159
Висновки .....	161
Термінологічний словник.....	162
Додатки.....	164

## ПЕРЕДМОВА

Геологія і геоморфологія – одні із природничих наук, що вивчають Землю. Предметом геологічних досліджень є будова земної кори та літосфери, історія їхнього розвитку й усі явища та процеси, що відбуваються в них та на поверхні Землі. Геоморфологія вивчає рельєф земної поверхні, його походження, просторові, генетичні та історичні закономірності будови та розвитку. Актуальність вивчення геологічної будови, тектонічної структури та рельєфу Землі постійно зростає на фоні сучасних змін довкілля для розуміння причин їх впливу на формування екологічного стану навколишнього природного середовища.

Освітній компонент «Геологія з основами геоморфології» належить до переліку нормативних ОК та забезпечує професійний розвиток бакалавра, формування у слухачів курсу цілісних системних уявлень про планету Земля: форму, розміри, вік, рухи, структуру та сукупність геолого-геоморфологічних процесів, що зумовлюють її розвиток. У ході вивчення освітнього компонента здобувачі вищої освіти оволодіють комплексом спеціальних знань про будову і речовинний склад літосфери, основні форми рельєфу земної поверхні, ендегенні і екзогенні процеси та їх рельєфоформуючу роль, етапи геологічного розвитку земної кори. Навчатися визначати найпоширеніші мінерали, гірські породи, аналізувати геологічні, тектонічні, літологічні і геоморфологічні карти, будувати геологічні розрізи і стратиграфічні колонки, розрізняти морфоскульптури різного генезису, давати оцінку антропогенного впливу на геологічне середовище і рельєф. Знання з геології і геоморфології є необхідними для раціонального використання, охорони надр, аналізу антропогенного впливу на геологічне середовище, перетворення рельєфу, прогнозування його подальшого розвитку.

Вивчення освітнього компонента передбачає прослуховування лекцій, опрацювання лабораторних робіт, підготовку до семінарських занять, виконання індивідуальних і самостійних завдань. Методичний посібник складений відповідно до програми ОК «Геологія з основами геоморфології».

## ОПИС ОСВІТНЬОГО КОМПОНЕНТА

Найменування показників	Галузь знань, спеціальність, освітньо-професійна програма, освітній рівень	Характеристика освітнього компонента	
Денна форма навчання	<b>Галузь знань:</b> 10 Природничі науки  <b>Спеціальність:</b> 101 Екологія  <b>Освітньо-професійна програма:</b> Екологія	Нормативний	
		Рік навчання – 1	
Кількість годин/кредитів 120 год./4 кредити		Семестр – 2-ий	
		Лекції – 30 год.	
		Лабораторні – 32 год.	
ІНДЗ: немає		<b>Освітній рівень:</b> бакалавр	Самостійна робота – 50 год.
			Консультації – 8 год.
			Форма контролю: екзамен
<b>Мова навчання</b>		Українська	

## ТЕМАТИЧНИЙ ПЛАН ЗМІСТОВИХ МОДУЛІВ

### ЗМІСТОВИЙ МОДУЛЬ 1

#### ***ЕНДОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ, ЇХНІЙ ВПЛИВ НА ФОРМУВАННЯ РЕЛЬЄФУ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ***

**Тема 1. Вступ. Геологія і геоморфологія як науки. Будова і склад земної кори**

Загальні відомості про будову, вік, розміри, форму Землі та геологічні процеси.

Об'єкти і методи геологічних досліджень.

Основні етапи розвитку геологічних знань.

Особливості хімічного і мінералогічного складу земної кори.

Будова і властивості кристалів. Симетрія кристалів.

Морфологія і фізичні властивості мінералів.

Магматичні, осадові, метаморфічні гірські породи.

**Тема 2. Геологічне літочислення. Відносний і абсолютний вік гірських порід. Стратиграфічна послідовність залягання комплексів гірських порід**

Періодизація історії Землі: докембрійський, ранньопалеозойський, пізньопалеозойський, мезозойський, кайнозойський етапи розвитку.

Абсолютний вік гірських порід.

Методи визначення відносного віку гірських порід.

Геохронологічна і стратиграфічна шкали.

**Тема 3. Основні структурні елементи земної кори. Платформи і геосинклінальні пояси**

Типи земної кори: континентальна, океанічна, субконтинентальна, субокеанічна.

Основні тектонічні структури дна Світового океану.

Континентальні платформи.

Геосинклінально-складчасті пояси.

Етапи і стадії розвитку геосинкліналей.

Рифти і рифтові системи.

Глибинні розломи.

**Тема 4. Ендогенні геологічні процеси, їх вплив на зміни форм земної поверхні. Діастрофізм**

Землетруси: причини виникнення, типи, поширення.

Вертикальні, горизонтальні і орогенічні рухи земної кори.

Тектонічні деформації.

Складчасті і розривні порушення.

Згідне і незгідне залягання верств.

Рельєфоформує значення тектонічних рухів.

Тектоніка літосферних плит.

**Тема 5. Магматизм. Вулкани: типи, поширення. Магматичні тіла**

Склад, властивості, умови кристалізації магми.

Вулканізм. Продукти вулканічних вивержень.

Проблеми генезису магматичних порід.

**Тема 6. Метаморфізм: види і значення**

Чинники метаморфізму.

Типи метаморфізму.

Ультраметаморфізм, значення в утворенні корисних копалин.

## **ЗМІСТОВИЙ МОДУЛЬ 2**

### **ЕКЗОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ, ЇХНІЙ ВПЛИВ НА ФОРМУВАННЯ РЕЛЬЄФУ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ**

#### **Тема 7. Динаміка геологічного середовища під впливом екзогенних геологічних процесів і чинників**

Джерела енергії геологічних процесів.

Групи процесів, що змінюють верхню частину земної кори.

Геолого-геоморфологічні особливості ландшафтно-кліматичних зон.

#### **Тема 8. Звітрювання: механічне, хімічне. Роль живих організмів у звітрюванні. Ґрунти і їх відміни**

Причини фізичного і хімічного звітрювання.

Процеси окислення, гідратації, розчинення, гідролізу.

Кори звітрювання і корисні копалини.

Типи і профілі ґрунтів.

#### **Тема 9. Денудаційні процеси**

Геологічна діяльність вітру: дефляція, коразія.

Гравітаційні переміщення: селі, зсуви, обвали, каменепади.

Геологічна діяльність поверхневих текучих вод: площинний схиловий стік, діяльність тимчасових руслових потоків, яроутворення, утворення річкових долин.

Карстові процеси, карстовий рельєф. Суфозія.

Геологічна діяльність моря.

#### **Тема 10. Процеси седиментації, вплив на формування рельєфу**

Акумуляція.

Еолові відклади і форми рельєфу.

Річкові відклади.

Морські осади.

Льодовикове осадкоутворення.

Ґрунтовий лід і багаторічна мерзлота.

#### **Тема 11. Методи дослідження і графічного моделювання будови окремих ділянок земної кори**

Загальні принципи побудови геологічних карт.

Типи геологічних карт.

Геоморфологічні карти.

Тектонічні карти.

Кarti корисних копалин.

## Лабораторна робота № 1

**Тема:** Властивості кристалічних речовин.

**Мета:** З'ясувати ознаки та основні властивості кристалічних речовин, проаналізувати зв'язок структури кристалів з їхніми фізико-хімічними властивостями, виявити елементи симетрії кристалів різних кристалографічних сингоній.

**Основні терміни і поняття:** мінерал, кристал, аморфна речовина, кристалічна ґратка, анізотропність, ізотропність, симетрія, елементи симетрії, кристалографічна сингонія.

### Аудиторні завдання:

1. Користуючись теоретичними відомостями, зображеннями кристалічних ґраток деяких мінералів (рис. 4), у робочих зошитах накреслити кристалічні ґратки галіту, флюориту, міді, алмазу, графіту, з'ясувати координаційні числа їхніх елементів.

2. Використовуючи лекційний матеріал, теоретичні відомості випишіть формули симетрії (за варіантами): триклинної, моноклінної, ромбічної сингоній; тригональної сингонії, тетрагональної сингонії, гексагональної сингонії, кубічної сингонії.

3. Проаналізуйте, використовуючи рис. 12, 13, 14 теоретичних відомостей, прості форми сингоній нижчої, середньої і вищої категорій, та запишіть у робочі зошити їх назви.

### Теоретичні відомості з даної теми

Геологія вивчає склад і будову земної кори та процеси, що її формують. Земна кора складається із мінералів і гірських порід. Вивченням властивостей і складу мінералів займаються науки: кристалографія і мінералогія. Кристалографія – наука про кристали: їхню форму, внутрішню будову, походження і властивості. Склад і будову гірських порід вивчає наука петрографія.

*Мінерали* – це природні речовини (хімічні сполуки, рідше – елементи) з певними хімічними і фізичними властивостями, що виникли в результаті різноманітних хімічних реакцій і фізичних процесів, що відбуваються у земній корі та на її поверхні. Слово «мінерал» походить від латинського слова *minera* – руда.

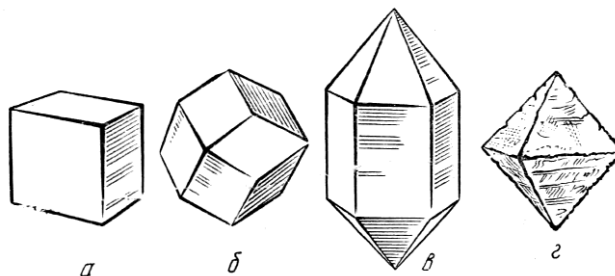
В природі існує понад 5300 мінералів (станом на 2018 р.), включаючи їх різновиди. Із їх числа найбільше 34 % – силікати (польовий шпат, галіт, сільвін), 25 % – окисли і гідроокисли (кварц, халцедон), 20 % – сульфіді (пірит, халькопірит, кіновар), 21 % – всі інші: карбонати, фосфати та ін. Поширених мінералів налічується – 450. Лише 50 із них беруть участь в утворенні гірських порід, тому такі мінерали називають породоутворюючими.



Найбільша маса мінералів в природі знаходиться у твердому стані. Природні утворення в рідкому стані (вода, ртуть, нафта) чи газоподібному (горючі гази, вуглекислий газ, сірководень, сірчистий газ) належать до мінеральних утворень.

Тверді мінерали в більшості своїй є *кристалічними речовинами*, що мають у більшій чи меншій мірі виражену форму багатогранників, рідше трапляються аморфні речовини, що утворюють безформні маси.

Слово «ристаллос» у древніх греків означало слово «лід». Пізніше термін був поширений на всі тверді тіла, що мають форму багатогранників. Прикладами сформованих кристалів можуть бути: кубики піриту, дванадцятигранники гранату, загострені призми гірського кришталю, восьмигранники (октаедри) магнетиту (рис. 1). Деколи кристали мають значні розміри, але зазвичай трапляються дібні та мікроскопічні.



**Рис. 1. Кристали піриту (а), гранату (б), кварцу (в), магнетиту (г)**

*Кристали* – це природні багатогранники з певною кількістю граней, які є виявом правильної внутрішньої структури іонів і атомів мінералу.

Кристали виникають при переході речовини із будь-якого агрегатного стану в твердий. Головна умова утворення кристалів – зниження температури до такого рівня, нижче якої елементарні частинки (атоми, іони), втративши надлишок теплового руху, отримують змогу проявити притаманні їм властивості і згрупуватися у просторову конструкцію – ґратку. Другою важливою умовою є тиск. Основна умова зародження і розвитку кристалів – переохолодження чи перенасичення розчину.

Кристалізація – утворення кристалів із газу, розчину, розплаву, кристалу іншої структури при поліморфному перетворенні. Кристалізація полягає у впорядкуванні атомів, молекул або іонів у кристалічну ґратку (Узлов, 2015).

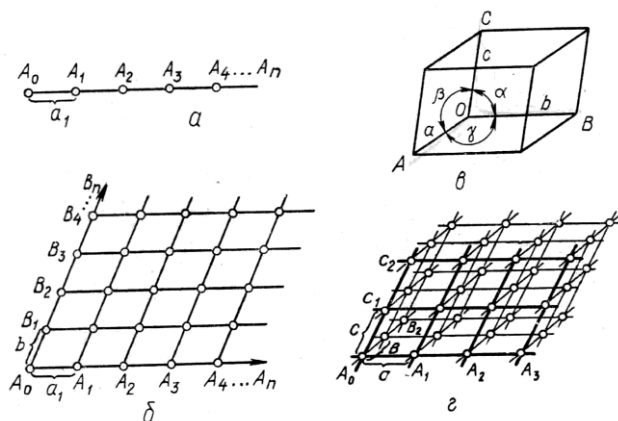
У природі, крім кристалічних, трапляються тверді тіла, в яких частинки (атоми, іони) розміщені без порядку, хаотично. Ці тіла називаються *аморфними* (безформними). Утворюються вони в умовах швидкого охолодження, при якому різко сповільнюється швидкість елементарних частинок і вони не встигають закономірно розташуватися одна відносно одної. До аморфних тіл належить скло, смоли. Аморфні речовини нестійкі і з часом починають втрачати свої властивості (наприклад, каучук свою пластичність). Кристалічний стан речовини набагато стійкіший від аморфного.

Основною ознакою кристалічної речовини є строго визначене положення (групування) атомів і іонів, що її складають, які займають визначені місця в просторі, утворюючи кристалічні ґратки. У аморфних (склоподібних) речовин кристалічна будова відсутня.

*Кристалічна ґратка* – закономірне розміщення (тобто у певному, строго визначеному для даної речовини порядку) атомів і іонів, що займають певні місця у просторі. Наявність кристалічної ґратки – основна ознака кристалічних речовин.

Наявність у внутрішній будові більшості мінералів кристалічної ґратки, тобто розміщення їх елементарних частинок (атомів, іонів) у певному порядку, надає їм форму кристалів. Це означає, що частинки, що складають кристал (атоми, іони, молекули), не заповнюють суцільно простір і не розміщені у ньому хаотично, а знаходяться один від одного на певній відстані, в певному порядку.

Кристалічна ґратка складається із елементів: вузлів, рядів, плоских сіток (рис. 2).



**Рис. 2. Будова кристалічної ґратки:**

а – ряд просторової ґратки ( $A_0, A_1 \dots$  – вузли просторової ґратки;  $a_1$  – проміжок ряду),  
 б – плоска сітка просторової ґратки, в – елементарна комірка, г – просторова ґратка

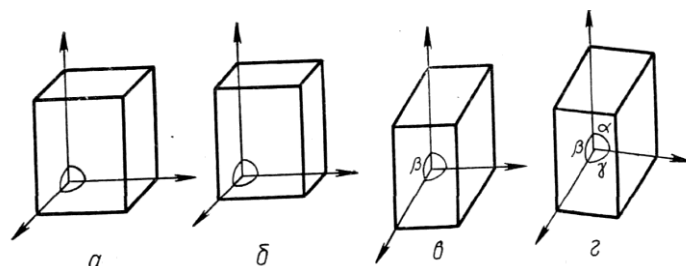
*Вузли ґратки* – це точки ґратки, що відповідають атомам, іонам, чи молекулам.

*Ряди ґратки* – сукупність вузлів, що лежать вздовж прямих і періодично повторюються через рівні проміжки. Ці відстані (*проміжки або періоди ряду* – віддалі між двома рівнозначними вузлами) вкрай малі і вимірюються *ангстремами* ( $1 \text{ \AA} = 1 \times 10^{-8} \text{ см}$ ).

*Плоска сітка* – сукупність вузлів і рядів, що розміщені в одній площині.

Три системи побудованих плоских сіток, що взаємно перетинаються, утворюють сукупність паралелепіпедів, які прийнято називати *елементарними комірками* просторової решітки. Форма елементарної комірки залежить від її параметрів – розміру відрізків  $a, b, c$  і кутів між ними –  $\alpha, \beta, \gamma$ .

Для ґратки кухонної солі NaCl  $a = b = c$  і  $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$ . При такому співвідношенні параметрів форма елементарної комірки являє собою куб. Якщо  $a = b \neq c$ , а  $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$ , то форма комірки – тетрагональна призма. При  $a \neq b \neq c$  і  $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$  – ромбічна призма, при  $a \neq b \neq c$  і  $\alpha = \gamma = 90^\circ$ ,  $\beta \neq 90^\circ$  – похилий паралелепіпед, при  $a \neq b \neq c$  і  $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$  – косокутний паралелепіпед (рис. 3).



**Рис. 3. Елементарні комірки (паралелепіпеди) просторової ґратки:**  
 а – тетрагональна призма, б – ромбічна призма, в – похилий паралелепіпед,  
 г – косокутний паралелепіпед

Кристалічна ґратка побудована так, що в ній частинки розміщені за принципом найщільнішої упаковки.

Геометрично кристалічна ґратка являє собою щільно підігнані один до одного багатогранники (куби, октаедри, паралелепіпеди, ромбоедри та ін.), у вершинах, центрах чи серединах граней яких на строго визначеній віддалі розміщуються атоми чи іони. Вони утворюють так звані вузли кристалічної ґратки. Залежно від величини іонного радіусу даного іону поряд з ним у кристалічній ґратці знаходиться певна кількість дотичних до нього іонів іншого елемента – *координаційне число*.

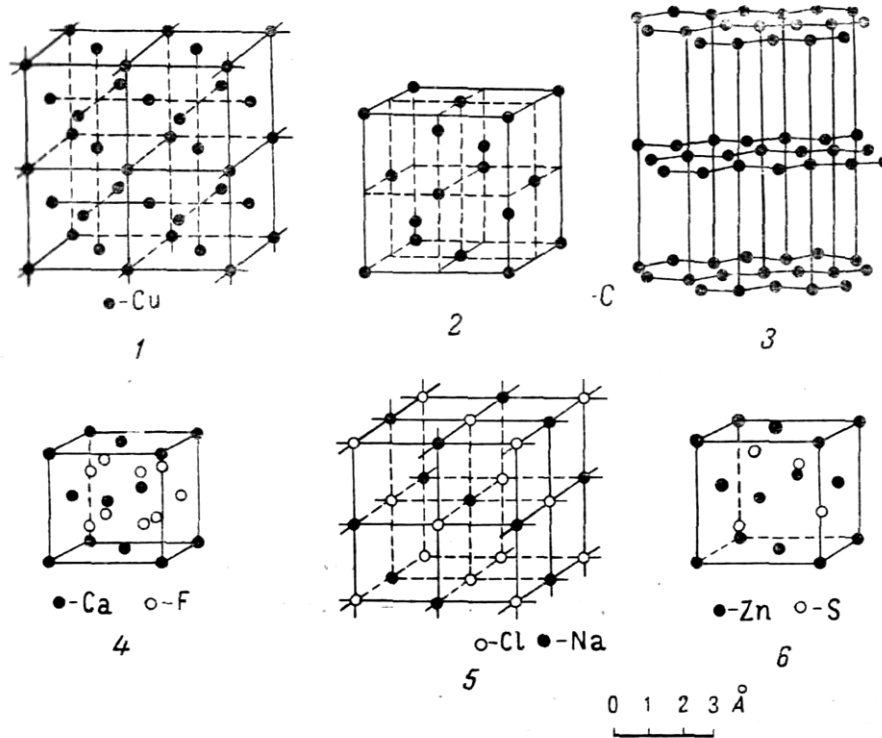
Координаційне число характеризує щільність упаковки ґратки і визначає кількість наближених і рівновіддалених атомів в певній кристалічній ґратці.

*Координаційне число* – число найближчих сусідніх атомів або іонів одного елемента, що знаходяться на одній відстані від атома або іона, прийнятого за центральний (Узлов, 2015).

Координація – оточення того чи іншого атома (або іншої структурної одиниці), число сусідів, відстані між ними (Узлов, 2015).

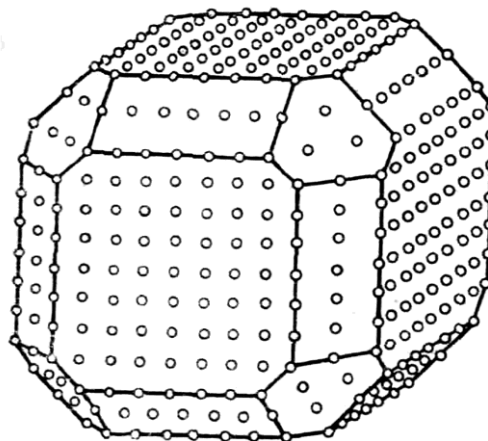
Наприклад, у ґратці галіту NaCl кожен іон натрію оточений шістьма іонами хлору, що розміщені в шести кутах октаедра, так само як і кожен іон хлору оточений шістьма іонами натрію. Отже, координаційне число для обох елементів буде шість (рис. 4, 5). Структури металів проявляють тенденцію до високої координації, тобто мають координаційні числа 12 або 8. Найменше значення координаційного числа мають неметалічні речовини (сірка, фосфор та ін.), їхні координаційні числа 3–4.

Кристалічні структури дуже різноманітні, це відображається у зовнішньому вигляді кристалів. Розрізняються структури атомні, коли у вузлах ґратки розміщені атоми, іонні – у вузлах ґратки знаходяться іони, радикал-іонні – у вузлах ґратки розміщуються радикали (групи іонів).



**Рис. 4. Кристалічні ґратки деяких мінералів:**

1 – мідь, 2 – алмаз, 3 – графіт, 4 – флюорит, 5 – галіт, 6 – цинкова обманка



**Рис. 5. Структура кристалу міді**

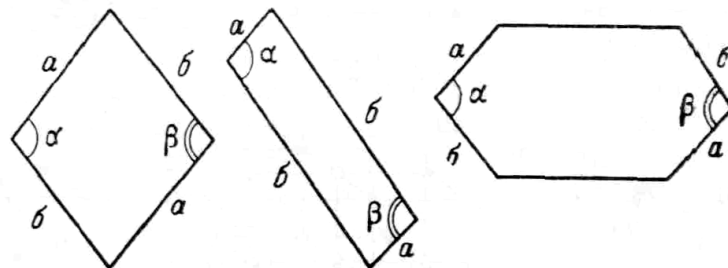
Кожному мінералу притаманна своя кристалічна форма, що залежить від типу хімічних зв'язків ґратки, хімічного складу і умов його утворення.

У природі трапляються мінерали однієї кристалічної форми, але із змінним хімічним складом. Ці мінерали складаються із одного чи кількох компонентів, що аналогічні за структурою, але різні за складом. Кількісне співвідношення між іонами в таких формах можуть змінюватися при збереженні основної структури. Це явище, при якому у кристалічній ґратці якоїсь речовини допускається заміна одних іонів (наприклад,  $\text{Fe}^{2+}$ ) іонами іншого складу ( $\text{Ca}^{2+}$ ) без зміни основної форми кристалічної ґратки, називається *ізоморфізмом*. Наприклад, плагіоклази, що складаються із двох компонентів: альбіту  $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$  і анортиту  $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ . Для того, щоб ізоморфне заміщення стало можливим, необхідно, щоб іони, що взаємно заміщуються, мали близькі іонні радіуси і сума їх валентності була однакою. Характерною властивістю деяких мінералів є їх здатність утворювати різні кристалічні ґратки при одному і тому ж мінеральному складі. Це явище називається *поліморфізмом*. Наприклад, кальцит  $\text{CaCO}_3$  кристалізується в тригональній сингонії, а арагоніт  $\text{CaCO}_3$  – в ромбічній. Іншим прикладом є алмаз, що кристалізується в кубічній сингонії, і графіт, що утворює стовпчасті кристали гексагональної сингонії. Обидва мінерали складаються із вуглецю С (див. рис. 4).

У кристалах (природних багатогранниках) розрізняють елементи: *грані* (площини обмеження кристалів), *ребра* (лінії перетину граней), *вершини* (точки перетину ребер), *гранні кути* (кути між гранями). Грані відповідають плоским сіткам просторової решітки кристалу, ребра утворюються на перетині двох граней і відповідають рядам просторової решітки, вершини розміщені на перетині трьох і більше граней.

Найбільш типові грані кристалів: *тригон* – рівносторонній трикутник, *дельта* – рівнобедрений трикутник, *скалена* – нерівносторонній трикутник, *тетрагон* – квадрат, *призматична грань* – прямокутник, *ромб* – паралелограм, у якого всі сторони рівні, *ромбоїд* – косокутний нерівносторонній паралелограм, *клинограм* – трапецоїд, *трапеца* (дві протилежні сторони рівні), *пентагон* – п'ятикутник, *гексагон* – шестикутник.

Для всіх кристалів однієї і тієї ж речовини кути між відповідними гранями однакові і постійні. Це *закон постійності гранних кутів*: величина і форма граней у різних кристалів однієї і тої ж речовини, відстань між ними і навіть їх кількість можуть змінюватися, але кути між відповідними гранями залишаються постійними при однакових умовах тиску і температури (рис. 6). Це один із найважливіших законів кристалографії. Цей закон дозволяє визначити мінерали навіть у дрібних уламках кристалів, якщо у них певною мірою збережені природні грані.



**Рис. 6. Постійність гранних кутів при мінливій формі кристалів одного мінералу**  
а, б – грані,  $\alpha$ ,  $\beta$  – гранні кути

Закон постійності гранних кутів був сформульований в кінці XVII ст. датським ученим Стено (1669 р.) при дослідженні кристалів гірського кришталю. Потім цей закон був підтверджений М. В. Ломоносовим у 1749 р. і французьким ученим Роме де Лілем у 1793 р. Закон постійності гранних кутів отримав назву першого закону кристалографії.

Добре огранені кристали в природі трапляються рідко. Зазвичай вони поширені у вигляді зерен неправильної форми. В природних умовах правильна геометрична форма кристалів порушена чи в зв'язку з умовами їх утворення, чи під впливом руйнування корінних порід, зносу водою їх уламків. Зовнішня форма не обов'язкова ознака кристалу. Тому виникає питання про відносно характерні особливості, що притаманні всім без виключення кристалам.

Внутрішня будова кристалів визначає їхні основні властивості:

1. *Однорідність* – кристалічний уламок має ті ж властивості, що й кристал (колір, масу, твердість).

2. *Анізотропність* (векторіальність) – у кристалі його властивості (оптичні, механічні, електричні, термодинамічні, *тобто твердість, спайність, електропровідність тощо*) змінюються залежно від напрямку. Анізотропність – це нерівновластивість – однаково властивості кристалу проявляються лише у паралельних напрямках. Для аморфних тіл притаманна *ізотропність* – властивості кристалу проявляються однаково у всіх напрямках.

Продемонструвати це явище допоможе дослід. Треба покрити воском шматок скла і грань кристалу гірського кришталю (чи гіпсу). Розжареною голкою торкнутися до шару воску. Тепло від голки по склу і воску буде поширюватися в усі боки з однаковою швидкістю, і ті ділянки скла, що достатньо прогріються і звільняться від воску, будуть мати форму правильних кіл. В аналогічному досліді з кристалом вони будуть мати форму еліпсів, бо в кристалах поширення тепла в різних напрямках іде з різною швидкістю.

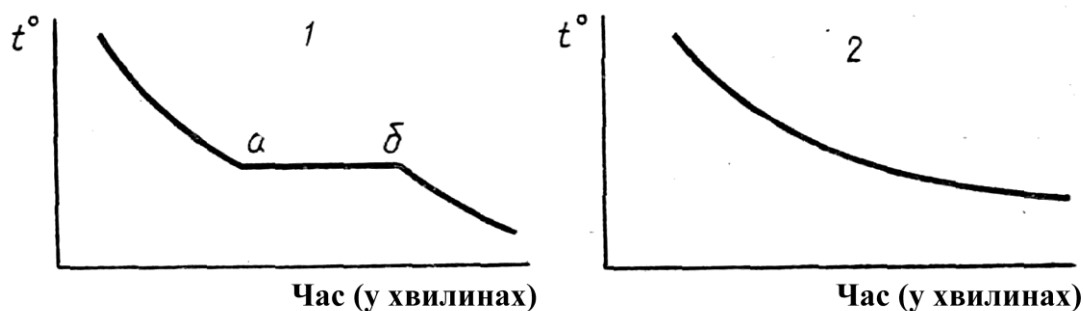
Це ж явище підтвердить ще один дослід із тонкою прозорою пластинкою гіпсу, до якою треба торкнутися розжареною голкою. Помутніння навколо голки буде у формі еліпсу, а не кола, бо теплота в гіпсі поширюється в різних напрямках із різною швидкістю. Помутніння гіпсу спостерігається через те, що при нагріванні гіпс  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  втрачає воду, перетворюючись у мутний напівводяний гіпс (ангідрид)  $\text{CaSO}_4$ .

3. *Здатність до самоогранення* – уламок кристалу у сприятливому середовищі з часом починає вкриватися типовими для даного кристалу гранями, скляна кулька (аморфна речовина) – таких властивостей не проявить.

При вільному рості кристали обмежуються плоскими гранями чи прямими ребрами, приймаючи багатогранну форму (Шевчук, Іванік, Крочак, Менасова, 2005).

4. *Наявність постійної температури плавлення* – при нагріванні кристала температура підвищується лише до певної межі; при подальшому нагріванні речовина починає плавитися, а температура залишається сталою – не

зростає, бо тепло іде на руйнування кристалічної решітки; у аморфних тіл це явище не простежується. Аморфні (склоподібні) тіла при нагріванні не плавляться, а розм'якшуються, бо є «твердими рідинами». На рис. 7 кривих охолодження (чи нагрівання) кристалічних і аморфних тіл у першому випадку є два різких перегини (точки а і б), що відповідають початку і закінченню кристалізації.



**Рис. 7. Криві охолодження кристалічної (1) і аморфної (2) речовини**

5. *Симетрія* – правильність (закономірність) в розміщенні елементів обмеження кристалу, що виражається в закономірному повторенні частин при повороті кристалу. Наприклад, при обертанні кристалу, що має вигляд правильної шестигранної призми, навколо його осі при кожному повороті на  $60^\circ$  буде спостерігатися повне суміщення всіх його граней, ребер і вершин з їхнім початковим положенням. Отже, цей кристал симетричний.

Симетрія – це закономірне повторення елементів, при якому фігура співпадає сама з собою при деяких перетвореннях: повороті навколо осі, відображенні в площині.

Припущення про те, що внутрішня будова кристалів впорядкована, висловлювалися М. В. Ломоносовим, Християном Гюйгенсом. В кінці XVIII ст. французький вчений Рене Жюст Гаюї висловив думку про те, що молекули у кристалі мають форму паралелепіпедів. Пізніше ці ідеї були розвинуті його співвітчизником Огюстом Браве. Залежність (і обмеженість) кількості елементів симетрії у кристалі від його внутрішньої будови обґрунтував Аксель Вільгельмович Гадолін (1828–1892 рр.), який математичним шляхом довів, що у природних кристалів можлива лише певна кількість видів симетрії – 32 комбінації елементів симетрії, що називаються видами чи класами симетрії. В кінці XIX ст. Є. С. Федоровим\* були розроблені основи вчення про будову кристалів. Учений-кристалограф описав 230 видів симетрії кристалів, що групуються в 7 кристалографічних систем (сингоній). Пізніше (після 1912 р.) висновки Є. С. Федорова були підтверджені рентгеноструктурним аналізом.

---

\*Федоров Євграф Степанович (1853–1919) – кристалограф, петрограф, мінералог, математик. Найбільше досягнення – строге доведення всіх можливих просторових груп (1891 р.), яких виявилось 230.

Елементами симетрії є площина симетрії, вісь симетрії, центр симетрії.

*Центр симетрії* – точка всередині кристалу, на рівній відстані від якої у діаметрально протилежних напрямках розміщуються однакові елементи обмеження: паралельні грані, вершини (в якій перетинаються і діляться пополам лінії, що з'єднують однакові елементи кристалу). Позначається буквою С (рис. 8). Присутність центра симетрії означає, що кожне ребро багатогранника має паралельне собі ребро, кожна грань – паралельну собі грань. Якщо у багатограннику присутні грані, що не мають собі паралельних, то такий багатогранник не має центру симетрії.

*Площина симетрії* – уявна площина, що поділяє кристал на дві дзеркально рівні частини (рис. 9). Позначається буквою Р. Найбільша кількість площин симетрії у природних кристалів *піриту*, *гранату*, *магнетиту* – 9 (9Р), в кристалі *сірки* – 3 (3Р), у кристалі *гіпсу* – 1 (1Р). Можливі кількості площин у кристалах 9Р, 7Р, 6Р, 5Р, 4Р, 3Р, 2Р, Р, 0Р.

*Вісь симетрії* – уявна вісь, при повороті навколо якої на деякий (один і той же) кут всі частини кристалу симетрично повторюються *n* разів (рис. 10). Позначається буквою L. Число *n*, що показує, скільки разів при повороті на  $360^\circ$  кристал може суміщатися із вихідним положенням, називається *порядком осі* і позначається цифрою, яка ставиться зверху справа від букви L. Число *n* завжди ціле і в кристалах при повороті навколо осі симетрії на повний оберт ( $360^\circ$ ) однакові елементи (грані, ребра, кути) можуть повторюватися лише 2, 3, 4, 6 разів. Відповідно осі симетрії будуть називатися віссю другого, третього, четвертого, шостого порядку:  $L^2$ ,  $L^3$ ,  $L^4$ ,  $L^6$ . Вісь симетрії першого порядку є в усіх фігур, в т. ч. і несиметричних, тому вона до уваги не береться. Кількість осей одного порядку ставлять перед буквою L –  $6L^2$ ,  $3L^4$ .

*Вид симетрії* – закономірні поєднання елементів симетрії у кристалі. Наприклад, у кубі присутні 3 осі четвертого порядку ( $3L^4$ ), 4 осі третього порядку ( $4L^3$ ), 6 осей другого порядку ( $6L^2$ ), 9 площин (9Р), центр симетрії (С). Вид симетрії куба:  $3L^4 4L^3 6L^2 9PC$ .

Всі види симетрії групуються за ступенем складності у 7 великих груп, чи систем, що називаються *кристалічними сингоніями*. Кристалічні сингонії належать до трьох категорій – вищої, середньої, нижчої.

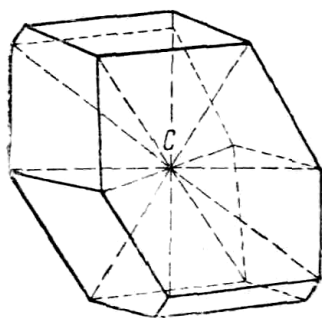


Рис. 8. Кристал з центром симетрії (С)

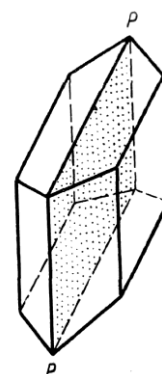


Рис. 9. Площина симетрії (Р) в кристалах гіпсу



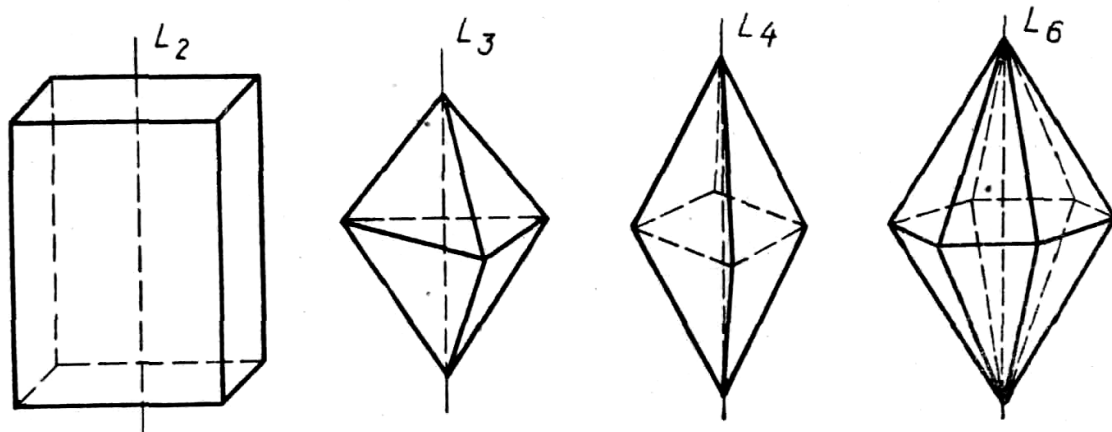


Рис. 10. Осі симетрії (L)

*Сингонії* (кристалографічні системи) виділяються за одним чи кількома подібними елементами симетрії (рис. 11).

*Кубічна сингонія* (вище поєднання елементів симетрії  $3L^44L^36L^29PC$ ) – належать найбільш симетричні кристали, характерна ознака яких: однакові розміри граней (довжина, ширина, висота). Кристали цієї сингонії мають вигляд куба, октаедра (восьмигранника з гранями у вигляді правильних трикутників) (*галіт, пірит, алмаз, магнетит*).

*Гексагональна сингонія* (вище поєднання елементів симетрії  $L^66L^27PC$ ) – кристали мають форму шестигранних призм. Зразаних перпендикулярно до осі шостого порядку чи увінчаних гексагональними пірамідами (*апатит, нефелін*). Поперечний переріз кристалів цієї сингонії шестикутної форми.

*Тетрагональна (квадратна) сингонія* (вище поєднання елементів симетрії  $L^44L^2PC$ ) – в кристалах присутня одна вісь четвертого порядку (*халькопірит*). Поперечний переріз кристалів цієї сингонії квадратної форми; вони здебільшого трохи видовжені.

*Тригональна сингонія* (вище поєднання елементів симетрії  $L^33L^23PC$ ) – кристали мають форму ромбоєдрів (*кальцит, доломіт, магнезит, гематит, кварц, корунд*). Поперечний переріз кристалів цієї сингонії трикутної форми.

*Ромбічна сингонія* – належать кристали, що мають одну або три осі другого порядку і дві чи три перпендикулярні їм площини симетрії ( $L^22P$  або  $3L^23PC$ ), а також кристали з трьома осями другого порядку без площини симетрії ( $3L^2$ ). Поперечний переріз кристалів цієї сингонії ромбічної форми.

*Моноклінна сингонія* – належать кристали, які мають або одну площину симетрії, або вісь другого порядку, або ту і іншу разом у комбінації з центром симетрії; кристали подібні до кристалів із ромбічною сингонією, проте менш симетричні (*ортоклаз, гіпс, мусковіт, деякі амфіболи*).

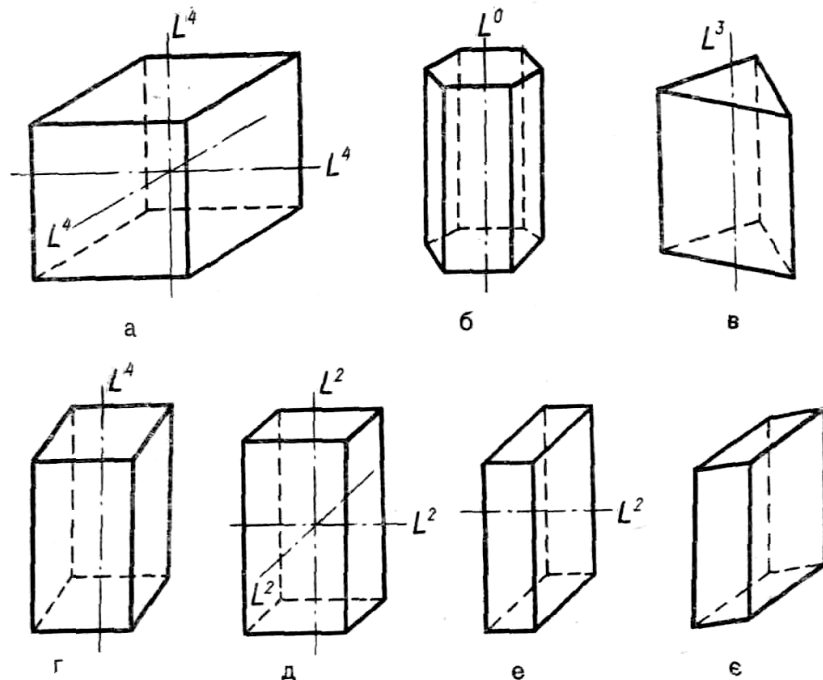
*Триклінна сингонія* – належать найменш симетричні кристали; із можливих елементів симетрії наявні лише центр симетрії  $C$ , або елементи симетрії взагалі відсутні (*альбіт, мікроклін*).

Сингонії групуються у три *категорії* за кількістю наявних елементів симетрії.

*Вища* категорія – одиничні напрямки відсутні, завжди є кілька осей порядку вище двох (*кубічна* сингонія).

*Середня* категорія – є один одиничний напрямок, що співпадає з єдиною віссю порядку вище двох (з осями  $L_3$ ,  $L_4$ ,  $L_6$ ) (*тетрагональна, тригональна, гексагональна* сингонії).

*Нижча* категорія – є кілька одиничних напрямків, відсутні осі вище двох (*триклінна, моноклінна, ромбічна* сингонії).

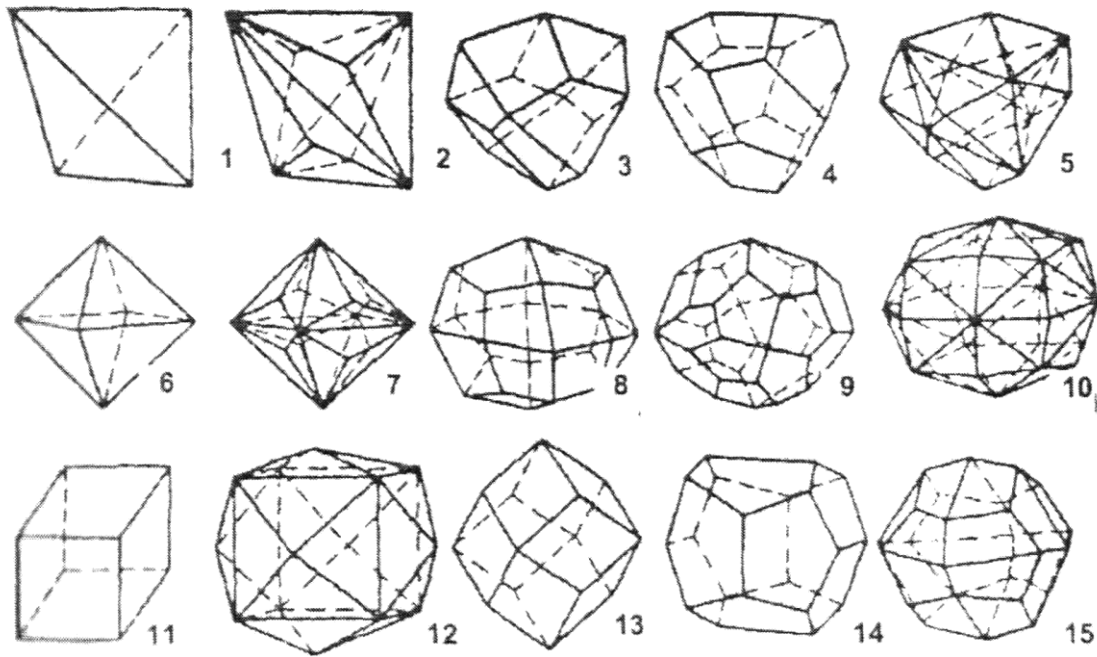


**Рис. 11. Сингонії кристалів:**

а – кубічна, б – гексагональна, в – тригональна, г – тетрагональна, д – ромбічна, е – моноклінна, є – триклінна, L – вісь симетрії

Форма кристалу є ознакою для визначення мінералів. Відомо більше п'яти тисяч видів кристалів. Вони мають різну форму і різну кількість граней. *Формою кристалу* називається сукупність всіх його граней. *Простою формою* в кристалографії називають сукупність однакових граней, зв'язаних між собою елементами симетрії. Серед простих форм розрізняють закриті форми, які замикають частину простору повністю (куб, октаедр); відкриті прості форми, наприклад, різні призми, що простір не замикають і самостійно існувати не можуть, а лише у комбінації з іншими простими формами. Комбінуватися між собою можуть тільки прості форми, що належать до одного виду симетрії, наприклад, куб і октаедр, гексагональна призма і подвійна гексагональна піраміда і т. ін. Назва комбінації складається із назв простих форм, що входять у неї. Існує 47 простих форм, кожна з яких характеризується певною кількістю, формою і розміщенням граней.

*Прості форми сингонії вищої категорії (кубічної). В кубічній сингонії трапляються тільки закриті форми (рис. 12).*



**Рис. 12. Прості форми вищої категорії (кубічна сингонія)**

1. Прості форми із тетраедра (рис. 12, 1) (тетраедр, від грецьк. «тетра» – чотири, «едра» – грань – чотири рівносторонніх трикутника). Якщо кожен грань тетраедра замінити трьома гранями (тритетраедр), то за кількістю сторін цих граней розрізняють: тригон-тритетраедр (рис. 12, 2), тетрагон-тритетраедр (рис. 12, 3), пентагон-тритетраедр (рис. 12, 4), гексаедр (рис. 21, 5) – кожна грань тетраедра заміщується шістьма гранями.

2. Прості форми із октаедра (рис. 12, 6) (октаедр – вісім рівносторонніх попарнопаралельних трикутників). Якщо кожен грань октаедра замінити трьома гранями, то по аналогії з тетраедром отримаємо: тригон-триоктаедр (рис. 12, 7), тетрагон-триоктаедр (рис. 12, 8), пентагон-триоктаедр (рис. 12, 9), гексаоктаедр (рис. 12, 10) – утворюється при заміщенні грані октаедра шістьма гранями, складається із 48 граней.

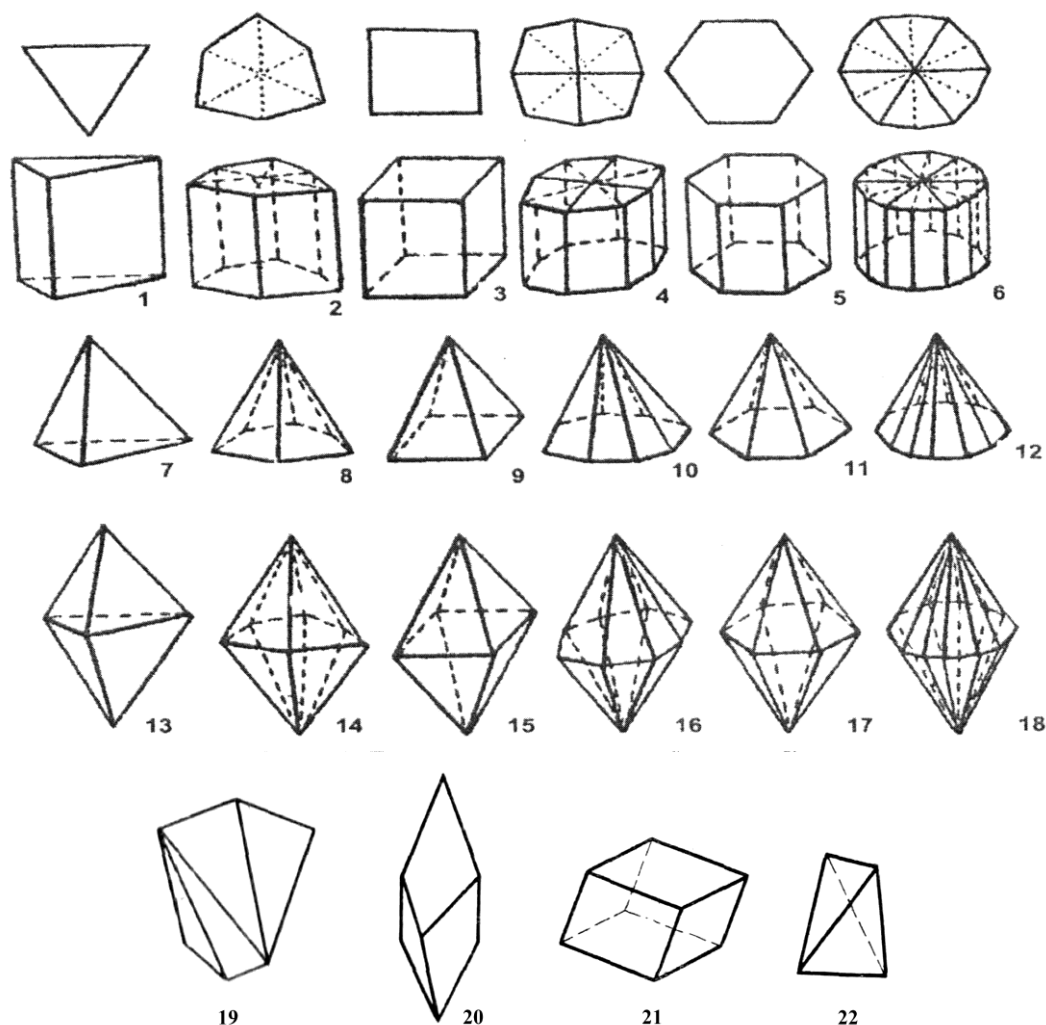
3. Куб (гексаедр) – шість попарно паралельних квадратних граней (рис. 12, 11). Якщо кожен грань куба замінити чотирма трикутними гранями, то вийде проста форма тетрагексаедр (рис. 12, 12).

4. Ромбододекаедр складається із 12 граней у вигляді ромбів (рис. 12, 13).

5. Пентагон-додкаедр складається із 12 граней, що мають форму неправильних п'ятикутників (рис. 12, 14).

6. Дідодекаедр – подвоєний додекаедр, кожна грань якого заміщена двома гранями, складається із 24 граней (рис. 12, 15).

*Прості форми сингоній середньої категорії (рис. 13).*



**Рис. 13. Прості форми сингоній середньої категорії**

Відкритими простими формами є призми\* і піраміди\*\*. У відповідних сингоніях можуть бути тригональні (рис. 13, 1), тетрагональні (рис. 13, 3), гексагональні (рис. 13, 5) призми. Перерізи їх відповідно мають форму трикутника, квадрата чи шестикутника. Можуть бути призми з подвоєною кількістю граней: дітригональна (рис. 13, 2), дітетрагональна (рис. 13, 4), дігексагональна (рис. 13, 6), у яких всі грані рівні, але однакові кути між ними чергуються через один.

Піраміди теж можуть бути тригональні (рис. 13, 7), дітригональні (рис. 13, 8), тетрагональні (рис. 13, 9), дітетрагональні (рис. 13, 10), гексагональні (рис. 13, 11), дігексагональні (рис. 13, 12). У поперечному перерізі вони також мають трикутник, квадрат і шестикутник чи подвоєні вказані фігури.

\*Призма – фігура із кількох однакових площин, які в місцях перетину утворюють паралельні ребра.

\*\*Піраміда – фігура із кількох трикутників, що перетинаються у спільній точці (вершині).

До закритих форм середніх сингоній належать діпіраміди, скаленоедри, трапезоедри, ромбоедр і тетрагональний тетраедр.

Діпіраміди – це дві піраміди, складені основами. Бувають тригональні (рис. 13, 13), тетрагональні (рис. 13, 15), гексагональні (рис. 13, 17) чи при подвоєнні кількості граней: дітригональні (рис. 13, 14), дітетрагональні (рис. 13, 16) і дігексагональні (рис. 13, 18).

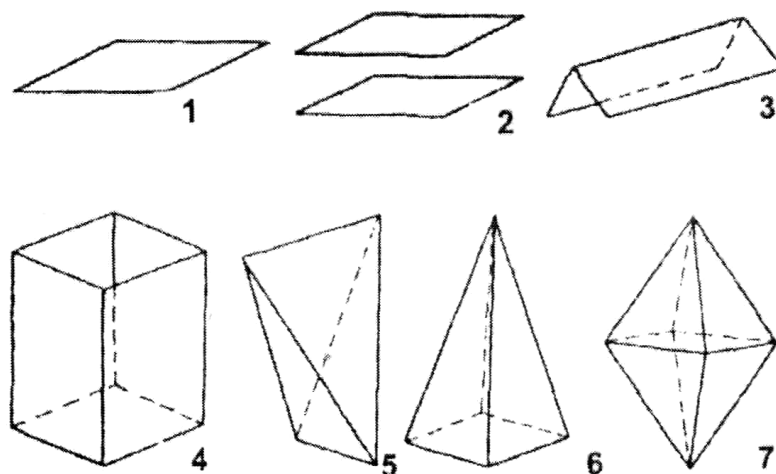
Скаленоедр – фігура, що має грані у вигляді однакових нерівносторонніх трикутників (рис. 13, 19).

Трапезоедр – фігура із непаралельних граней у вигляді неправильного чотирикутника (рис. 13, 20).

Ромбоедр складається із шести граней у вигляді ромбів, нагадує витягнутий чи сплющений по діагоналі куб (рис. 13, 21).

Тетрагональний тетраедр – фігура із чотирьох рівних граней у вигляді рівнобедрених трикутників (рис. 13, 22).

*Прості форми сингоній нижчої категорії (рис. 14).*



**Рис. 14. Прості форми сингоній нижчої категорії**

До відкритих форм належать моноедр – форма із однієї грані (рис. 14, 1), пінакоїд – з двох рівних паралельних граней (рис. 14, 2), діедр – з двох рівних граней, що перетинаються (рис. 14, 3), ромбічна призма – з чотирьох рівних попарно паралельних граней (в перерізі утворюють ромб) (рис. 14, 4), ромбічна піраміда – з чотирьох граней (у поперечному перерізі ромб) (рис. 14, 6). До закритих форм належать ромбічна діпіраміда (рис. 14, 7), ромбічний тетраедр (рис. 14, 5).

### **Завдання для самостійної роботи:**

1. Зробіть паперову модель куба. Визначте елементи симетрії куба, графічно зобразіть розміщення осей і площин симетрії у зошиті. Запишіть, використовуючи відповідні позначення, формулу симетрії куба.

2. Визначте і запишіть форми (1–6) кубічної, середніх (1–7) сингоній, що трапляються найчастіше (рис. 15).

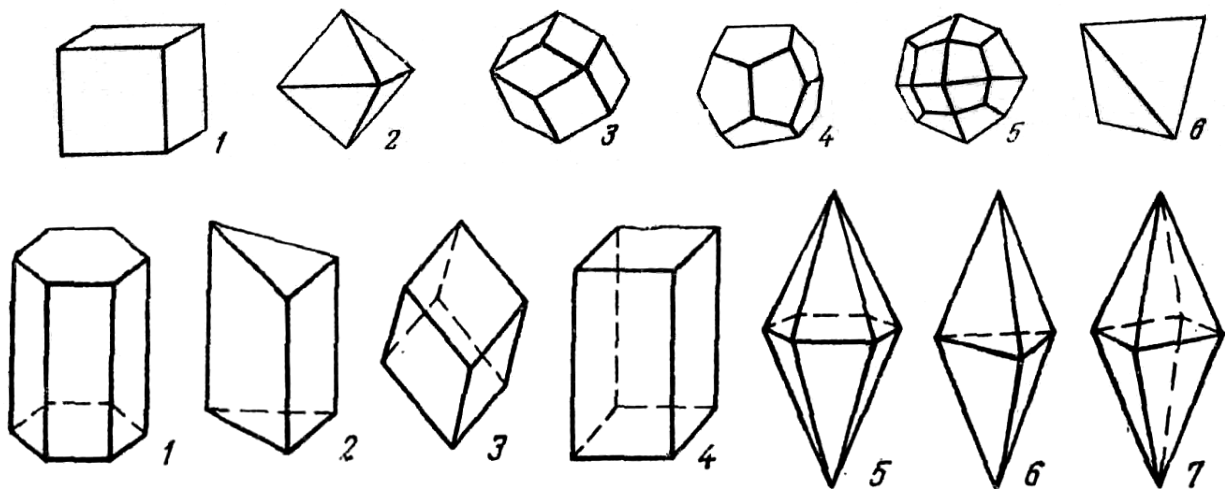


Рис. 15. Форми кубічної та середніх сингоній, що трапляються найчастіше

### Контрольні питання

1. Що таке кристали? Назвіть елементи обмеження кристалу.
2. Яка головна умова утворення кристалів?
3. Що таке кристалічна ґратка? З яких основних елементів вона складається?
4. Сформулюйте перший закон кристалографії.
5. В чому полягає різниця між кристалічними і аморфними речовинами?
6. Перечисліть основні властивості кристалів.
7. Поясніть поняття анізотропності кристалічних речовин.
8. Що таке ізотропність?
9. Що називається симетрією у кристалах? Назвіть відомі вам елементи симетрії кристалів.
10. Скільки площин симетрії буває в кристалах?
11. Які існують осі симетрії?
12. Що в кристалографії називається видом симетрії?
13. Які кристалічні сингонії вам відомі? Дайте їх коротку характеристику.
14. Перечисліть категорії, до яких належать кристалічні сингонії.

### *Рекомендовані для вивчення теми бібліографічні джерела*

1. Свинко Й. М., Сивий М. Я. Геологія. Київ: Либідь, 2003. 480 с.
2. Узлов К. І. Кристалографія, кристалохімія та мінералогія. Част. II: конспект лекцій. Дніпропетровськ: НМетАУ, 2015. 52 с.
3. Шевчук В. В., Іванік О. М., Крочак М. Д., Менасова А. Ш. Загальна геологія. Практикум: навч. посіб. Київ: Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2005. 120 с.

## Лабораторна робота № 2

**Тема:** Форми знаходження мінералів.

**Мета:** З'ясувати основні форми знаходження мінералів у природі, навчитися застосовувати набуті знання для визначення мінералів.

**Основні терміни і поняття:** мінеральний індивід, мінеральний агрегат, мінеральний зросток, двійник, дендрит, конкреція, секреція, друза, щітка, жеода, ооліт, сталактит, сталагміт.

### Аудиторні завдання:

1. Використовуючи навчальні колекції, теоретичні відомості лекцій, методичних рекомендацій, навчальних посібників, проаналізувати зовнішні особливості кристалів і мінеральних агрегатів.

2. Використовуючи навчальні колекції, запропоновані літературні джерела та Інтернет-ресурс, виписати приклади мінералів, для яких типовими формами знаходження є монокристал, друза, дендрит, конкреція, секреція, ооліт, натічна форма.

### Теоретичні відомості з даної теми

У природі мінерали трапляються як у вигляді поодиноких кристалів чи їх зростків, так і у вигляді скупчень, що називаються мінеральними агрегатами. Ці агрегати складаються із зерен зерен неправильної форми, що мають внутрішню кристалічну будову.

*Мінеральний індивід* – природна тверда, однорідна мінеральна речовина, фізично відмежована від інших природних тіл поверхнями розділу (*природні кристали*, обмежені кристалічними гранями; *мінеральні зерна*, відділені від сусідніх поверхнями дотику).

*Мінеральний агрегат* (лат. *minera* – руда + лат. *aggregatus* – приєднаний) – наступний за мінеральним індивідом рівень організації речовини – скупчення і зростання одночасно сформованих мінеральних індивідів (кристалів, зерен) одного й того ж, або різних мінералів, розділених один від одного поверхнями розділу.

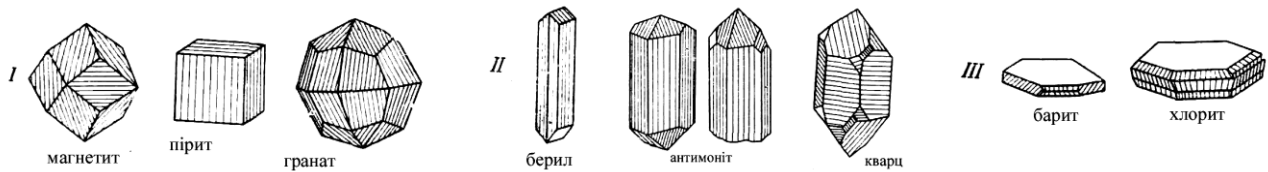
Серед природних мінералів виділяється три групи, яким притаманний характерний вигляд, чи *габітус* кристалів (основні типи форм кристалів виділені д. геол.-мінер. н. Анатолієм Георгійовичем Бетехтіним) (рис. 1):

– ізометричні форми – такі, що однаково розвинуті у всіх трьох напрямках (*магнетит, галіт, кальцит, пірит, гранат*); ізометричні зерна мінералу свідчать про його кубічну сингонію;

– видовжені в одному напрямку – призматичні, стовпчасті, голчасті, променисті (*берил, антимоніт, кварц, рогова обманка, азбест*);

– форми, що витягнуті в двох напрямках при збереженні третього короткого – таблитчасті, пластинчасті, листуваті, лускуваті (*слюди, тальк, барит, хлорит*).

Крім того, багато кристалічних мінералів мають зовнішній вигляд у формі дендритів, натічних форм тощо.

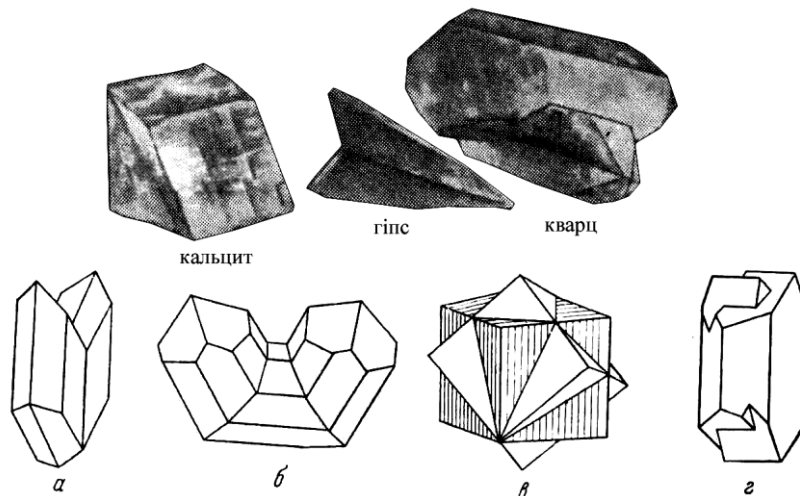


**Рис. 1. Характерний габітус кристалів:**

I – ізометричні кристали, II – кристали, витягнуті в одному напрямку, III – кристали, витягнуті у двох напрямках при збереженні третього короткого

Одиничні кристали трапляються рідко, частіше – у вигляді зростків і скупчень (агрегатів). Зростки, що мають геометрично правильний вигляд, називаються *закономірними*, а закономірні зростки однорідних кристалів різної форми (прості, секторіальні, комплексні та ін.) – *двійниковими*, або *двійниками*. Вони характерні для ряду мінералів і тому є важливою діагностичною ознакою.

*Двійники, трійники* – мають вигляд закономірно зрослих кристалів (*гіпс, рутил, флюорит, калієвий польовий шпат, кальцит, гіпс, кварц*), двійники утворюються в результаті взаємного проростання чи зростання кристалів (рис. 2).



**Рис. 2. Двійники кристалів**

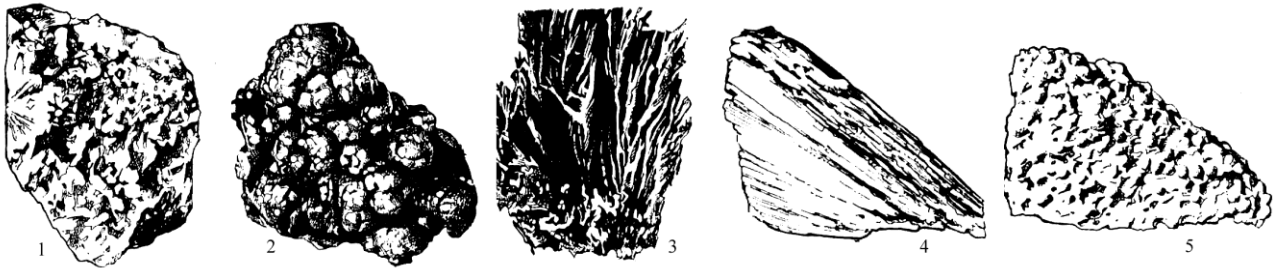
(тип зростання: а – гіпс, б – рутил; тип проростання: в – флюорит, г – калієвий польовий шпат)

Найголовніші типи природних скупчень мінералів (*мінеральних агрегатів*):

– *зернисті* – скупчення різного розміру зерен одного чи кількох мінералів – зрослі зерна мінералів (*апатит, пірит*) (рис. 3);

– *голчасті, призматичні* – кристали мають видовжену форму (*антимоніт, рогова обманка*);





**Рис. 3. Агрегати мінералів:**

1 – зернисті, 2 – ниркоподібні, 3 – голчасті, 4 – променисті, 5 – оолітові

– *землисті* – пухкі, м'які борошністі маси прихованокристалічної (окремі зерна неозброєним оком не видно) структури, загальним зовнішнім виглядом нагадують пухкий ґрунт (*каолінит*); землисті маси нерідко називають сажистими (утворення чорного кольору) чи вохристими (кірки жовтого і бурого забарвлення), прикладами землистих агрегатів можуть бути різні глини, деякі різновиди бокситів, лімоніту та ін.;

– *лускуваті* – складаються із лусочок, які легко відокремлюються (*слюди*);

– *ооліти* – невеликих розмірів округлої форми утворення (5–10 мм в поперечному перерізі), що зцементовані щільною або рихлою масою; виникають при випадінні мінеральної речовини із водних розчинів (*руди марганцю, заліза, алюмінію, вапняк*) (рис. 4);

– *дендрити* – форми, що виникають під час швидкої кристалізації в тонких тріщинах і порах гірських порід і нагадують дрібні гілочки дерев (або льодяні візерунки на вікнах) (*мідь, срібло, гідрокисли марганцю*) (рис. 5);

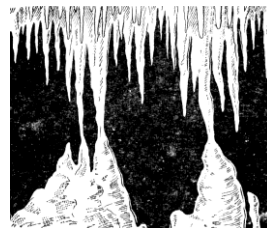
– *натічні форми* – утворюються в результаті повільної кристалізації речовини із розчинів або в результаті розкристалізації колоїдів, що часто відбувається в умовах печер. Мають вигляд сосульок, бруньок, китиць; натічні форми, що звисають зверху вниз, називаються сталактитами, а ті, що нарастають доверху – сталагмітами (*лімоніт, кальцит*) (рис. 6), прикладом натічних форм можуть бути ниркоподібні маси *малахіту* (рис. 7), *гематиту*;



**Рис. 4. Оолітовий агрегат бокситу**



**Рис. 5. Дендрит самородної міді**



**Рис. 6. Сталактити і сталагміти**



**Рис. 7. Натічна форма малахіту**

– *конкреції* – кулеподібна або неправильна округла форма, що утворюється в результаті відкладів мінеральної речовини навколо якогось центру кристалізації; кристали наростають у вигляді радіально розміщених променів від центру до периферії, що і призводить до формування конкреції з радіально-променистою внутрішньою будовою (*фосфорит, марказит, деколи сидерит*) (рис. 8);

– *секреції* – утворюються в результаті заповнення кристалічною речовиною порожнин округлої чи неправильної форми у гірських породах; вони мають концентричну будову; відкладання речовини іде від периферії до центру (*агат, халцедон*) (рис. 9);

– *мигдалини* – дрібні секреції у виливних породах (рис. 10);

– *жеоди* – крупні секреції з незаповненими порожнинами (*кварц, халцедон*) (рис. 11);



Рис. 8. Конкреція фосфориту



Рис. 9. Секреція агату

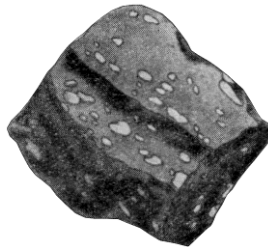


Рис. 10. Мигдалини в породі



Рис. 11. Жеода кальциту

– *друзи* – великі зростки більш-менш правильних кристалів, що прикріплені одним боком до загальної основи (породи); для їх утворення необхідні відкриті порожнини, в яких може проходити вільний ріст кристалів (*гіпс, кварц*) (рис. 12);

– *цітки* – дрібні кристали, що щільно розташовані на спільній основі.

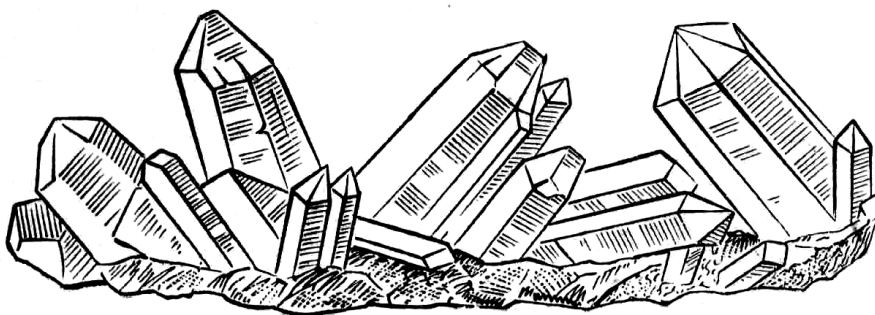


Рис. 12. Друза гірського кришталю

Іноді на поверхні гірських порід спостерігаються тонкі плівки мінералів, їх називають *налітми* або *вищвітами* (Шевчук, Іванік, Крочак, Менасова, 2005).

### **Завдання для самостійної роботи:**

1. У зошитах для лабораторних робіт підготуйте письмові повідомлення про непритаманні мінералам кристалографічні форми – псевдоморфози. Наведіть приклади.

### **Контрольні питання**

1. Поясніть, що таке габітус кристалів.
2. Які основні типи форм кристалів вам відомі ?
3. Що таке мінеральні індивіди ?
4. Поясніть зміст поняття «мінеральний агрегат».
5. Які мінеральні агрегати ви знаєте ?
6. Чим відрізняються секреції від конкрецій ?
7. В чому відмінність друзи від щітки ?
8. Як ви розумієте поняття «наліти» чи «вицвіти» ?

### ***Рекомендовані для вивчення теми бібліографічні джерела***

1. Геологія з основами геоморфології : підруч. для студ. еколог. і геогр. спец. вищ. навч. закладів / Г. І. Рудько, О. М. Адаменко, О. В. Чепіжко, М. Д. Крочак. Чернівці : Букрек, 2010. 400 с.

2. Структура геопростору в курсі геологія і геоморфологія (ієрархічні системи): навч. посібник / упоряд. Ф. В. Зузук, В. В. Бенедюк. Луцьк : Іванюк В. П., 2017. 100 с.

3. Узлов К. І. Кристалографія, кристалохімія та мінералогія. Част. II : конспект лекцій. Дніпропетровськ : НМетАУ, 2015. 52 с.

4. Шевчук В. В., Іванік О. М., Крочак М. Д., Менасова А. Ш. Загальна геологія. Практикум : навч. посіб. Київ : Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2005. 120 с.

### Лабораторна робота № 3

**Тема:** Фізичні властивості мінералів.

**Мета:** Дослідити оптичні і механічні властивості найпоширеніших мінералів земної кори, проаналізувати їх породоформує значення та походження.

**Основні терміни і поняття:** колір мінералу, іризація, колір риски, блиск, прозорість, твердість, спайність, злам, ковкість, крихкість, радіоактивність, смак.

#### Аудиторні завдання:

1. Використовуючи навчальні колекції, шкалу Мооса, порцелянові пластинки, дослідити основні фізичні властивості мінералів: колір, колір риски (порошку), твердість, блиск, спайність. Для визначення мінералів за блиском використайте зразки кіноварі (сфалериту), кварцу (польового шпату, кальциту, слюди), сірки (нефеліну), лімоніту (бокситу); за твердістю – мінерали із шкали твердості; за спайністю – слюду (гіпс), польовий шпат, кварц, сірку, галіт.

2. Використовуючи крапельниці з 10 % розчином HCl, виявити хімічні властивості деяких мінералів (кальциту, доломіту, галіту), ступінь їхньої розчинності у кислотах і воді.

#### Теоретичні відомості з даної теми

Для діагностики мінералів важливо проаналізувати його зовнішні особливості, до яких належать форма кристалів, морфологічні особливості мінеральних агрегатів, фізичні (механічні і оптичні) властивості мінералів.

Певний хімічний склад мінералу і притаманна йому внутрішня будова зумовлюють постійні фізичні властивості мінералів. У кожного мінералу є свої, притаманні лише йому ознаки. Для одних мінералів постійною ознакою є колір, для інших твердість, для третіх – форма їхніх кристалів і т. ін.

Окремі фізичні властивості можуть бути однаковими у різних мінералів і, навпаки, будь-яка ознака того самого мінералу може змінюватися залежно від складу і кількості домішок. Тому при визначення мінералів необхідно встановлювати якомога більше його фізичних і хімічних властивостей. Лише в окремих випадках деякі фізичні властивості настільки характерні, що за однією ознакою можна діагностувати мінерал. Такі властивості називаються *діагностичними*.

Найважливіші фізичні властивості мінералів: колір (забарвлення), колір риски, блиск, прозорість, спайність, злам, твердість, густина, притаманні деяким мінералам магнітність, крихкість, ковкість, радіоактивність, смак тощо.

Фізичні властивості мінералів поділяються на оптичні та механічні.

Оптичні властивості мінералів.

*Колір.* Мінерали бувають білого, жовтого, сірого, рожевого, червоного, зеленого, синього, чорного кольорів з найрізноманітнішими відтінками. Деякі мінерали безбарвні, прозорі. Часто забарвлення залежить від сторонніх домішок. Так, безбарвний кварц набуває димчастого, рожевого та інших відтінків. Є мінерали з постійним кольором, за яким вони і дістали свої назви: *альбіт* (в перекладі з лат. *альбус* – білий); *рубін* (лат. *рубен* – червоний).

*Іризація.* Деякі мінерали, крім основного кольору, мають своєрідний поверхневий. Часто їхня поверхня вилискує різними барвами, залежно від кута падіння світла (нагадує плівку бензину на воді) (наприклад, *лабрадор*, *халькопірит*).

*Колір rischi.* Ця ознака постійніша, ніж забарвлення мінералу, тому часто використовується як діагностична. Щоб її встановити, шкрябають мінералом по матовій (неглянсованій) поверхні фарфорової пластинки. У деяких мінералів колір rischi і самого мінералу неоднакові. Це обов'язково слід враховувати під час визначення мінералу. Порошок можна отримати у тому випадку, коли твердість мінералу менша, ніж у порцелянової пластинки (мінерали з твердістю м'якою і середньою). В іншому випадку мінерал буде утворювати на порцеляновій пластинці подряпину.

*Блиск.* Здатність мінералу відбивати промені світла. За характером блиску розрізняють мінерали:

1) з металевим і напівметалевим блиском; металевим блиск називається тоді, коли поверхня мінералу блищить, як відполірований метал (*золото*, *срібло*, *платина*), і напівметалевим – коли вона має вигляд потемнілого металу (*графіт*, *гематит*, *чорна цинкова обманка*);

2) з неметалевим блиском; у неметалевому блиску мінералів виділяють різновиди: скляний – схожий на блиск поверхні скла (*кварц*, *кальцит*, *гіпс*), алмазний – сильніший від скляного, подібний до блиску алмазу, жирний блиск (*нефелін*), шовковистий (*азбест*), матовий (*каолін*), перламутровий (*слюда*, *тальк*).

*Прозорість.* Здатність мінералу пропускати крізь себе світло. Крізь прозорі мінерали можна побачити літери в книжці (*гірський кришталь*, *кам'яна сіль*, *топаз*); крізь напівпрозорі – їх видно нечітко (*халцедон*, *опал*); крізь ті, що просвічуються, проходить слабо світло (*польові шпати*); крізь непрозорі, навіть тонкі шматочки, світло не проникає (*пірит*, *магнетит*) (рис. 1).

Механічні властивості мінералів.

*Твердість.* Ступінь опору мінералу зовнішній механічній дії (різанню, стиранню тощо), що зумовлена міцністю його кристалічної решітки.

Якщо якийсь мінерал залишає риску (подряпину) на іншому мінералі, то перший з них має більшу твердість, ніж другий. А якщо мінерал, залишивши риску на другому мінералі, водночас сам дістає подряпину, твердість їх обох однакова.

Відносну твердість мінералів визначають за еталонними мінералами (з відомою і постійною твердістю) стандартної шкали Мооса, які розміщуються у порядку зростання твердості.

Таблиця 1

Еталонні мінерали стандартної шкали Мооса

Мінерали – еталони твердості	Хімічна формула мінералу	Твердість	
Тальк	$Mg[Si_4O_{10}][OH]_2$	1	<i>олівець</i>
Гіпс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	2	<i>ніготь</i>
Кальцит	$CaCO_3$	3	<i>бронзова монета</i>
Флюорит	$CaF_2$	4	
Апатит	$Ca_5(F, Cl)[PO_4]_3$	5	<i>скло</i>
Ортоклаз	$KAlSi_3O_8$	6	<i>голка, сталевий складний ніжик</i>
Кварц	$SiO_2$	7	<i>напилек (терпуг)</i>
Топаз	$Al_2(F, OH)_2[SiO_4]$	8	
Корунд	$Al_2O_3$	9	
Алмаз	C	10	

За твердістю мінерали визначаються як:

- *м'які* (твердість 1–2), на яких залишаються подряпини від нігтя;
- *середньої твердості* (3–4), від нігтя подряпин на них не залишається, але самі вони не залишають риски на склі;
- *тверді* (5–7), залишають риску на склі;
- *дуже тверді* (понад 7), залишають риску на кварці.

Порядок визначення твердості мінералів:

- Пошкрябати поверхню мінералу нігтем (твердість нагтя приблизно 2,5). Результат можна подивитися під лупою. Якщо на мінералі не залишилися подряпини, він не м'який. Потрібно продовжувати дослідження.
- На поверхні зразка знайти виступаюче зерно мінералу і пошкрябати ним скло, що лежить на книзі чи зошиті. Шкребти склом не рекомендується, бо скло може розкришитися. Якщо на склі подряпин не залишиться (мінерал ковзає по склу), то твердість у нього середня (твердість скла – 5). Якщо ж мінерал залишає подряпину на склі, продовжуємо дослідження.
- Шкрябаємо мінерал шматком гірського кришталю (твердість 7). Якщо подряпина залишається, то мінерал – твердий, а якщо не залишається, то мінерал – дуже твердий.

**Спайність.** Здатність кристалів мінералу розколюватися або розщеплюватися по площинах, які паралельні їхнім дійсним чи ймовірним граням. Ці площини називаються площинами спайності (рис. 2).

Розрізняють 5 видів спайності:

- *дуже досконала* – кристал легко розщеплюється на окремі тонкі лусочки або пластинки, утворюючи дзеркально-блискучі площини спайності (навіть нігтем) (*слюда, гіпс, хлорит*);

– *досконала* – кристал розколюється від слабого удару молотком, утворюючи рівні поверхні (*кам'яна сіль, кальцит*);

– *середня* – кристал розколюється не лише по площинах спайності, а й довільно, внаслідок такого розколювання утворюються як рівні, так і нерівні поверхні (*польові шпати, рогова обманка*);

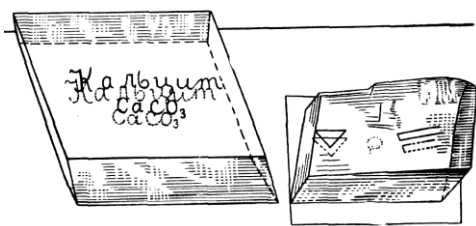
– *недосконала* – кристал дуже рідко розколюється по площинах спайності, рівних спайних поверхонь практично не буває (*берил, апатит, олівін*);

– *дуже недосконала* – практично спайності немає, кристали розколюються довільно, утворюючи нерівні поверхні, поверхні зламу (*кварц, касітерит, золото*).

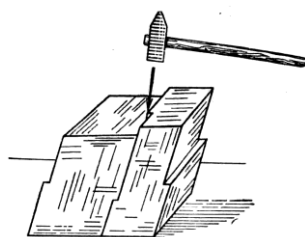
Поверхні спайності завжди гладкі. На гранях деяких кристалів є штрихи, це їх характерна ознака (*кварц, корунд, пірит*).

**Злам.** Після розколювання мінералів, що не мають спайності, утворюється своєрідна форма поверхні – злам (рис. 3). Він буває рівний, східчастий, нерівний, дрібнораковистий, раковистий, зернистий, гачкоподібний, занозистий і т. ін.

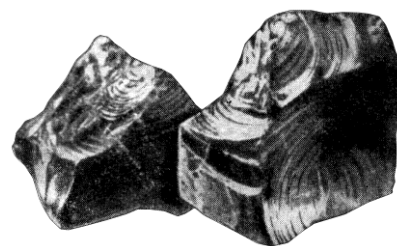
*Рівний* злам типовий для мінералів з досконалою спайністю, *східчастий* – для мінералів з середньою спайністю (*польові шпати*). Для *нерівного* зламу характерна нерівна поверхня без спайних ділянок, наприклад у *апатиту*. *Скалковий* злам є звичайним для мінералів, що мають волокнисту будову, і схожий на злам деревини впоперек волокон. *Раковистий* злам нагадує поверхню раковини, він типовий для мінералів з дуже недосконалою спайністю (*гірський кришталь*), *дрібнораковистий* злам характерний для самородних металів.



**Рис. 1.** Прозорість кальциту (ісландського шпату)



**Рис. 2.** Досконала спайність у кальциту



**Рис. 3.** Раковистий злам у димчастого кварцу

**Густина (об'ємна маса)** – одна із важливих діагностичних ознак мінералів. Це величина, що чисельно дорівнює масі тіла в одиниці об'єму ( $\text{Н/м}^3$ ). Вона певною мірою залежить від атомної маси і хімічного складу. Точне визначення можливе лише в лабораторних умовах шляхом зважування на гідростатичних вагах і за допомогою інших пристосувань. Густина можна приблизно встановити, порівнявши з відомою густиною мінералів (еталоном). Якщо густина менша як 2,5 – мінерали легкі: *галіт, гіпс, кварц*; 3–4 – середні: *апатит, корунд, сфалерит, пірит, кальцит, польові шпати*; більше 4 – важкі: *галеніт, магнетит, срібло, золото*.

**Магнітність.** Властивість мінералу впливати на магнітну стрілку, яка або притягується, або відштовхується при наближенні до неї мінеральної речовини (*магнетит, платина, піротин*).

**Крихкість.** Властивість мінералу кришитися від дряпання його поверхні вістрям ножа. Якщо на мінералі внаслідок дряпання залишається риска з порошком по краях, він крихкий.

**Ковкість.** Якщо від дряпання вістрям ножа порошку по краях не утворюється, а залишається гладенький, блискучий слід, то це означає, що мінерал ковкий.

**Радіоактивність.** Деякі мінерали певною мірою радіоактивні.

**Смак.** Деякі мінерали (*галіт*) солоні чи гіркі (*сильвін*) на смак.

**Хімічні властивості мінералів.**

Для діагностики мінералів певне значення мають їх деякі хімічні властивості.

Для визначення карбонатів використовують 5–10-процентний розчин соляної кислоти. Під її дією проходить реакція з виділенням вуглекислого газу (шиплять) (*кальцит, доломіт (у порошку), магнезит*).

### **Завдання для самостійної роботи:**

1. У робочих зошитах підготуйте письмові повідомлення про фізичні властивості, найвідоміші родовища та застосування мінералів: алмазу, золота, срібла, платини, корунду, кварцу, сірки, графіту, міді, галіту, кальциту.

2. Підготуйте коротке повідомлення про радіоактивні мінерали, найвідоміші зони їх поширення.

### **Контрольні питання**

1. Що таке діагностичні властивості мінералів ?
2. Охарактеризуйте оптичні властивості мінералів.
3. Охарактеризуйте механічні властивості мінералів.
4. Перелічіть еталонні мінерали шкали Мооса.
5. Що таке спайність, які види спайності ви знаєте ?
6. Які мінерали є хімічно активними, як у цьому пересвідчитися ?
7. Що таке ковкість і крихкість мінералів.
8. Які мінерали можна діагностувати за смаком ?

### **Рекомендовані для вивчення теми бібліографічні джерела**

1. Узлов К. І. Кристалографія, кристалохімія та мінералогія. Част. II : конспект лекцій. Дніпропетровськ : НМетАУ, 2015. 52 с.

2. Шевчук В. В., Іванік О. М., Крочак М. Д., Менасова А. Ш. Загальна геологія. Практикум : навч. посіб. Київ : Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2005. 120 с.

3. Геологія з основами геоморфології : підруч. для студ. еколог. і геогр. спец. вищ. навч. закладів / Г. І. Рудько, О. М. Адаменко, О. В. Чепіжко, М. Д. Крочак. Чернівці : Букрек, 2010. 400 с.



## Лабораторна робота № 4

**Тема:** Класифікація мінералів. Класи самородних елементів, сульфідів, оксидів і гідроксидів.

**Мета:** З'ясувати принципи класифікації мінералів, виявити особливості найпоширеніших мінералів визначених класів.

**Основні терміни і поняття:** клас мінералів, самородні елементи, сульфідів, оксидів і гідроксидів.

### Аудиторні завдання:

1. Використовуючи теоретичні відомості, лекційний матеріал, навчальні колекції, шкалу Мооса, порцелянові пластинки, магніт, крапельниці з 10 % розчином HCl, діагностуйте запропоновані мінерали класів самородних елементів, сульфідів, оксидів і гідроксидів за їх основними фізичними властивостями: кольором, кольором риски, блиском, прозорістю, спайністю, твердістю та ін.

2. Результати визначення мінералів (6–8 зразків) письмово обґрунтуйте за запропонованою схемою (табл. 1).

Таблиця 1

### Визначення мінералів за основними фізичними та хімічними властивостями

Зовнішні ознаки та основні властивості		Назва мінералу та його хімічний склад	Клас мінералів
Колір			
Колір риски			
Блиск			
Прозорість			
Спайність			
Злам			
Твердість			
Густина			
Магнітність, ковкість, крихкість, смак, реакція на 5–10 % HCl			
Діагностичні ознаки мінералу			

### Теоретичні відомості з даної теми

В природі існує понад 5300 мінералів (станом на 2018 р.), включаючи їх різновиди (рис. 1). Сучасна класифікація мінералів ґрунтується на хімічному складі, кристалічній структурі та генезисі речовини (табл. 2). Дослідженнями таких вчених як Белов Н. В., Бетехтін А. Г., Є. К. Лазаренко, О. Є. Ферсман (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010) встановлений взаємозв'язок між фізичним складом і кристалічною будовою речовини.



**Рис. 1. Природні мінерали**

За хімічною та кристалічною будовою мінерали поділяються на кілька класів: самородних елементів, сульфідів, оксидів і гідроксидів, карбонати, сульфати, фосфати, вольфрамати, силікати, галоїди.

**I. Клас самородних елементів** – метали, що трапляються в природі у вільному стані: золото (*Au*), платина, срібло (*Ag*), алмаз (*C*), графіт (*C*), сірка (*S*), мідь (*Cu*). Мінерали цієї групи складаються із одного хімічного елемента чи суміші двох елементів, не дуже поширені. Список простих речовин нараховує 90 мінералів, що за В. І. Вернадським не перевищує 0,1 % маси земної кори. Досить поширеними з них є лише графіт і сірка. У класі самородних елементів переважають атомні структури найщільнішої упаковки з металічним зв'язком. Цим визначається спільність багатьох фізичних властивостей самородних елементів. Вони характеризуються високою електро- і теплопровідністю, мають сильний металічний блиск, високу відбивну здатність і найбільшу густину.

**Алмаз (С).** Назва алмаза походить від грецьк. слова «адамас» – неперевершений, нездоланий, невідкорений (очевидно, за високою твердістю і хімічною стійкістю). Огранені алмази називаються діамантами. В XIII ст. індійські алмази наводнили ринки Європи, проте ювеліри не могли впоратися із його ограненням, поки фламандець за походженням Ван-Беркем не дійшов до думки шліфувати камені один об оден. При цьому він самостійно повторив той спосіб огранення цього каменю, яким уже давно користувалися в Індії. На сьогодні – найдорожчий камінь.

*Хімічний склад.* Теоретично складається з одного вуглецю, але спалюванням алмаза встановлена наявність у ньому золи (від 0,13 до 4,8 %). При цьому відмічено, що безбарвні відміни алмаза містять найменшу кількість золи. Основними складовими частинами золи є  $Fe_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $CaO$ .

*Відміни.* Борт (неправильні кристали, зростки і кулясті променисті агрегати), балас (кулясті *борти*, структура яких має вигляд ядра, вкритого тонкозернистою кірочкою), карбонадо (тонкозернисті, пористі буруваточорні агрегати овальної форми, ця відміна, за рентгенометричними даними, являє собою агрегат зерен алмаза з аморфним вуглецем або графітом).

*Агрегати і габітус.* Алмаз – добре кристалографічно індивідуалізований мінерал. Звичайними формами, які обумовлюють зовнішній вигляд кристалів алмаза, є октаедр, ромбічний додекаедр, куб, а також їх комбінації. Крім плоскогранних кристалів, досить розвинені кривогранні: октаедроїди, додекаедроїди, гексаедроїди.

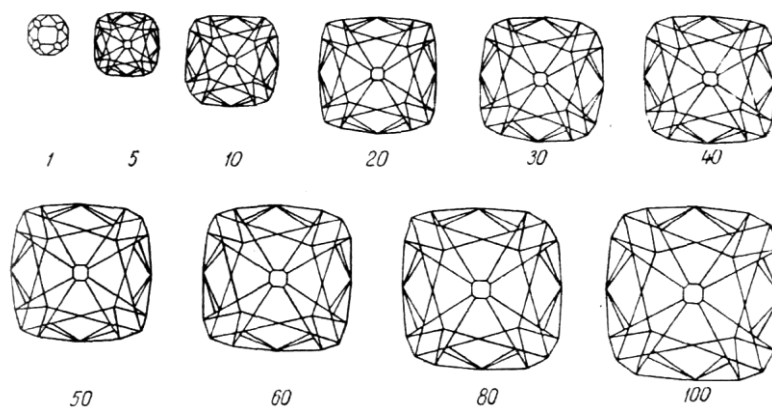
Вага алмаза вимірюється метричними каратами (карат дорівнює 0,2 г) (рис. 2). Середня величина алмазів з різних алмазоносних районів дорівнює 0,2–0,3 карата. Найбільший алмаз «Кулінан» важив 3025,24 карата і був частиною крупнішого уламка кристала. Знахідки великих кристалів алмазів спостерігаються дуже рідко. Особливо знаменитими є: «Кулінан» (3025,24 карата), «Орлов» (194), «Кохімур» (106), «Регент» (137), «Флорентієць» (133), «Південна Зірка» (125,5), «Зірка Південної Африки» (46,5).

*Фізичні властивості.* Забарвлення алмазів різноманітне. Здебільшого алмази безбарвні. Відомі алмази чорного, червоного, голубого і зеленого кольору. Алмаз має високий показник заломлення (2,40–2,46) і дисперсію, які надають йому сильного блиску. Огранка дає світлорозсіювання. Густина 3,50–3,52.

*Діагностичні ознаки.* Для алмаза характерні висока твердість і високий показник заломлення, кривогранність кристалів, а також люмінесценція в ультрафіолетовому промінні (голубуваті, інколи зелені і жовті кольори).

*Походження мінералу.* Родовища алмазів поділяються на корінні (первинні) і розсіпні (вторинні). Корінні родовища розробляються у Південній Африці, Бразилії, Якутії (в басейні р. Вілюю). Кристалізація алмазів відбувається на великих глибинах при високому тиску і значній температурі. Внаслідок вибуху магма, що містить алмази, піднімається і застигає у трубках вибуху (так звані діатреми), утворюючи породи, які одержали назву кімберлітів. Розсіпні родовища алмазів утворилися за рахунок руйнування первинних родовищ – пісковиків і конгломератів. Розсіпні родовища відомі в Індії, Бразилії, Бірмі, Гані, на Уралі.

*Практичне значення.* Алмаз використовується у ювелірній справі як дорогоцінний камінь. Велике значення має як технічний камінь. Розрізняють два види алмазної сировини: а) ювелірні алмази; б) технічні, або індустриальні, алмази (Лазаренко, 1959).



**Рис. 2.** Алмази розміром від одного до ста каратів (зменшено у 1,5 рази).

**Мідь (Cu).** Хімічний склад. Мідь звичайно буває хімічно чистою, інколи містить домішки Ag, Au, Fe (до 2,5 %).

**Відміни.** Золотиста мідь (з вмістом Au до 2–3 %), вітнеїт (з вмістом Au до 11,6 %).

**Агрегати і габітус.** Мідь утворює неправильні пластинчасті дендрити і пластини, які виникають у тріщинах гірських порід. Правильно утворені кристали спостерігаються рідко. Часто мають кубічний габітус. Як кристали, так і двійникові утворення міді рідко розвиваються рівномірно у всіх напрямках. Зазвичай замість суцільного кристала виникає сітка видовжених, витягнутих в одному певному напрямі кристалів.

**Фізичні властивості.** Колір мідно-червоний, риса – металічна, лискуча, твердість 2,5–3,5, густина 8,5–8,9, блиск металічний, ковкість – дуже ковка, спайність – відсутня.

**Діагностичні ознаки.** Мідь легко пізнається за кольором, ковкістю і густиною.

**Походження мінералу.** Самородна мідь утворюється у різних геологічних умовах, але основні її скупчення зв'язані з гідротермальними та екзогенними процесами. Типові гідротермальні родовища самородної міді трапляються дуже рідко (штат Мічіган у Північній Америці, Волинь). Скупчення самородної міді найчастіше виникають у зв'язку з екзогенними процесами, але такі утворення рідко мають практичне значення (Урал, Калмакташські рудники у Казахстані). У деяких осадових породах, наприклад у пісковиках, спостерігається самородна мідь, яка цементує окремі піщинки (мідисті пісковики), а також виділяється у вигляді конкрецій (Приуралля, Донбас, Поділля). На земній поверхні самородна мідь нестійка і в кисневих умовах переходить у куприт і тенорит, а у водно-повітряному середовищі – у малахіт і азурит.

**Практичне значення.** Мідь має широке практичне застосування у машинобудуванні, металургії, електротехніці, приладобудуванні.

**II. Клас сульфідів** (солі сірководневої (сульфідної) кислоти) – сірчані сполуки елементів головним чином важких металів – руди кольорових і чорних металів. Найбільш поширеними у земній корі є *пірит* ( $\text{FeS}_2$ ) (залізний колчедан), *халькопірит* ( $\text{CuFeS}_2$ ), *галеніт* ( $\text{PbS}$ ), *сфалерит* ( $\text{ZnS}$ ), *марказит* ( $\text{FeS}_2$ ) (табл. 2).

Клас об'єднує до 350 мінералів, що за підрахунками В. І. Вернадського становить 0,15 % ваги всієї земної кори. В основі кристалічної структури сульфідів і близьких до них сполук лежать кубічна та гексагональна найщільніші упаковки S, Sb, As, Se, Te, Bi, в порожнинах між якими знаходяться атоми металів. Мінерали типу сульфідів переважно кристалізуються у вищих сингоніях. Оскільки багато сульфідів є забарвленими, то їх колір набуває особливого діагностичного значення. Мінерали мають сріблястий, сталевобілий, латунножовтий, свинцевосірий, лимонножовтий, темночервоний колір. Це зазвичай непрозорі мінерали, які мають металевий блиск. Прозорі відміни зустрічаються рідко (*сфалерит*, *кіновар*, *реальгар* тощо). Блиск сульфідів і подібних до них мінералів є їх важливою зовнішньою ознакою, і тому найбільш поширені сульфідні рудні родовища давно поділені на 3 групи: *блиски*, *колчедани* і *обманки*.

До *блисків* віднесені мінерали з металевим блиском без певного забарвлення, до *колчеданів* – з металевим блиском і латунним або бронзовожовтим забарвленням. Мінерали без металевих блисків з невизначеним забарвленням названо *обманками*.

Фізичні властивості, походження та практичне застосування мінералів

Назва мінералу, хім. склад	Твердість	Блиск	Колір	Колір риски	Слайність, злам	Форма кристалів	Густина, $g/cm^3$	Діагностичні ознаки мінералів	Походження	Застосування
<i>Самородні елементи</i>										
Графіт С	1	Металоподібний, приховано-кристалічні агрегати – матові	Сталево-сірий до чорного	Сірувато-чорний, блискучий	Цілком досконала в одному напрямку; дрібнозернистий	Гексагональні пластинки і листочки	2,2	Жирний на дотик, бруднить руки, пише на папері	Утворюється у виливних гірських породах, під час відновлювальних процесів в умовах високих температур. Може бути продуктом метаморфізму кам'яного вугілля	Використовується для виробництва олівців, плавильних тиглів, електроприладів і т. ін.
Сірка S	1,5	Скляний на поверхні кристалів, на зламі жирний	Жовтий	Слабкий, світло-жовтий	Цілком недосконала; черепашковий, землистий	Урізані тетраедри, тетрагональні	2	Жовтий і зеленувато-бурий колір; при терті електризується, горючий	Утворюється при розпаді сірчанокислих сполук у присутності органічних речовин. Виділяється у кратерах вулканів із сублімації пари і сірководню, може утворитися при розкладанні сульфідів	У гумовій, хімічній промисловості, в медицині, в електротехніці, для відбілювання тканин
Мідь Cu	2,5-3,0	Металевий	Мідно-червоний	Мідно-червоний	Відсутня; гачкуватий	Дендрити, суцільні маси, нитковидні агрегати	8,5-8,9	Колір, ковкість, висока питома вага	Утворюється в гідротермальних та екзогенних умовах	У машинобудуванні, металургії, приладобудуванні
Алмаз C	10	Алмазний	Чорний, червоний, жовтий, синій, голубий, зелений	-	Досконала по гранях октаедра	Куб, октаedr, ромбичний додекаedr	3,5	Висока твердість, високий показник заломлення, сильний алмазний блиск	Кристалізація відбувається на великих глибинах при високому тиску і значній темп. Внаслідок вибуху магма, що містить алмази, піднімається і застигає у трубах вибуху, утворюючи породи, які називаються кімберлітами	Використовується як доротоцічний камінь у ювелірній справі, для буріння свердловин у твердій гірській породі

Назва мінералу, хім. склад	Твердість	Блиск	Колір	Колір риски	Спайність, злам	Форма кристалів	Густина, $g/cm^3$	Діагностичні ознаки мінералів	Походження	Застосування
<b>Сульфіди</b>										
Галеніт (свинцевий блиск) PbS	2–3	Металевий	Свинцево-сірий	Свинцево-сірий	Спайність досконала за трьома напрямками; злам ступінчастий	Кубічна, кубооктаедрична, октаедрична	7,2–7,6	Характерний ізометричний обрис кристалів, зернистість агрегатів, важкий, свинцево-сірий колір	Виділяється із гарячих мінеральних розчинів, що йдуть тріщинами із магматичного осередку	Головна руда для отримання свинцю
Пірит (сірчистий колчедан, залізний колчедан) FeS <sub>2</sub>	6–6,5	Сильний металевий	Солом'яно-жовтий, золотистий	Зеленувато-чорний	Спайність недосконала; злам нерівний, черепашковий	Кубічна	4,9–5,2	Від халькопіриту відрізняється солом'яно-жовтим кольором, високою твердістю і формою кристалів із штриховою на гранях	Може утворюватися у контактно-метаморфічних породах, при гідротермальних процесах	Використовується у виробництві сірчаної кислоти
Халькопірит (мідний колчедан) CuFeS <sub>2</sub>	3,5–4	Сильний металевий, деколи із райдужною іризациєю	Зеленувато-золотистий	Зеленувато-чорний	Спайність досконала; нерівний	Тетраедри (окремі кристали рідкісні)	4,1–4,3	Типова синя чи рожевуато-фіолетова іризация, від піриту відрізняється твердістю і кольором	Виділяється при пневматолітових і гідротермальних процесах, рідше утворюється із поверхневих вод при вторинному збагаченні	Найважливіша мідна руда
Кіновар HgS	2–2,5	Алмазний (на свіжомі зламі), матовий	Малиновий або коричнево-червоний із синювато-сірою іризациєю	Яскраво-червоний	Досконала в одному напрямку; злам напівчерепашковий, нерівний	Гексагональна	8–8,2	Червоний колір, низька твердість, висока питома вага, крихкість	Формується в умовах низькотемпературного термального розчину	Використовується як сировина для видобування ртуті та для виготовлення червоних фарб

Назва мінералу, хім. склад	Твердість	Блиск	Колір	Колір риски	Спайність, злам	Форма кристалів	Густина, $g/cm^3$	Діагностичні ознаки мінералів	Походження	Застосування
Реальгар As	1,5-2	Смоляний до жирного	Оранжевий	Ясно-оранжевий	Спайність слабо виражена; злам злегка черепашковий	Моноклінна	3,4-3,6	Оранжевий колір, низька твердість	Утворюється в умовах низько-температурних гідротермальних родовищ	Використовується як сировина для отримання $As_2O_3$ , для виготовлення фарб, у скляному виробництві
Аурипігмент $As_2S_3$	1-2	Від алмазного до напівметалевого	Лимонно-жовтий	Лимонно-жовтий	Спайність цілком досконала	Призматична	3,4-3,5	Лимонно-жовтий колір, низька твердість, цілком досконала спайність	Утворюється в умовах низько-температурних гідротермальних родовищ	Використовується як сировина для виробництва жовтої фарби
Марказит (променистий, списовидний колчедан) $FeS_2$	6-6,5	Металевий, тьмяний	Зеленувато-жовтий	Зеленувато-сірий	Досконала; нерівний	Радіально-променисті зростки, таблитчасті кристали	4,5-4,9	У свіжому зламі зеленуватий відтінок, не властивий піриту, від піриту відрізняється формою	Утворюється із низькотемпературних гідротермальних розчинів. Поширений серед осадових гірських порід	Для виробництва сірчаної кислоти
Сфалерит (цинкова обманка) ZnS	3,5-4	Алмазний	Бурий, червонуватий, світло-коричневий до чорного (залежно від домішок)	Світло-коричневий	Досконала; нерівний	Кубічна	3,5-4,2	Форма кристалів, колір, алмазний блиск, досконала спайність	Переважно гідротермальне	Головна руда для виробництва цинку
Молибденіт (молибденовий блиск) $MoS_2$	1	Металевий	Свинцево-сірий	Світло-сірий, часто із зеленуватим відтінком	Досконала	Гексагонально-таблитчаста	4,7-5,0	Свинцево-сірий колір, типовий металевий блиск, дуже низька твердість, жирний на дотик, пише на папері, досконала спайність	Родовища пов'язані з гідротермальними утвореннями	У котло-і турбобудуванні; для виготовлення бронейових снарядів і гарматних дул

Назва мінералу, хім. склад	Твердість	Блиск	Колір	Колір риси	Спайність, злам	Форма кристалів	Густина, г/см <sup>3</sup>	Діагностичні ознаки мінералів	Походження	Застосування
<b>Оксиди і гідроксиди</b>										
Кварц SiO <sub>2</sub>	7	Скляний на гранях кристала, жирний на зломі	Білий (молочний), димчастий, розовий, без кольору, чорний	Не дає риси	Спайності немає; черепашковий, нерівний	Видовжені призматичні форми з пірамідальними закінченнями. Грані призми мають поперечну штриховку	2,6	Відрізняються пригнанною формою і твердістю, відсутністю спайності, черепашковим зломом і блиском	Мінерал має магматичне, гідротермальне походження. При екзотермних процесах утворюється при дегідратації і розкристалізації гелів кремнезему	Прозорі відмінні використовують в оптичному виробництві, радіотехніці, ювелірній справі; масивні – в металургійній, фарфоровій і скляній промисл.
Халцедон SiO <sub>2</sub>	6,5–7	Жирний, матовий, восковий	Світло-сірий, голубуватий	Риси не дає	Спайності немає; черепашковий	Кристалів не утворює; прожилки, натічні форми	2,6	Від подібних на нього опала і приховано кристалічного флюориту відрізняється за твердістю	Утворюється під час розкристалізації гелів кремнезему, а також випадає із низькотемпературних гідротермальних розчинів	Смуґасті відмінні (агати) використовуються в ювелірній справі, в точній механіці і годинниковому виробництві
Гематит (приховано кристалічний – бурий залізняк, являю кристалічний – залізний блиск) Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,5	Металевий у кристалічних відмінах, металовидний із синюватим відблиском у землястих відмінах	Від червоно-бурого до залізно-чорного	Вишнево-бура	Спайності немає, злам черепашковий чи землястий	Луски, таблички і розетки	4,9–5,3	Вишнево-червона риска, важкий, немагнітний	Зустрічається у метаморфічних породах як продукт дегідратації гідроокислів заліза, рідше утворюється при гідротермальних процесах в результаті окислення магнітного залізняка (мартит)	Високоякісна залізна руда
Магнетит (магнітний залізняк) FeO · Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> чи Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	5,5–6,5	Металевий	Залізо-чорний	Чорна	Спайність недосконала; зернистий, нерівний	Октаєдри (деколи поштриховані на гранях) або ромбододекаєдри	4,9–5,2	Характерний магнітними властивостями (діє на стрілку компаса)	Породоутворюючий мінерал основних магматичних порід, має також контактнометаморфічне і рідше гідротермальне походження	Високоякісна залізна руда



Продовження таблиці 2

Назва мінералу, хім. склад	Твердість	Блиск	Колір	Колір риски	Спайність, злам	Форма кристалів	Густина, г/см <sup>3</sup>	Діагностичні ознаки мінералів	Походження	Застосування
Опал (гідроокисл) $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	5,5–6,5	Скляний або восковий	Білий, сірий, бурий, червоний, зелений (залежно від домішок)	Білий	Спайність відсутня; злам черепашковий	Аморфний колоїдальний мінерал. Завичай трапляється у вигляді нирковидних утворень, сталактитів	1,9–2,3	Порівняно низька твердість, біла риска	Виділяється з водних розчинів як гарячих, так і холодних. З часом опал переходить у халцедон, а потім – у кварц. Опал – характерний продукт поствулканічних процесів	Використовується для виготовлення фільтрів, у керамічному виробництві; благородний опал – у ювелірній справі
Корунд (карбункул) $\text{Al}_2\text{O}_3$	9	Скляний	Синювато або жовтувато-сірий	–	Спайність відсутня; Злам нерівний, раковистий	Стовпчастий, пірамідальний, пластинчастий габтус кристалів (тригональна сингонія)	3,95 – 4,10	Форма кристалів, штриховка на гранях, синювато-сіре забарвлення, висока твердість	Утворюється як продукт пневматолітового і гідротермального метаморфізму кислих ефузивних порід	Використовується для виготовлення абразивів (наждак), дорогоцінні камені – в ювелірній справі
Піролюзит $\text{MnO}_2$	5,5–6,5	Скляний восковий або матовий	Чорний, сталевосірий	Чорний	Досконала; нерівний, землистий	Кристали трапляються рідко. Завичай, це суцільні зернисті агрегати і конкреції	4,7–5,0	Чорна риска, спайність, крихість, порівняно низька твердість	Родовища виникають головню в екзогенних умовах	Найважливіша руда марганцю. Використовується для виробництва електричних батарей, хімічних препаратів
Хроміт (хромистий залізняк) $\text{FeCr}_2\text{O}_4$	5,5	Напів-металевий	Чорний, коричнево-чорний	Бурий	Спайність відсутня; черепашковий	Щільні зернисті агрегати, округлі вкрупнення, рідко – кристали (октаедри)	4,0–5,1	Залізно-чорний колір, бура риска, подібний до магнетиту, але відсутня магнітність	Походження магматичне (в ультрасосновних породах)	Використовується як основна руда хрому
Лімоніт (бурий залізняк) $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	1–4	Матовий або смоляний чи шовковистий (залежно від типу агрегату)	Бурий, чорний	Іржаво-бурий	Спайність відсутня; нерівний, землистий	Натічна форма, конкреції, жеводи, ооліти, деколи земліста	3,3–4,0	Іржаво-бурий колір, іржаво-бурий колір риски, легко розчиняється у соляній кислоті	Утворюється у результаті хімічного звітрявання залізвмісних мінералів	Руда на залізо. Землистий лімоніт використовується як фарба (охра)

Твердість мінералів цього класу порівняно невисока і коливається від 2 до 4. Густина мінералів коливається у межах 3,5–4. Більшість сульфідів утворюється з водних розчинів ендегенного (гідротермальні розчини) і екзогенного (інфільтраційні розчини) походження. Окремі сульфіди (*галеніт, сфалерит, пірит, марказит*) трапляються у товщах осадових гірських порід, де вони виникають внаслідок процесів седиментації (осадконагромадження). На земній поверхні сульфіди (за винятком лише декількох: *кіноварі, спериліту, лауриту*) під впливом води і кисню легко піддаються процесам звітрювання, переходячи спочатку в сульфати, а потім в гідроокисли, окисли, карбонати та інші кисневі сполуки. Загальною тенденцією процесу звітрювання сульфідів є остаточне звільнення їх від сірки. До сульфідів належать:

*Халькозин* (мідний блиск)  $\text{Cu}_2\text{S}$

*Нікелін* (червоний нікелевий колчедан)  $\text{NiAs}$

*Піротин* (магнітний колчедан) –  $\text{Fe}_{1-n}\text{S}$

*Пентландит* (залізо-нікелевий колчедан)  $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$

*Сфалерит* (цинкова обманка)  $\text{ZnS}$  (одержав назву від грецького слова *сфалерос* – *оманливий*, тому що зовнішньо зовсім не схожий на інші сульфіди металів).

*Вуртцит* (промениста цинкова обманка)  $\text{ZnS}$

*Галеніт* (свинцевий блиск)  $\text{PbS}$

*Борніт* (строката мідна руда)  $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$

*Халькопірит* (мідний колчедан)  $\text{CuFeS}_2$

*Станін* (олов'яний колчедан)  $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$  (від лат. слова *станнум* – олово).

*Аргентит* (срібний блиск)  $\text{Ag}_2\text{S}$

*Реальгар* (сірчастий миш'як)  $\text{AsS}$  (походження назви реальгару невідоме, вона перейшла з арабської мови, де це слово, очевидно, означало, *пил рудника*).

*Мілерит* (волосистий колчедан)  $\text{NiS}$

*Кіновар*  $\text{HgS}$  (походження назви невідоме, вважають, що вона прийшла у слов'янські мови з Індії, де так називається червона смола – «*кров дракона*»).

*Антимоніт* (стибніт, сурм'яний блиск)  $\text{Sb}_2\text{S}_3$  (від лат. слова *антимоніум* – *сурма*).

*Аурипігмент*  $\text{As}_2\text{S}_3$  (від лат. слів *аурум* – *золото*, *пігментум* – *фарба*)

*Моібденіт* (моібденовий блиск)  $\text{MoS}_2$  (від грецьк. *моібдес* – *свинець* через свинцевосірий колір).

*Пірит* (сірчаний колчедан, залізний колчедан)  $\text{FeS}_2$

*Марказит* (променистий, гребінчастий, списовидний колчедан)  $\text{FeS}_2$  (за Є. К. Лазаренком).

**III. Клас оксиди і гідроксиди.** До цього класу належать найпростіші сполуки металів і металоїдів з киснем і гідроксильною групою. Серед них відомо до 150 мінералів, які складають близько 5 % загальної ваги земної кулі. У морфологічному відношенні оксиди і гідроксиди є мінералами з добре розвиненою кристалічною індивідуальністю. Деякі з них трапляються

виключно у вигляді кристалів. Для багатьох мінералів цього класу кристалічна форма є важливою діагностичною ознакою. Часто зустрічаються добре утворені кристали розміром до декількох десятків сантиметрів. Мінерали цього класу відомі також у вигляді дрібнозернистих, прихованокристалічних і землистих агрегатів, кристалічні обриси яких можна встановити тільки під електронним мікроскопом. У кількісному відношенні явно переважають мінерали кубічної і ромбічної сингоній, на другому місці стоять мінерали гексагональної, тригональної і тетрагональної сингоній. Відповідно до цього головними габітусами є ізометричний (зернисті агрегати, які в екзогенних умовах є дрібнокристалічними і прихованокристалічними, а в ендегенних – крупно- і середньозернистими), призматичний (променисті і голчасті агрегати), сплющений (шаруваті, лускуваті).

Основні фізичні властивості цих мінералів: вони мають високу хімічну стійкість, підвищену твердість (6–9), велику густину, відносно високий показник заломлення і високу точку плавлення (див. табл. 2). Мінерали цього класу мають різно виявлену спайність, але гідроксиди, кристалічні ґратки яких значно слабші, характеризуються досконалою спайністю, яка проходить паралельно шаруватості. Переважна більшість мінералів, крім безбарвних, інтенсивно забарвлена у темні кольори. Оксиди і гідроксиди непрозорі або просвічують в уламках та шліфах і мають напівметалевий блиск. З інших властивостей слід відзначити підвищену магнітність. Основна частина мінералів класу зосереджена у верхніх шарах земної кори. До оксидів і гідроксидів належать:

*Лід*  $\text{H}_2\text{O}$

*Магнетит* (магнітний залізняк)  $\text{FeFe}_2\text{O}_4$

*Куприт* (червона мідна руда)  $\text{Cu}_2\text{O}$

*Кварц*  $\text{SiO}_2$  (прозорий кварц – *гірський кришталь*, фіолетовий – *аметист* (рис. 1), жовтий – *цитрин*, чорний – *моріон*, *рожевий кварц*, *молочний кварц*, *залістий кварц*).



**Рис. 1.** Жеода, заповнена кристалами аметисту

Серед кварців із включеннями інших мінералів відомі *празем* – зелений кварц, забарвлення якого викликане тонкими включеннями актиноліту або хлориту; *авантюрин* – бурочервоний кварц з мерехтливим золотистим полиском від включень слюди, гетиту або залізної слюдки; *котяче око* – зеленуватий кварц з шовковистим полиском від включень азбесту; *тигрове око* – темнобурий кварц із золотистим полиском; *соколине око* – синюватий кварц з включеннями крокідоліту.

*Халцедон* (волокониста прихованокристалічна відміна кварцу)  $\text{SiO}_2$ . Утворює через сторонні домішки багато відмін. Зазвичай сірого кольору – *звичайний халцедон*, синюватий – *сапфірин*, блідорожевий до червоного – *карнеол* або *сердолік*, зеленуватий – *плазма*, яблучно-зелений – *хризопраз*.

Хризопраз – яблучно-зелений халцедон був талісманом (оберегом) відомого полководця і політика Олександра Македонського (356–323 рр. до н. е.) – 19-того царя Македонії, засновника великої держави, що охоплювала Македонію, Грецію, завойовану у Дарія III Перську імперію та Єгипет. Олександр Македонський був вихованцем Арістотеля, правив Македонією з 20-річного віку. У 329 р. до н. е. повів військо до Центральної Азії, а потім повернув до Індії. Виснажені війська не змогли переправитися через р. Інд і змушені були повернутися через пустелі до Вавилону, що став столицею найбільшої у стародавньому світі Імперії. За переказами за день до своєї смерті згубив талісман.

Смугаста відміна халцедону – *агат*, грубо смугаста відміна – *онікс*. Халцедон з великою кількістю домішок у вигляді тонкорозсіяного забарвлюючого матеріалу називається *яшма*. Під назвою *роговиків* виділяють окремі породи і халцедоновидні жильні маси прихованокристалічного кварцу.

*Опал*  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , має велику кількість відмін, основними серед яких є благородний (дорогоцінний) опал з гарною грою кольорів.

Опал – один із найвідоміших ювелірних каменів. Назва пішла від древньосанскритського «упала» – дорогоцінний камінь. Колір благородного опала – білий, сірий чи чорний. Головна цінність опала – опалесценція – здатність «випромінювати послідовно різноманітні яскраві промені під дією сонячного світла». Опалесценція викликає різноманітну гру кольору: східний опал (арлекін), царський опал – темно-червоне ядро з зеленою каймою... Найбагатша колекція опалів зберігається у Відні (Австрія). Серед них є два великі опали: один масою 7 тис. каратів, другий – розміром з куряче яйце. В Австралії на родовищі Лайтнинг-Ридж був знайдений чудовий чорний опал «Девоншир» (масою 100 кар.), в горах Андамука – масою 203 кар. Синтезувати опали почали з 1964 р.

*Каситерит* (олов'яний камінь)  $\text{SnO}_2$  (грецьке слово *касситерос* означає *олово*).

*Корунд*  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Походження назви невідоме, припускають, що так називали цей мінерал в Індії. Відомо багато відмін корунда, які поділяються на звичайні і прозорі (благородні), Головними серед прозорих корундів є *лейкосапфір* – безбарвний, *сапфір* – синій, *рубін* – червоний.

Крупні корунди трапляються рідко. Знайдено кілька великих сапфірів масою більше 2000 кар (карат). На о. Шрі-Ланка був знайдений величезний сапфір масою близько 19 кг (95 000 кар). Найвідоміші корунди: в британській короні вправлений «Сапфір Стюарда» (3,8 · 2,5 см), в Парижі зберігається сапфір «Росполі» (135 кар); в британському музеї зберігається «Рубін Едуарда», в Паризькому кафедральному соборі – рубін розміром 250 кар, збереглися відомості, що в короні персидського шаха був вставлений рубін розміром з куряче яйце.

*Гематит* (червоний залізняк, залізний блиск)  $Fe_2O_3$  (назва походить від грецького слова *гематикос* – кривавий).

*Ільменіт* (титанистий залізняк)  $FeTiO_3$

*Гідралгіліт* (гібсит – за ім'ям полковника Джорджа Гіббса – збирача мінералів)  $Al(OH)_3$  (походить від грецьк. слів *гідор* – вода і *аргілос* – біла глина).

### **Завдання для самостійної роботи:**

1. Письмово підготуйте короткі повідомлення на теми: «Мінерали – дорогоцінні камені», «Метеоритні мінерали», «Мінерали Українського Полісся», «Головні родовища графіту в Україні», «Родовища і рудопрояви сульфідів в Україні», «Найпоширеніші і найважливіші мінерали класу оксидів і гідроксидів в Україні».

### **Контрольні питання**

1. Наведіть приклади мінералів класу самородних елементів.
2. Які мінерали належать до класу сульфідів ?
3. Які мінерали класу оксидів і гідроксидів найбільш поширені в Україні ?
4. Дайте коротку характеристику графіту.
5. Які діагностичні ознаки сірки вам відомі ?
6. Які ви знаєте форми знаходження міді ?
7. Дайте коротку характеристику одного із мінералів класу сульфідів.
8. Яке практичне застосування халькопіриту, борніту ?
9. Які мінерали класу оксидів і гідроксидів використовуються у ювелірній справі ?

### ***Рекомендовані для вивчення теми бібліографічні джерела***

1. Геологія з основами геоморфології : підруч. для студ. еколог. і геогр. спец. вищ. навч. закладів / Г. І. Рудько, О. М. Адаменко, О. В. Чепіжко, М. Д. Крочак. Чернівці : Букрек, 2010. 400 с.
2. Матковський О., Павлишин В., Сливко Є. Основи мінералогії України : підручник. Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2009. 856 с.
3. Свинко Й. М., Сивий М. Я. Геологія. Київ : Либідь, 2003. 480 с.
4. Узлов К. І. Кристалографія, кристалохімія та мінералогія. Част. II : конспект лекцій. Дніпропетровськ : НМетАУ, 2015. 52 с.
5. Шевчук В. В., Іванік О. М., Крочак М. Д., Менасова А. Ш. Загальна геологія. Практикум : навч. посіб. Київ : Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2005. 120 с.

## Лабораторна робота № 5

**Тема:** Класифікація мінералів. Карбонати, сульфати, фосфати, вольфрамати.

**Мета:** З'ясувати особливості найпоширеніших мінералів визначених класів, виявити їхні діагностичні ознаки.

**Основні терміни і поняття:** клас мінералів, карбонати, сульфати, фосфати, вольфрамати.

### Аудиторні завдання:

1. Використовуючи теоретичні відомості, лекційний матеріал, навчальні колекції, шкалу Мооса, порцелянові пластинки, магніт, крапельниці з 10 % розчином HCl, діагностуйте запропоновані мінерали класів карбонати, сульфати, фосфати, вольфрамати за їх основними фізичними властивостями: кольором, кольором риски, блиском, прозорістю, спайністю, твердістю та ін.

2. Результати визначення мінералів (6–8 зразків) письмово обґрунтуйте за запропонованою схемою (табл. 1).

Таблиця 1

### Визначення мінералів за основними фізичними та хімічними властивостями

Зовнішні ознаки та основні властивості		Назва мінералу та його хімічний склад	Клас мінералів
Колір			
Колір риски			
Блиск			
Прозорість			
Спайність			
Злам			
Твердість			
Густина			
Магнітність, ковкість, крихкість, смак, реакція на 5–10 % розчин соляної кислоти			
Діагностичні ознаки мінералу			

### Теоретичні відомості з даної теми

**IV. Клас карбонати.** До цього класу належать солі карбонатної (вугільної) кислоти, головним чином Na, Ca, Mg, Sr, Fe, Cu, Zn, Pb. Клас об'єднує 80 мінералів, багато з яких широко поширені в природі, особливо CaCO<sub>3</sub>, що складає потужні товщі осадово-морського походження (табл. 2).

За своїми кристалографічними особливостями карбонати належать до нижчих сингоній, серед яких переважають ромбічна і моноклінна. Карбонати здебільшого характеризуються чіткою кристалічною індивідуальністю, їх добре утворені кристали часто досягають значних розмірів (до декількох десятків сантиметрів). Зазвичай карбонати зустрічаються у вигляді масивних, зернистих, радіально-променистих, волокнистих та інших агрегатів.

Фізичні властивості карбонатів залежать від їх хімічного складу. Твердість коливається від 1–1,5 (*сода* –  $\text{Na}_2[\text{CO}_3] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) до 4,5. Середня твердість близько 3. Так само у значних межах коливається густина – від 1,2 (*сода*) до 7,0 (*бісмутит*). Колір карбонатів визначається відповідними хромофорами: мідні карбонати зелені або сині, уранові – жовті, карбонати з залізом – ясно-жовті, кобальтвміщуючі – рожеві, інші – безбарвні або білі.

За своїм походженням більшість карбонатних мінералів є екзогенними утвореннями. Переважно це продукти звітрявання і седиментації. Деяка частина карбонатів виникає також ендегенним шляхом, входячи до складу гідротермальних жил.

Ряд карбонатів використовується у металургії (карбонати Fe, Mn, Mg, Cu), будівництві (*кальцит*, *доломіт*, *магнезит*), хімічній (*сода*) промисловості.

*Кальцит* (вапняковий шпат – друга назва дана за складом і досконалою спайністю)  $\text{Ca}[\text{CO}_3]$ . Назва походить від латинського слова *калькс* – *вапно*.

*Магнезит* (магнезійний шпат)  $\text{Mg}[\text{CO}_3]$ . Одержав назву за місцевістю Магнезія в Греції.

*Сидерит* (залізний шпат)  $\text{Fe}[\text{CO}_3]$ . Походить від грецьк. слова *сидерос* – *залізо*.

*Родохрозит* (марганцевий шпат)  $\text{Mn}[\text{CO}_3]$ . Назва походить від грецьк. слів *родон* – *троянда* і *хрос* – *колір*.

*Арагоніт*  $\text{Ca}[\text{CO}_3]$ . Назва від місцевості Арагонія в Іспанії, де вперше був виявлений.

*Церусит* (біла свинцева руда)  $\text{Pb}[\text{CO}_3]$ . Назва походить від лат. слова *церусса* – *білило*.

*Доломіт*  $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ . Названий на честь французького мінералога Деодата Долом'є (1750–1801 рр.).

*Анкерит*  $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{CO}_3]_2$ . Анкерит названий на честь австрійського мінералога М. Анкера (1772–1843 рр.).

*Малахіт*  $\text{Cu}_2(\text{OH})_2[\text{CO}_3]$ . Походить від грецьк. слова *малахе* – *мальва* (очевидно, за подібністю до кольору зелені).

*Азурит* (мідна лазур)  $\text{Cu}_3(\text{OH})_2[\text{CO}_3]_2$ . Назва походить від перського слова *лазавард* – *блакитний*.

**V. Клас сульфати.** Клас складають солі сульфатної (сірчаної) кислоти. Мінералів нараховується близько 120. Серед сульфатів трапляються як прості, так і подвійні, а також безводні і водні солі. Сульфати кристалізуються

переважно у нижчих сингоніях. Сульфати трапляються у вигляді добре утворених кристалів, а також волокнистих, променистих, землистих і зернистих агрегатів. Габітус переважно ізометричний. Відповідно до хімічного складу більшість сульфатів безбарвна, хоча трапляються різні відтінки жовтого і зеленого кольору. Твердість мінералів не перевищує 5. За своїм походженням сульфати загалом є екзогенними утвореннями. Вони виникають зазвичай у водоймах, переважно морських, а також у зоні звітрювання (утворення сульфатів може відбуватися лише в умовах підвищеної концентрації кисню). Багато сульфатів використовують у хімічній і будівельній промисловості. До класу сульфатів належать:

*Ангідрит* (на відміну від гіпсу не має води)  $\text{Ca}[\text{SO}_4]$ . Назва мінералу походить від грецьк слів *ан* – не, без і *гідор* – вода.

*Барит* (важкий шпат)  $\text{Ba}[\text{SO}_4]$ . Назва бариту походить від грецьк. слова *барис* – важкий (має високу питому вагу).

*Целестин*  $\text{Sr}[\text{SO}_4]$ . Назва походить від латин. слова *целестис* – небесний (перші зразки цього мінерали мали ніжно-блакитний відтінок).

*Мірабіліт* (глауберова сіль)  $\text{Na}_2[\text{SO}_4] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ . Назва походить від лат. слова *мірабіліт* – дивний (саме така назва запропонована німецьким хіміком Глаубером, який здивувався, одержавши при дії  $\text{H}_2\text{SO}_4$  на  $\text{NaCl}$  нову сполуку).

*Мелантерит* (залізний купорос)  $\text{Fe}[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ . Назва походить від грецьк. слова *мелянтерос* – чорніший (легко дає чорну фарбу).

*Халькантит* (мідний купорос)  $\text{Cu}[\text{SO}_4] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ . Походить від грецьк. слів *халькос* – мідь і *антос* – квітка (мідні квіти).

*Гіпс*  $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$ . Стара грецька назва мінералу від слів *гіпсос* – крейда, *гіпс*.

**VI. Клас фосфати.** До класу фосфатів належить близько 250 мінералів, які є солями фосфатної (ортофосфатної), ванадійової і миш'якової кислот. Більшість із них є досить рідкісними. Мінерали класу фосфатів кристалізуються у нижніх сингоніях, переважно у ромбічній і мікроклінній. Габітус кристалів цих мінералів різноманітний і коливається від довгопризматичного і голчастого до пластинчастого та лускуватого. Спостерігається схильність фосфатів до утворення кристалів ізометричного габітуса, внаслідок чого агрегати найчастіше бувають зернисті, хоч характерними є також волокнисті, променисті і лускуваті, а серед екзогенних продуктів – землисті і нирковидні агрегати, а також кірки і конкреції. Твердість коливається від 1 до 6,5, густина – від 1,7 до 7,24 залежно від складу. У мінералах переважає жовто-зелений і ясно-жовтий колір. За своїм походженням фосфати, арсенати і ванадати – загалом екзогенні мінерали. До фосфатів належать:

*Монацит*  $(\text{Ce}, \text{La})[\text{PO}_4]$ . Назва походить від слова *монадзейн* – бути відокремленим, самотнім через те, що зустрічається у вигляді поодиноких кристалів.



<b>Карбонати</b>										
Назва мінералу, хім. склад	Твердість	Блиск	Колір	Колір риски	Спайність, злам	Форма кристалів	Густина, г/см <sup>3</sup>	Діагностичні ознаки мінералів	Походження	Застосування
Кальцит (прозора відміна – ісландський шпат) CaCO <sub>3</sub>	2,75–3,25	Скляний	Білий, сірий, жовтий, голубий, прозорий	Білий чи сірий	Дуже досконала в трьох напрямках по ромбоєдру; Злам нерівний або черепашковий	Ромбоєдрична, табличаста, призматична	2,7	Досконала спайність по ромбоєдру, мала твердість. При дії розведеної 10 % HCl починає кипіти, виділяючи вуглекислий газ	Утворюється при гідротермальних процесах, а також при процесах згірвання і осадконакопичення	Використовується для виробництва вапна, а прозорі відміни – в оптиці для виготовлення поляризаційних приладів
Магнезит MgCO <sub>3</sub>	3,5–4,5	Скляний, матовий	Білий, сірий	Білий	Досконала в кристалічних відмінах; в приховано-кристалічних – злам черепашковий чи землистий	Ромбоєдри (трапляються рідко)	3–3,1	Реагує у порошок із підігрітою соляною кислотою із вскипанням	Утворюється при метаморфізмі основних магнієзальних гірських порід в гідротермальних процесах і в процесі діагенезу вапняків при осадконакопиченні. Продукт згірвання магнієзальних порід	Вогнетривкий будівельний матеріал, порошок використовується у медицині
Сидерит FeCO <sub>3</sub>	3,5–4	Скляний	Сірий, горючово-жовтий, бурий	Білий чи бурий	Досконала у трьох напрямках; нерівний до черепашкового	Плоскі чи скривлені ромбоєдри	3,7–3,9	В нагрій соляній кислоті розкладається із шипінням; крапля кислоти на сидериті жовтіє від утворення хлорного заліза	Утворюється гідротермальним і метасоматичним шляхом (для залізвмісних розчинів на вапняки), продукт осадконакопичення	Цінна залізна руда
Арагоніт Ca[CO <sub>3</sub> ]	3,5–4	Скляний – на зламі – жирний	Білий, жовтуватобілий, окремі кристали безбарвні, прозорі	Білий	Відсутня; черепашковий	Призматичні, голчасті, гостроприамідальні кристали, характерні двійники і трійники проростання	2,9–3,0	Зовнішній вигляд кристалів з тонкими жолобками на гранях; розчиняється у кислотах з бурхливим виділенням вуглекислоти	Утворюється з гарячих і холодних розчинів і трапляється у порожнинах вилливих порід та відкладах мінеральних джерел (Карлові Вари у Чехії)	Використовується для виготовлення предметів інтер'єру і аксесуарів (вази, сувеніри, попільнички, статуєтки) та для створення мозаїк із природного каменю

Продовження таблиці 2

Назва хім. склад	Твердість	Блиск	Колір	Колір риси	Слайність, злам	Форма кристалів	Густина, г/см <sup>3</sup>	Діагностичні ознаки мінералів	Походження	Застосування
Доломіт $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	3,5– 4,0	Скляний, перламутро- тровий	Білий, жовтий, сірий, зеленуватий, чорний	Білий	Досконала у трьох напрямах	Ромбоедри	2,8– 2,9	Неметалевий блиск, середня твердість, у порошку вскипає при дії $\text{HCl}$	Утворюється шляхом відкладання з гарячих розчинів у рудних жилах	Використовується як будівельний, вогнетривкий матеріал, у хімічній промисловості
Малахіт $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$	3,5– 4,0	Скляний, шовковистий чи маговий	Яскраво- зелений, трав'яни- сто-зелений (часто з чудерна- цьким рисунком)	Блідо- зелений	Досконала слайність трапляється рідко (окремі кристали); скалкуватий	Нагічна, радіально- промениста, землиста, рідко – кристали голчастої форми	3,9– 4,1	Зелений колір, вскипання при дії розбавленої $\text{HCl}$ , нагічна форма	Утворюється у результаті хімічного зв'язування мідемісних мінералів (халькопїриту, самородної міді). Мідемісні сульфїди перетворюються в сульфати, а потім під дією вуглекислих розчинів у малахіт	Декоративний камінь для оздоблення приміщень, виготовлення ваз, шкатулок, для виготовлення зеленої фарби, мідного купоросу, слугує рудою для отримання міді
Азурит $\text{Cu}(\text{OH})\text{CO}_3$	3,5– 4,0	Скляний	Темно- синій, зернисті маси – голубі	Блакит- тний	Слайність досконала у напрямку (100); черепашковий	Чітко виражена кристалічна індивідуальні- сть, хоч кристали дуже дрібні; кристали таблицчасті, пластинчасті, призматичні, ромбоєдро- подібні	3,7– 3,9	Синій колір, розчинність у кислотах	Утворюється у верхніх горизонтах мідних родовищ за рахунок окислення мідних мінералів	Використовується як руда для одержання міді, при виготовленні синьої фарби

Продовження таблиці 2

Назва мінералу, хім. склад	Твердість	Блиск	Колір	Колір риски	Спайність, злам	Форма кристалів	Густина, г/см <sup>3</sup>	Діагностичні ознаки мінералів	Походження	Застосування
<b>Сульфати</b>										
Гіпс (легкий шпат, дрібнозернистий білий і рожевий – алебастр, волокнистий – селеніт) Ca[SO <sub>4</sub> ] · 2H <sub>2</sub> O	2	Скляний із перламутровим відблиском, шовковистий у волокнистих різновидах	Безкольоровий (прозорий), білий, сірий	Білий	Цілком досконала в одному напрямку; черепашковий, скалковий	Табличасті, голчасті, стовпчасті, пластинчасті кристали, двійники, у вигляді «ластів'ячого хвоста»	2,2–2,4	Характерні форми кристалів, цілком досконала спайність в одному напрямку і мала твердість (ріжеться нігтем)	Хімічний осад	Використовується в будівництві (штукатурка), в напівобпаленому вигляді (алебастр) для скульптурних і ліпних робіт і в медицині
Ангідрит (безводний гіпс) Ca[SO <sub>4</sub> ]	3,0–3,5	Скляний, перламутровий	Білий, часто з блакитним, сірватим відтінком	Білий	Досконала у трьох напрямках; нерівний до скалкового	Суцільні зернисті чи щільні маси, рідше – призматичні, табличасті кристали (на гранях нерідко – штриховка)	2,8–3,0	Низька питома вага, порівняно твердий	Утворюється шляхом осаджування у морських водоймах (типовий лагунний осад)	Сировина для одержання сірчаної кислоти та англіритового цементу. Використовується як добриво для сільськ. господарства
Барит (важкий шпат) Ba[SO <sub>4</sub> ]	3,0–3,5	Скляний, перламутровий	Білий, сірий, інколи червокуватий, жовтий, трапляються безбарвні кристали	Білий	Досконала у напрямку (010); нерівний	Типові друзи кристалів (табличастий, стовпчастий табітус)	4,3–4,5	Пластинчасто-призматичні кристали, порівняно висока питома вага, у порошку повільно розчиняється у концент. H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> , не розч. в HCl	Трапляється в гідротермальних, осадкових і розсіпних родовищах	Для виготовлення білих фарб, у хімічній промисловості – для одержання солей барію, у гумовій і паперовій промисловості
Целестин Sr[SO <sub>4</sub> ]	3,0–3,5	Скляний, перламутровий	Блакитно-білий, блакитно-сірий, трапляються безбарвні кристали	Білий	Досконала в одному напрямку; нерівний	Значні за розміром кристали табличастого, стовпчастого, рідше – біпірамідального табітусу	3,9–4,0	Призматичні, до пластинчастих кристали, біло-блакитний відтінок кольору, розчиняється у концентрованій H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	Утв-я частково при поверхневих процесах, замішуючи гіпс, частково – за рахунок випадіння із гар. розчинів	У хімічній і фармацевтичній промисловості, у протехнічній (фесверки, світлові сигнальні ракети), у виробництві спец. сплавів

Продовження таблиці 2

Назва мінералу, хім. склад	Твердість	Блиск	Колір	Колір риски	Слайність, злам	Форма кристалів	Густина, г/см <sup>3</sup>	Діагностичні ознаки мінералів	Походження	Застосування
<b>Фосфати</b>										
Апатит (фтор-апатит і хлор-апатит) Ca <sub>5</sub> (F, Cl)(PO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>	5,0	На гранях скляний, на зламі жирний. Дрібнозернисті маси мають сильний цукровидний блиск	Безбарвний, зелений, жовтуватий, білий, синюватий і бурозелений	Білий	Недосконала; нерівний, раковистий	Короткостовпчасті кристали, рідше табличчасті	3,2	Характерна форма кристалів і твердість 5 (за шкалою твердості). В соляній кислоті не розчиняється	Породотворюючий мінерал магматичних порід, утворюється в області контакту вилівних порід з вапняками	Використовується у виробництві мінеральних фосфорних добрив
<b>Вольфрамати</b>										
Вольфрамит (Fe, Mn)WO <sub>4</sub>	4,5–5,5	Металевопідібний, скляний	Бурувато-чорний	Темно-бурий	Досконала в одному напрямку (010); нерівний	Крупні табличчасті і тичкуваті кристали	6,7–7,5	Бурий до чорного колір, бура (майже чорна) риска, висока питома вага, досконала слайність в одному напрямку	Пневматолітове походження, пов'язане з кислими магматичними породами, трапляється у розсіпних родовищах	«Зірковий метал», сдиний, що зберігає свої властивості при високих температурах, тому використовується для створення космічних кораблів, використовується для одержання особливих видів твердої сталі

*Апатит*  $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$ . Назва апатиту походить від грецького слова *апатао* – обманюю (раніше його приймали за інші мінерали подібного габітуса – берил, турмалін тощо).

*Скородит*  $\text{Fe}^{+3}[\text{AsO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . Назва скородиту походить від грецьк. слова *скородон* – часник, бо при різкому ударі по мінералу відчувається характерний запах, схожий на запах часнику.

*Бірюза* (калаїт)  $\text{CuAl}_6[\text{PO}_4]_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ . Бірюза і калаїт – старовинні перські назви цього мінералу.

*Вівіаніт* (синя залізна земля)  $\text{Fe}_3^{+2}[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ . Названий на честь англійського мінералога Дж. Вівіана, який першим відкрив цей мінерал.

**VII. Клас вольфрамату.** До класу вольфрамату належить близько 15 мінералів, які є солями вольфрамової кислоти. Вольфрамату зазвичай утворюються при гідротермальних процесах. Найважливішими мінералами є вольфраміт і шеєліт.

### **Завдання для самостійної роботи:**

1. Письмово підготуйте короткі повідомлення на теми: «Поширення кальциту в Україні», «Найпоширеніші мінерали класу сульфати в Україні», «Форми прояву і морфологія апатитів в Україні».

### **Контрольні питання**

1. Наведіть приклади мінералів із класу карбонати.
2. Які мінерали належать до класу сульфатів ?
3. Які мінерали класу фосфати найбільш поширені в Україні ?
4. Дайте коротку характеристику кальциту.
5. Які діагностичні ознаки гіпсу вам відомі ?
6. Які ви знаєте форми знаходження целестину ?
7. Дайте коротку характеристику одного із мінералів класу сульфати.
8. Яке практичне застосування апатиту, вольфраміту ?

### **Рекомендовані для вивчення теми бібліографічні джерела**

1. Геологія з основами геоморфології : підруч. для студ. еколог. і геогр. спец. вищ. навч. закладів / Г. І. Рудько, О. М. Адаменко, О. В. Чепіжко, М. Д. Крочак. Чернівці : Букрек, 2010. 400 с.
2. Матковський О., Павлишин В., Сливко Є. Основи мінералогії України : підручник. Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2009. 856 с.
3. Свинко Й. М., Сивий М. Я. Геологія. Київ : Либідь, 2003. 480 с.
4. Узлов К. І. Кристалографія, кристалохімія та мінералогія. Част. II : конспект лекцій. Дніпропетровськ : НМетАУ, 2015. 52 с.
5. Шевчук В. В., Іванік О. М., Крочак М. Д., Менасова А. Ш. Загальна геологія. Практикум : навч. посіб. Київ : Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2005. 120 с.

## Лабораторна робота № 6

**Тема:** Класифікація мінералів. Силікати, галоїди.

**Мета:** З'ясувати особливості найпоширеніших мінералів визначених класів, виявити їхні діагностичні ознаки.

**Основні терміни і поняття:** клас мінералів, силікати, галоїди.

**Аудиторні завдання:**

1. Використовуючи теоретичні відомості, лекційний матеріал, навчальні колекції, шкалу Мооса, порцелянові пластинки, магніт, крапельниці з 10 % розчином HCl, діагностуйте запропоновані мінерали класів силікати, галоїди за їх основними фізичними властивостями: кольором, кольором риски, блиском, прозорістю, спайністю, твердістю та ін.

2. Результати визначення мінералів (6–8 зразків) письмово обґрунтуйте за запропонованою схемою (табл. 1).

Таблиця 1

### Визначення мінералів за основними фізичними та хімічними властивостями

Зовнішні ознаки та основні властивості		Назва мінералу та його хімічний склад	Клас мінералів
Колір			
Колір риски			
Блиск			
Прозорість			
Спайність			
Злам			
Твердість			
Густина			
Магнітність, ковкість, крихкість, смак, реакція на 5–10 % розчин соляної кислоти			
Діагностичні ознаки мінералу			

### Теоретичні відомості з даної теми

**VIII. Клас силікати.** До силікатів належать солі різних кислот кремнію (метасилікатної кислоти). Це найчисленніший клас мінералів (табл. 2). На частку силікатів припадає 1/3 усіх відомих мінералів. За підрахунками В. І. Вернадського, земна кора до глибини приблизно 16 км від земної поверхні на 85 % складається з силікатів, будучи власне кремнекисневою оболонкою. Це пояснюється тим, що силікати містять кремній, на частку якого припадає

27,59 % всієї маси земної кори. Силікати мають дуже важливе значення не лише завдяки значному поширенню, але й тому, що багато з них є корисними копалинами. Силікати входять як переважаюча складова частина майже в усі магматичні і метаморфічні породи. Вони відіграють значну роль також в осадових породах. Силікати дуже різноманітні, проте складаються із небагатьох елементів. Подібно до оксидів силікати – стійкі мінерали, важкорозчинні у кислотах. Морфологічні особливості силікатів визначаються, насамперед, тим, що вони кристалізуються здебільшого у нижчих сингоніях, на частку середніх та вищої припадає лише третина. Для силікатів дуже характерні закономірні зростання і двійники. Тип агрегатів силікатів обумовлений їхньою внутрішньою будовою. Острівні, каркасні і кільцеві силікати утворюють зернисті агрегати, ланцюжкові – волокнисті, стрічкові – голчасті, променисті і сноповидні агрегати, а для шаруватих силікатів характерні пластинчасті та лускуваті агрегати. У повній залежності від структури знаходяться також і фізичні властивості силікатів. Силікати шаруватої будови мають досконалу спайність, яка проходить в одному напрямі, ланцюжкові і стрічкові – призматичну. У силікатах кільцевої будови спайність зазвичай виявлена погано: здебільшого вона паралельна площині кілець, рідше – перпендикулярна до неї. В острівних силікатах спайність недосконала.

Що стосується твердості, то вона тільки в незначній мірі знижується при переході від острівних силікатів до ланцюжкових і стрічкових, для яких дорівнює у середньому 5,5–7. Але твердість різко знижується у силікатів шаруватого типу, доходячи до 1. Серед силікатів переважають мінерали з низькою (до 2,6) і особливо середньою густиною (до 3,5). Силікати з високою густиною (вище 3,5) трапляються рідше і представлені ортосилікатами з найбільш щільною упаковкою кристалічної ґратки. Колір силікатів різноманітний і повністю визначається хромофорами (забарвлюючими іонами кристалічної ґратки, в переважній більшості це наявність іонів заліза, кобальта, марганцю, міді, нікелю), які входять до їх складу. У шліфах (тонких пластинках) і в порошок усі силікати прозорі.

За своїм походженням силікати переважно зв'язані з ендегенними процесами, серед яких виняткове значення мають власне магматичні і пегматитові, і значно рідше – з метаморфічними та екзогенними процесами. Незважаючи на те, що силікати належать до найменш розчинних у воді речовин, на земній поверхні вони з часом руйнуються і переходять у різноманітні вторинні продукти, серед яких особливо поширені різні шаруваті глинисті утворення. До класу силікатів належать:

*Олівін*  $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$ . Основною відміною олівіну є *хризоліт*, назва якого походить від грецьк. слова *хрисос* – *золото* (за золотистим кольором уперше описаних зразків).

*Група граната* (численні мінерали із загальною формулою  $R^{+2}R^{+3}[\text{SiO}_4]_3$ , де  $R^{+2} = \text{Mg}^{+2}, \text{Fe}^{+2}, \text{Mn}^{+2}, \text{Ca}^{+2}$ ,  $R^{+3} = \text{Al}^{+3}, \text{Fe}^{+3}, \text{Mn}^{+3}, \text{Cr}^{+3}$ . Ця група отримала назву від лат. слова *гранатус* – *подібний до зерен* (нагадує колір м'якоті плодів граната): *піроп*  $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ ; *альмандин*  $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ ; *спесартин*  $\text{Mn}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ ; *уваровіт*  $\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$ ; *гросуляр*  $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ ; *андрадит*  $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$ .

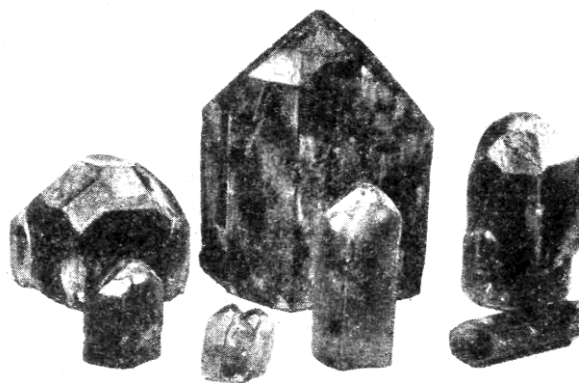
*Циркон* (гіацинт)  $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$ . Отримав назву від спотворених з часом перських слів *цар* – *золото* і *гун* – *колір*.

*Сфен* (титаніт)  $\text{CaTiO}[\text{SiO}_4]$ . Назва слова походить від грецьк. *сфен* – *клин* через клиновидну форму кристалів.

*Група дистену-андалузиту-силіманіту*, яку складають поліморфні модифікації речовини складу  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ : *дистен* (кіаніт)  $\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4]$  (назва дистену походить від грецьк. слів *ди* – *двічі* і *стенос* – *вузький, тісний*; має різну твердість у двох напрямках; *кіанос* (грецьк.) – *синя фарба*), *андалузит*  $\text{AlO}[\text{AlSiO}_4]$ , *силіманіт*  $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]$ .

*Ставроліт*  $2\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4] \cdot \text{Fe}(\text{OH})_2$ . Назва походить від грецького *ставрос* – *хрест* (часто зустрічається у вигляді хрестоподібних двійників).

*Топаз*  $\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_2[\text{SiO}_4]$ . Назва походить за місцем знаходження – острів Топазос у Червоному морі (рис. 1).



**Рис. 1. Кристали топаза з Волині**

*Везувіан* (ідокраз)  $\text{Ca}_{10}\text{Al}_4(\text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{OH}, \text{F})_4[\text{SiO}_4]_5[\text{Si}_2\text{O}_7]_2$ . Мінерал отримав назву від вулкана Везувій, де вперше був виявлений.

*Епідот*  $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3(\text{OH})\text{O}[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]$ . Назва мінералу походить від грецьк. слова *епідосис* – *збільшення* (форма поперечного перерізу кристалів – паралелограм – на відміну від мінералів з призматичними кристалами, формою перерізу яких є ромб).

*Берил*  $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ . Отримав назву за вмістом елемента берилію. Зелений прозорий берил – *смарагд*, прозорий із синювато-блакитним відтінком – *аквамарин*, прозорий жовтий – *геліодор*, білорожевий – *вороб'єніт*.



Зелене забарвлення смарагдів обумовлене іонами  $\text{Cr}^{3+}$  (хрому), що ізоморфно заміщує іони алюмінію в октаедричних позиціях структури берилу. Інтенсивність забарвлення пов'язана з вмістом цієї домішки хрому. Відомі ще в Древньому Єгипті і Вавилоні. Їх видобували з африканських родовищ, відомих як «Копи Клеопатри» (в районі гір Забара, Сікайт і Нугрус на побережжі Червоного моря). Впродовж багатьох століть родовища смарагдів розроблялись в Колумбії. Європейці дізналися про ці камені Південної Америки в XVI ст. після завойовницьких походів іспанських конкістадорів. У наш час найвідоміші колумбійські родовища: Музо, Чивор, Коскес. Перші знахідки смарагдів у Європі – у 1797 р. в Австрії (Зальцбург, Східні Альпи). У 1830 р. на Уралі на березі р. Токовая в корінні викорчованого дерева селянин знайшов кілька зелених камінців. Пізніше там почалися розробки, названі «Изумрудними копами». У 1927 р. в Південній Африці було відкрите родовище Сомерсет, в 1943 р. – в Індії в Раджастхані (смарагдовий пояс простягався на 927 км). Розміри кристалів ювелірної якості зазвичай невеликі. Рідко трапляються значні за розміром. Найкрупніший у світі смарагд розміром 14 x 35 см (24 000 кар) був знайдений у 1956 р. на руднику Сомерсет (ПАР). На жаль, не зберіг природного вигляду, був подрібнений на частинки і огранений. Великі смарагди масою 1629 і 1160 кар були знайдені в Зімбабве. Відомі смарагди Колумбії: «Кристал із Гачали» (7025 кар), «Австрійський смарагд» (2681 кар), «Девонширський смарагд» (1384 кар), «Смарагд Патриція» (632 кар); Північної Америки: «Гордість Америки» (1470 кар), «Смарагд Стефансона» (1270 кар). Смарагди різних родовищ відрізняються різними відтінками зеленого кольору. Для колумбійських смарагдів характерний блакитний відтінок, для уральських і північноамериканських – легкий жовтуватий, що обумовлено присутністю іонів заліза.

*Турмалін*  $\text{NaMg}_6[\text{B}_3\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{25}(\text{OH})_5]$ . Назва мінералу походить від сінгалезького слова *турмалі* – під цією назвою він був завезений з Цейлону в Європу.

*Жадеїт*  $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ . Одержав назву від французького слова *жад* – бік (цим каменем лікували болі в боці).

*Авгіт*  $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$ . Отримав назву від грецьк. слова *авге* – блиск (кристали цього мінералу часто мають блискучі грані).

*Родоніт*  $\text{Mn}_6[\text{Si}_6\text{O}_{17}]\text{O}$ . Назва родоніту походить від грецьк. слова *родон* – троянда.

*Каолініт*  $\text{Al}_2(\text{OH})_4[\text{Si}_2\text{O}_5]$ . Назва каолініту походить від китайського слова *Као-Лін*, що означає високе пасмо (назва гірського району в Китаї).

*Серпентин* (змійовик – російська назва мінералу)  $\text{Mg}_3(\text{OH})_4[\text{Si}_2\text{O}_5]$ . Назва походить від латинського слова *серпенс* – змія завдяки плямистому забарвленню, інколи подібному до зміїної шкіри серпентинових порід.

*Тальк*  $\text{Mg}_3(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ . Це старовинна арабська назва цього мінералу.

*Група слюд*  $[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})$ , в основі структури яких лежать здвоєні і процементовані катіонами шари: *мусковіт*  $\text{KAl}_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$  (назва походить від слова *Московія*, з якої вивозили у Західну Європу великі листи мусковіту – «московського скла»), *біотит*  $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH}, \text{F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$  (переважно забарвлений у чорний колір), *лепідоліт*  $\text{KLi}_{1,5}\text{Al}_{1,5}(\text{OH}, \text{F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$  (назва пов'язана із лускуватою будовою агрегатів – від грецьк. *лепіс* – луска, *літос* – камінь).

*Монтморилоніт*  $(Al, Mg)_2(OH)_2[Si_4O_{10}] \cdot nH_2O$ . Назва походить від місця знаходження мінералу – родовища Монморільйон у Франції.

*Група польових шпатів* – одна із найважливіших груп мінералів, які є головними породоутворюючими елементами більшості вивержених, багатьох метаморфічних і деяких осадових порід, на частку яких припадає близько 50 % усієї маси земної кори: *плагіоклази* – безперервний ізоморфний ряд, крайніми членами якого є *альбіт* (*Ab*) –  $Na[AlSi_3O_8]$  і *анортит* (*An*) –  $Ca[AlSi_3O_8]$ ; назва походить від грецьк. *плагіос* – *косий*, *клясис* – *розщеплення* (досконала спайність), сюди належать також *олігоклаз*, *андезин*, *лабрадор*, *бітовніт*; *калій-натрійові польові шпати* (*санідин*, *ортоклаз*) – ізоморфні суміші  $K[AlSi_3O_8]$  і  $Na[AlSi_3O_8]$ , на відміну від плагіоклазів змішуваність цих компонентів обмежена і вони не дають одного безперервного ряду.

*Нефелін*  $Na[AlSiO_4]$ . Назва мінералу походить від грецького слова *нефеле* – *хмара* (при розкладанні у сильних кислотах утворює хмароподібний кремнезем).

*Лазурит*  $Na_6Ca[AlSiO_4]_6(SO_4, Cl, S)$ . Отримав назву за яскраво-синє забарвлення.

**IX. Клас галоїди.** Об'єднує солі галоїдних кислот HF, HCl, HBr, HI, водень яких заміщується лужними або лужноземельними металами, а також Cu, Ag, Pb, Hg, Fe, Mn та ін. Загальна кількість мінералів, що належать до цього класу – близько 120. У структурному відношенні безводні галоїди кристалізуються у кубічній сингонії. Нижчі сингонії характерні тільки для галоїдів важких металів, які містять гідроксил і воду. Фториди мають більшу твердість і нижче заломлення світла порівняно з хлоридами, бромідами та йодідами. Максимальна твердість 5. Мінімальне значення густини у сільвіна – 1,97–1,99, а максимальне – у терлінгуаїта – 8,73. Галоїди здебільшого безбарвні, лише деякі, які містять  $Fe^{+2}$ ,  $Fe^{+3}$ ,  $Mn^{+2}$ ,  $Cu^{+2}$ , мають зелений, жовтий, червоний і синьо-зелений колір. Галоїди важких металів Ag, Cu, Hg зазвичай жовті. Галоїди мають різне походження – пегматито-пневматолітове і гідротермальне (фториди), осадове – хлориди, броміди, йодиди. Галоїди використовують у хімічній, металургійній, скляній промисловості, у сільському господарстві. До цього класу належать мінерали:

*Флюорит* (плавиковий шпат – флюорит – добрий флюс, який прискорює плавлення металів)  $CaF_2$ . Назва мінералу походить від латинської назви фтору – *флюорум*.

*Кріоліт* (льодяний шпат)  $Na_3AlF_6$ . Назва походить від грецьк. слів *кріос* – *холод*, *лід* і *літос* – *камінь* (за блиском і показниками заломлення кріоліт подібний до льоду).

*Галіт* (кам'яна сіль)  $NaCl$ . Походить від грецьк. слова *гальс* – *сіль*.

*Сільвін*  $KCl$ . Назва походить від латинізованого імені (Сільвій) голландського лікаря і хіміка Франціска де ля Бое.

Назва мінералу, хім. склад	Твердість	Блиск	Колір	Колір риски	Спайність, злам	Форма кристалів	Густина, г/см <sup>3</sup>	Діагностичні ознаки мінералів	Походження	Застосування
<b>Галюїди</b>										
Галіт NaCl	2,5	Скляний	Прозорий, безбарвний, білий, сіруватий, блакитний	Білий	Цілком досконала по кубу; черепашковий, нерівний	Кубічна, октаедрична	2,1-2,2	Низька твердість, легка розчинність у воді, солоний смак і спайність	Утворюється шляхом осадження у затоках морів і озерах	Використовується у харчовій і хімічній промисловості
Сильвін KCl	1,5 - 2	Скляний	Водяно-прозорий, безбарвний, домшки надають кольору	Білий	Цілком досконала; нерівний	Кубічна, октаедрична	1,97-1,99	Гіркувато-солоний, пекучий смак, гігроскопічність	Утворюється шляхом хімічного осадження із водних розчинів	Використовується для одержання шлукних калійних добрив
Флюорит (плавиковий шпат) CaF <sub>2</sub>	4,0	Скляний	Прозорий, іноді – блідо-жовтуватий чи зеленуватий, фіолетовий	Білий	Досконала по октаедру (111); плоскочерепашковий, нерівний	Щільні землясті і гачкуваті агрегати, друзи, в яких кристали мають кубічний чи октаедричний габітус	3,18	Форма кристалів, колір, спайність і твердість, слабо розчиняється у гарячій HCl, розкладається в H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	Утворюється у гідротермальних родовищах	У металургії – флюс, який прискорює плавлення металів
<b>Силікати</b>										
Лабрадор (ваняково-натрієвий плагіоклас) ((Ca,Na)(Al,Si)AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> )	6	Скляний, перламутровий	Сірий, темно-сірий, з голубими зеленуватими переливами (іризація)	Білий	Досконала в двох напрямках; нерівний, черепашковий	Таблитчасті кристали, з помітною штриховою на площ. спайності (одничні кристали рідкісні)	2,7	Відмінна ознака – іризація	Портовірний мінерал основних магматичних гірських порід	Лабрадорит (порода, що складається із лабрадора) використовується як облицювальний матеріал
Рогова обманка (Ca · Na) <sub>2</sub> (Mg, Fe <sup>+2</sup> , Fe <sup>+3</sup> , Al) <sub>5</sub> · [OH] <sub>2</sub> · (Si, Al) <sub>4</sub> O <sub>11</sub> l <sub>2</sub>	5,5–6	На площинах спайності шовковистий, схожий на блиск рогової речовини	Сіро-зелений, темно-зелений, чорний	Зеленуватий чи бурий	Досконала у двох напрямках під кутом 124°; занозистий	Стовпчасті чи гексагональні призматичні променісті зростки	3,1–3,5	Форма кристалів голчаста, спайність під кутом 124°	Магматичного і метаморфічного походження	–
Мусковіт (біла калієва слюда). Na <sub>2</sub> (OH, F) <sub>2</sub> x [AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> ], чи K <sub>2</sub> O · 3Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> x 6SiO <sub>2</sub> · 2H <sub>2</sub> O; Біотит (чорна слюда)	2-3	Скляний, перламутровий	Без кольору, з жовтуватим, рожевуватим, зеленуватим чи сіруватим відтінком. Біотит – чорний	Білий	Цілком досконала	Таблитчасті пластинчасті кристали досягають великих розмірів	2,7–3,1	Розщеплюється на тонкі пружні листочки і лусочки, світле забарвлення, у біотиту – чорне	Магматичного чи метаморфічного походження	Використовується в якості електроізоляційного і тугоплавкого матеріалу замість скла

Продовження таблиці 2

Назва мінералу, хім. склад	Твердість	Блиск	Колір	Колір риски	Слайність, злам	Форма кристалів	Густина, г/см <sup>3</sup>	Діагностичні ознаки мінералів	Походження	Застосування
Каолініт $\text{Al}(\text{OH})_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}]_n$ чи $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ х $2\text{H}_2\text{O}$	1–2	Т'мянний, матовий, жирний, в лусочках перламутровий	Білий, злегка жовтуватий чи сріуватий	Білий	Цілоком досконала в одному напрямку; землістий	Кристали виключно рідкісні, зазвичай землісті маси	2,6	Жирний на дотик, м'який, у воді набухає	Продукт гідротермальних змін і поверхневого звірювання польових шпатів і інших алюмосилікатів	Використовується в кераміці, будівництві, паперовій промисловості і як вогнетривкий матеріал
Топаз $\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_2 \cdot \text{SiO}_4$	8	Скляний	Безбарвний, голубувато-жовтуватий, рожевий	Відсутня	Досконала в одному напрямку; нерівний	Призматична	3,3–3,6	Висока твердість, досконала спайність, сильний блиск	Продукт кристалізації кислоти магми в пегматитах	Використовується як дорожочинний камінь, шліфувальний порошок
Польовий шпат (ортоклаз) $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ або $\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$	6	Скляний	Білий, кремовий, блакитно-сірий, рожевий	Білий	Досконала у двох напрямках під прямим кутом; східчастий	Призматична, пінакоїдальна	2,6	Висока твердість, досконала спайність, прямокутні зломи	Продукт високо-температурних гідротермальних змін порід	У фарфоровій і фаянсовій промисловості
Мікроклін $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	6,0–6,5	Скляний	Білий, сріуватий, жовтий	Відсутня	Досконала у двох напрямках	Зерниста, щільна, кристали трапляються рідко	2,5–2,6	Неметалевий блиск, висока твердість	Пегматитове походження	В керамічній промисловості
Тальк $\text{Mg}_3(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$	1	Жирний з перламутровим полиском	Біло-зелений або білий, зеленувато-сірий, жовтувато-сірий	Білий	Досконала в одному напрямку; нерівний	Листуваті, лускуваті агрегати, суцільні скупчення	2,7–2,8	Низька твердість, жирний на дотик, досконала спайність, світле забарвлення	Утворюється шляхом метаморфічного перетворення порід, багатих Mg	Для виготовлення електричних ізоляторів, пудри, дитячих присипок
Турмалін $\text{NaMg}_6[\text{B}_3\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{25}(\text{OH})_5]$	7,0–7,5	Скляний	Чорний, бурий, темно-зелений, червоний, рожевий, жовтий	Відсутня	Відсутня; Черепашковий	Стовпчасті, тичкуваті, голчасті, променисті	2,90–3,25	Висока твердість, у кислотах не розчиняється, вертикальна штриховка на гранях	Утворюється пневматолітовим і гідротермальним шляхом	Застосовується як термо- і піезоелектрична сировина, гарно забарвлені відміни – як самоцвіти

Продовження таблиці 2

Назва мінералу, хім. склад	Твердість	Блиск	Колір	Колір риски	Слайсність, злам	Форма кристалів	Густина, г/см <sup>3</sup>	Діагностичні ознаки мінералів	Походження	Застосування
Берил $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	7,5–8,0	Скляний	Жовтуватий, зеленувато-білий, рідше – з відтінками зеленого кольору (оливкового, смарагдового), часто прозорі	Відсутня	Відсутня; нерівний, черепашковий	Великі кристали стовпчастого габітусу	2,63 – 2,91	Кристалічна індивідуальність, форма кристалів, висока твердість, повздовжня штриховка граней	Продукт пневматолітових і гідротермальних процесів	Основна руда на берилій (використовується для одержання легких сплавів); відмінні смарагд і аквамарин – дорогоцінні камені
Дістен (кіаніт) $\text{Al}_2\text{O}_3[\text{SiO}_4]$	4,5–7,0	Скляний	Блакитний, синій, зелений, сірий (андалузит)	Відсутня	Досконала по (100) і менш досконала по (010); скалкуватий	Променисті і жилкуваті агрегати, кристали трапляються рідко, мають стовпчастий габітус	3,5–3,7	Блакитне чи синє забарвлення, у кислотах не розчиняється	Метаморфічні утворення	Використовується як високо-глиноземний вогнетрив у металургії, керамічній промисловості
Нефелін $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	5–6	Скляний, на зламі – жирний	Безбарвний, сірувато-білий, сірий з жовтуватим буруватим відтінком	Відсутня	Відсутня; нерівний, черепашковий	Зернисті і масивні агрегати, кристали трапляються рідко (дрібні з призматичним коротко стовпчастим габітусом)	2,6	Сірувате забарвлення, жирний блиск	Утворюється магматичним шляхом	Використовується для одержання алюмінію, соди, цементу, у скляній промисловості
Гранат $\text{R}_3^{2+}\text{R}_2^{3+}[\text{SiO}_4]$	7,0–7,5	Скляний	Буро-червоний	Відсутня	Відсутня; нерівний, зернистий	Тетрадри, октаедри, ромбічні додекаедри	3,51 – 4,25	Габітус кристалів, висока твердість і велика питома вага	Утворюються метаморфічним шляхом, трапляються у сланцях і гнейсах	Використовується як абразивний матеріал, у ювелірній справі

*Карналіт*  $MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$ . Названий на честь пруського гірничого інженера Р. Карналля.

Флюорит (лат. *fluor* – потік, течія) – трансваальський смарагд, плавикий шпат, фальшивий смарагд (фальшкамінь). Природне забарвлення флюориту дуже різноманітне, його прозорі кристали бувають безбарвними. У давні часи флюорит використовували в ювелірній справі та як складник *шихти*\*. У такому разі шлак відокремлювався від руди швидше і якісніше, тому камінь отримав назву «текучого» або «плавикового» шпату. При потраплянні на мінерал сірчаної кислоти виділяється їдкий газ (у алхіміків, які вдихали отруту, випадали зуби, волосся, ламалися нігті, тобто експериментатори отруювалися, у лабораторіях ставалися вибухи і пожежі.

У Стародавньому Римі з флюориту виготовляли посуд. Чехи використовували мінерал для виготовлення прикрас. Широка кольорова гама флюориту сприяла тому, щоб замаскувати камінь під інший самоцвіт: зелені мінерали перетворювали на смарагди, червоні – на рубіни, пурпурові, фіолетові або бузкові різновиди – на аметисти. (Рудько, Озерко, Курило, 2020).

**Х. Клас органічних сполук.** До нього належать мінерали, які є солями різноманітних органічних кислот, бітумами, смолами із складною хімічною будовою. Вони поширені в природі. До класу належать мінерали увеліт, меліт, кертисит, парафін, бурштин.

Приведена класифікація найчастіше використовується. Але є і інші класифікації мінералів. За поширенням у природі мінерали можна поділити на: *породоутворювальні* – складові основи більшості гірських порід, *акцесорні* – часто присутні в гірських породах, але складають менше 5 % породи, *рідкісні* – випадки знаходження яких одиничні або нечисленні, *рудні* – широко представлені в рудних родовищах (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010). Ті скупчення мінералів, які економічно вигідно використовувати у господарстві, називаються *корисними копалинами*. Корисні копалини поділяються на групи: металічні, неметалічні і паливні.

### **Завдання для самостійної роботи:**

1. Письмово підготувати короткі повідомлення на теми: «Практичне значення силікатів», «Гранати України», «Волинське родовище ювелірного і технічного топазу (Коростенський плутон)», «Родовища флюориту України».

### **Контрольні питання**

1. Які із мінералів наведених груп можуть мати скляний блиск: 1) галіт, кварц, пірит, молібденіт; 2) біотит, кварц, кальцит, флюорит; 3) гематит, олівін, рогова обманка, халькопірит; 4) азурит, малахіт, кіновар, золото ?

---

\*Шихта – суміш матеріалів у певному співвідношенні, що їх переробляють у металургійних, хімічних та інших технологічних процесах. При спіканні шихти у металургійній печі з руди виготовляють чистий метал. Металургійна шихта – суміш руди, коксу, флюсів для виплавки металу.

2. Які із мінералів перелічених груп мають цілком досконалу спайність: 1) каолінит, піролюзит, ангідрит, гематит; 2) тальк, гіпс, біотит, хлорит; 3) олівін, кварц, гранат, нефелін; 4) ортоклаз, апатит, флюорит, сфалерит ?

3. Які із мінералів наведених груп мають зелене забарвлення різних відтінків і одночасно дають зелену риску: 1) арсенопірит, галеніт, халькопірит, малахіт; 2) магнезит, кварц, флюорит, ортоклаз; 3) пірит, халькопірит, сфалерит, янтар; 4) глауконіт, малахіт, авгіт ?

4. Які із мінералів наведених груп мають найменшу твердість (1–2): галіт, апатит, авгіт, пірит; 2) малахіт, ільменіт, кварц, магнетит; 3) біотит, гіпс, графіт, кіновар; 4) сірка, халькопірит, гематит, ортоклаз ?

5. Яка група мінералів належить до класу сульфідів: 1) кіновар, галеніт, кварц, ангідрит; 2) пірит, халькопірит, кіновар, молібденіт; 3) кварц, гіпс, кальцит, магнетит; 4) мусковіт, авгіт. Рогова обманка, корунд ?

6. Яка із наведених груп мінералів може бути використана для отримання заліза: 1) каолінит, гіпс, ангідрит, магнетит; 2) малахіт, азурит, сидерит, кварц; 3) кіновар, халькопірит, галеніт, сфалерит; 4) магнетит, гематит, сидерит, лімоніт ?

7. Яку ознаку ви використали б як найхарактернішу, щоб відрізнити пірит від халькопіриту: 1) твердість, 2) блиск, 3) колір, 4) колір риски ?

### ***Рекомендовані для вивчення теми бібліографічні джерела***

1. Геологія з основами геоморфології : підруч. для студ. еколог. і геогр. спец. вищ. навч. закладів / Г. І. Рудько, О. М. Адаменко, О. В. Чепіжко, М. Д. Крочак. Чернівці : Букрек, 2010. 400 с.

2. Матковський О., Павлишин В., Сливко Є. Основи мінералогії України : підручник. Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2009. 856 с.

3. Рудько Г. І., Озерко В. М., Курило М. М. Родовища флюориту України та світу: оцінка і стратегічне значення : монографія. Київ–Чернівці : Букрек, 2020. 264 с.

4. Свинко Й. М., Сивий М. Я. Геологія. Київ : Либідь, 2003. 480 с.

5. Структура геопростору в курсі геологія і геоморфологія (ієрархічні системи): навч. посібник / упоряд. Ф. В. Зузук, В. В. Бенедюк. Луцьк : Іванюк В. П., 2017. 100 с.

6. Узлов К. І. Кристалографія, кристалохімія та мінералогія. Част. II : конспект лекцій. Дніпропетровськ : НМетАУ, 2015. 52 с.

7. Шевчук В. В., Іванік О. М., Крочак М. Д., Менасова А. Ш. Загальна геологія. Практикум : навч. посіб. Київ : Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2005. 120 с.

## Лабораторна робота № 7

**Тема:** Магматичні гірські породи.

**Мета:** Дослідити мінеральний склад, особливості структури і текстури найпоширеніших інтрузивних та ефузивних магматичних гірських порід.

**Основні терміни і поняття:** гірські породи, магматичні гірські породи, інтрузивні породи, ефузивні породи, магма, лава, інтрузії, батоліти, штоки, лаколіти, лопотіти, факоліти, дайки, структура, текстура.

### Аудиторні завдання:

1. Використовуючи навчальні колекції, вивчити найпоширеніші магматичні гірські породи, визначити їхні діагностичні ознаки.

2. Визначити структуру, текстуру і мінеральний склад гірських порід (5–6 зразків). Результати визначення записати у вигляді таблиці.

№ з/п	Структура	Текстура	Породоутворюючі мінерали								Група за умовами утворення	Назва породи
			світлі				кольорові					
			кварц	ортоклаз	плагіоклази	нефелін	слюди	рогова обманка	піроксени	олівін		
1	Повнокристалічна, зерниста	Масивна	+	+	+	–	+	–	–	–	Глибинна	
2	Повнокристалічна, зерниста	Масивна	–	–	–	–	–	–	+	+	Глибинна	

3. Дати характеристику головних магматичних гірських порід залежно від їх мінерального складу та умов залягання (табл. 2).

### Теоретичні відомості з даної теми

Гірські породи – природні мінеральні агрегати певного складу і будови, що залягають у земній корі. Їм властивий постійний хімічний і мінеральний склад та будова. Гірські породи залежно від основних умов їх утворення (генезису) поділяються на магматичні, осадові та метаморфічні.

Магматичні гірські породи утворилися в результаті кристалізації під час охолодження природного силікатного розплаву – магми. Із глибинних частин землі під дією тектонічних процесів магма піднімається вгору, виливається на денну поверхню у вигляді лави чи застигає в надрах земної кори. Переходячи із в'язкого (пластичного) у кристалічний (твердий) стан, магма перетворюється у магматичну гірську породу. Слово «магма» в перекладі з грецького – *тістоподібна маса*. В геології під цим словом (магмою) розуміють *природний, переважно силікатний, високотемпературний розплав, насичений газами, що утворюється в надрах Землі*.



З точки зору фізичної хімії магма являє собою багатокомпонентну силікатну систему, що містить 8–10 % газової фази.

Магма, що вийшла на денну поверхню під час вулканічного виверження, називається лавою. Лава (італ. «лава» – *затоплюю*) – це магма, що вилілася на поверхню, без газів і пари.

**Від умов застигання і кристалізації магми** виділяють глибинні (інтрузивні), напівглибинні (жильні) і виливні (ефузивні) магматичні породи.

*Інтрузивні породи* утворилися внаслідок застигання магми на глибині. Там втрата тепла поступова, тиск високий, газові складові зберігаються у розплаві. Це сприяє кристалізації, і складові частини виділяються у формі більш чи менш крупних кристалів. Гази і пара, не знаходячи виходу, сприяють кристалізації. В результаті утворюються повнокристалічні (кристалічно-зернисті) породи.

Інтрузивні породи в залежності від глибини застигання магми поділяються на абісальні і гіпабісальні. Абісальні (грецьк. *абісос* – бездонний) породи – ті, що виникли на значній глибині в умовах високого тиску і температури, тобто в умовах, найбільш сприятливих для кристалізації. Гіпабісальні (напівглибинні) утворюються під час застигання магми порівняно неглибоко від поверхні чи при заповненні магмою тріщин земної кори – жильні породи. В верхніх ділянках, ближче до земної поверхні, віддача тепла іде легко і породи за складом і будовою наближаються до виливних, а в більш глибоких горизонтах вони наближаються до абісальних. Гіпабісальні породи дрібнозернисті чи порфіровидні.

*Ефузивні* (від лат. *ефузіо* – виливання) – породи, які утворюються при застиганні лави на поверхні землі. Магма, що виявилася в умовах різкого пониження температури і тиску, близького до атмосферного, швидко втрачає гази. Ці умови несприятливі для кристалізації. Тому значна частина ефузивних порід застигає у формі аморфної чи скляної маси. Така структура називається прихованокристалічна. Невелика частина магматичного розплаву встигає розкристалізуватися із отриманням видовжених кристалів, які називаються *мікролітами*. Отже, для ефузивних порід характерна склувата будова чи наявність мікролітів, можлива також порфірова, коли є крупні кристали, що виділилися раніше на глибині, серед аморфної чи прихованокристалічної речовини.

Велике значення для вивчення та діагностики гірських порід має їхній зовнішній вигляд, структура і текстура.

*Структура* – це особливості породи, пов'язані із ступенем кристалічності, розмірами і формою кристалів, способом їх поєднання та загальним виглядом мінералів чи їх агрегатів (це будова мінерального агрегату: кристалічний чи склоподібний, крупно- чи дрібнокристалічний, рівномірно- чи нерівномірнозернистий).

*Текстура* – сукупність зовнішніх ознак будови гірської породи, зумовлених відносним розміщенням і розподілом її складових частин – мінералів чи їх зростків (спосіб заповнення простору мінералами і їх взаємне розташування: чи зорієнтовані мінерали по напрямках чи ні, створюють нагромадження чи розкидані, дають суцільну масу чи утворюють порожнини).

Структура *глибинних порід* повнокристалічна (вся речовина породи представлена кристалічними зернами, скла немає) і щільна (мінерали розподілені рівномірно). Інрузивні магматичні породи складаються із зерен мінералів, які щільно прилягають одне до одного. Залежно від їхніх розмірів розрізняють крупнозернисті (понад 5 мм), середньозернисті (2–5 мм) і дрібнозернисті (0,5–2 мм) породи (табл. 1; рис. 1, 2, 3).

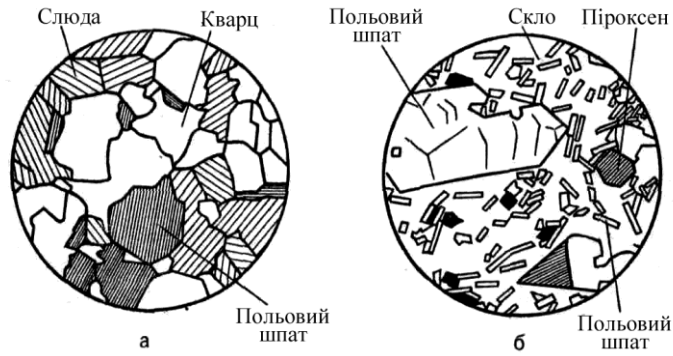
*Виливні* породи здебільшого мають неповнокристалічну (частина речовини розплаву застигла у вигляді вулканічного скла), прихованокристалічну, або афанітову (неозброєним оком не видно окремих зерен мінералу), порфірову (у прихованокристалічній масі видно окремі вкраплення кристалів) і склувату, або афірову (породи складені вулканічним склом), структури.

Для *напівглибинних* порід типова повнокристалічна (але нерівномірнозерниста) структура, порфіровидна (окремі зерна розміщені в основній повнокристалічній масі) та пегматитова (крупні кристали одного мінералу проросли в кристалах іншого). Напівглибинні породи подібні до глибинних або виливних порід. Тому найкраще їх розпізнавати за дайковою формою залягання, яку встановлюють у польових умовах.

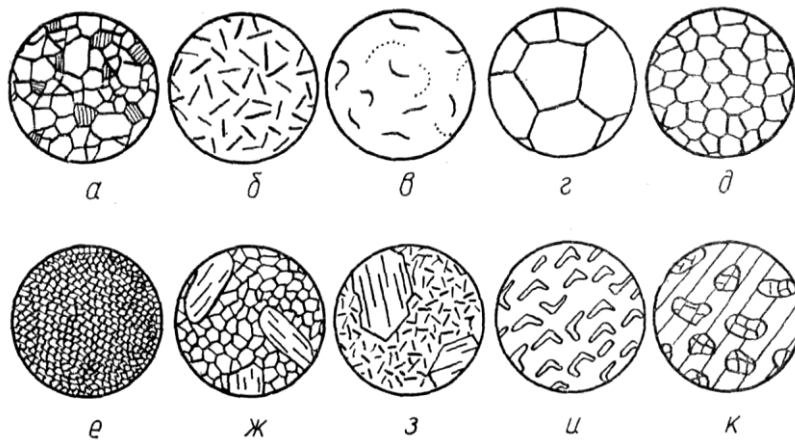
Таблиця 1

**Основні структури магматичних гірських порід**

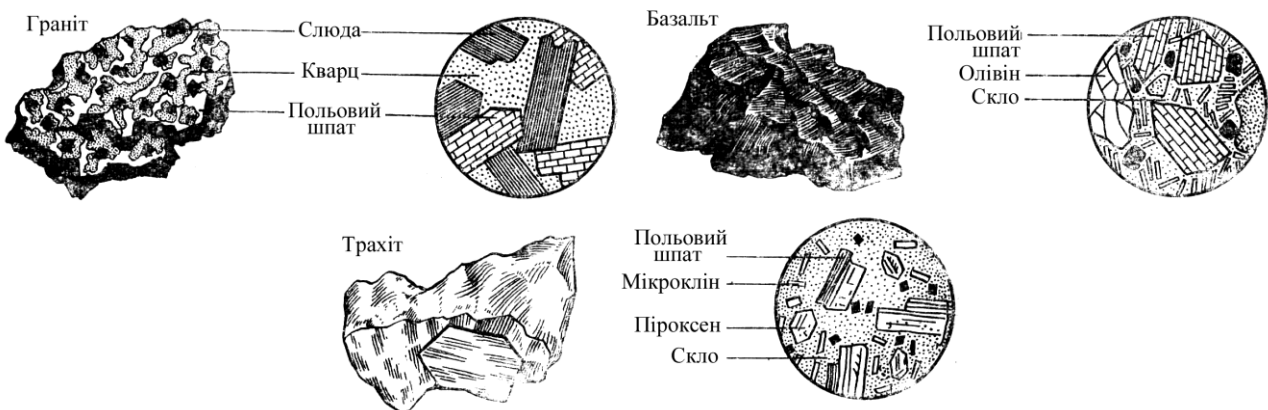
Типи структур	Види структур	Відмінні ознаки
Повнокристалічна, рівномірнозерниста	1) крупнозерниста	Зерна приблизно однакових розмірів, щільно прилягають один до одного.
	2) середньозерниста	Склувата речовина відсутня.
	3) дрібнозерниста	Порода називається крупнозернистою, якщо зерна більші 5 мм, середньозернистою – від 5 до 3 мм, дрібнозернистою – менші 2–3 мм
Повнокристалічна, нерівномірнозерниста	1) порфіровидна	Окремі крупні зерна оточені повнокристалічною основною масою
	2) пегматитова	Крупні кристали одного мінералу проростають однаково орієнтованими кристалами іншого мінералу
Неповнокристалічна	1) склувата	Порода складається із аморфної речовини, кристали відсутні
	2) приховано-кристалічна	Основна маса породи – прихованокристалічна чи склувата, що оточує дуже дрібні кристали
	3) порфірова	Добре видимі кристали мінералів оточені склуватою чи прихованокристалічною основною масою



**Рис. 1.** Найтипівіші структури магматичних порід: а) кристалічнозерниста, б) порфірова



**Рис. 2.** Поширені структури магматичних порід (схема): а) нерівномірнозерниста, б) мікролітова, в) склувата, г–е) рівномірнозерниста (крупно-, середньо-, дрібнозерниста), ж) порфіро видна, з) порфірова (вкрапленники в основній масі із мікролітів і скла), и) пегматитова, к) пойкилітова\*; структури а, г–ж, и, к – повнокристалічні, б, з – неповнокристалічні, в – склувата



**Рис. 3.** Структура деяких магматичних порід

\*Пойкілітова структура – структура гірської породи, в якій великі кристали одного мінералу містять у собі хаотично розкидані численні дрібні округлі зерна інших мінералів.

Текстура магматичних порід залежить від особливостей кристалізації, способу заповнення простору масою породи в результаті процесів, що відбуваються у розплаві до застигання чи під час кристалізації магми, та від форми окремоостей, які з'являються після охолодження розплаву чи під впливом зовнішніх чинників у період кристалізації або після неї.

Більшість магматичних порід мають *однорідну* (масивну) текстуру з характерним рівномірним розподілом мінеральних компонентів у просторі. Поширені також неоднорідна текстура – *пориста*, особливістю якої є округлі чи неправильної форми порожнини, та *флюїдальна* (породи зберігають ознаки руху лави у вигляді орієнтування кристалів у склуватій масі) текстури. Вони типові для виливних порід.

Кожна з цих груп гірських порід відрізняється від інших за формою та умовами залягання. Так, *інтрузії* найчастіше представлені великими за площею (більше 200 км<sup>2</sup>, в довжину сягають 500 км) масивами – *батолітами* і рідко – невеликими інтрузивними тілами (площею до 100 км<sup>2</sup>) – *штоками* (рис. 4). Батоліти складаються кислими породами – гранітами, гранодіоритами, дуже рідко діоритами. Поширені в Українському кристалічному щиті, горах Середньої Азії, на Алтаї. Штоки менші за розмірами і складаються більш різноманітними породами: гранітами, діоритами, габро і ін.

*Напівглибинні* породи – це в основному грибо- чи каравасподібні інтрузії, підняті залягаючою нижче магмою, – *лаколіти*, *лополіти*, *факоліти*, *дайки*. *Лаколіти* – лінзоподібні чи каравасподібні тіла, що нагадують шляпки грибів. Під тиском газів в'язка малорухома магма піднімає верхні шари, утворюючи камеру, яку заповнює магматична маса. Вище залягаючі породи виявляються куполоподібно вигнутими. Найчастіше у лаколітів верхня частина куполоподібна, а нижня – плоска. *Лополіти* (від грецьк. *лопос* – чаша, блюдо) – міжпластові блюдцеподібні форми великих розмірів (до сотень км). Утворення лополітів пов'язане із просіданням під навантаженням магми нижчезалягаючих осадових товщ, що вміщують магматичне тіло. *Факоліти* – лінзоподібні тіла невеликих розмірів, пристосовані до місць сходження крил складок (замків). Вони мають у розрізі серповидну форму. Потужність факолітів вимірюється сотнями, чи, найбільше, тисячею метрів. Факоліти утворюються при складчастості і складаються ультраосновними породами. *Дайки* – це тріщини, заповнені магматичною масою, що мають вертикальне чи круте падіння. Вони мають потужність від кілької сантиметрів до кількох кілометрів. Інтрузивні залежі, що утворюються при проникненні легкорухомої магми вздовж напластування осадових порід – *пластові інтрузії*, *силли*. Деколи інтрузивні пласти виникають на різних рівнях паралельно один одному. В результаті виникають багатоповерхові пластові залягання, що перешаровуються з осадовими породами. Подібні залежі типові для сибірських базальтів, так званих трапів, що сформовані на території між річками Леною та Єнісеєм (Сибірські трапи).

*Виливні* породи утворюють покриви, потоки, куполи. Форми залягання ефузивних порід залежать від типу виливу і від рівня рухомості та в'язкості магми. Виливання бувають центрального типу (вулкани Етна, Везувій, Ключевська Сопка) і тріщинуватого, за якого магма, заповнюючи тріщину, широкою хвилею розливається поверхнею. Такі виверження спостерігаються в Ісландії. Потоки і лавові куполи притаманні для центрального типу, покриви – для тріщинуватого. *Потоки* – це вузькі і довгі тіла, що розміщені схилами вулканів чи на плоскій поверхні. Вони схожі на застигли ріки. *Покриви* – плитоподібні виливи, майже рівні в ширину і довжину. Властиві основним (базальтовим) лавам (Індостанський півострів, штати Вашингтон і Орегон у США). *Куполи* – формується в'язкою малорухомою масою магми, що повільно виливається із кратерів вулканів у вигляді крутостінних мас чи «обелісків» (рис. 5).

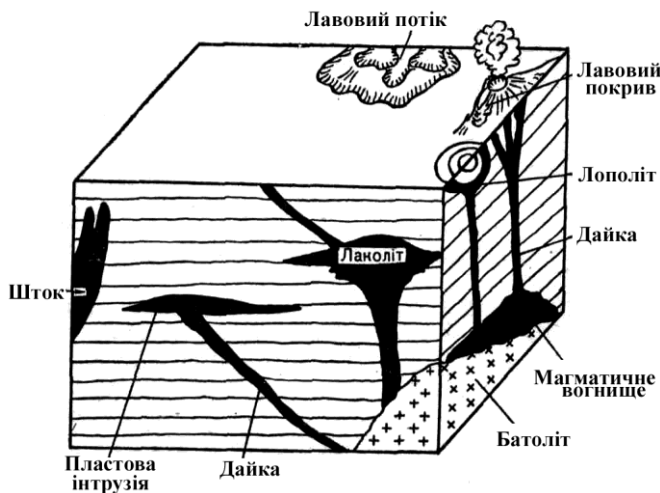


Рис. 4. Магматичні тіла (за Кетнером)

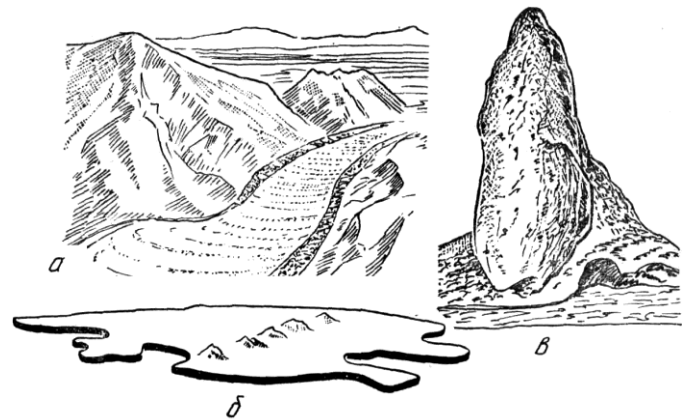


Рис. 5. Форми залягання ефузивних порід:  
а) лавовий потік, б) лавовий покрив,  
в) лавовий щит

**Хімічний та мінеральний склад магматичних порід.** Хімічний склад показує, із яких елементів складається гірська порода і яке їхнє кількісне співвідношення. Хімічний склад гірських порід прийнято визначати від відсоткового вмісту оксидів. Сума головних оксидів  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  складає близько 98 % маси всіх магматичних гірських порід (рис. 6). Головним компонентом магматичних порід є кремнезем (у вигляді кварцу і в зв'язаному стані в силікатних сполуках). Всі магматичні породи в залежності від вмісту головного оксиду  $\text{SiO}_2$  розділяють на:

- *кислі* (кремнезему більше 65 %),
- *середні* (65–52 %),
- *основні* (52–45 %),
- *ультраосновні* (менше як 45 %).

Самостійно виділяється група *лужних порід*, для яких притаманний високий вміст лужних оксидів (> 10–12 %).

Основні породи зазвичай темніші від середніх і кислих, бо містять більше темнозабарвлених мінералів (рис. 7). Проте користуватися цією ознакою треба обережно, тому що інколи навіть ультраосновні породи (наприклад, дуніт) мають світлий колір.

**Кислі породи.** До цієї групи відносяться з глибинних порід граніт, із жильних – граніт-порфір, пегматит, апліт, із ефузивних – ліпарит і палеотипний кварцовий порфір. В мінеральному відношенні вони характеризуються присутністю кварцу (близько 30 %), найкислішого із польових шпатів – калієвого польового шпату (до 40 %) і кислого плагіоклазу (до 15 %). Із кольорових мінералів у них вміщуються насичені кремнеземом мінерали: слюди (біотит, мусковіт), рідше – рогова обманка. Ці породи мають невелику щільність і світле забарвлення, бо вміст кольорових мінералів незначний. В кислих породах ніколи не буває присутній олівін і нефелін.

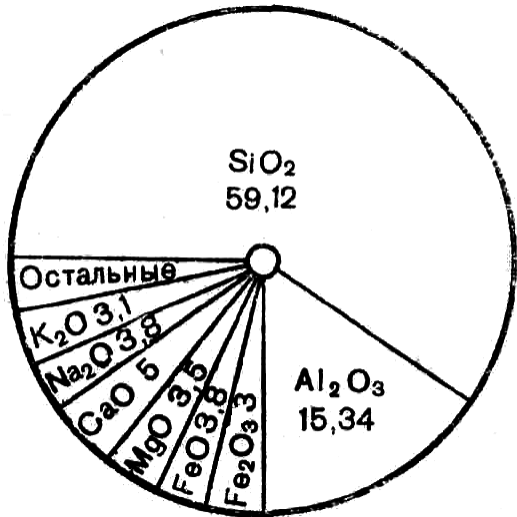


Рис. 6. Хімічний склад магматичних порід (по Кларку)

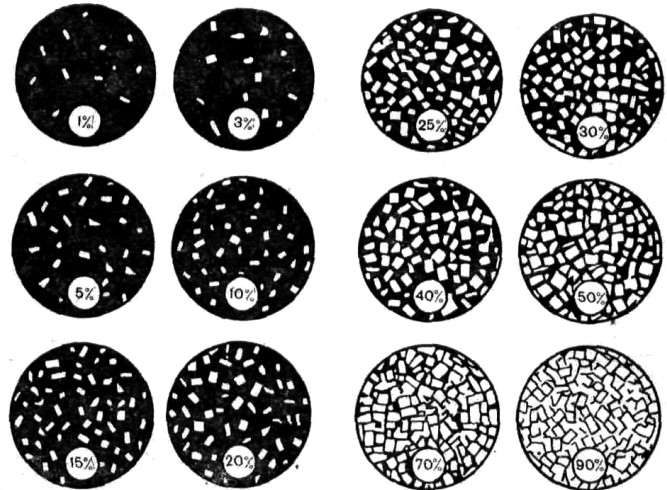


Рис. 7. Таблиця для визначення відсоткового співвідношення світлих і темних мінералів у магматичних породах

*Середні породи.* У мінеральному відношенні для всіх середніх порід притаманна повна чи практично повна відсутність кварцу, наявність кольорових металів.

*Основні породи.* Головними породоформуючими мінералами є основні плагіоклази – близько 50 %, із кольорових – піроксени (близько 50 %). Трапляються рогова обманка і олівін. У цих породах немає кварцу. Основні породи темно-сірого, чорного кольору, великої густини.

*Ультраосновні породи* (безпольовошпатові). Порівняно мало поширені в земній корі.

*Лужні породи* – недонасичені кремнеземом і вміщують у своєму складі нефелін (20–40 %), кольорові мінерали (егірин, лужні рогові обманки, слюди – 10–20 %) та лужний польовий шпат.

Мінеральний склад магматичних порід значною мірою залежить від складу магми та умов її кристалізації і застигання. Ця особливість визначає співвідношення мінералів, за яким часто встановлюють ту чи іншу магматичну породу. Переважаючі мінерали, за якими можна розпізнати гірську породу, називаються *породоутворюючими*. Інші, вміст яких у породі незначний, називають *акцесорними* (додатковими).

Характерна особливість магматичних порід – вони складені дуже незначною кількістю мінералів. Під час дослідження магматичних порід необхідно вміти визначати ці мінерали. Серед породоутворюючих мінералів магматичних порід на частку польових шпатів припадає 60 %, на частку кварцу і піроксенів – приблизно по 12 %.

Серед породоутворюючих мінералів магматичних порід найхарактернішими є (рис. 8): польові шпати (ортоклаз, мікроклін, плагіоклази), кварц, рогова обманка, авгіт, слюди (біотит, мусковіт), олівін тощо.



**Рис. 8. Мінеральний склад магматичних порід (по Твенхофеллу)**

Для визначення мінерального складу потрібно визначити породоутворюючі мінерали, що складають основну масу породи. Для цього потрібно знати основні макроскопічні ознаки їх знаходження у породах.

*Кварц* – безбарвні чи слабкозабарвлені неправильні зерна, злам нерівний, черепашковий, нерідко у вигляді мутних вкраплень у породі. В гранітах буває сірим і навіть чорним, в дислокованих породах набуває молочно-білого кольору.

*Польові шпати* – білі, світло-сірі (вапняково-натрієві) чи білі, світлі, червонуваті (калієві) мають добре виражені площини спайності, блиск скляний.

*Плагіоклази* – зазвичай мутні, часто матові, зеленувато-білого забарвлення, рідше темні, майже чорні (в лабрадоритах). Якщо, нахилиючи породу під лупою в різні боки, можна помітити, що зерно польового шпату розпадається на ряд паралельних смужок, із яких одні здаються мутними та більш темними, інші – блискучими і світлішими, то даний польовий шпат – плагіоклаз.

*Нефелін* утворює суцільні сплюснуті призматичні кристали, часто щільні, нерідко крупнозернисті, без спайності, з черешпаковим зломом. У свіжому стані безбарвний, як кварц, від якого відрізняється меншою твердістю. Легко звітрюється. При звітрюванні стає зеленуватим чи жовтуватим, набуває сильного жирного блиску.

*Слюди* (біотит, мусковіт) спостерігаються у вигляді тонких листочків, лусочок із скляним блиском. Дряпаються нігтем. Біотит – чорна, бура слюда; мусковіт – біла, прозора.

*Олівін* – оливково-зелений чи чорний, з жирним блиском, нерівним черепашковим зломом, у вигляді зернистих вкраплень у породі. При звітрюванні стає червоно-бурим чи жовто-бурим.

*Піроксени (авгіт)* – характеризуються чорним забарвленням, скляним блиском, бурувато-сірою рисою. Форма кристалів – короткостовчаста з восьмикутним чи квадратним перерізом.

*Амфіболи (рогова обманка)* – темно забарвлені, із скляним блиском, зеленуватою чи бурую рисою. Форма кристалів – довгостовпчаста із шестикутним чи ромбічним перерізом.

Таблиця 2

## Головні магматичні породи

Мінеральний склад Умови залягання і структура	Натрій калієві польові шпати і плагіоклази		Плагіоклази		Без польових шпатів	Натрій – калієві польові шпати	
	з кварцем		без кварцу				
	кислі	середні	основні				
Ефузивні Афанітові (порфірові і афірові)	Ліпарити (ріоліти)	Дацити	Трахіти	Андезити	Базальти	Фоноліти	
						Меймечити	
Дрібнозернисті	Апліти						
Гігантозернисті	Пегматити						
Інтрузивні Фанеритові (яснозернисті)	Граніти (кварц 25–30 %, Na-K- польовий шпат 35–40 %, плагіоклаз 20–25 %, біотит і рогова обманка 5–10 %)	Гранодіорити (кварц 25–30 %, плагіоклаз 45–50 %, Na-K- польовий шпат 20–25 %, рогова обманка і біотит 15–20 %)	Сієніти (Na-K- польовий шпат 50–70 %, плагіоклаз 10–30 %, рогова обманка, біотит 10–20 %)	Діорити (плагіоклаз 60–70 %, рогова обманка, піроксени, біотит 25–30 %)	Габро (лабрадор і моноклінний піроксен) Лабрадорити	Перідотит (олівін і піроксени) Піроксеніди Дуоніти і олівініти Горнблендити	Нефелінові сієніти (Na-K- польовий шпат 60–70 %, нефелін 20 %, егерін, арфведсоніт, лепідомелан 10–15 %)



### **Завдання для самостійної роботи:**

1. Користуючись літературними і картографічними джерелами, дайте характеристику найпоширеніших магматичних гірських порід за варіантами: 1) інтрузивних кислих: граніту, гранодіориту; 2) ефузивних кислих: ліпариту (ріоліту), обсидіану, пемзи; 3) інтрузивних середніх: сієніту, діориту; 4) ефузивних середніх: трахіту, андезиту; 5) інтрузивних основних: габро, лабрадориту; 6) ефузивних основних: базальту; 7) ультраосновних: перидотиту, дуніту, олівініту, горнблендиту; 8) лужних: нефелінових сієнітів, фонолітів.

2. Підготуйте коротке повідомлення на тему: «Географічне поширення сучасних магматичних явищ», «Магматичні гірські породи у будівництві».

### **Контрольні питання**

1. Що таке магматичні гірські породи? Чим магма відрізняється від лави?
2. Як гірські породи магматичного походження класифікуються залежно від глибини кристалізації магми?
3. Які із перелічених груп порід утворилися в результаті виливу магми на поверхню Землі: а) граніт, сієніт, андезит, базальт; б) діорит, порфірит, пемза, перидотит; 3) ліпарит, трахіт, базальт, андезит; г) перидотит, кварцовий порфір, габро, обсидіан.
4. Які із перелічених груп магматичних порід належать до кислих за своїм хімічним складом: а) габро, базальт, діорит; б) граніт, ліпарит, кварцовий порфір; в) габро, базальт, діабаз; г) перидотит, діорит, трахіт.
5. Що таке структура і текстура гірських порід?
6. Особливості структури і текстури інтрузивних гірських порід.
7. Особливості структури і текстури ефузивних гірських порід.
8. Які особливості структури і текстури типові для напівглибинних гірських порід?
9. Які інтрузії називаються батолітами, які – штоками?
10. Які форми залягання напівглибинних гірських порід вам відомі?
11. Що таке пластові інтрузії, де вони поширені?
12. Які форми залягання ефузивних гірських порід ви знаєте?
13. Як класифікуються магматичні гірські породи залежно від хімічного складу?
14. Назвіть найхарактерніші породоутворюючі мінерали магматичних гірських порід.

### ***Рекомендовані для вивчення теми бібліографічні джерела***

1. Геологія з основами геоморфології: підруч. для студ. еколог. і геогр. спец. вищ. навч. закладів / Г. І. Рудько, О. М. Адаменко, О. В. Чепіжко, М. Д. Крочак. Чернівці: Букрек, 2010. 400 с.
2. Лукієнко О. І. Структурна геологія з основами структурно-парагенетичного аналізу: підручник. Київ: Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2002. 366 с.
3. Мізерський В. Динамічна геологія (Загальна геологія): навч. посібник; переклад доц. Р. Смішка. Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2011. 356 с.
4. Свешніков К. І., Побережська І. В., Дорошенко Ю. П. Магматичні породи та породні сполучення: (петрографія, петрологія, методи дослідження): підручник. Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2010. 426 с.
5. Свинко Й. М., Сивий М. Я. Геологія. Київ: Либідь, 2003. 480 с.
6. Шевчук В. В., Іванік О. М., Крочак М. Д., Менасова А. Ш. Загальна геологія. Практикум: навч. посіб. Київ: ВПЦ «Київський університет», 2005. 120 с.

## Практична робота № 8

**Тема:** Осадові гірські породи.

**Мета:** Дослідити особливості структури і текстури найпоширеніших гірських порід осадового походження.

**Основні терміни і поняття:** осадові гірські породи, псефіти, псаміти, алеврити, алевроліти, пеліти, аргіліти, брекчія, конгломерат, структура, текстура, верстуватість.

### Аудиторні завдання:

1. Використовуючи навчальні колекції, дослідити найпоширеніші осадові гірські породи, визначити їхні основні особливості.

2. З'ясувати розмір і форму уламків, мінеральний склад, забарвлення осадових гірських порід (6–8 зразків). Результати визначення записати у вигляді таблиці.

№ з/п	Розмір уламків	Форма уламків	Колір, фізичні властивості	Мінеральний склад	Назва породи
1					
2					

3. Дати письмову характеристику найпоширеніших гірських порід осадового походження різних генетичних груп.

### Теоретичні відомості з даної теми

Осадові гірські породи утворилися на поверхні землі (в екзогенних умовах) у результаті накопичення різних мінеральних речовин. Вихідним матеріалом для формування цих порід є мінеральні речовини, що утворилися за рахунок руйнування інших, раніше існуючих мінералів і гірських порід магматичного, метаморфічного чи осадового походження. Речовини, що формують осади, проходять кілька стадій змін до того, як закріпляться в осадовій породі. Перша стадія – *звітрювання*, під час якого частинки порід вивільняються від материнської породи. Частина речовини вивільняється механічним шляхом, утворюючи уламки, інша – розчиняється у воді і переноситься у вигляді розчинів. Друга стадія – *переносу* і уламків, і хімічно розчинених речовин (водою, вітром, льодовиком). Третя і основна стадія – *нагромадження* (у водоймах і на поверхні суші), під час якої осад набуває своїх головних характеристик: мінеральний і хімічний склад, шаруватість, розмір, форму.

Осадові породи залежно від умов утворення і чинників, що сприяли накопиченню мінеральної речовини, поділяються на наступні генетичні групи:

– *уламкові*, що утворилися в результаті механічного руйнування раніше існуючих гірських порід та перенесення і відкладення їхніх уламків;

– *глинисті*, що сформувалися внаслідок механічного руйнування і хімічного розкладу раніше існуючих порід, а також перенесення та відкладення продуктів руйнування;

– *хемогенні*, що є результатом випадання осадів з вод морів, океанів, озер та інших водойм;

– *органогенні*, які утворилися, завдячуючи життєдіяльності живих організмів).

*Форма залягання.* Осадові породи зазвичай залягають верствами, які особливо чітко виділяються на відслоненнях річкових урвистихх берегів, скель, стін кар'єрів тощо. Інколи вони поширені у вигляді окремих лінз, стяжінь, жовен. Кам'яна сіль, наприклад, часто утворює куполовидні тіла, ізометричні в плані.

Під час вивчення осадових порід розрізняють їхню: *структуру* – властивість, обумовлена формою і розміром частинок, що складають породу; *текстуру* – властивість щодо особливостей розміщення частинок, що складають породу.

**Структура.** Різноманітність геологічних явищ, під час яких утворюються осадові породи, обумовлює значну різноманітність їхніх структур. Але серед всіх структур виділяється три головних типи: уламкова, зернистокристалічна і прихованокристалічна.

*Уламкова* структура притаманна для уламкових і глинистих порід, які складаються із уламків мінералів, гірських порід, вапнякових залишків організмів (рис. 1). Уламкові структури розрізняються за *розміром уламків* на:

- грубоуламкові (*псефіти*) з частинками більше 2 мм в діаметрі;
- піщані (*псамітові*) з частинками від 0,1 до 2 мм в діаметрі;
- пилуваті (*алевритові*) з частинками від 0,01 до 0,1 мм;
- глинисті (*пелітові*) з частинками менше 0,01 мм.

За основу класифікації уламкових порід узято *розмір уламків*, оскільки розміром визначені всі інші їхні властивості: петрографічний склад уламків, здатність їх до обкатування, фізичні властивості та інші ознаки (табл. 1).

У класифікаціях уламкових порід є дві системи поділу часток за крупністю. Одна з них, прийнята в десятичних класифікаціях, полягає у виділенні серед уламкових порід підрозділів, кінцеві розміри уламків яких у 10 разів перевищують один одного. За основу в цьому разі частіше вибирають числа 1, 2 або 5 (останнє в західноєвропейських класифікаціях). Згідно з цією класифікацією, межею грубоуламкових порід є значення понад 1 мм, піщаних – 1,0–0,1 мм, алевритових – 0,1–0,01 мм (Хмелевський, Хмелевська, 2018) (табл. 2).

За величиною зерен серед піщаних порід розрізняють: грубозернисті (2–1 мм), крупнозернисті (1–0,5 мм), середньозернисті (0,5–0,25 мм), дрібнозернисті (0,25–0,1 мм). За відносним розміром зерен структура є: рівнозерниста; різнозерниста. У глинистих порід здебільшого *прихованокристалічна, пелітова* структури (окремі зерна породи непомітні навіть у мікроскоп, їхні розміри менші за 0,01 мм).

До пилюватих гірських порід належать: леси, суглинки, лесовидні суглинки, супіски. Лес – це тонкозерниста пухка однорідна порода сірувато-жовтого, палево-жовтого кольору, пориста, складається з пилюватих зерен кварцу з домішками інших мінералів. Суглинок – осадова уламкова гірська порода, що містить 25–50 % глинистих частинок, решта – піщаних. Супісок – піщано-глиниста осадова пухка гірська порода, що містить від 30 до 10 % глини, 70–90 % – алеврито-піщаних частинок.

Уламкові осадові породи бувають пухкі і зцементовані. Пухкі породи утворені не скріпленими між собою уламками різних розмірів. Породи, окремі частинки яких скріплені іншою речовиною, називають зцементованими, а речовину – цементом. Для зцементованих порід характерна щільна текстура.

При визначенні уламкових порід вказують форму їх уламків. За *формою уламків* розрізняються породи, у яких частинки можуть бути: обкатані, напівобкатані і кутасті. *Обкатані* не мають виступів, вони кулеподібні або еліпсоподібні. У *напівобкатаних* зберігаються прямі та угнуті відрізки ребер, але кутів у геометричному розумінні немає. У *кутастих* уламків є гострі кути.

Таблиця 1

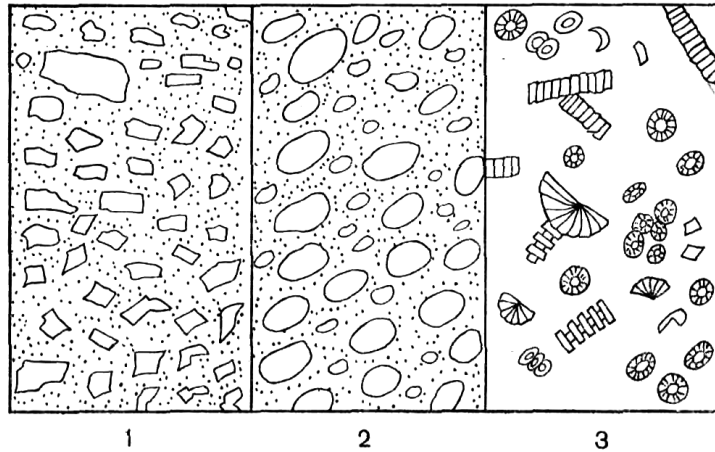
**Уламкові осадові породи (гранулометрична класифікація)**

Розмір уламків, мм	Не зцементовані уламки (пухкі породи)		Зцементовані уламки	
	обкатані	кутуваті	обкатані	кутуваті
Більше 200	валуни	брили	конгломерат валунний	брилова брекчія
Від 10 до 200	галька	щебінь	конгломерат гальковий	брекчії
Від 2 до 10	гравій	жорства	гравеліт	жорств'яник
Від 0,1 до 2	пісок		пісковик	
Від 0,01 до 0,1	алеврит		алевроліт	
Менше 0,01	глина		аргіліт	

Таблиця 2

**Класифікація уламкових частинок за розміром [Хмелевський, Хмелевська, 2018]**

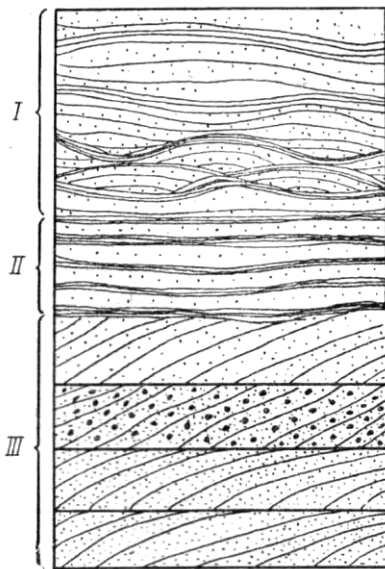
Розмір частинок, мм	Порода	Розмір частинок, мм	Порода
> 1000	Брили	1,0–0,5	Пісок крупний
1000–500	Валуни крупні	0,5–0,25	Пісок середній
500–250	Валуни середні	0,25–0,1	Пісок дрібний
250–100	Валуни дрібні	0,1–0,05	Алеврит крупний
100–50	Галька крупна	0,05–0,025	Алеврит середній
50–25	Галька середня	0,025–0,01	Алеврит дрібний
25–10	Галька дрібна	0,01–0,001	Пеліт (глина) крупний
10–5	Гравій крупний	< 0,001	Пеліт (глина) дрібний
5,0–2,5	Гравій середній		
2,5–1,0	Гравій дрібний		



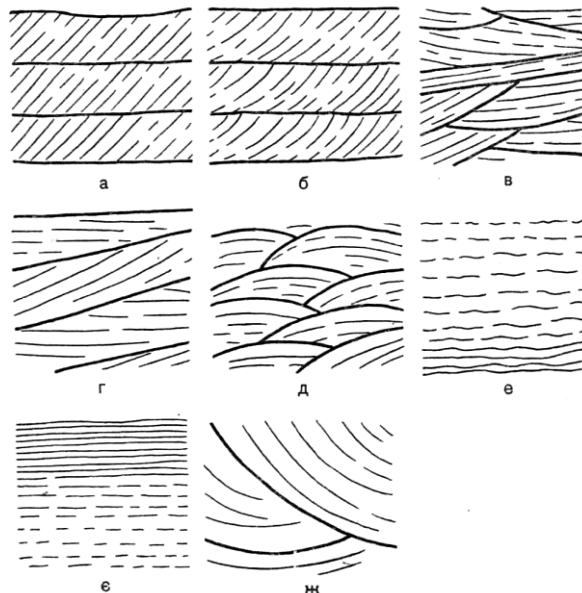
**Рис. 1. Структура уламкових осадових порід:**  
1 – брекчія, 2 – конгломерат, 3 – криноїдний вапняк

Структура хомогенних і органогенних порід здебільшого *кристалічнозерниста* (породи складені кристалічними зернами різного розміру). Крім того, деякі з цих порід мають *оолітову* (складаються з округлих зерен – оолітів) або *прихованокристалічну* структури.

**Текстура** осадових порід значною мірою визначає найважливіші їхні властивості і дає певне уявлення про умови походження. Вивчають текстури зазвичай у відслоненнях та окремих зразках. Найтиповіша для осадових порід – *верстувата* текстура (рис. 2, 3), у якій виділяють *горизонтальну* і *косу* верстуватість.



**Рис. 2. Основні типи верстуватості :**  
I – хвиляста (зверху лінзовидна),  
II – горизонтальна, III – коса



**Рис. 3. Види косої верстуватості осадових порід:**  
а) тимчасових водотоків, б) алювіально-руслова, в) дельтова, г) морська, д) зони морських течій, е) узбережно-морська, є) горизонтальна суцільна і перервна, ж)еолова

*Горизонтальну* верстуватість мають породи, площини напластування в яких орієнтовні паралельно одна одній. Такий тип верстуватості утворюється тоді, коли осади нагромаджуються в спокійному середовищі (наприклад, у морських відкладах). *Коса верстуватість* засвідчує деякі порушення в заляганні верств осадових порід. За розташуванням проверстків з'ясовують походження порід, оскільки в їх розміщенні відбиваються умови і середовища осадкоутворення. Інші види текстур осадових порід (хаотична, голчаста, листувата та ін.) трапляються рідко. Інколи виділяють особливі текстури поверхні шару: хвилеприбійні знаки, сліди життєдіяльності тварин, наприклад, черв'їв, тощо. За текстурними знаками можна зробити висновок про умови утворення тієї чи іншої породи.

*Хімічний та мінеральний склад.* Хімічний склад осадових порід дуже мінливий, тому що осади формуються в умовах інтенсивної механічної або хімічної диференціації речовини. За хімічним складом розрізняють хемо- і біохемогенні породи. Серед них виділяють карбонатні, кременисті, сірчаноокислі. З карбонатних порід найпоширеніші вапняки, доломіти, мергелі; з кременистих – діатоміти, опоки; із сірчаноокислих – гіпси та ін.

Хемогенні осадові породи утворюються внаслідок випадіння речовин із водних розчинів: карбонатні (вапняк оолітовий, вапнистий туф, доломіт), кременисті (діатоміти, опоки), залістисті (бурий залізняк, сидерит), марганцеві (піролюзит, манганіт), галоїдні (кам'яна сіль, калійна сіль), сульфатні (гіпс, ангідрит, мірабіліт), глиноземисті (латерит, боксит), фосфатні (фосфорити).

Біогенні осадові породи утворилися внаслідок перетворення органічних речовин: карбонатні (вапняки черепашковий, кораловий та ін., крейда, мергель), кременисті (доломіт, трепел), каустобіоліти (торф, буре вугілля, кам'яне вугілля, антрацит, горючі сланці, нафта, озокерит, бурштин).

Біогенні вапняки складаються в основному з карбонатних скелетних решток тварин чи рослин або продуктів їх життєдіяльності (зоогенні й фітогенні вапняки). біогенні вапняки утворюються в результаті відмирання морських організмів і нагромадження їхніх скелетів в осадах на дні водойм. Найсприятливіші умови для розвитку таких організмів – мілководні, теплі моря із спокійною течією, незначним перенесенням уламкового матеріалу із суші.

Дуже різноманітний мінеральний склад осадових порід. Їх найхарактерніші мінерали: кальцит, доломіт, гіпс, каолінит, опал, галіт, сильвін, ангідрит, лімоніт. Вони свідчать про осадове походження породи. Мінеральний склад піщаних порід вивчається за допомогою бінокулярної лупи і таким чином роблять висновок про породу, в результаті руйнування якої утворився цей пісок. Високий вміст кварцу в пісках свідчить про їх утворення в теплому й вологому кліматі в умовах незначної ерозії. Піски, що містять польові шпати, – континентального походження. Наявність у пісках рогової обманки, авгіту, біотиту свідчить про їх формування у сухих (аридних) умовах.

За складом мінералів піщані породи поділяються на мономінеральні (звичайно кварцові) та поліміктові. Серед останніх виділяють *аркозові* (містять велику кількість польових шпатів) і *граувакові* (складаються з уламків різних порід).

Мінеральний склад уламкових порід не провідний у їх визначенні. Тут більшу роль відіграють структура, форми уламків та характер скріплюючої речовини – цемент (якщо породи зцементовані), бо від нього залежить міцність породи. За хімічним складом виділяють такі види цементу: кременистий (дуже міцний, світлий), карбонатний (закипає під дією соляної кислоти), залістий (бурий), глауконітовий (зелений), гіпсовий (світлий, дуже м'який), глинистий (дуже слабкий) та ін. Вивчення структурно-текстурних ознак і мінерального складу гірських порід необхідне для того, щоб з'ясувати середовище їх утворення, проте умови походження осадових порід найефективніше досліджувати на місцевості.

Особливу увагу слід звертати на забарвлення порід. Воно дуже різноманітне і, зазвичай, тьмяних відтінків. Це зумовлюється кольором основних уламкових мінералів та їхніх домішок. Наприклад, аркозові пісковики – світло-рожеві або барвисті; граувакові – сірі, зеленувато-сірі; глауконітові – зелені; кварцові – білі. Темно-сірий або чорний колір здебільшого зумовлені домішками вуглистої речовини, рідше – солей марганцю та сірчано-кислого заліза. Червоний і рожевий кольори зазвичай вказують на вміст у гірській породі вищих оксидів заліза, а зелений – домішок заліза (II) та мінералів зеленого кольору. Жовте і буре забарвлення викликані наявністю в осадовій породі бурого залізняку.

Осадові гірські породи широко застосовують у господарстві. Уламкові насамперед використовують як кам'яний будівельний матеріал, а також для виробництва бетону, брукування доріг, укладання стін (бутовий камінь). Деякі різновиди грубоуламкових порід (конгломерати і брекчії) є декоративним облицювальним матеріалом. Споживачі кварцитів і кварцових пісковиків – вогнетривка промисловість і металургія. У металургії кварцити і кварцові пісковики використовують як флюс\* у виплавленні міді та нікелю. Кварцові піски застосовують у керамічній та скляній промисловості, а також у металургії – для формувальних сумішей. У керамічній промисловості домішка кварцу підвищує якість порцелянових (один із видів тонкої кераміки) і фаянсових (глиняні вироби з білої чи кольорової маси, що вкриті ззовні поливою) виробів. У порцелянових масах кварц активно реагує з головним компонентом – каоліном – та іншими складовими порцелянових мас, а також утворює основну склувату масу. Він забезпечує низку цінних властивостей виробів (міцність, термостійкість та ін.). З деяких різновидів піщаних порід (глауконітові породи) вилучають глауконіт, який широко застосовують у виробництві зеленої барви,

---

\*Флюс (нім. *fluß* – потік, течія) – речовина, що додається до розплавленого металу для видалення сторонніх шлаків.

для пом'якшення води (у фільтрах як адсорбент) і для удобрення полів (калійні добрива). Пілуваті породи також мають важливе практичне значення. Їхні міцні зцементовані різновиди використовують для брукування доріг і будівництва будинків. Лес і лесоподібні породи застосовують для виготовлення саману (будівельний матеріал – невипалена цегла із суміші глини, соломи та піску), цегли, черепиці, керамзиту тощо. Каоліни – сировина для виробництва фарфору і фаянсу. Різноманітні глини – головний компонент для виробництва цементу, цегли, черепиці, кахлю, дренажних і каналізаційних труб та інших будівельних матеріалів і виробів.

Практичне значення карбонатних порід полягає у тому, що всі вони – корисні копалини. Вапняки – добриво (вапнування кислих ґрунтів), будівельні матеріали, сировина для виробництва вапна, цементу, флюс металургії, літографський камінь у друкарській справі; їх широко застосовують у цукровій, хімічній (карбід кальцію, синтетичний каучук), текстильній, паперовій, шкіряній промисловості. Доліміти застосовують там же, де й вапняки, проте вони слугують для одержання магнію, вогнетривів, зокрема вогнетривкого одягу. Магnezити – сировина для отримання магнію та вогнетривів. Найбільшу кількість (до 65 %) кухонної солі використовують у побуті та в харчовій промисловості. Для різних технічних цілей витрачають 30–35 % видобутої кухонної солі. Сіль слугує сировиною для одержання всіх сполук, до яких входять натрій або хлор. Основним споживачем калійних солей є сільське господарство (95 % світового видобутку калійних солей), решту цих солей споживає хімічна промисловість. Основну масу бокситів, яку добувають, застосовують для одержання алюмінію, деяку частину – для виготовлення вогнетривів. Манганові руди використовують для отримання спеціальних сортів сталі, чавуну, феромангану, у хімічній промисловості, у скляному виробництві, для виготовлення сухих батарей, у медицині та ін. Вулканогенно-осадові (пірокластичні) породи широко застосовують у будівництві, особливо туфи, які мають значну пористість, що зумовлює їхню легкість. Туфи кислого складу використовують для отримання цементу і виготовлення скловолокна. Не можна переоцінити практичне значення каустобіолітів: вугілля, горючих сланців, природних бітумів, нафти (Хмелевський, Хмелевська, 2018).

### **Завдання для самостійної роботи:**

1. Користуючись літературними і картографічними джерелами, дайте характеристику найпоширеніших осадових гірських порід за варіантами: 1) осадових уламкових: піску, пісковика, суглинку, лесу, алевроліту, глини, аргіліту; 2) осадових хомогенних: кам'яної солі, калійної солі, гіпсу, вапняку, фосфориту, бокситу, латериту; 3) осадових органогенних: вапняку, крейди, мергелю, доломіту, трепелу; 4) каустобіолітів: торфу, бурого і кам'яного вугілля, горючих сланців, озокериту, бурштину.



2. Підготуйте коротке повідомлення на тему: «Найпоширеніші осадові гірські породи Волинської області», «Використання осадових гірських порід у будівництві», «Волинський бурштин».

### **Контрольні питання**

1. На які генетичні групи поділяються осадові гірські породи ?
2. Дайте коротку характеристику осадових гірських порід уламкового походження.
3. Наведіть приклади уламкових осадових гірських порід.
4. Як би назвали пісковик, що складається із 55 % кварцу, 15 % польового шпату, 30 % із уламків інших порід: а) кварцовий, б) грауваковий, в) аркозовий, г) польовошпатовий ?
5. Дайте коротку характеристику осадових гірських порід хомогенного походження ?
6. Наведіть приклади хомогенних осадових гірських порід.
7. Яке походження мають фосфорити: а) морське, продукт біохімічних процесів; б) річкове; в) озерно-болотне; г) морське, продукт хімічних перетворень ?
8. Дайте коротку характеристику осадових гірських порід органогенного походження ?
9. Наведіть приклади органогенних осадових гірських порід.
10. Які із перелічених груп осадових порід належать до кременистих: а) вапняк, доломіт, гіпс, кам'яна сіль; б) яшма, діатоміт, трепел, опока; в) фосфорит, лімоніт, вапняковий туф, мергель; г) суглинок, червона глина, ангідрит, олігоміктовий пісковик ?
11. Які ви знаєте особливості структури і текстури уламкових гірських порід.
12. Які особливості структури і текстури типові для хомогенних і органогенних гірських порід ?
13. Мінеральний склад осадових гірських порід.
14. Які осадові гірські породи найпоширеніші на Волині ? Назвіть основні родовища.

### ***Рекомендовані для вивчення теми бібліографічні джерела***

1. Геологія з основами геоморфології : підруч. для студ. еколог. і геогр. спец. вищ. навч. закладів / Г. І. Рудько, О. М. Адаменко, О. В. Чепіжко, М. Д. Крочак. Чернівці : Букрек, 2010. 400 с.
2. Лукієнко О. І. Структурна геологія з основами структурно-парагенетичного аналізу : підручник. Київ : Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2002. 366 с.
3. Ляхов Ю. В., Павлунь М. М., Ціхонь С. І. Геологія корисних копалин. Ч. 1. Рудогенез : підручник. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2012. 286 с.
4. Мізерський В. Динамічна геологія (Загальна геологія) : навч. посібник ; переклад доц. Р. Смішка. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2011. 356 с.
5. Свинко Й. М., Сивий М. Я. Геологія. Київ : Либідь, 2003. 480 с.
6. Хмелевський В. О., Хмелевська О. В. Літологія : Літогенез. Осадові породи : навч. посібник. Львів : Львівський національний університет імені Івана Франка, 2018. 536 с.
7. Шевчук В. В., Іванік О. М., Крочак М. Д., Менасова А. Ш. Загальна геологія. Практикум : навч. посіб. Київ : Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2005. 120 с.

## Практична робота № 9

**Тема:** Метаморфічні гірські породи.

**Мета:** Дослідити особливості структури і текстури найпоширеніших гірських порід метаморфічного походження.

**Основні терміни і поняття:** метаморфічні гірські породи, метаморфізм, бластез, метасоматоз, релікт, структура, текстура.

### Аудиторні завдання:

1. Використовуючи навчальні колекції, дослідити найпоширеніші метаморфічні гірські породи, визначити їхні основні особливості.

2. З'ясувати мінеральний склад, забарвлення, структуру і текстуру метаморфічних гірських порід (6–8 зразків). Результати визначення записати у вигляді таблиці.

№ з/п	Структура	Текстура	Мінеральний склад	Вихідна порода	Тип метаформізму, при якому утворилася порода	Назва породи
1						
2						

3. Дати детальну письмову характеристику найпоширеніших гірських порід метаморфічного походження. Опис здійснювати за планом: 1) назва породи; 2) колір, структура і текстура породи; 3) мінеральний склад; 4) прожилки мінералів, що трапляються в породі; 5) тип метаморфізму; 6) вихідна (вихідні) породи.

### Теоретичні відомості з даної теми

Метаморфічні гірські породи виникають у результаті перетворення осадових і магматичних гірських порід, що відбувається у земній корі під впливом ендегенних процесів. Ці перетворення відбуваються у твердому стані і виражаються у зміні мінерального, а деколи і хімічного складу, структури і текстури порід. Рідше мінеральний склад зберігається. Метаморфізм відбувається під впливом високого тиску і температури, а також внаслідок привнесення і винесення речовини високотемпературними розчинами і газами. Велике значення має склад вихідних порід.

Метаморфізм – це сукупність процесів, які ведуть до перетворення порід під впливом ендегенних чинників – їхнього хімічного, мінерального складу, внутрішньої будови.

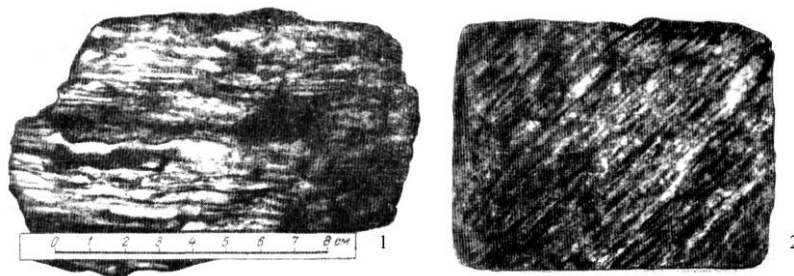
Основні особливості метаморфічних порід (мінеральний склад, структура, текстура) зумовлені специфікою процесів метаморфізму. Залежно від того, які чинники були основними у перетворенні осадових або магматичних гірських порід, розрізняють породи контактного, регіонального, метасоматичного, динамометаморфізму.

*Термічний (контактний) метаморфізм* – перетворення мінерального складу навколишніх порід під впливом високої температури магми (лави) на безпосередньому контакті з нею (смуга контактного метаморфізму може бути від кільком мм до сотень метрів). Типові продукти контактного метаморфізму: мармур (відбувається метаморфізація вапняків), кварцит (метаморфізація пісковиків), роговики (метаморфізація глинистих порід). Найчастіше відбувається метаморфізація осадових порід.

*Динамометаморфізм* – виникає в породах під впливом спрямованих тисків під час складчастих і розривних деформацій, горотвірних рухів. Охоплює порівняно вузькі зони, проявляється вздовж розривних тектонічних порушень. Типові продукти динамометаморфізму – кристалічні сланці (рис. 1).

*Регіональний метаморфізм* – найпоширеніший тип метаморфізму, відбувається тоді, коли великі фрагменти земної кори через тектонічні рухи потрапляють на великі глибини в умови високого тиску і температури. Типові продукти регіонального метаморфізму – гнейси.

*Метасоматичний метаморфізм (метасоматоз)* – виникає тоді, коли до порід, які зазнали дії високого тиску і температури, додаються з глибин гарячі пари і газу, привносячи нові компоненти, з яких утворюються нові мінерали. Перетворення під час дії летких компонентів називається пневматолітовим процесом, а гарячих розчинів – гідротермальним. Продуктами пневматолізу є скарни і грейзени.



**Рис. 1. Метаморфічні гірські породи:** 1) кристалічний сланець, 2) біотитовий гнейс

Форма залягання метаморфічних порід залежить від форми залягання породоутворюючого матеріалу. Проте переважне значення при цьому має тип метаморфізму. При регіональному метаморфізмі, що охоплює великі площі, метаморфічні породи мають форму масивів, товщ.

Найголовнішими відмінностями метаморфічних порід від магматичних і осадових є їхній мінеральний склад, структурні і текстурні ознаки. Визначення метаморфічних порід треба розпочинати із встановлення їхнього мінерального складу. Другою важливою ознакою є текстура. Мають значення також структура і колір.

*Мінеральний склад.* Метаморфічні породи складаються тільки з мінералів, що стійкі до високих температур і тисків. До них належать більшість мінералів магматичних порід: кварц, альбіт і інші плагіоклази, калієвий польовий шпат (мікроклін), мусковіт, біотит, рогова обманка, піроксен (авгіт), магнетит, гематит, а також один із мінералів осадових порід – кальцит. Крім того, у

метаморфічних породах поширені мінерали, що характерні лише для них, – серицит, хлорит, тальк, серпентин, гранат, графіт і ін.

*Епідот* – трапляється в метаморфічних породах зазвичай у вигляді дрібних зерен, утворює пігмент жовтого, фісташково-зеленого до темно-зеленого забарвлення.

*Гранат* – безбарвний чи буруватий, часто у вигляді крупних кристалів.

*Хлорит* – утворює пластинки, схожі на біотит, чи лускуваті агрегати зеленого кольору. Лусочки гнучкі, із скляним блиском.

*Тальк* – тонколускуваті, тонколистуваті, тонкозернисті агрегати. Колір від білого до жовтого. Жирний на дотик.

*Серицит* (різновид мусковіту) – лускуваті агрегати, мають вигляд суцільної маси із шовковистим блиском.

*Графіт* – у вигляді лусок або пилюватих включень сірого і сріблястого забарвлення.

*Кальцит* – трапляється у вигляді кристалів, із чітко вираженою спайністю, неправильних зерен і агрегатів різного кольору, реагує з HCl.

Хімічний склад для метаморфічних порід не має такого важливого значення для їхньої класифікації, як для порід магматичних. Це пов'язано із специфікою метаморфізму. Порода, що зазнає змін внаслідок підвищення температур і тиску, може взагалі зберегти свій хімічний склад, хоча перекристалізація і взаємні реакції складових її компонентів на різних ступенях метаморфізації зрештою спричинять формування нових мінералів з різним об'ємом і різною густиною. Тому визначальним у встановленні типу метаморфічної породи є її мінеральний склад. За особливостями будови виділяють мінерали метаморфічних порід: 1) утворені під час перекристалізації без істотної зміни складу (кварц, польовий шпат, карбонати тощо); 2) нові, що виникли внаслідок різних реакцій компонентів первинних порід, води і газів; 3) реліктові, тобто такі, що залишилися від первинних порід.

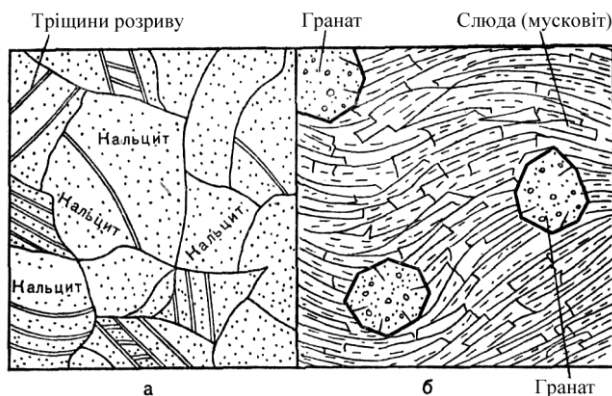
*Структура.* Структура метаморфічних порід загалом *кристалічнозерниста* (рис. 2). Вона нагадує структуру магматичних порід. Але сформувалися метаморфічні породи не в результаті кристалізації з розплаву, а в процесі перекристалізації (*бластезу*).

Структури метаморфічних порід: 1) кристалобластові, 2) катакластичні, 3) реліктові.

*Кристалобластова* структура є тоді, коли повнокристалічні структури гірських порід утворилися внаслідок їх перекристалізації у твердому стані, характеризується одночасним ростом різних кристалів. Залежно від розмірів зерен кристалобластові структури поділяють на: *гранобластову* (з переважанням ізометричної форми зерен; характерна для роговиків, кварцитів, мрамурів); *порфіробластову* (з більшими кристалами одного або кількох видів в основній масі породи; характерна для деяких сланців); *лускувату* або *ленідобластову* (пластичнаста, лускувата, листувата форма кристалобластів); *нематобластову* (голчаста або ниткоподібна форма), *фібробластову*, або *пойкілобластову* (велика кількість включень у зернах деяких мінералів – плагіоклазів, рогової обманки, гранату; характерна для скарнів, амфіболітів).

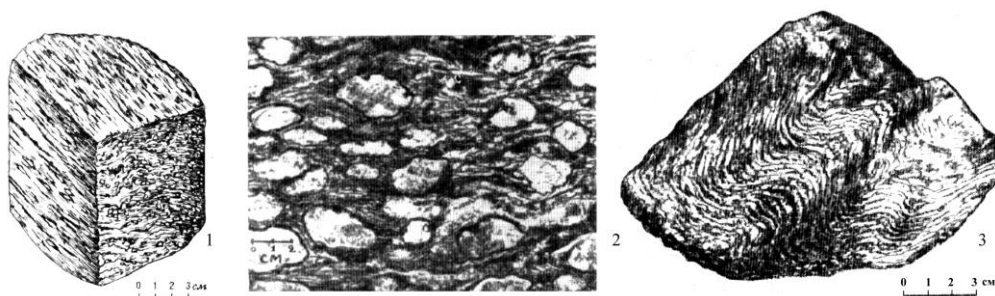
*Катакластична* структура – частина породотвірних мінералів роздроблена і не зберегла своєї первинної форми (формується під час динамометаморфізму) – характерна для брекчій, катаклазитів, мілонітів.

*Реліктова* або *залишкова* структура – структура, коли основна маса первинних зерен мінералів дуже змінена і має дрібнозернистий вигляд, але в ній залишилися окремі первинні зерна – релікти.



**Рис. 2.** Структура метаморфічних порід: а) мармуру, б) кристалічного сланцю

*Текстура.* Важливою діагностичною ознакою метаморфічних порід є їхня текстура. Є два типи текстур: 1) успадковані (реліктові); 2) власне метаморфічні (сингенетичні). *Успадковані* текстури – ті, що зберегли свій первинний вигляд, тобто вигляд тієї текстури, яка була властива первинній, неметаморфізованій породі (контакткові ореоли інтрузивних масивів). Виникнення власне метаморфічних текстур пов'язане із формуванням метаморфічної породи. Найхарактерніші види текстур: *масивна, однорідна* (розмір зерен мінералів однаковий, характерна для контактних порід; наприклад, мармуру); *смугаста* (чергуються паралельні смуги різного мінерального складу; гнейси); *сланцювата* (зерна мінералів (амфіболів, слюд) мають пластинчасту і видовжену форми, розміщені паралельно; текстура характерна для гнейсів, кристалічних сланців); *плямиста* (окремі зерна, групуючись, утворюють своєрідні плями в породі; мігматити); *очкова* (у дрібнозернистій основній масі є вкраплення у вигляді округлих чи лінзоподібних утворень із самого зерна чи агрегатів зерен – наприклад, порфіробластів польового шпату; вона типова для порід динамометаморфізму – метаморфічних брекчій тощо), *плойчаста* (коли в породі присутні дуже дрібні складки) (рис. 3).



**Рис. 3.** Текстури метаморфічних гірських порід: 1) сланцювата, 2) оолітова, 3) плойчаста

### **Завдання для самостійної роботи:**

1. Користуючись літературними і картографічними джерелами, дайте характеристику найпоширеніших метаморфічних гірських порід за варіантами: 1) породи контактного метаморфізму: мармур, кварцит, роговики; 2) породи динамометаморфізму: кристалічні сланці, мілоніти; 3) породи регіонального метаморфізму: гнейси; 4) породи метасоматичного метаморфізму: скарни, грейзени.

2. Підготуйте коротке повідомлення на тему: «Форми залягання метаморфічних порід», «Метаморфічні гірські породи у будівництві».

### **Контрольні питання**

1. Що таке метаморфізм? Які типи метаморфізму вам відомі?
2. Чому відбувається метаморфічне перетворення гірських порід?
3. За яких умов виникає метасоматичний метаморфізм?
4. Які із перелічених груп метаморфічних гірських порід могли утворитися на контакті з магмою: а) гнейс, мігматит, слюдяний сланець; б) кварцит, мармур, роговик; в) філіт, амфіболіт, антрацит; г) залістий кварцит, серпентиніт, мармур?
5. Які метаморфічні породи могли утворитися у результаті перетворення на глибині глини чи глинистих порід: а) мармур, скарн, роговик; б) мармур, філіт, амфіболіт; в) філіт, слюдяний сланець, гнейс; г) серпентиніт, роговик, кварцит?
6. Назвіть головні відмінності метаморфічних і магматичних гірських порід.
7. Які мінерали є найпоширенішими у метаморфічних породах?
8. Назвіть типові структури метаморфічних порід.
9. Що таке успадковані текстури метаморфічних порід?
10. З чим пов'язане виникнення власне метаморфічних текстур?

### ***Рекомендовані для вивчення теми бібліографічні джерела***

1. Геологія з основами геоморфології: підруч. для студ. еколог. і геогр. спец. вищ. навч. закладів / Г. І. Рудько, О. М. Адаменко, О. В. Чепіжко, М. Д. Крочак. Чернівці: Букрек, 2010. 400 с.
2. Лукієнко О. І. Структурна геологія з основами структурно-парагенетичного аналізу: підручник. Київ: Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2002. 366 с.
3. Мізерський В. Динамічна геологія (Загальна геологія): навч. посібник; переклад доц. Р. Смішка. Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2011. 356 с.
4. Свинко Й. М., Сивий М. Я. Геологія. Київ: Либідь, 2003. 480 с.
5. Структура геопростору в курсі геологія і геоморфологія (ієрархічні системи): навч. посібник / упоряд. Ф. В. Зузук, В. В. Бенедюк. Луцьк: Іванюк В. П., 2017. 100 с.
6. Шевчук В. В., Іванік О. М., Крочак М. Д., Менасова А. Ш. Загальна геологія. Практикум: навч. посіб. Київ: Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2005. 120 с.

## Лабораторна робота № 10

**Тема:** Геохронологічна і стратиграфічна шкали. Етапи горотворення.

**Мета:** Засвоїти елементи геологічної хронології, методи визначення віку гірських порід, геохронологічні і стратиграфічні підрозділи; з'ясувати закономірності структурного розвитку земної кори і формування рельєфу планети.

**Основні терміни і поняття:** відносний вік гірських порід, абсолютний вік гірських порід, геохронологічна шкала, стратиграфічна шкала, акрон (акротема), еон (еонотема), ера (ератема), період (система), епоха (відділ), вік (ярус), час (зона).

### Аудиторні завдання:

1. Використовуючи лекційний матеріал, теоретичні відомості, картографічні джерела (атлас «Україна: навчальний атлас», 1998, С. 20–27; «Атлас вчителя», 2010) складіть і проаналізуйте «Загальну геохронологічну шкалу України».

2. Підготуйте доповідь-презентацію про особливості розвитку одного із геологічних періодів розвитку Землі за планом: тривалість періоду, структура земної кори, тектонічні рухи, клімат, органічний світ.

3. Побудуйте, скориставшись рис. 3, 4 теоретичних відомостей, картосхему «Древні платформи і геосинклінальні пояси», на якій за допомогою умовних позначень покажіть: древні платформи: Північноамериканську (Канадську), Східноєвропейську, Сибірську, Південноамериканську (Бразильську), Африканську (Африкано-Аравійську), Індостанську, Австралійську, Антарктичну; Китайсько-Корейську (Північнокитайську), Південнокитайську (Янцзи), Таримську, Тибетську; молоді платформи: Середньоєвропейську, Скіфську, Туранську, Західносибірську; рухомі пояси: Арктичний, Тихоокеанський, Урало-Охотський (Урало-Монгольський), Середземноморський, Атлантичний, Антарктичний.

4. Проаналізуйте етапи горотворення в історії розвитку Землі, за допомогою умовних позначень вкажіть на картосхемі основні структури байкальської, каледонської, герцинської, мезозойської, альпійської складчастості.

### Теоретичні відомості з даної теми

Вивчення мінералів, гірських порід, решток фауни і флори, які утворені сотні мільйонів років тому, дає змогу реконструювати фізико-географічні умови осадконагромадження, утворення гірських порід. Всі гірські породи розглядаються із врахуванням умов і часу їх походження, наступних

перетворень, взаємозв'язків. Визначення віку гірських порід – складна і важлива справа, вирішення якої дозволяє встановити тривалість у часі і послідовність геологічних процесів (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010).

Вік гірських порід може бути визначений як відносний або абсолютний.

*Відносний вік* – це вік одних гірських порід відносно інших. Тобто одні породи древніші, інші молодші, встановлюється, яка із порід утворилася раніше, а яка пізніше.

До методів визначення відносного віку гірських порід належать: стратиграфічний, що базується на відносній послідовності утворення і залягання шарів гірських порід (якщо товщі осадових порід не порушені, то чим нижче залягає пласт, тим він древніший); палеонтологічний, при якому беруть до уваги викопні рештки організмів і послідовність їх еволюції (найважливішими для визначення відносного віку гірських порід вважаються організми, що були широко розповсюдженими та існували порівняно короткий проміжок часу). Палеонтологія (наука, що вивчає вимерлі організми) дає необхідний матеріал для реконструкції фізико-географічних умов минулого.

Для визначення відносного віку гірських порід найважливішим є палеонтологічний метод. Викопні залишки організмів – це «документи» геологічної історії. Останки рослин і тварин упродовж тривалого часу піддаються значним перетворенням.

1. Зазвичай зберігаються або надзвичайно стійкі по відношенню до чинників перетворення органічні речовини: кутикули, пилок чи спори рослин або скелетні утворення тварин: кістки, черепашки.

2. Зберігаються також «ядра» і «відбитки» – відбитки листків рослин, м'яких тканин медуз, м'якотілих, членистоногих, які залишилися після руйнування органічної речовини.

3. Сліди життєдіяльності – зберігаються не самі організми, і не їхні рештки, а нірки свердлячих молюсків, сліди переміщення м'якотілих організмів по мулистому субстрату; значно рідше трапляються сліди птахів, рептилій, ссавців.

4. В умовах, наприклад, вічної мерзлоти, т. зв. «асфальтових ям», де зберігаються «умови консервації» може зберегтися органічна речовина.

Проблеми вивчення органічних решток у породах для з'ясування часу утворення цих порід привертала увагу геологів ще у XIX ст. Вільям Сміт (1797–1839) увів поняття «керівної скам'янілості» (форми) і створив основу стратиграфії (Мізерський, 2011).

*Скам'янілості* – це рештки стародавніх біологічних форм, поховані в гірських породах: від мікроскопічних скелетів водоростей до кістяків динозаврів чи китів.

Біологічні форми зберігаються по-різному, окрім скам'янілих черепашок та скелетів трапляються сліди їхнього минулого (нори, відбитки кінцівок) або продукти життєдіяльності (біологічні молекули), або зберігаються цілі тіла (наприклад, комахи в бурштині). Найбільша кількість решток залишилися морських організмів з твердими



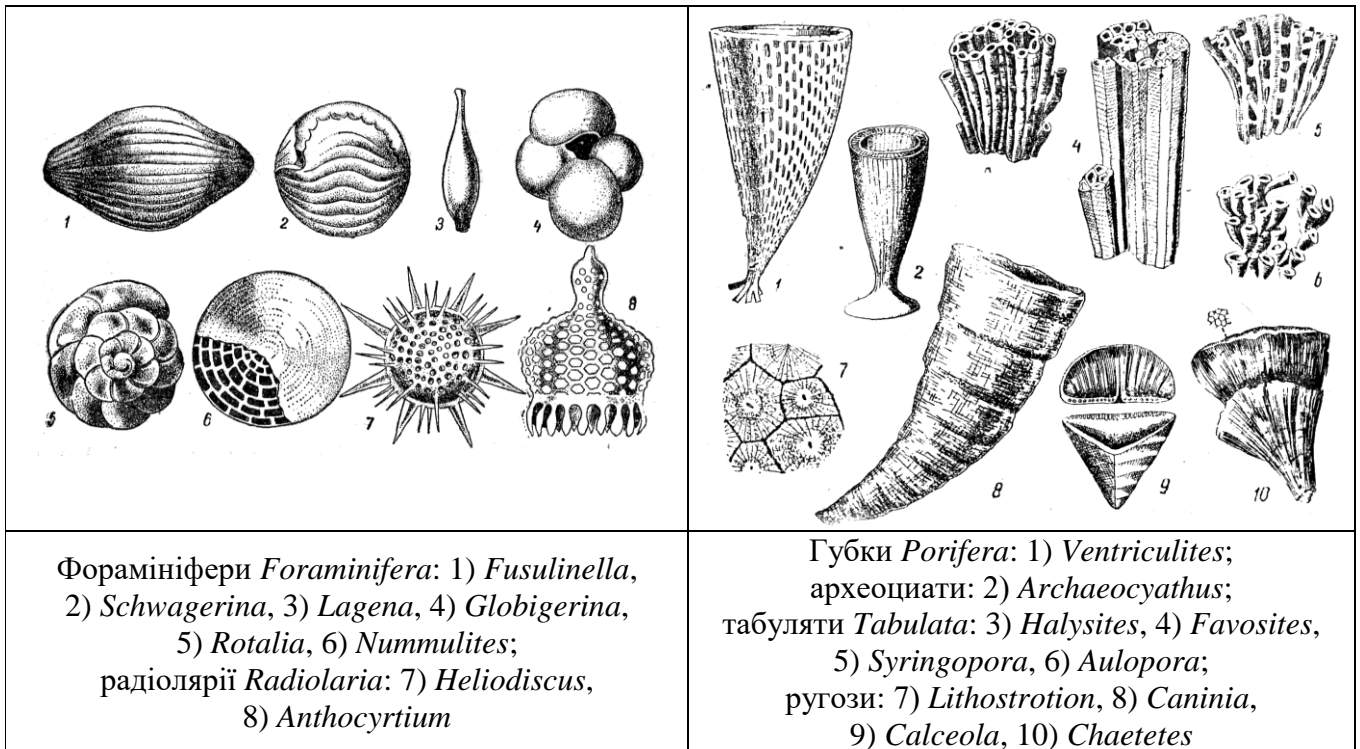
мінеральними оболонками – черепашок, молюсків. Дослідження скам'янілостей допомогло побудувати стратиграфічну та геохронологічну шкали, які відтворюють історію Землі (на основі комплексу викопних організмів, що містяться в гірських породах, вдалося дізнатися, які шари древніші, які молодші, тобто визначити їх відносний вік).

Рештки рослин і тварин упродовж довгого часу піддаються значним перетворенням, але в умовах, наприклад, вічної мерзлоти, в т. зв. асфальтових ямах, де збереглися «умови консервації» може зберегтися органічна речовина. Асфальтова (смоляна чи бітумна) яма або бітумне озеро – місце, де підземний бітум виходить на поверхню, створюючи велику ділянку природного асфальту. Бітумні озера є в США (зокрема у Каліфорнії, Техасі), Венесуелі, Перу, Ірані, Азейбарджані, Росії, Польщі. Багато смоляних ям є на околицях Мертвого моря. Тварини, що потрапили у смоляну яму, часто в'януть у них, що робить ці ями сприятливими для виявлення кісток доісторичних тварин. Зазвичай зберігаються або надзвичайно стійкі по відношенню до чинників перетворення органічні речовини: кутикули рослин, пилок чи спори рослин, або скелетні утворення (кістки, черепашки тварин). Зберігаються також «ядра» і «відбитки» – відбитки листків рослин, м'яких тканин медуз, м'якотілих, членистоногих, які залишилися після руйнування органічної речовини, а також сліди життєдіяльності – не самі організми, і не їхні рештки, а нірки свердлових молюсків, сліди переміщення м'якотілих організмів по мулистому субстрату, значно рідше зустрічаються сліди птахів, рептилій, ссавців.

Серед найпростіших найбільше геологічне значення для визначення віку геологічних шарів мають: представники класу саркодових *Sarcodina*: форамініфери *Foraminifera* (найпростіші черепашкові морські і прісноводні організми), амебоподібні планктонні організми із мінеральними скелетами – радіолярії *Radiolaria*; губки *Porifera* (багатоклітинні, прикріплені до дна, водні тварини); молюски *Mollusca* (несеgmentовані вториннопорожнинні безхребетні тварини), брахіоподи *Brachiopoda* (морські двостулкові бентосні організми) та ін. (рис. 49). Форамініфери мають велике стратиграфічне значення. Це одна із основних груп для реконструкції фанерозойських відкладів.

Основні представники **форамініфер** (кореніжок) *Foraminifera*: *Fusulinella* (відділи: середній кам'яновугільний – ранній пермський), *Schwagerina* (ранній пермський), *Lagena* (юрський – донині), *Globigerina* (юрський – донині), *Rotalia* (крейдовий – донині), *Nummulites* (палеогеновий); **радіолярій** *Radiolaria*: *Heliodiscus* (ордовицький – донині), *Anthocyrtilum* (палеогеновий – донині); **губок** *Porifera*: *Ventriculites* (крейдовий); **археоциатів** (бокаловидні тварини): *Archaeocyathus* (ранній кембрійський); підкласів типу кишковопорожнинних *Coelenterata* – **табулятів** *Tabulata* (колоніальні форми – корали): *Halysites* (силурійський), *Favosites* (силурійський–пермський), *Syringopora* (ордовицький – пермський), *Aulopora* (ордовицький–пермський); **ругоз** *Rugosa* (чотирьохпроменеві корали): *Lithostrotion* (кам'яновугільний – пермський), *Caninia* (кам'яновугільний – пермський), *Calceola* (девонський), *Chaetetes* (кам'яновугільний); класу **трилобітів** *Trilobita* типу членистоногих *Arthropoda*: *Olenellus* (ранній кембрійський), *Paradoxides* (середній

кембрійський), *Olenus* (пізній кембрійський), *Asaphus* (ордовицький), *Phillipsia* (кам'яновугільний); класів молюсків *Mollusca* – **гастропод** (черевонігих) *Gastropoda*: *Bellerophon* (ордовицький–пермський), *Pleurotomaria* (тріасовий – донині), *Turritella* (крейдовий – донині), *Helix* (палеогеновий – донині), **палеципод** *Palecipoda*: *Inoceramus* (юрський – крейдовий), *Pecten* (юрський – донині), *Ostrea* (тріасовий – донині), *Trigonia* (тріасовий – крейдовий), *Unio* (палеогеновий – донині), *Cardium* (тріасовий – донині), *Hippurites* (пізній крейдовий), **цефалоподи** (головонігі) *Cephalopoda*: *Orthoceras* (ордовицький), *Agoniatites* (середній девонський), *Goniatites* (нижній кам'яновугільний), *Clymenia* (пізній девонський), *Ceratites* (тріасовий), *Phylloceras* (юрський), *Vigrites* (пізній юрський), *Cardioceras* (пізній юрський), *Scaphites* (крейдовий), *Nautilus* (девонський – донині), **белемніти** *Belemnitella* (пізній крейдовий); **моховаток** *Bryozoa*: *Fenestella* (ордовицький – пермський), *Polypora* (ордовицький – ранній тріасовий); **брахиопод** (плечонігих) *Brachiopoda*: *Lingula* (ордовицький – донині), *Obolus* (середній кембрійський – ордовицький), *Pentamerus* (силурійський), *Gigantopoductus* (ранній кам'яновугільний), *Productus* (кам'яновугільний), *Rhynchonella* (пізній юрський – ранній крейдовий), *Teberbatula* (крейдовий – неогеновий), *Spirifer* (ранній кам'яновугільний), *Orthis* (ордовицький); класів морських пухирів (**цистоїдеї** *Cystoidea*), морських лілій (**криноїдеї** *Crinoidea*), морських їжаків (**ехіноїдеї** *Echinoidea*) типу голкошкірих *Echinodermata*: цистоїдея *Echinosphaerites* (ордовицький), криноїдея *Protaxocrinus* (ордовицький – силурійський), ехіноїдеї: *Archaeocidaris* (кам'яновугільний), *Micraster* (крейдовий); **грантоліти** *Graptolithina* типу напівхордових *Hemichordata*: *Dictyonema* (пізній кембрійський – ранній кам'яновугільний), *Tetragraptus* (ранній ордовицький), *Diplograptus* (ордовицький – ранній силурійський), *Monograptus* (силурійський).



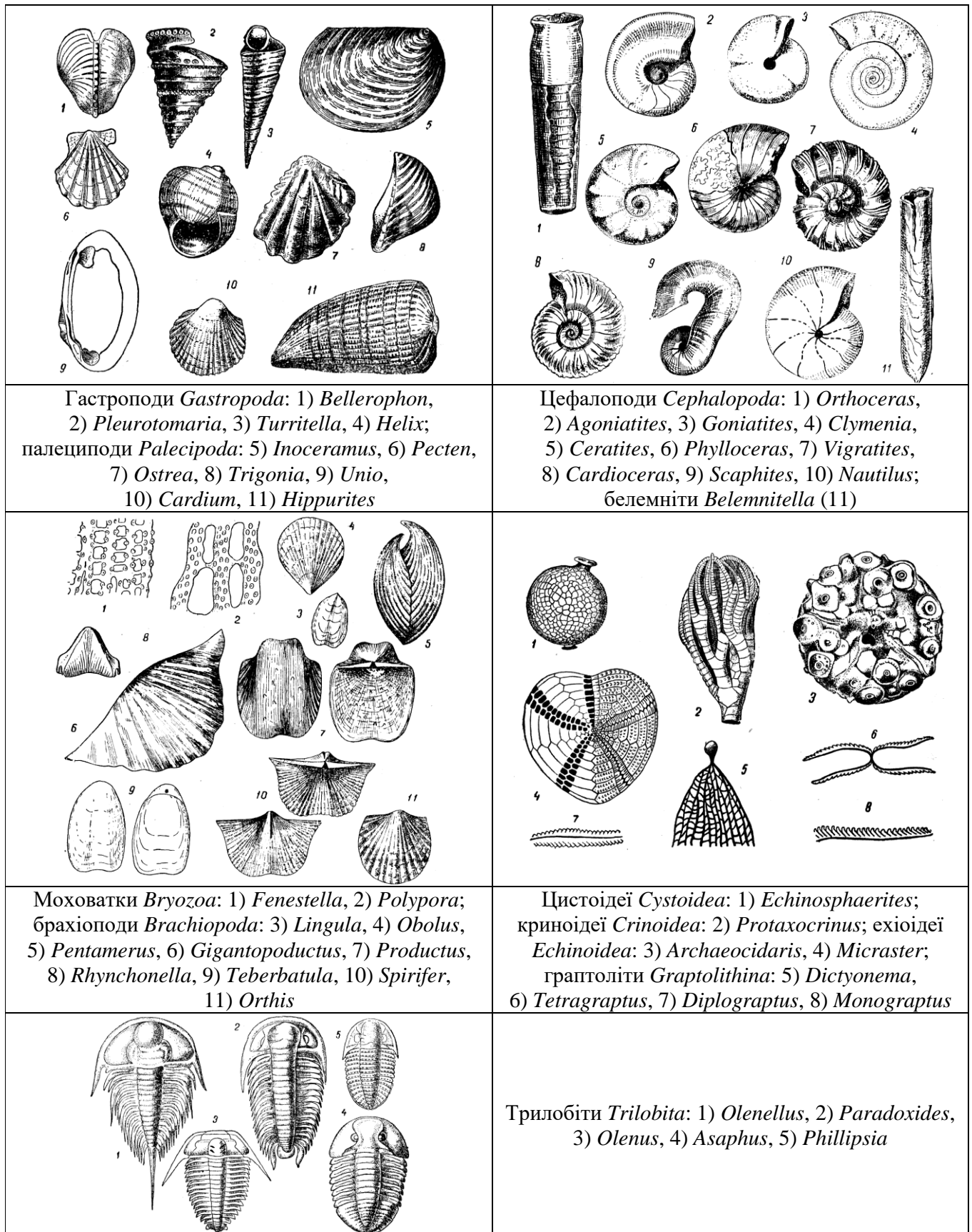
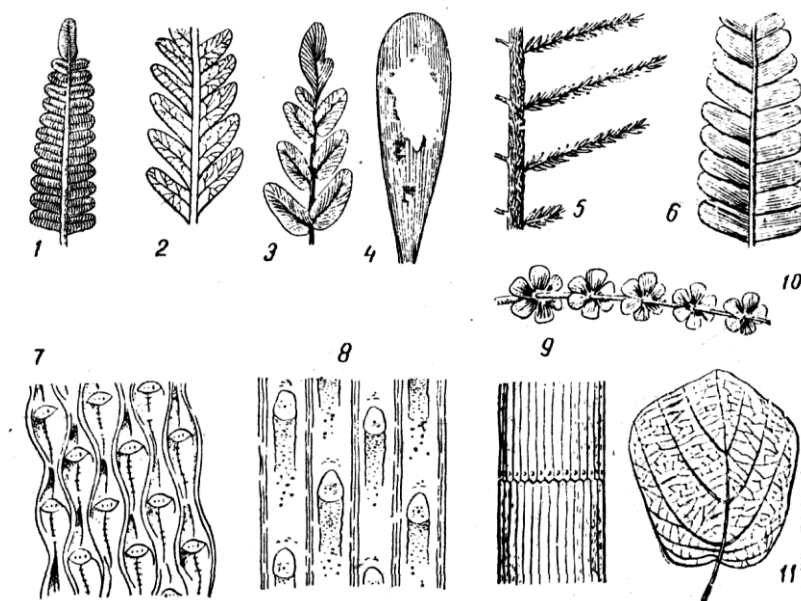


Рис. 1. Основні представники фауни, що мають важливе стратиграфічне значення

Древні рослини мають велике значення для стратиграфії континентальних утворень, це своєрідні термометри геологічного минулого: папороті, плауновидні, голонасінні, покритонасінні (за А. Н. Криштофович). Найтипівіші представники древніх рослин (рис. 2) – **папоротеподібні** *Pteridophyta*: *Pecopteris* (відділи: пізній кам'яновугільний – пермський), *Cladophlebis* (юрський), *Neuropteris* (кам'яновугільний – пермський); **голонасінні** *Gymnospermae*: *Cordaites* (кам'яновугільний – пермський), *Lebachia* (кам'яновугільний – пермський), *Nilssonia* (пермський – крейдовий); **плауноподібні** *Lycopodiophyta*: *Lepidodendron* (кам'яновугільний), *Sigillaria* (середній кам'яновугільний); **членистостебельні** (хвощевидні) *Sphenopsida*: *Calamites* (кам'яновугільний – пермський), *Sphenophyllum* (кам'яновугільний – пермський); **покритонасінні** *Magnoliophyta*: *Credneria* (крейдовий).



**Рис. 2. Основні представники флори, що мають важливе стратиграфічне значення:**

папоротеподібні *Pteridophyta*: 1) *Pecopteris*, 2) *Cladophlebis*, 3) *Neuropteris*;  
голонасінні *Gymnospermae*: 4) *Cordaites*, 5) *Lebachia*, 6) *Nilssonia*;  
плауноподібні *Lycopodiophyta*: 7) *Lepidodendron*, 8) *Sigillaria*;  
членистостебельні (хвощевидні) *Sphenopsida*: 9) *Calamites*, 10) *Sphenophyllum*;  
покритонасінні *Magnoliophyta*: 11) *Credneria*.

*Абсолютний вік* – це вік утворення гірських порід в одиницях літочислення (у мільйонах, десятках мільйонів, сотнях мільйонів років).

До появи радіоізотопного методу датування (поч. ХХ ст.) не існувало жодного ефективного способу вивчення віку мінералів, гірських порід і скам'янілостей. Відкриття радіоактивних ізотопів деяких елементів (свинцю, вугілля, циркону та ін.) у складі мінералів, явища їх розпаду з утворенням нових ізотопів і *швидкості такого розпаду* для кожного ізотопу дало змогу визначити вік мінералів. Можливості радіо датування обмежені, бо залежать від виду елемента. Наприклад, за допомогою радіовуглецевого методу можна визначити вік тільки тих об'єктів, що налічують до 50 тис. років.

Для встановлення віку гірських порід у роках застосовують декілька геохронологічних методів, що основані на явищі радіоактивного розпаду (використовуються радіоактивні ізотопи урану, торію, рубідію, калію, вуглецю і водню: уран  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ , торій  $^{232}\text{Th}$ , рубідій  $^{87}\text{Rb}$ , калій  $^{40}\text{K}$ , вуглець  $^{14}\text{C}$ , гідроген  $^3\text{H}$ ).

Вказані ізотопи не стабільні, вони спонтанно розпадаються з *характерними швидкостями розпаду*, які можуть бути виражені періодами напіврозпаду. Один із ізотопів урану  $^{238}\text{U}$  розпадається, проходячи через ряд проміжних елементів до  $^{206}\text{P}$  (*плумбуму*). Другий ізотоп урану  $^{235}\text{U}$  також послідовно розпадається до  $^{207}\text{P}$ . Таким чином, співвідношення кожного радіогенного елемента свинцю до свого материнського ізотопу дає можливість незалежно визначати вік породи з первинними урановими мінералами. Для того, щоб визначити вік, необхідно знайти відношення ваги новоствореного елемента до ваги материнського елемента. Радіоактивні ізотопи відіграють роль атомного годинника, що почав відлік часу з моменту кристалізації мінералів. Жодний із названих елементів не встиг зникнути повністю (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010).

*Атом* – це найменша частинка хімічного елемента, яка зберігає його хімічні властивості. До складу молекули може входити різна кількість атомів. Атом складається з трьох видів частинок: *електронів, протонів, нейтронів*. Перші утворюють оболонку атома, протони й нейтрони – ядро. Кількість протонів і нейтронів, які містяться в ядрі атома, називається масовим числом атома. Ядра всіх атомів даного елемента мають однаковий заряд, тобто містять однакову кількість протонів. Проте кількість нейтронів в ядрах цих атомів може бути різною. Атоми з однаковим зарядом ядра, але різною кількістю нейтронів називають *ізотопами*. Наприклад, природний хлор складається з двох ізотопів  $^{35}\text{Cl}$  і  $^{36}\text{Cl}$ , магній – з трьох ізотопів  $^{24}\text{Mg}$ ,  $^{25}\text{Mg}$ ,  $^{26}\text{Mg}$ . У гідрогену два стабільних ізотопи: протій (H) і дейтерій (D), відомий також радіоактивний ізотоп водню – тритій (T).

Визначенням віку гірських порід займається наука *геохронологія*.

Для історії геологічного розвитку планети дуже важливо встановити послідовність геологічних подій, визначити місце кожного комплексу гірських порід у зведеному розрізі земної кори, а також визначити абсолютний вік кожної геологічної події, кожного відрізка часу, в які утворились певні комплекси порід.

На основі багатого накопиченого матеріалу, співставлення історії різних регіонів землі та закономірностей еволюції органічного світу була розроблена, прийнята і затверджена на Міжнародному геологічному конгресі у 1881 р. в м. Болоньї *перша стратиграфічна шкала*. У ній було відображено послідовність стратиграфічних підрозділів осадових, вулканогенних і частково метаморфічних утворень, що складають земну кору. Ці підрозділи сформувались за певні відрізки часу. Також шкала показувала послідовність та підпорядкованість основних етапів геологічної історії Землі та розвитку життя на ній. Таким чином, шкала мала подвійне значення: показувала послідовність утворення стратиграфічних підрозділів, які згідно зі своїм віком послідовно

розміщені у зведеному розрізі земної кори – стратиграфічній колонці (*стратиграфічна шкала*), та послідовність відрізків часу, протягом яких утворилися ці підрозділи (*геохронологічна шкала*). Тобто основою для створення відносної геохронологічної шкали є стратиграфічна. Геохронологічна шкала є результатом аналізу і синтезу всіх даних стратиграфічної шкали і відповідно відображала не точні дати та абсолютну тривалість геологічних подій, а природну періодизацію геологічної історії розвитку Землі від найдревніших етапів до новітніх подій. З часом шкала уточнювалася, вносилися зміни, для багатьох підрозділів геохронологічної шкали був визначений абсолютний вік (тобто вік в абсолютних одиницях часу – роках, тисячоліттях, мільйонах років) (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010).

Міжнародна стратиграфічна шкала відображає стратиграфічну послідовність хроностратиграфічних підрозділів глобального значення. Загальні стратиграфічні шкали складаються для окремих великих територій земної кулі у випадку деяких відмін від Міжнародної стратиграфічної шкали. Загальна стратиграфічна шкала для території України затверджується Національним стратиграфічним комітетом України. Останній варіант стратиграфічної шкали, який є законом і основою для усіх геологічних робіт та досліджень на території України, зафіксований в Стратиграфічному кодексі України, виданому в 1997 р.

В геохронологічній шкалі прийняті наступні часові і відповідні їм стратиграфічні підрозділи (табл. 1, 2):

Таблиця 1

<b>Підрозділи за часом</b> ( <i>геохронологічні</i> )	<b>Підрозділи</b> <b>за віком відкладів</b> ( <i>стратиграфічні</i> )
Акрон	Акротема
Еон	Еонотема
Ера	Ератема
Період	Система
Епоха	Відділ
Вік	Ярус

Найтривалішим у часі (мільярд років і більше) – є акрон: архей «*архео*» (грецьк.) – древній; протерозой «*протерос*» (грецьк.) – перший; акрон, який розпочався у фанерозойський період «*фанерос*» (грецьк.) – явний. Акрони у свою чергу поділені на менш тривалі відрізки часу – еони (менше 1 млрд років). Їм у стратиграфічній шкалі відповідають еонотеми (їх 7 – нижній, середній, верхній архей, нижній, середній, верхній протерозой, фанерозой (фанерозойська еонотема найкоротша – 570 млн років, тому що незавершена). Еони поділяються на ери, які тривають сотні мільйонів років. Їм відповідають ератеми у стратиграфічній шкалі. Ери поділяються на періоди, що тривають десятки мільйонів років. У стратиграфічній шкалі їм відповідають системи. Періоди поділяються на епохи, яким відповідають стратиграфічні підрозділи – відділи. Епохи поділені на віки, яким у стратиграфічній шкалі відповідають яруси.

Стратиграфічна шкала була прийнята за основу геологічного картування, в якому за кожним з періодів міжнародним стандартом закріплено єдину систему кольорів, що значно спрощує процес «читання» геологічної документації: карт, розрізів та ін. На геологічних картах та розрізах відклади різного віку позначають різними кольорами. Темніші відтінки кольорів у кожній системі використовуються для показу давніших підрозділів системи, та чим молодший підрозділ, тим світліший відтінок кольору. Архей позначається темно-рожевим кольором, протерозой – світло-рожевим, кембрій – ліловим, ордовик – темно-оливковим, силур – світло-оливковим, девон – коричневим, карбон – сірим, перм – бурим, тріас – фіолетовим, юра – блакитним, крейда – салатково-зеленим, палеоген – оранжевим, неоген – світло-жовтим, антропоген – світло-сірим.

Назви періодів (систем), ярусів (віків) подані за назвою місцевості, де відклади відповідного віку були вперше встановлені (пермська – за Пермською губернією в Росії, девонська – за графством Девоншир в Англії), або за народністю, що мешкала на тій чи іншій території (вендська, силурійська), або за характером внутрішніх підрозділів (тріас – потрійний), переважанням тих чи інших порід (кам'яновугільна, пермська) чи етапами еволюції ссавців (палеоген, неоген, антропоген). Не можна змішувати геохронологічні і стратиграфічні підрозділи. Наприклад, не можна сказати, що «людина з'явилась в четвертинній системі» (треба – «у четвертинному періоді»); або «породи кам'яновугільного періоду» (треба – «кам'яновугільної системи»). Кожен період (система) позначається великими літерами латинського алфавіту (ератеми – двома великими літерами), а їх основні підрозділи (геохронологічні епохи, стратиграфічні відділи) – арабськими цифрами: чим давніша епоха, тим менша цифра (наприклад, нижній D<sub>1</sub>, середній D<sub>2</sub>, верхній D<sub>3</sub>). Деякі системи поділяються тільки на два відділи: нижній і верхній (силурійська, пермська, крейдова, неогенова, четвертинна).

Таблиця 2

**Стратиграфічна шкала (Національний стратиграфічний комітет, 1997 р.)**  
(Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010)

Акро-тема	Еонотема	Ератема	Система	Відділ	Вік нижньої межі (млн р.)	Тривалість (млн. р.)
1	2	3	4	5	6	7
Фанерозойська		Кайнозойська KZ	Четвертинна Q	Голоцен	0,009	1,8
				Плейстоцен	1,8	
			Неоген N	Пліоцен N <sub>2</sub>	5	22
				Міоцен N <sub>1</sub>	23,8	
			Палеоген P	Олігоцен P <sub>3</sub>	37	41,2
				Еоцен P <sub>2</sub>	54	
			Палеоцен P <sub>1</sub>	65		
		Мезозойська MZ	Крейдова K	Верхній K <sub>2</sub>	96	70
				Нижній K <sub>1</sub>	135	
			Юрська J	Верхній J <sub>3</sub>	154	70
Середній J <sub>2</sub>	180					
	Нижній J <sub>1</sub>	205				

Продовження таблиці 2

1	2		3	4		5	6	7
			<b>Палеозойська PZ</b>	Триасова T	Верхній T <sub>3</sub>	230	40	
					Середній T <sub>2</sub>	240		
					Нижній T <sub>1</sub>	245		
				Пермська P	Верхній P <sub>2</sub>	258	50	
					Нижній P <sub>1</sub>	295		
				Кам'яно-вугільна C	Верхній C <sub>3</sub>	305	65	
					Середній C <sub>2</sub>	320		
					Нижній C <sub>1</sub>	360		
				Девонська D	Верхній D <sub>3</sub>	375	50	
					Середній D <sub>2</sub>	385		
					Нижній D <sub>1</sub>	410		
				Силурійська S	Верхній S <sub>2</sub>	425	25	
					Нижній S <sub>1</sub>	435		
				Ордовицька O	Верхній O <sub>3</sub>	445	65	
					Середній O <sub>2</sub>	470		
Нижній O <sub>1</sub>	500							
Кембрійська Є	Верхній Є <sub>3</sub>	515	70					
	Середній Є <sub>2</sub>	545						
	Нижній Є <sub>1</sub>	570						
<b>Протерозойська PZ</b>	<b>Верхній протерозой PR<sub>3</sub></b>	<b>Рифейська R</b>	Верхній R <sub>3</sub>	<b>Вендська V</b>	Верхній V <sub>2</sub>	<b>2600±200</b>		
			Середній R <sub>2</sub>		Нижній V <sub>1</sub>			
			Нижній R <sub>1</sub>					
	Середній протерозой PR <sub>2</sub>							
	Нижній протерозой PR <sub>1</sub>							
<b>Архей AR</b>	Верхній архей AR <sub>3</sub>							
	Середній архей AR <sub>2</sub>							
	Нижній архей AR <sub>1</sub>							



У всі геологічні епохи на планеті рух літосферних плит викликав численні гороутворення. Цей процес називається *орогенезом*. Утворені лінійні гірські масиви називаються *орогенічними поясами*, а періоди їх формування називають *епохою орогенезу*. Їх зазвичай пов'язують із географічною назвою, як, скажімо, каледонський орогенез ототожнюється з Шотландією (римляни її називали Каледонією).

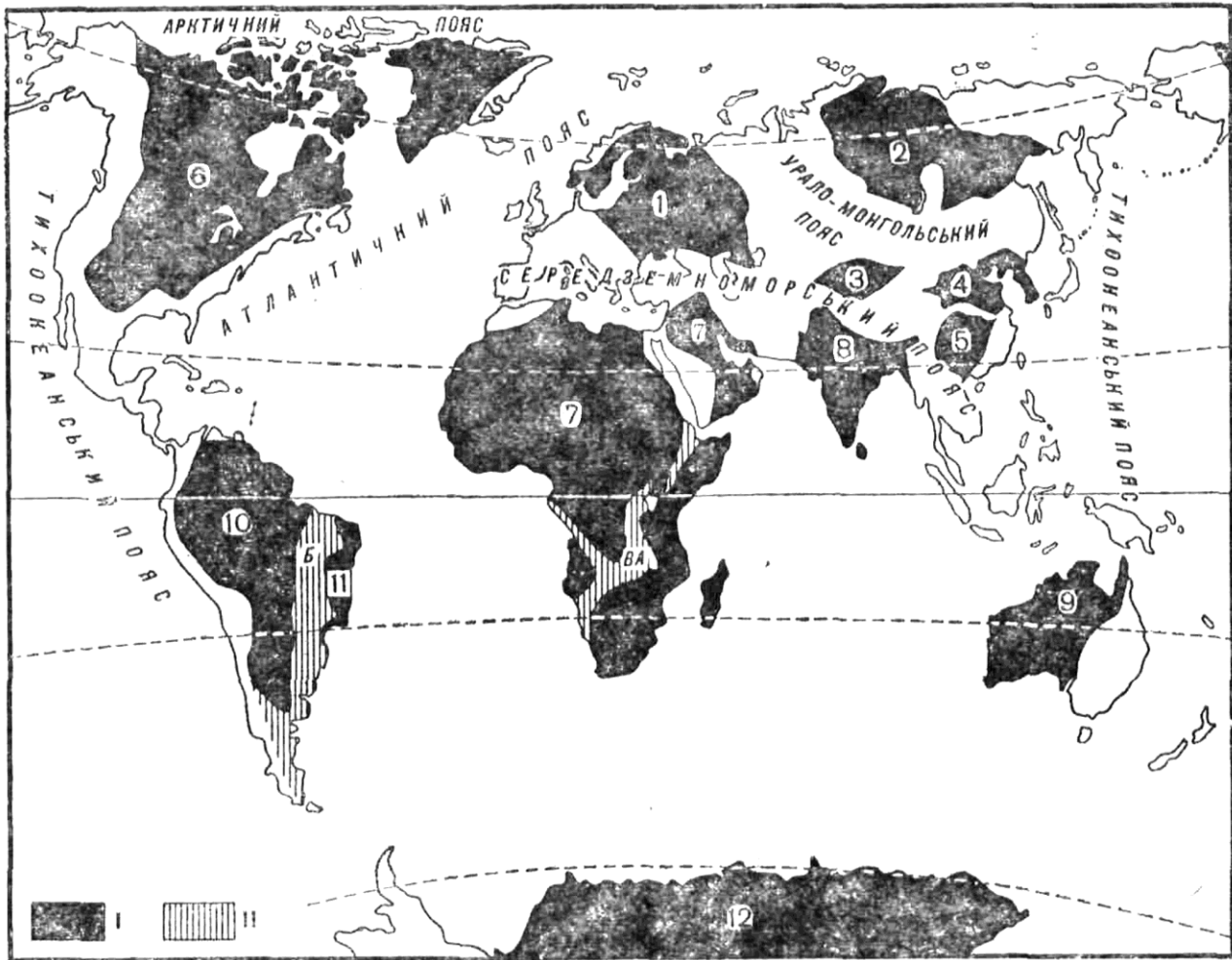
Тектоніка плит – сучасна геологічна теорія про рух літосферних плит, яка розвивається з кінця 60-х рр. ХХ ст., пояснює, як рухаються і деформуються зовнішні шари Землі. Вона стверджує, що земна кора складається з цілих блоків – *плит*, які знаходяться в постійному русі одна до одної. При цьому в *зонах розтягання* (серединно-океанічних хребтах і континентальних рифтах) внаслідок *спредингу* (розсування морського дна) утворюється нова океанічна кора. На периферії океанів у зоні глибоководних жолобів тонка океанічна кора підсувається під континентальну. Цей процес називається *субдукцією*. В зоні наближення континентальних плит відбувається їх насування, інтенсивна деформація та складкоутворення. Ці процеси мають назву *колізії*. Теорія пояснює причини виникнення землетрусів, вулканічної діяльності та горотворення, більша частина яких приурочена до границь плит.

Докембрійські (найдревніші) породи виходять на поверхню в районі Карелії, Кольського півострова (східна частина Балтійського щита), Українського щита, в басейні рік Алдану (Алданський щит), Анабари (Анабарський щит), в середній течії Єнісею (Єнісейський кряж).

Перша особливість докембрію – глибокий і майже повсюдний метаморфізм гірських порід. Найпоширеніші породи докембрію – гнейси, сланці, кварцити, мармури. Друга характерна особливість – велика кількість магматичних порід, особливо гранітів. Гранітами докембрію складені Балтійський, Український, Алданський щити. Серед осадових переважають уламкові та хемогенні утворення: конгломерати, пісковики, глинисті сланці, вапняки і доломіти. Важлива особливість докембрійських порід – вони дуже дислоковані.

В докембрії сформувалися древні платформи: Північноамериканська (Канадська), Східноєвропейська (Руська), Сибірська, Південноамериканська (Бразильська), Африканська (Африкано-Аравійська), Індостанська, Австралійська, Східно-Антарктична; Китайсько-Корейська (Північнокитайська), Південнокитайська (Янцзи), Таримська, Колимська; рухомі пояси: Арктичний, Тихоокеанський, Урало-Охотський (Урало-Монгольський), Середземноморський, Північно-Атлантичний, Антарктичний; області байкальського орогенезу (*байкаліди*, кінець пізнього протерозою – початок кембрію): території Прибайкалля, Забайкалля, Східний Саян, Єнісейський кряж, Тіманський кряж (рис. 3).

В ранньому палеозої (ордовицький, силурійський, девонський періоди) в результаті коливальних складчастих рухів сформувалися *каледоніди* – області каледонської складчастості, у будові яких приймали участь багатокілометрові товщі осадових і ефузивних порід нижнього палеозою та докембрію: Гренландські каледоніди, Алтай, Тибет, південна частина Східно-Австралійських гір, Південно-Китайські гори, підняття Ірландії, північної частини Великобританії (Шотландія – Каледонія), Скандинавські гори, гори Апалачі.

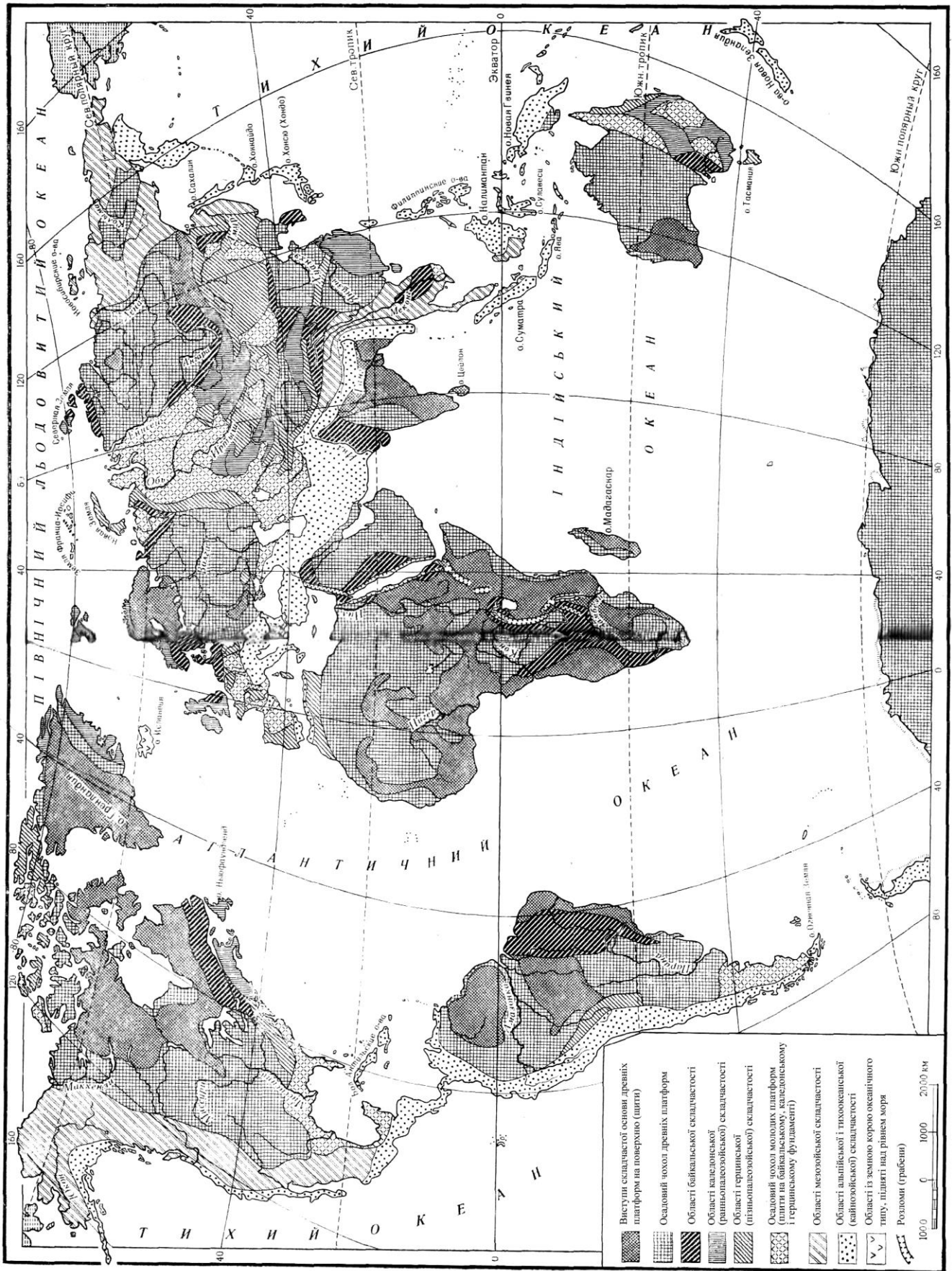


**Рис. 3. Схема розміщення древніх платформ і геосинклінальних поясів (за Немков Г. І.):**  
 I – древні платформи: 1) Східноєвропейська, 2) Сибірська, 3) Таримська, 4) Китайсько-Корейська, 5) Південнокитайська, 6) Північноамериканська, 7) Африкано-Аравійська, 8) Індостанська, 9) Австралійська, 10) Південноамериканська, 11) Східно-Бразильська, 12) Антарктична; II – малі геосинклінальні пояси: Бразильський (Б), Внутрішньоафриканський (ВА).

У герцинський етап горотворення (кам'яновугільний, пермський геохронологічні періоди) сформувалися *герценіди*: Урало-Тянь-Шанська, Монголо-Охотська складчасті області, гори Атлас, Капські гори, західна частина Піренейського півострова, схід Австралії, північна частина Східноавстралійських гір, о. Нова Земля.

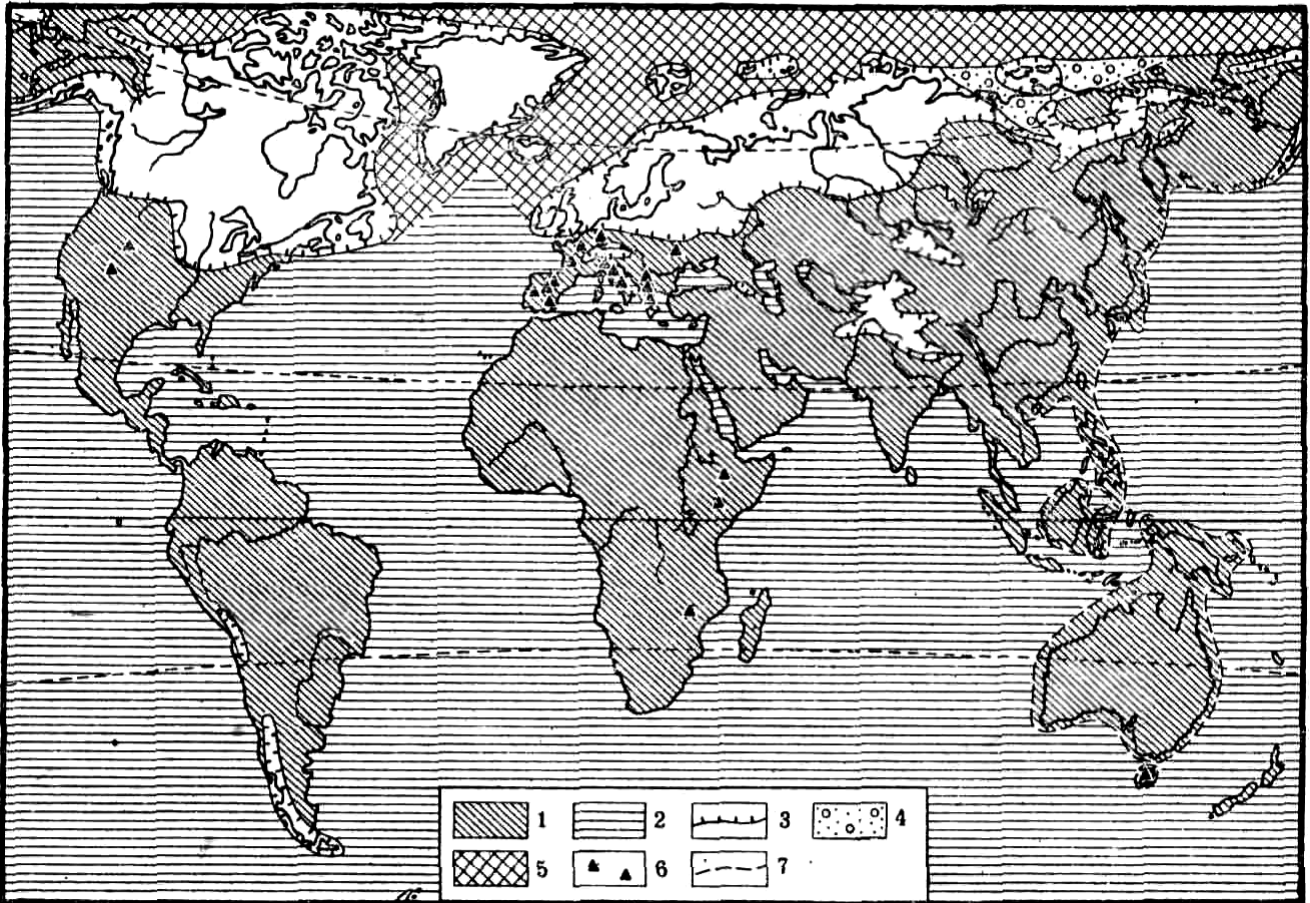
У мезозойський етап горотворення утворилися Скалисті гори, підняття Індокитаю, Далекого Сходу.

У кайнозойському етапі утворилися *альпіди*: Піренеї, Альпи, Апенніни, Карпати, Балканські гори, Крим, Кавказ, Копетдаг, Іранське нагір'я, Гіндукуш, Каракорум, Гімалаї, гірські споруди Малайського архіпелагу, Філіппін, Нової Гвінеї і Нової Зеландії, гори Камчатки, Курильські острови, Сахалін, гори Японії, Анди. В процесі кайнозойської складчастості утворилося дві великі зони складчастих структур – західне і східне побережжя Тихого океану (Тихоокеанське кільце) та Середземноморський пояс (рис. 4). В кайнозої сформувалися сучасні риси материків та океанів.



**Рис. 4.** Історія розвитку структур земної кори

Важливою особливістю антропогенового періоду були гігантські материкові зледеніння, викликані кліматичними змінами (похолоданням). Під час максимального зледеніння більше 27 % площі материків були вкриті льодом (майже втричі більше, ніж зараз) (рис. 5).



**Рис. 5.** Епоха максимального зледеніння (за В. І. Громовим):

1) частини материків, не вкриті льодом, 2) море, 3) межа зледеніння, 4) фірновий лід (зернистий сніг, що не тане), 5) пак (рухомий лід), 6) ділянки гірських зледенінь, 7) уявні межі материків під час зледеніння

### **Завдання для самостійної роботи:**

1. Підготуйте короткі повідомлення за варіантами: 1) Форми збереження викопних рослин; 2) Форми збереження раковин м'якотілих; 3) Сліди життєдіяльності організмів і їх класифікація; 4) Заміщення тканин мінеральною речовиною; 5) Сучасні уявлення про походження життя.

2. Письмово проаналізуйте, з якими геохронологічними періодами пов'язане утворення різних комплексів корисних копалин ендогенного і екзогенного походження.

### **Контрольні питання**

1. Що таке відносний вік гірських порід ?
2. Які методи визначення відносного віку гірських порід вам відомі ?
3. Поясніть поняття «керівні скам'янілості».
4. Які форми збереження скам'янілостей вам відомі ?
5. Наведіть приклади видів тварин і рослин, що мають найбільше значення для визначення віку геологічних шарів.
6. Що таке абсолютний вік гірських порід ?
7. Які ви знаєте методи визначення абсолютного віку гірських порід ?
8. Що відображає геохронологічна шкала ?
9. Які підрозділи прийняті у геохронології ?
10. Що відображає стратиграфічна шкала ?
11. Які підрозділи прийняті у стратиграфії ?
12. Які епохи орогенезу ви знаєте ?
13. Які тектонічні структури належать до найдревніших ?
14. Де поширені структури каледонського і герцинського орогенезу ?
15. Коли утворилися альпіди ? Наведіть приклади.

### ***Рекомендовані для вивчення теми бібліографічні джерела***

1. Атлас вчителя / В. В. Молочко, Ж. Є. Бонк, І. Л. Дрогушевська та ін. Київ : ДНВП «Картографія», 2010. 328 с.
2. Геологія з основами геоморфології : підруч. для студ. еколог. і геогр. спец. вищ. навч. закладів / Г. І. Рудько, О. М. Адаменко, О. В. Чепіжко, М. Д. Крочак. Чернівці : Букрек, 2010. 400 с.
3. Лукієнко О. І. Структурна геологія з основами структурно-парагенетичного аналізу : підручник. Київ : Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2002. 366 с.
4. Мізерський В. Динамічна геологія (Загальна геологія) : навч. посібник ; переклад доц. Р. Смішка. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2011. 356 с.
5. Свинко Й. М., Сивий М. Я. Геологія. Київ : Либідь, 2003. 480 с.
6. Структура геопростору в курсі геологія і геоморфологія (ієрархічні системи): навч. посібник / упоряд. Ф. В. Зюзук, В. В. Бенедюк. Луцьк : Іванюк В. П., 2017. 100 с.
7. Україна : навчальний атлас. Київ : Головне управління геодезії, картографії та кадастру при Кабінеті Міністрів України, 1998. 96 с.
8. Шевчук В. В., Іванік О. М., Крочак М. Д., Менасова А. Ш. Загальна геологія. Практикум : навч. посіб. Київ : Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2005. 120 с.

## Лабораторна робота № 11

**Тема:** Геологічні карти і розрізи. Рельєсоформуюча роль рухів земної кори.

**Мета:** Засвоїти елементи геотектоніки; з'ясувати техніку побудови геологічного розрізу.

**Основні терміни і поняття:** складчастість, монокліналь, складка, антиклінальна складка, синклінальна складка, скид, зсув, підкид, насув, грабен, рифт, рамп, горст, геологічна карта, геологічний розріз, геологічний шар (пласт).

### Аудиторні завдання:

1. Схематично зобразіть складку, позначивши її основні елементи, та типи складок: за характером нахилу осьової поверхні; за формою замка; за співвідношенням довжини і ширини складки (скористайтесь рис. 11 теоретичних відомостей).

2. Побудуйте геологічний розріз по заданій лінії (АБ, ВГ, ДЕ, ІІ) геологічної карти (рис. 6). Оформіть у вигляді стратиграфічної колонки умовні позначення.

### Теоретичні відомості з даної теми

У будові земної кори беруть участь магматичні, осадові і метаморфічні гірські породи. Будова земної кори відображається за допомогою геологічних карт.

*Геологічна карта* – це графічне зображення на топографічній основі в певному масштабі геологічної будови певної ділянки земної кори (за допомогою умовних позначень відображено склад, вік та умови залягання гірських порід).

Карти із зображенням складу гірських порід називаються *петрографічними* чи *літологічними*. На *тектонічних* картах зображуються основні структурні елементи земної кори, умови їхнього геологічного розвитку. Карти, що характеризують поширення і умови залягання підземних вод, називаються *гідрогеологічними*. На *геоморфологічних* картах зображуються основні елементи рельєфу земної поверхні. На *картах корисних копалин* показані присутні у гірських породах поклади мінеральної сировини та закономірності їх поширення. Четвертинні континентальні відклади відображаються на спеціальних геологічних картах, що називаються *картами четвертинних відкладів*.

Відклади антропогену (четвертинної системи) мають різну потужність (від 0 до 150 м) і строкате походження (морські, річкові, озерні, вулканогенні та ін.), складають крайні верхні горизонти геологічних розрізів, перериваючись на схилах гір, річкових долин, ярів. Ці відклади позначаються малими літерами латинського алфавіту (*a* – алювіальні відклади, *b* – болотні, *d* – делювіальні, *g* – льодовикові, *p* – пролювіальні, *vd* – лесовидні суглинки, *f* – флювіогляціальні, *e* – елювіальні, *v* – еолові, *la* – нерозчленовані озерно-алювіальні, *lf* – нерозчленовані озерно-флювіогляціальні). Час їх формування позначається римськими цифрами.

Масштаби геологічних карт різноманітні: оглядові (М 1 : 1 000 000; 1 : 2 500 000; 1 : 5 000 000); регіональні (якоїсь області) (М 1 : 1 500 000; 1 : 200 000); детальні (великомасштабні) (М 1 : 200 000; 1 : 50 000).

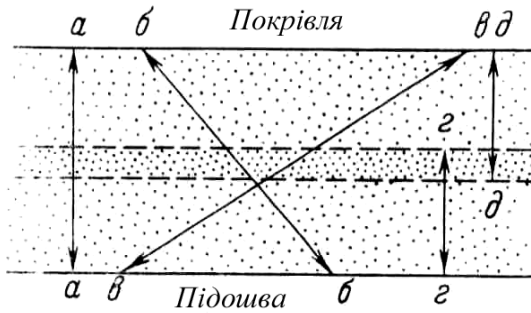
Крупномасштабні геологічні карти відображають інформацію про поширення таких стратиграфічних горизонтів, як відділи і яруси. Контакти між стратиграфічними підрозділами на геологічних картах показуються тонкими чорними лініями, розривні тектонічні порушення – червоними суцільними (якщо диз'юнктив (розрив) встановлений достовірно), чи червоними пунктирними (якщо диз'юнктив (розрив) передбачається).

Геологічні карти зазвичай доповнюються стратиграфічними колонками, де подана інформація про потужність, літологічний склад виділених на карті стратиграфічних горизонтів. Інформація, що подається на геологічних картах і стратиграфічних колонках дає можливість «зазирнути» вглибину земних надр (прослідкувати поширення геологічних шарів на глибині).

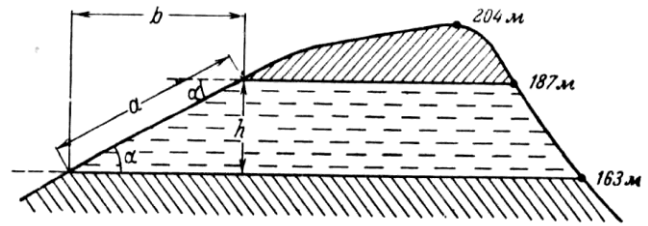
*Стратиграфічна колонка* – відображення за допомогою умовних позначень в прийнятому масштабі послідовності напластувань, потужності і віку гірських порід, їхніх літологічних особливостей та характеру контактів між суміжними стратиграфічними підрозділами. Має вигляд вузького прямокутника (таблиці), в якій найдревніші породи показані в нижній частині.

На основі геологічних карт і стратиграфічних колонок складаються геологічні розрізи (зазвичай в масштабі карти), що показують особливості залягання геологічних тіл (горизонтів, шарів) на глибині.

*Шар (пласт)* гірських порід – це геологічне тіло плитоподібної чи лінзоподібної форми, складене породами більш-менш однорідного складу і обмежене двома поверхнями (поверхнями нашарування), що відокремлюють його від підстиляючого і покриваючого (налягаючого) шарів. Однорідність шару виражається його складом, забарвленням, текстурними ознаками, присутністю однакових включень чи скам'янілостей. Пласт відрізняється від інших пластів: 1) тим, що породи інших сусідніх пластів мають іншу будову і склад гірських порід; 2) породи сусідніх пластів мають однаковий склад і будову, але відділяються один від одного поверхнями розділу, утворення яких може бути викликане короткочасними змінами умов осадконагромадження. Перехід від одного пласта до іншого може бути різким чи поступовим. Поверхні, що розмежовують шари, зазвичай бувають нерівними. Верхня з них називається *покрівлею*, нижня – *підшовою* шару. Відстань між покрівлею і підшовою шару характеризує його потужність. Виділяється три види потужностей шару: *істинна* – найкоротша відстань між покрівлею і підшовою; *видима* – будь-яка інша відстань між покрівлею і підшовою шару; *неповна* – коли вимірюють відстань від покрівлі чи підшови шару до будь-якої поверхні, що знаходиться всередині шару. Зазвичай можна спостерігати видиму потужність чи ширину виходу пласта на поверхню у відслоненнях, а істинну потужність потрібно обчислювати (рис. 1, 2).



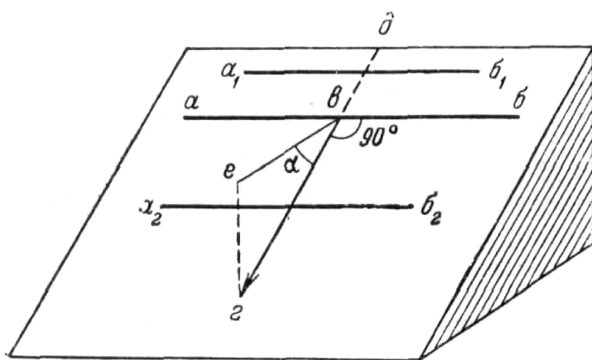
**Рис. 1. Різні види потужності шару (пласта):**  $aa$  – істинна потужність,  $bb$  і  $vv$  – видима потужність,  $gg$  і  $dd$  – неповна потужність



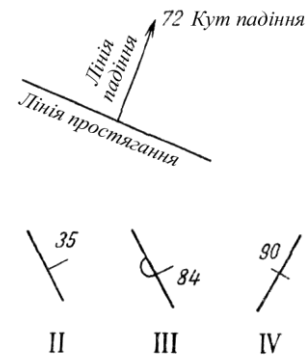
**Рис. 2. Визначення потужності горизонтально залягаючого шару:**

$h$  – істинна потужність,  $a$  – видима потужність,  $b$  – ширина виходу шару,  $\alpha$  – кут нахилу рельєфу. Цифрами показані абсолютні відмітки поверхні рельєфу. Істинна потужність  $h$  дорівнює  $187 \text{ м} - 163 \text{ м} = 14 \text{ м}$  чи  $h = a \cdot \sin \alpha$

Положення нахиленого пласта визначається елементами залягання шару: азимут простягання, азимут падіння, кутом падіння шару. Протяжність шару визначається орієнтацією його лінії простягання, тобто азимут простягання шару. *Лінія простягання* – це лінія перетину шару (підосви чи покрівлі шару) з горизонтальною площиною. *Лінія падіння* – лінія, перпендикулярна до лінії простягання, направлена вниз по поверхні нахиленого пласта. *Кут падіння* – кут між лінією падіння і її горизонтальною проекцією. *Азимут\** простягання шару – кут між напрямком на північ за годинниковою стрілкою і напрямком лінії простягання (рис. 3, 4).



**Рис. 3. Елементи залягання шару:**  $ab$ ,  $a_1b_1$ ,  $a_2b_2$  – лінія простягання шару;  $vg$  – лінія падіння шару;  $\beta$  – азимут падіння,  $\alpha$  – кут падіння шару



**Рис. 4. Умовні позначення для нанесення елементів залягання на карті:**

I – горизонтальне залягання, II – нормальне падіння, III – перевернуте залягання, IV – вертикальне залягання

*Геологічні розрізи* – це відображення залягання гірських порід на умовно проведеній площині вертикального розрізу земної кори від її поверхні на ту чи іншу глибину (складаються за даними бурових свердловин).

\*Азимут – горизонтальний кут між напрямком на північ і напрямком на обраний об'єкт, визначається лише за годинниковою стрілкою.



При побудові геологічних розрізів необхідно враховувати:

1. Якщо конфігурація виходів на денну поверхню стратиграфічних підрозділів повністю співпадає з конфігурацією горизонталей топографічної карти, то залягання порід *горизонтальне*. При горизонтальному заляганні шарів (виходи цих шарів на поверхню збігаються з топографічними горизонталями чи проходять між ними) на поверхні будуть поширені відклади наймолодших стратиграфічних підрозділів. Коли наявне ерозійне почленування території, то на підвищених ділянках спостерігаються молодші породи, а в ярах і долинах (у зниженнях рельєфу) – залягають древніші відклади.

2. Якщо смуги виходів на денну поверхню стратиграфічних горизонтів розміщуються в тій же послідовності, що і на стратиграфічній колонці, то залягання порід *моноклінальне* (нахилене в один бік).

3. Якщо смуги виходів на денну поверхню стратиграфічних горизонтів розміщуються в різній послідовності, то залягання порід *складчасте*.

Під час геологічного картування, тобто складення геологічних карт, необхідно, насамперед, знати вікову (геохронологічну) послідовність порід, що беруть участь у формуванні певної ділянки. Встановити, які вікові горизонти в стратиграфічному розрізі відсутні та причину їх відсутності (розмив, диз'юнктивні порушення тощо). В складчастих формах необхідно визначити розміщення антикліналей і синкліналей.

**Горизонтальне залягання шарів гірських порід.** Накопичення осадів відбувається, зазвичай, на дні морських чи прісноводних басейнів (поверхні, близькі до горизонтальної). Кожна порція осаду, що випала на цю поверхню, залягає на ній у вигляді більш-менш протяжного шару. Тому спочатку шари гірських порід мають *горизонтальне* залягання. На геологічній карті межі таких шарів, при виході їх на денну поверхню, збігаються з топографічними горизонталями чи проходять між ними. При цьому на підвищених ділянках рельєфу спостерігаються молодші породи, а в ярах, долинах, зниженнях рельєфу – розташовуються древніші відклади. Проте у природі так буває далеко не завжди. В багатьох випадках, особливо в гірських районах, порушене залягання шарів осадових порід. Вони нахилені більш-менш круто або вигнуті, чи навіть розірвані. Часом трапляються товщі з шарами, що залягають вертикально (Рудько, Адаменко, Черіжко, Крочак, 2010).

Для побудови геологічного розрізу при горизонтальному заляганні гірських порід необхідно виконати ряд послідовних дій (рис. 5).

1) Знайти (намітити) лінію розрізу на карті (*кінці лінії позначаються літерами або цифрами – лінія А–В або І–ІІ*).

2) Скласти топографічний профіль по цій лінії (горизонтальний масштаб – масштаб карти; вертикальний масштаб беруть у кілька разів більший за горизонтальний).

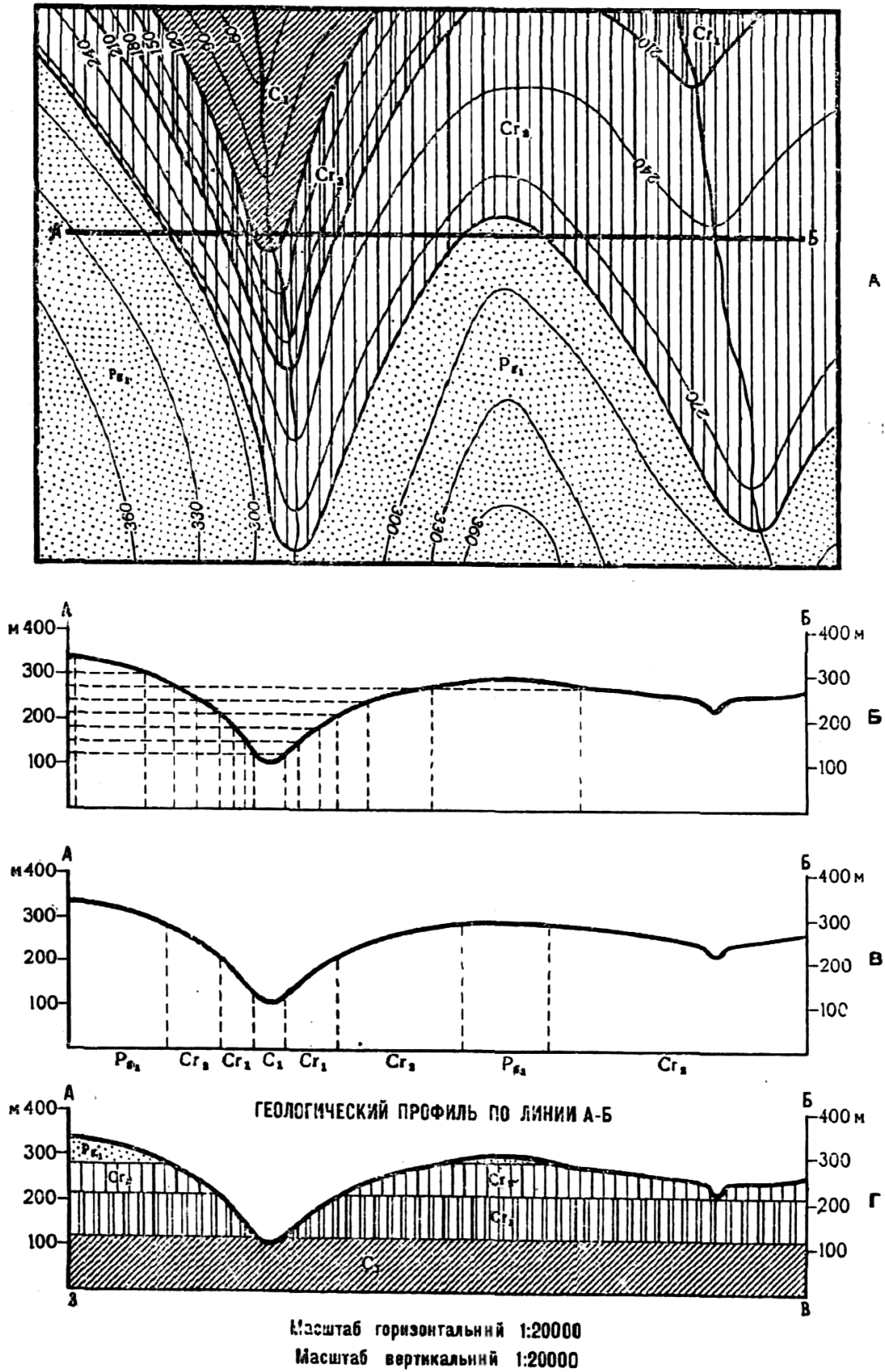


Рис. 5. Побудова геологічного розрізу по карті (за Н. Б. Лебедевою)

Для цього лист формату А4 міліметрового паперу прикладаємо до лінії розрізу, відмічаємо зверху на ній точки перетину горизонталей з лінією розрізу, а потім проєктуємо кожен з них на умовні лінії відповідних висот, проведені в горизонтальному напрямку від початку до кінця лінії розрізу. Сполучивши ці точки суцільною лінією, одержимо топографічний профіль земної поверхні по лінії розрізу.

3) Винести на топографічний профіль всі контакти стратиграфічних підрозділів, що виходять на денну поверхню.

Аркуш паперу, на якому побудований топографічний профіль, знову прикладаємо по лінії розрізу на карті, на його верхньому краї відзначаємо всі межі (контакти) між різними стратиграфічними підрозділами (верствами) і проєктуємо ці позначки на лінію профілю.

4) З'єднати одноіменні контакти (відповідні точки покривель і підосв верств) на розрізі прямою лінією (лінія повинна бути горизонтальною).

5) Добудувати, використовуючи стратиграфічну колонку, нижні стратиграфічні підрозділи.

б) Нанести кольорові позначення підрозділів і їхні індекси.

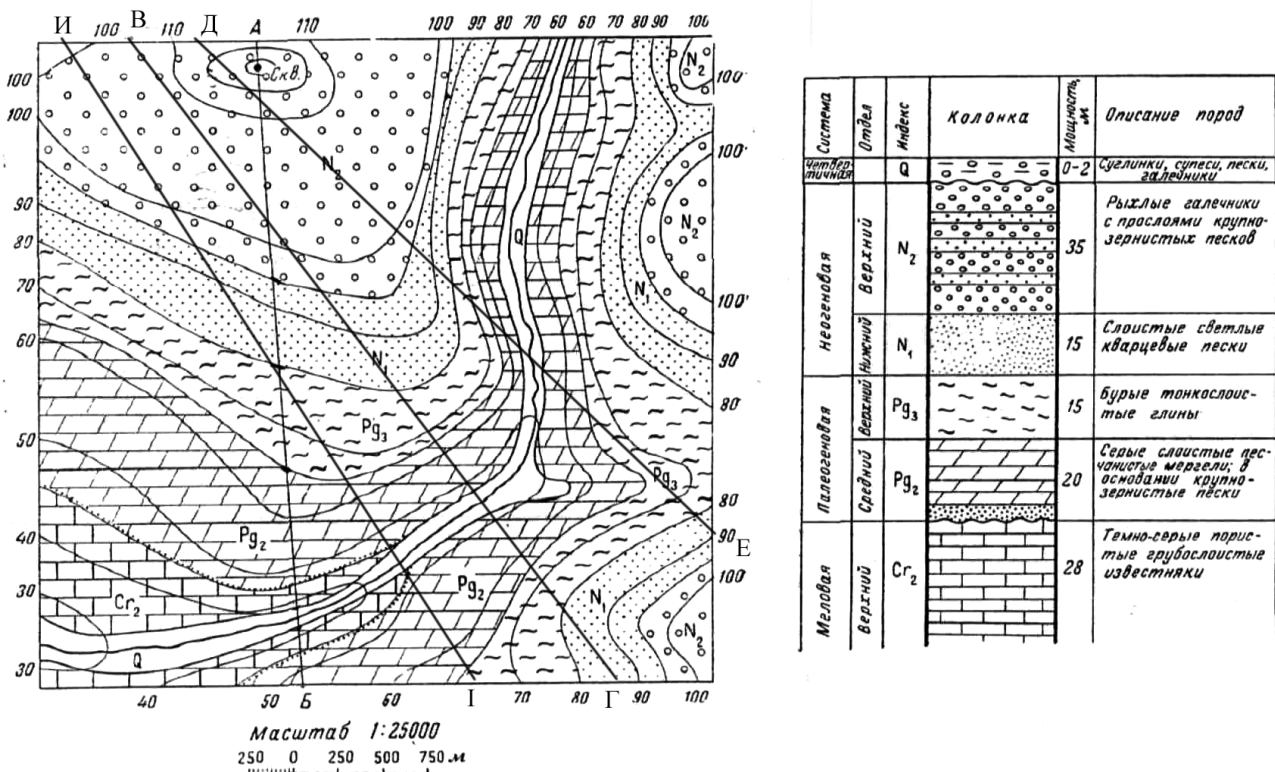


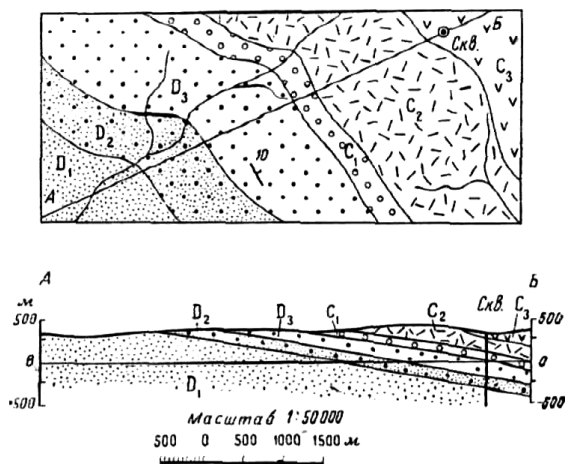
Рис. 6. Геологічна карта ділянки, складеної горизонтально залягаючи ми породами

**Тектонічні порушення.** Зміни в первісному заляганні шаруватих товщ називаються *тектонічними порушеннями* (чи тектонічними дислокаціями). Серед них розрізняють головні форми: нахилені залягання, складчасті порушення і розривні порушення. Вони виникають внаслідок тектонічних рухів.

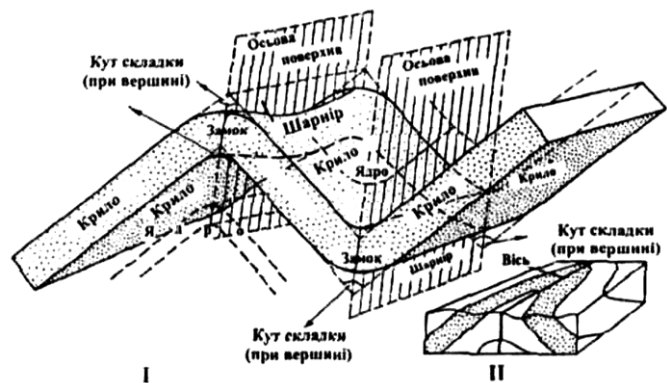
*Тектоніка* – наука, що вивчає процеси деформації гірських порід. Тектонічні деформації поділяються на: пружні, пластичні, розривні. Пружна деформація твердого тіла повністю зникає після припинення дії зовнішніх сил. Види пружної деформації – деформації розтягу і стиску. Пластичні деформації не зникають після припинення дії зовнішніх сил. Спочатку, коли на тіло діє напруга, виникає пружна деформація, під час якої тимчасово змінюється форма і об'єм тіла після припинення напруги відновлюються. При подальшому наростанні напруги за межами пружності даного тіла з'являється пластична деформація, яка характеризується тим, що і після припинення дії напруги залишаються зміненими форма і об'єм тіла. Нарешті, для кожного твердого тіла існує певна міра напруги, яка в певний час виявляється критичною і тіло руйнується – утворюється лінія розлому.

**Нахилене залягання** – найпростіший вид тектонічного порушення (рис. 7). При нормальному нахиленому заляганні шари падають у бік розміщення молодших відкладів. Випадком нахиленого залягання є *моноклінальне залягання*. Монокліналь – це самостійна тектонічна структура, у межах якої шари мають нахил тільки в одному напрямку і постійний кут падіння. Прикладами такого залягання може бути залягання відкладів крейдового та палеогенового віку Гірського Криму, де шари нахилені на захід та північний захід з кутами падіння 5–10° чи крейдових і палеогенових відкладів Північного Кавказу, де шари гірських порід нахилені на північ і північний схід з кутом падіння 30° і більше.

**Складчасті порушення (плікративні форми)** характеризуються згинами шарів чи масивів без порушення їх цілісності. Тектонічні напруження в земній корі призводять до деформації горизонтально залягаючих шарів та утворення *складок* – хвилеподібних вигинів шарів гірських порід (рис. 8).



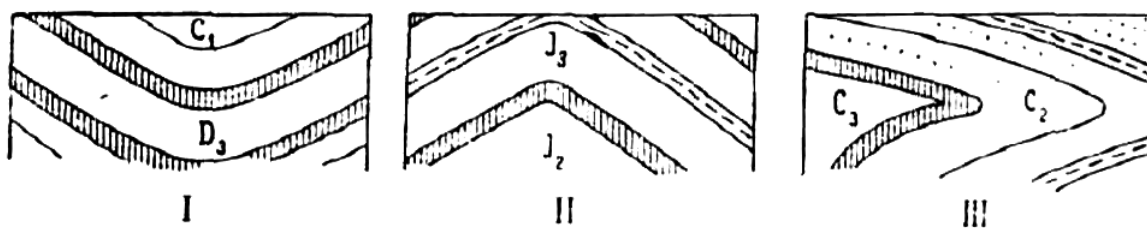
**Рис. 7.** Геологічна карта і геологічний розріз ділянки, складеної нахилено залягаючіми шарами (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010)



**Рис. 8.** Схематичне зображення двох суміжних складок з показом їх елементів (I); осьова площина та вісь складки на плані та в розрізі (II) (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010)

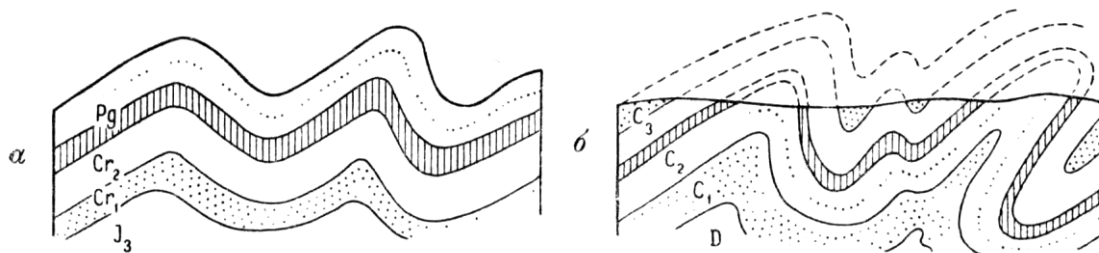
Вигини шару можуть бути спрямовані вниз, вверх, вбік (рис. 9). Складки мають різноманітну форму і розміри. В складки можуть бути зім'яті і осадові, і ефузивні гірські породи. У більшості випадків складчасті форми – це ознака зміни первинно горизонтального чи пологонахиленого залягання гірських порід. Складки рідко зберігаються у своїй повній формі, зазвичай вони денудовані (рис. 10).

У складках виділяють основні елементи: *крила* – бокові частини складки; *замок* – ділянка перегину чи переходу одного крила в інше; *ядро* – внутрішня частина складки, що знаходиться між її крилами і замком; *осьова поверхня* – поверхня рівновіддалена від крил складки; *шарнір складки* – лінія перетину поверхні одного шару складки з її осьовою поверхнею; *вісь складки* – лінія перетину осьової поверхні з горизонтальною площиною.



**Рис. 9. Складки з різними вигинами шарів (у розрізі):**

I – вигин вниз; II – вигин вверх; III – вигин вбік



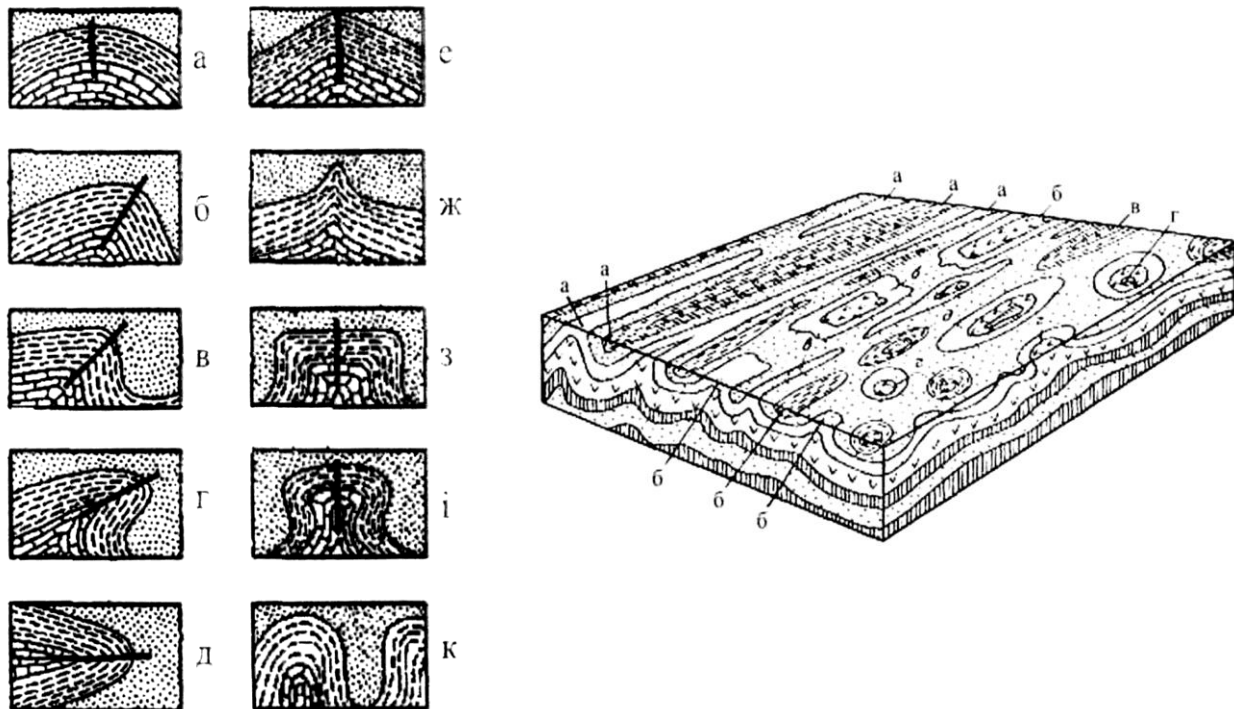
**Рис. 10. Збережені неденудовані (а) і зрізані (б) складки**

Пунктиром показані денудовані частини складки

*Типи складок.* Складки, в ядрі яких знаходяться молодші породи, ніж на крилах називаються *синклінальними*. Складки, в ядрі яких залягають древніші породи, ніж на крилах називаються *антиклінальними*. У вертикальному розрізі не перекинуті синклінальні складки вигнуті донизу, антиклінальні увігнуті наверх. Для визначення типу складок на геологічних картах, треба дивитися на вік порід в ядрі та на крилах. Серед антиклінальних і синклінальних складок морфологічно виділяють різні типи залежно від положення осьової поверхні складки по відношенню до горизонтальної поверхні і до падіння крил складки. За характером нахилу осьової поверхні розрізняють складки: прямі, похилі, лежачі, перекинуті. За формою замка складки бувають дуже різноманітні: гострокутні, гребенеподібні, коробчасті (сундучні), віялоподібні (рис. 11).

*Пряма (симетрична) складка* – її осьова площина вертикальна. *Коса (похила) складка* – її осьова площина нахилена, крила падають у протилежних напрямках і під різними кутами. *Флексура* – складка у вигляді колінчастого вигину шарів. *Перекинута складка* – осьова площина нахилена, обидва крила падають в один бік. *Лежача складка* –

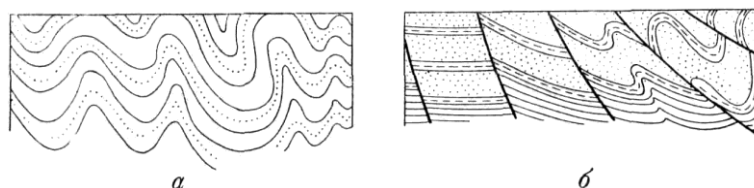
осьова площина горизонтальна, крила близькі до горизонтального положення, й одне з них перевернуте. На геологічних картах у плані розрізняють складки за співвідношенням їх довжини і ширини. Складки бувають: *лінійні* – складки, у яких довжина набагато перевершує ширину, вони зазвичай пролягають на великі відстані паралельно одна одній; *брахіформні (брахискладки)* – складки, у яких відношення ширини до довжини 1 : 3 і більше; *ізометричні* – складки, у яких відношення ширини до довжини майже дорівнює 1 : 1.



**Рис. 11. Форми складок: за нахилом осьової поверхні; за формою замка; за співвідношенням довжини і ширини складки (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010):**

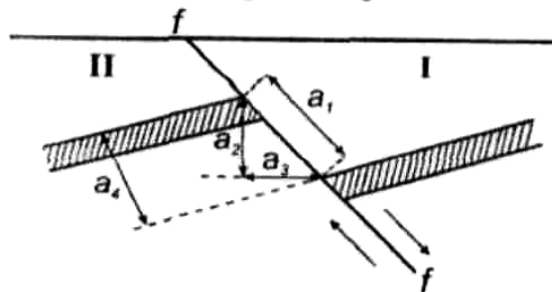
за нахилом осьової поверхні: а) пряма, б) коса, в) флексура, г) перекинута, д) лежача;  
за формою замка: е) гострокутна, ж) гребенеподібна, з) коробчаста, і) віялоподібна, к) ізоклінальна;  
за співвідношенням довжини і ширини складки: а) лінійні, б, в, д) брахіформні, г) ізометричні

**Розривні порушення (диз'юнктивні форми)**, в яких шари чи масиви порід, у результаті утворення в них розривів і зміщення по них окремих частин структури, втрачають свою цілісність (рис. 12). Серед *розривних дислокацій* розрізняють два підтипи: *тріщини* – розриви без зсуву розділених ними блоків та *розриви із зміщенням*, або *тектонічні розриви*. Тектонічний розрив являє собою розрив цілісності гірських порід. Це тріщина, якою один блок змістився відносно іншого.



**Рис. 12. Види тектонічних порушень (Пособие к лаб. зан. по курсу общей геологии, 1970):**  
а) складчасті (плікативні) форми; б) розривні (диз'юнктивні) форми

Поверхня, якою відбувається зсув блоків, називається *площиною (поверхнею) зміщення*. Блок, відносно опущений, називається *опущеним крилом*, відносно піднятий – *піднятим крилом* (рис. 13). Розрізняються також *лежачі та висячі* крила: вони визначаються тим, що поверхня зміщення перекриває лежаче крило і підстилає висяче.



*a* – амплітуда, *a<sub>1</sub>* – справжня, *a<sub>2</sub>* – вертикальна, *a<sub>3</sub>* – горизонтальна, *a<sub>4</sub>* – стратиграфічна; I – висяче крило, II – лежаче крило, ff – площина скиду чи зміщення

Рис. 13. Геометричні елементи скиду (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010)

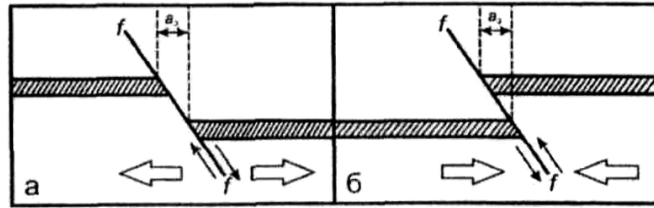
Серед безлічі різних форм тектонічних розривів можна виділити основні, що зустрічаються найчастіше: скиди, підкиди чи насуви і тектонічні зсуви.

*Скиди* – тектонічні розриви, при яких лежаче крило підняте, а висяче – опущене. Площа зміщення падає вбік опущеного крила, кут падіння може бути будь-яким, але найчастіше пролягає в межах від 40 до 60°. У зоні скиду блок земної кори подовжується на величину  $a_3$  (горизонтальна амплітуда). Отже, скиди потрібно вважати деформацією розтягання, тобто деформацією сколювання в умовах розтягання земної кори.

*Підкиди* – тектонічні розриви, при яких лежаче крило опущене, а висяче – підняте і в яких поверхня розриву нахилена в бік піднятого блоку, кут падіння найчастіше близько 45°. При куті падіння площини зміщення менш ніж 45° – говорять про *насуви*. У зоні підкиду блок земної кори скорочується на величину  $a_3$  (горизонтальна амплітуда). Отже, підкид потрібно вважати деформацією сколювання в умовах стискання земної кори (рис. 14).

Тектонічні розриви, особливо скиди, зазвичай трапляються групами, часто утворюючи східчасті структури. Найпоширеніші поєднання розривних порушень: грабен, горст, рампи, східчасті скиди і підкиди (рис. 15).

Депресії, обмежені скидами, що падають назустріч один одному, мають назву *грабени*. Западини Байкалу і Червоного моря, долина Рейну (Німеччина), долина Салгиру (Крим), западини Східно-Африканських озер являють собою такі грабени. Великі грабени та їх системи, які простягаються на сотні й тисячі кілометрів, мають ширину у десятки, а в глибину – декілька кілометрів, називаються *рифтами* та *рифтовими системами*. Прикладом можуть бути Байкальський рифт, Східно-Африканський рифт та інші. Рифти зустрічаються не тільки на континентах, а також в океанах, ускладнюючи серединно-океанічні хребти. Депресії, обмежені підкидами чи насувами, називаються *рампами*. Підняття, обмежені скидами чи підкидами, називаються *горстами*.



*a – скид, б – підкид, ff – площина зсуву,  $a_3$  – горизонтальна амплітуда розриву*

**Рис. 14. Тектонічні розриви** (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010)



*a – гребен, б – горст, в – рампа, г – горст, обмежений насувами, д – східчасті скиди*

**Рис. 15. Структури, створені сполученням тектонічних розривів**  
(Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010)

### Завдання для самостійної роботи:

1. Проаналізуйте теоретичні відомості і зробіть схематичні зображення у робочих зошитах різних поєднань розривних порушень: а) гребен, б) горст, в) рампа, г) горст, обмежений насувами, д) східчастий скид, е) східчастий підкид.

### Контрольні питання

1. Що відображають геологічні і геоморфологічні карти ?
2. Чому геологічні карти зазвичай доповнюють стратиграфічними колонками і геологічними розрізами ?
3. Що таке геологічний розріз ? Основні етапи побудови геологічного розрізу.
4. Поясніть, що означає горизонтальне залягання гірських порід ?
5. Які види тектонічних порушень вам відомі ?
6. Наведіть приклади моноклінального залягання гірських порід.
7. Що таке плікативні форми ?
8. У чому відмінність між антиклінальною і синклінальною складками ?
9. Що таке диз'юнктивні форми ?

### Рекомендовані для вивчення теми бібліографічні джерела

1. Геологія з основами геоморфології : підруч. для студ. еколог. і геогр. спец. вищ. навч. закладів / Г. І. Рудько, О. М. Адаменко, О. В. Чепіжко, М. Д. Крочак. Чернівці : Букрек, 2010. 400 с.
2. Лукієнко О. І. Структурна геологія з основами структурно-парагенетичного аналізу : підручник. Київ : Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2002. 366 с.
3. Мізерський В. Динамічна геологія (Загальна геологія) : навч. посібник ; переклад доц. Р. Смішка. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2011. 356 с.
4. Свинко Й. М., Сивий М. Я. Геологія. Київ : Либідь, 2003. 480 с.
5. Шевчук В. В., Іванік О. М., Крочак М. Д., Менасова А. Ш. Загальна геологія. Практикум : навч. посіб. Київ : Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2005. 120 с.



## Лабораторна робота № 12

**Тема:** Класифікація рельєфу.

**Мета:** З'ясувати зовнішні особливості найпоширеніших форм рельєфу, чинники їх формування, класифікації рельєфу за морфометричною та генетичною ознаками.

**Основні терміни і поняття:** геоморфологія, рельєф, форми рельєфу, геотектури, морфоструктури, морфоскульптури.

### Аудиторні завдання:

1. З'ясуйте, користуючись лекційним матеріалом, Інтернет-ресурсами, науковими публікаціями, і випишіть у робочі зошити зовнішні особливості найпоширеніших форм рельєфу, до яких належать: горб, гряда, плато, гора, гірський хребет, плоскогір'я, нагір'я, яр, балка, ущелина, долина, низовина, височина.

2. Використовуючи тематичні карти «Атласу вчителя» (2010), сформууйте картосхему «Морфоструктури материків». На картосхемі умовними позначеннями покажіть: акумулятивні рівнини передгірних і міжгірних прогинів і западин; брилові гори і нагір'я активізованих платформ; високі рівнини і плато щитів (денудаційно-ерозійні); платформні гори на допалеозойському, палеозойському складчастому фундаменті; платформні гори на мезозойському складчастому фундаменті; гори на кайнозойському складчастому фундаменті; брилові гори і нагір'я щитів; міжгірські плато; високі рівнини, плато, плоскогір'я активізованих платформ (денудаційно-ерозійні) з древніми поверхнями вирівнювання; низькі рівнини древніх платформ (переважно ерозійно-денудаційні); низькі рівнини молодих платформ (переважно акумулятивні); акумулятивні рівнини платформних западин і прогинів; вулканічні рівнини, плато і нагір'я; низькі рівнини щитів (переважно денудаційні); зони розломів.

### Теоретичні відомості з даної теми

Рельєф – це результат сукупної дії багатьох чинників – ендегенних і екзогенних. Його формування також залежить не лише від активності і потужності чинників впливу на нього, а й від властивостей гірських порід: їх твердості, розчинності та ін.

Геоморфологія – наука про рельєф земної поверхні, закономірності його походження, історичний розвиток та сучасну динаміку.

У результаті внутрішніх, або ендегенних, сил Землі виникають потужні вертикальні і горизонтальні рухи земної кори, які приводять до утворення гірських систем і різних за розміром западин. Вони викликають також виверження вулканів та землетруси, глибокі провали чи пониження великих ділянок земної кори.

Зовнішні, або екзогенні, сили Землі, що обумовлені тепловою енергією Сонця, теж дуже активно впливають на розвиток і утворення рельєфу. Діяльність цих сил проявляється у *роботі льодовиків, біжних вод, фізичному та хімічному звітрюванні, роботі вітру, морських хвиль* та ін. Діючи у різних поєднаннях, вони по-різному перетворюють рельєф великих ділянок земної кори. Деякі із них, наприклад, текучі (або біжні) поверхневі води, інтенсивно руйнують (розмивають) його і одночасно із тих матеріалів, що переносять (речовин розмиву) утворюють нові форми рельєфу. Інші, наприклад, рослинність, затримують і послаблюють руйнівну дію текучих вод, закріплюючи рихлі породи, що складають форми рельєфу. В цілому ж діяльність зовнішніх сил зводиться до руйнування і вирівнювання (нівелювання) рельєфу.

При переважанні у процесі рельєфоутворення ендегенних чинників абсолютні і відносні висоти рельєфу зростають, збільшується крутизна схилів (*висхідний розвиток рельєфу*), а переважання екзогенних процесів веде до посиленого руйнування позитивних форм рельєфу і заповнення відкладами від'ємних, тобто до зменшення абсолютних і відносних висот, виположування схилів, вирівнювання поверхні (*нисхідний розвиток рельєфу*).

Всі ці чинники обумовлюють неперервний розвиток рельєфу і різноманіття його форм.

*Рельєф поверхні літосфери необхідно розглядати як результат сукупної дії ендегенних та екзогенних чинників: перші головним чином створюють нерівності рельєфу, другі сприяють вирівнюванню.*

Поверхня Землі та її надр безупинно змінюються під впливом найрізноманітніших сил і чинників. Ці зміни відбуваються, у переважній своїй більшості, вкрай повільно з погляду людини, непомітно не тільки безпосередньо для її ока, але часто і для багатьох наступних поколінь. Однак, саме ці повільні процеси протягом мільйонів і мільярдів років історії Землі спричиняють найбільш різючі і суттєві зміни у її вигляді та внутрішній будові. Вони і становлять головний зміст історії Землі. Геологічні процеси, що діють як на поверхні Землі, так і в земній корі, проявляються по-різному. Одні з них протікають бурхливо, але мінливо (землетруси, вулканізм, селі, гірські обвали тощо), інші – повільно, але безупинно й повсюдно. Діючи постійно протягом мільйонів років, вони суттєво перетворюють земну кору. Джерелами енергії геологічних процесів служать: тепло, що посилає на Землю Сонце; гравітаційні процеси, що діють на поверхні Землі; притягання Сонця й Місяця (виражається в припливах і відпливах); обертання Землі навколо своєї осі; тепло, яке виділяє Земля при розпаді радіоактивних елементів і проходженні інших реакцій; гравітаційна диференціація речовини Землі й ін. Відповідно джерелам енергії всі геологічні процеси умовно діляться на *екзогенні* – зовнішні (грец. *ексо* – поза, *генос* – походження), джерело енергії яких лежить поза межами Землі, і *ендегенні* - внутрішні (грец. *ентос* – усередині), обумовлені енергією, що виділяється Землею.

*Рельєф* – це сукупність нерівностей земної поверхні. Він складається із окремих елементів – форм рельєфу, що багаторазово повторюються і чергуються.

*Форми рельєфу* – це складні територіальні утворення поверхні земної кори, утворені в результаті поєднання різноманітних елементарних частин, які називаються *елементами* рельєфу.

Кожна форма рельєфу обмежена поверхнями, що по-різному нахилені до площини горизонту (*схилами*). Ці поверхні можуть бути горизонтальними, рівнонахиленими, увігнутими, випуклими та складними. Лінія *підосви* обмежує основу підвищень (відображає положення основи схилу). *Бровка* – це лінія різкого перелому схилів, що відокремлює схили меншої крутизни від схилів більшої крутизни (вони розміщуються краями балок, ярів, терас, плато). *Вершини* – точки, що мають найбільшу абсолютну висоту.

Залежно від положення форм рельєфу відносно площини горизонту вони поділяються на позитивні та негативні.

*Позитивні* форми рельєфу виступають над площиною горизонту і відносно неї є випуклостями, підвищеннями. Це форми рельєфу у вигляді горбів, гір, гірських хребтів, курганів, бугрів, увалів, кряжів і т. ін.

*Негативні* форми рельєфу, на противагу позитивним, являють собою увігнутості, пониження чи заглиблення відносно площини горизонту: долини, яри, балки, котловини, западини.

Одночасно в кожній із цих груп виділяють замкнуті і незамкнуті форми рельєфу.

*Замкнуті* форми обмежені з усіх сторін схилами: горби, кургани, котловини, западини.

*Незамкнуті* форми з однією або з двох сторін не мають обмежуючих схилів: долини, яри, балки.

Крім того, форми рельєфу можуть бути простими і складними.

*Прості* форми зазвичай є невеликими за розмірами і не включають в себе інших форм: гора, горб, бугор.

*Складні* форми рельєфу включають у себе цілий ряд простих форм: долини великих рік, гірські хребти.

Розміри цих форм дуже різноманітні, тому виникає необхідність розділяти їх за кількісними показниками (за розміром, висотою), тобто класифікувати за морфометричною ознакою.

1. Класифікація рельєфу за *розмірами* не має точних критеріїв, в основу виділення покладений порівняльний метод.

Найбільші форми рельєфу називаються *планетарними*. Це материки та океани. Вони визначають загальний вигляд планети. Планетарні форми рельєфу ускладнені елементами другого порядку – *мегаформами* – величезними рівнинами та гірськими спорудами.

У межах мегаформ виділяються *макроформи* – великі долини, западини великих озер, гірські хребти.

На поверхні макроформ існують *мезоформи* – форми середньої величини: горби, яри і т. ін. та *мікроформи* – дрібні форми рельєфу із коливаннями висот у кілька метрів і менше (карстові западини, степові блюдця).

2. *Генетична класифікація* (класифікація за походженням) потребує знання чинників і процесів рельєфоутворення, тобто морфогенезу. Чинники рельєфоутворення – це внутрішня енергія Землі, сила тяжіння, космічні сили, енергія Сонця та ін.

Залежно від походження в рельєфі виділяються елементи геотектури, морфоструктури і морфоскульптури.

Елементи *геотектури* – материки і западини океанів. До елементів геотектури другого порядку належать гірські споруди складчастих поясів, рівнинні області платформ, серединні океанічні хребти.

*Морфоструктура* – результат сукупної взаємодії внутрішніх і зовнішніх процесів при ведучій ролі ендегенних. Елементи морфоструктури ускладнюють поверхню геотектури. До них належать такі крупні форми рельєфу як гірські хребти, міжгірні западини, окремі гори.

*Морфоскульптура* формується екзогенними процесами, що накладаються на морфоструктуру. Прикладом можуть слугувати гряди льодовикових відкладів, бархани, балки, річкові тераси та ін.

Структурні елементи (*геотектура*) континентів. Основними структурами континентів є платформи і рухливі (геосинклінальні) пояси. *Континентальні платформи* відзначаються спокійним тектонічним розвитком, в різні часи вони зазнавали повільних вертикальних (епейрогенічних) рухів. Платформи займають площі в мільйони квадратних кілометрів, мають близьку до ізометричної форми та типову континентальну кору. У геоморфологічному відношенні платформи – це рівнинні території, низинні або плоскогірні. Окремі їх ділянки бувають вкриті мілкими епіконтинентальними морями. Платформи утворилися на місці колишніх складчастих областей в результаті їх пенепленізації.

Основною рисою платформ є чітко виражена двоповерхова будова. Нижній поверх називають *фундаментом*. Він представлений завжди складнодислокованими утвореннями, в древніх платформах метаморфізованими і гранітованими породами, розбитий розломами, прорваний інтрузивними тілами. Другий поверх – *платформний чохол* складають неметаморфізовані, осадові, інколи вулканогенні породи. Вік платформ визначається за фундаментом. До древніх платформ відносяться платформи, фундамент яких складений ранньодокембрійськими (архейськими-ранньопротерозойськими) породами. Вони займають близько 40 % площі сучасних материків, складають їх давні ядра і, зазвичай, обрамляються молодшими платформами та складчастими системами. Молоді платформи у структурі материків займають менші площі. Фундамент їх складають переважно фанерозойські вулканогенні та осадові утворення, які могли зазнати відносно слабкого метаморфізму. Цей фундамент називають не кристалічним, як у древніх платформ, а складчастим, від чохла він відрізняється високою дислокованістю. У складі такого фундаменту трапляються блоки, складені докембрійськими високометаморфізованими породами, які на ранніх стадіях геологічного розвитку молодих платформ були *серединними масивами* чи *мікроконтинентами*. Молоді платформи, зазвичай, мають

різновіковий фундамент, оконтурюють древні платформи (Середньоєвропейська, Скіфська, Туранська) або розташовуються між ними (Західносибірська). Осадочний чохол молодих платформ має переважно юрсько- або крейдяно-четвертинний вік (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010; Мізерський, 2011).

Найбільшими структурними елементами платформ є щити, плити і зони перикратонних опускань. *Щитами* називають великі ділянки древніх платформ, у яких на денну поверхню виходять породи фундаменту: Канадський, Балтійський, Алданський, Український щити. Ділянки древніх платформ, що вкриті осадовим чохлом, називаються *плитами* (Руська, Аравійська, Сахарська та інші). Молоді платформи, зазвичай, є плитами (Скіфська, Західносибірська, Патагонська, Східно-Австралійська та інші). *Перикратонні опускання* формуються у периферійних частинах платформ на межі з геосинклінальними системами. Вони характеризуються пологим моноклінальним або ступінчасто-моноклінальним зануренням поверхні фундаменту у бік рухливих поясів. Фундамент тут перекривається потужними (до 10–12 км) осадовими товщами. На Сибірській платформі виділяють, наприклад, Ангаро-Ленську зону перикратонних опускань, на Східноєвропейській – Дністровський перикратонний прогин. До структур другого порядку на платформах відносять *антеклізи і синеклізи*. Це дуже великі (сотні кілометрів у поперечнику), пологі позитивні (антеклізи) та негативні (синеклізи) структурні форми з кутом нахилу верств не більш  $1^\circ$ . Антеклізи зумовлені підняттям фундаменту до денної поверхні. Потужність чохла складає 1–2 км, інколи в межах антекліз спостерігаються виходи фундаменту на денну поверхню. Прикладом можуть бути Воронежська і Білоруська антеклізи Східноєвропейської платформи; Оленьокська антекліза Сибірської платформи тощо. Синеклізи – великі пологі западини з потужністю осадового чохла 3–5 км. Наприклад, Московська синекліза Східноєвропейської платформи, Віллойська синекліза Сибірської платформи, Амудар’їнська синекліза Туранської плити. Відомі синеклізи, які розташовані в периферійних частинах платформ, де потужність чохла сягає 10–20 км. Прикладом може бути Прикаспійська синекліза (западина) Східноєвропейської платформи. Своєрідним типом від’ємних структур платформ є *авлакогени* – чітко лінійні грабен-прогини, значної протяжності (сотні кілометрів), які обмежені скидами та вповнені осадовими і вулканогенними породами. Глибина залягання фундаменту в грабенах 10–12 км. Наприклад, Московський, Прип’ятсько-Дніпровський, Овруцький (у межах Українського щита) авлакогени Східноєвропейської платформи. З часом вони можуть перетворюватися в прогини та синеклізи. Наприклад, девон-кам’яновугільний Дніпровсько-Донецький авлакоген перетворився в карбоні-тріасі у Дніпровсько-Донецьку западину, а в юрі-неогені в Українську синеклізу. В інших випадках на їхньому місці утворюються складчасті зони (Донецька складчаста зона).

Під *рухливими (геосинклінальними) поясами* розуміють області високої рухливості земної кори і її значної розчленованості. Рухливі пояси можуть бути лінійно витягнутими, дугоподібно зігнутими або мозаїчно побудованими. Вони почали формуватися у пізньому протерозої, розвивалися протягом багатьох мільйонів років. Розвиток їх відбувався циклічно, тривалість циклів від 300–400 млн років (більш ранні) до 150–200 млн років. У кожному циклі чітко виділяється декілька стадій. На початкових стадіях у межах поясів переважають опускання, існують морські умови (власне геосинклінальний етап), а на кінцевих стадіях у поясах переважають процеси стискання із інтенсивною деформацією накопичених відкладів (складчастістю), підняття складчастих споруд та гороутворення (орогенний етап). В історії кожного рухливого поясу такі цикли тектонічної активності (цикли тектогенезу) проходили окремими

тектонічними фазами та неодноразово повторювалися. Рухливі (геосинклінальні) пояси можуть бути визначені як протяжні сегменти континентальної кори, які розділяють або облямовують давні платформи і об'єднують різновікові складчасті споруди близького структурного плану, що мають назву *складчастих областей*. Головними рухливими поясами є: *Арктичний, Тихоокеанський, Урало-Охотський (Урало-Монгольський), Середземноморський, Атлантичний, Антарктичний* (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010).

Структурні елементи (*геотектура*) океанів. Океанічна кора займає близько 2/3 загальної поверхні літосфери. В умовах океанічного дна відмічається збіг великих геоморфологічних елементів (морфоструктур) з тектонічними (тектонічними структурами). Межею між континентальними й океанічними сегментами літосфери є уступ континентального схилу платформ, шириною 15–50 км, висотою близько 3,5 км із середнім нахилом 2–6° і загальною довжиною приблизно 350 тис. км. До глибини близько 2 км схил має кору континентального типу, яка різко змінюється потім океанічною корою. Контакт між ними, ймовірно, проходить по розломах. У межах океанічного ложа виділяється два головні типи структурних елементів: *океанічні орогенні пояси* й *океанічні платформи*. У рельєфі океанічним орогенним поясам відповідають *серединно-океанічні хребти*. Структура океанічних орогенних поясів різкорозчленована повздовжніми розломами з утворенням блоків-пластин. Уздовж осі хребтів простягаються вузькі (5–10 до 25–30 км) і глибокі (3–5 км), крутостінні (до 30° і більше) грабени – *рифти*. Ширина серединно-океанічних хребтів, включаючи зони грядово-глибинного рельєфу (по 5–15 км шириною і до 1 км висотою кожна) змінюється від 150 до 1500 км і більше, а загальна їхня довжина перевищує 80 тис. км. Піднімаються вони на 1–3 км вище прилягаючих абісальних улоговин, що відповідають *океанічним платформам*. Океанічні платформи чи *таласократони* займають ложа океанів між серединними хребтами і континентальним схилом (або зовнішнім краєм глибоководних жолобів). Океанічні платформи виділяються у всіх океанах. Їхня поверхня майже рівна – абісальні рівнини, або горбкувата – горбкуваті рівнини, вкрита сипучими осадами чохла четвертинних відкладів до 300 м потужністю, які підкладаються ущільненими породами кайнозою (з ефузивами) – потужністю близько 5 км; шаром базальтових лав, потужністю 1,5 км, який залягає на третьому океанічному шарі, складеному габроїдами та ультраосновними породами (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010; Мізерський, 2011).

***Морфоструктури суші.*** У розміщенні основних форм рельєфу суші, таких як гори та великі (платформні) рівнини відображаються закономірності структури континентальної кори.

***Рельєф гір.*** Найвищі гори на Землі – це гори складчасті і відроджені. Висота гір залежить від інтенсивності процесів гороутворення. Не всі гори в період формування виявляються високо піднятими. Багато гір утворились як середньовисотні чи низькі. Поступово руйнуючись під дією екзогенних

процесів, гори знижуються. Причому чим вищі гори, тим інтенсивніше проходять процеси руйнування. І якщо не відбуваються нові підняття, високі гори перетворюються в середньовисотні, а ті в свою чергу – у низькі, а потім на місці гір виникає денудаційна рівнина.

*Високі гори* при абсолютній висоті не менше 2000 м, мають велику глибину розчленування (не менше 1000 м). Для них типові гострі, різко окреслені вершини, високі, круті схили, що не затримують продукти вивітрювання, які скочуються донизу. Виникають часті обвали, зсуви, каменепади. Вершини часто потрапляють в смугу формування нивальних та гляціальних форм рельєфу. Нижче сучасної снігової лінії у формуванні морфоскульптур гір головного значення набувають тимчасові та постійні водотоки. *Середньовисотні гори* при абсолютній висоті від 800 до 2000 м мають глибину розчленування від 350 до 1000 м. У різних кліматичних умовах рельєф середньовисотних гір різний. В умовах вологого клімату переважають плавні обриси – округлі вершини переходять у пологі схили, які подекуди ускладнені скалистими виступами твердіших порід. В умовах аридного клімату інтенсивне звітрювання формує своєрідний рельєф середньовисотних гір: чудернацькі форми гострих гребенів, круті, східцеподібні чи урвисті схили. Низькі гори зазвичай не піднімаються вище 700–800 м, лише окремі вершини сягають 1000–1200 м. Глибина розчленування 150–450 м. Від середньовисотних гір відрізняються меншою глибиною почленованості і ще більшою зглаженістю обрисів.

*Рельєф рівнин.* Платформні рівнини займають більше половини всієї площі суші. Більше 80 % всіх рівнин первинно рівні пластові і акумулятивні, рівнинність рельєфу яких зумовлена заляганням пластів осадових порід. Характерна особливість морфоструктури рівнин – горизонтальна (широтна) зональність, що відображає зональність клімату.

Найбільші рівнинні *пластові*. Серед них є високі (Середньосибірське плоскогір'я), середньовисокі (Східноєвропейська рівнина), низькі (Західносибірська, Амазонська). *Акумулятивні* рівнини низькі (Прикаспійська, Месопотамська, Індо-Гандська) і за загальною площею значно поступаються пластовим рівнинам. *Денудаційні* рівнини зазвичай підвищені, з нерівною поверхнею, в рельєфі якої відображається неоднакова стійкість порід до руйнування. Поверхня рівнин загалом може бути горизонтальною, нахиленою, випуклою, ввігнутою; загальний характер рельєфу різноманітний: плоский, горбистий, хвилястий.

*Рельєф дна Світового океану.* Важливий чинник, що визначає особливості морфоструктури дна океанів, – будова земної кори з меншою потужністю, відсутністю гранітного шару, з іншою щільністю порівняно із континентальною корою. Ендогенні процеси: сітка розломів, тріщин, розколів значно густіша, ніж на суші; вулканізм (і землетруси) поширений ширше, виливи відбуваються не лише лініями розломів, але і на великих площах (площадні). Особливість океанічного дна – розростання, постійне оновлення за рахунок порід мантії, що піднімається розломами рифтових долин на поверхню. Головна роль екзогенних процесів у формуванні морфоскульптури належить масі води, що має певні фізичні і хімічні властивості (ерозійні процеси, опливи). Важливий процес екзогенного рельєфоутворення – накопичення на дні океанів осадів – теригенних (змитих із суші), хемогенних, органогенних, полігенних. Екзогенні процеси океанів розвинуті порівняно слабше, ніж на суші (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010; Мізерський, 2011).

Основні елементи рельєфу дна океанів – підводна окраїна материків, перехідна зона, серединно-океанічні хребти, ложе океану. *Підводна окраїна* материків складена материковим типом земної кори і в її межах виділяють хвилястий материковий шельф (глибиною до 200–500 м), порівняно крутий, розчленований каньйонами материковий схил (200–500 – 3000 м), материкове підніжжя – форма підводного рельєфу, що створена процесами осадконагромадження (пологоввігнута, слабонахилена рівнина). *Перехідна зона* – це окраїнні моря, острівні дуги, глибоководні жолоби. *Абісальні рівнини* океанічного дна є плоскими, горбистими і утворилися в результаті накопичення осадів в умовах слабого виявлення тектонічної діяльності. Крупними морфоструктурами дна є глибоководні підняття – брилові і брилово-вулканічні. Вулканічні форми рельєфу дуже поширені на дні океанів (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010; Мізерський, 2011).

### **Завдання для самостійної роботи:**

1. Письмово у робочих зошитах проаналізуйте головні морфоструктури території України.
2. Сформуйте, використовуючи Додаток А, В картосхему морфоструктур території України.
3. Сформуйте, використовуючи Додаток Б, «Атлас вчителя» (2010), «Атлас Волинської області» (1991), картосхему морфоскульптур Волинської області.

### **Контрольні запитання**

1. Як впливають на формування рельєфу ендегенні чинники ?
2. Як впливають на формування рельєфу екзогенні чинники ?
3. Що таке форми рельєфу ? Наведіть приклади.
4. Як класифікують форми рельєфу за морфометричною ознакою ?
5. Як класифікують форми рельєфу за походженням ?
6. Які геотектури континентів вам відомі ?
7. Перелічіть структурні елементи Світового океану ?
8. Охарактеризуйте основні морфоструктури континентів.
9. Назвіть і дайте коротку характеристику основних морфоструктур Світового океану.

### ***Рекомендовані для вивчення теми бібліографічні джерела***

1. Атлас вчителя / В. В. Молочко, Ж. Є. Бонк, І. Л. Дрогушевська та ін. Київ : ДНВП «Картографія», 2010. 328 с.
2. Геологія з основами геоморфології : підруч. для студ. еколог. і геогр. спец. вищ. навч. закладів / Г. І. Рудько, О. М. Адаменко, О. В. Чепіжко, М. Д. Крочак. Чернівці : Букрек, 2010. 400 с.
3. Лукієнко О. І. Структурна геологія з основами структурно-парагенетичного аналізу : підручник. Київ : Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2002. 366 с.
4. Мізерський В. Динамічна геологія (Загальна геологія) : навч. посібник ; переклад доц. Р. Смішка. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2011. 356 с.
5. Свинко Й. М., Сивий М. Я. Геологія. Київ : Либідь, 2003. 480 с.
6. Україна : навчальний атлас. Київ : Головне управління геодезії, картографії та кадастру при Кабінеті Міністрів України, 1998. 96 с.
7. Шевчук В. В., Іванік О. М., Крочак М. Д., Менасова А. Ш. Загальна геологія. Практикум : навч. посіб. Київ : Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2005. 120 с.



## Лабораторна робота № 13

**Тема:** Флювіальні форми рельєфу.

**Мета:** З'ясувати геоморфологічне значення діяльності поверхневих текучих (біжних) вод: площинного змиву, тимчасових руслових потоків, постійних водотоків.

**Основні терміни і поняття:** площинний змив (дощова абляція), яр, річкова долина, річкова тераса, річкова акумуляція, дельта, естуарій, базис ерозії, конус виносу.

### Аудиторні завдання:

1. Підготуватися до семінарського заняття на тему «Геоморфологічне значення діяльності біжних вод»: сформулювати презентацію (12–15 зображень) і текстове повідомлення обсягом 2–3 стор. Варіанти підтем для повідомлень: «Геоморфологічне значення площинного силового стоку», «Діяльність тимчасових руслових потоків», «Тимчасові гірські потоки», «Умови виникнення яружних мереж», «Утворення річкових долин», «Найпоширеніші типи річкових долин України», «Найбільші каньйони світу», «Акумулятивна діяльність річок», «Типи дельт».

2. У робочих зошитах письмово проаналізувати етапи розвитку яру, скориставшись теоретичними відомостями, рис. 3, 4.

3. Підготувати короткі повідомлення на тему «Яроутворення в Україні», «Яроутворення на Волині».

### Теоретичні відомості з даної теми

Флювіальний (лат. *fluvius* – потік) рельєф формується текучою водою, що рухається поверхнею суші. До поверхневих текучих (біжних) належать дощові, талі снігові та льодовикові води, води струмків та річок, підземні води. Текучі води, рухаючись землею поверхнею: розмивають гірські породи, переносять продукти розмиву, відкладають їх (акумулюють).

Вода, що рухається, *розмиває* (ерозія (лат. *erosion* – роз'їдання), *переносить* (транспортує) і *відкладає* (акумуляція (лат. *accumulation* – нагромадження) продукти руйнування, створюючи відповідно ерозійні і акумулятивні форми рельєфу.

**Руйнівна діяльність** поверхневих вод полягає у змиванні і розмиванні поверхні. Змив здійснюється водами неруслового стоку. Його називають ще *площинним змивом*. Розмив поверхні окремими тимчасовими чи постійно діючими потоками називається *водною ерозією*.

Процеси руйнування поверхні території дощовими водами називаються *дощовою абляцією* (Мізерський, 2011).

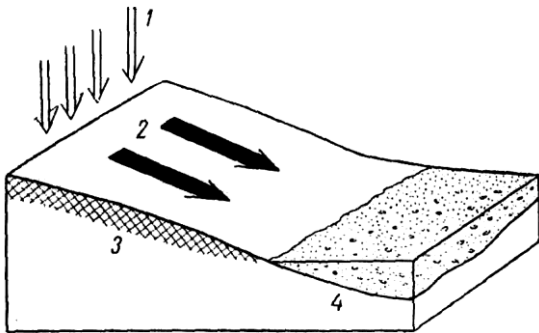
Водні потоки транспортують продукти змиву і розмиву, перекочуючи їх дном русла чи переносячи у завислому стані. На деяких ділянках поверхні створюються сприятливі умови для відкладення і накопичення продуктів ерозії – акумуляції.

За характером і результатами діяльності можна виділити три види поверхневого стоку:

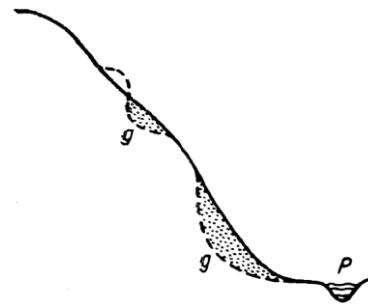
- площинний схиловий стік,
- стік тимчасових руслових потоків,
- стік постійних водотоків – річок.

Неруслові потоки утворюються під час випадіння атмосферних опадів, танення снігу та льодовиків. Руслові потоки розрізняються за *ступенем постійності* їхнього стоку на *тимчасові* водні потоки і *постійні* руслові – ріки.

*Площинний схиловий стік.* Важлива особливість схилових потоків – площинне поширення і короткочасність їхньої дії. Вона припиняється відразу після припинення дощу чи через незначний проміжок часу. Під час дощу вся поверхня схилу вкривається шаром води, яка, стікаючи вниз схилом, формує площинний змив. При цьому змиваються дрібні частинки породи та ґрунту, переміщуються і відкладаються біля підніжжя схилу, що веде до виположування схилу і формування біля підніжжя таких форм рельєфу, які називаються *делювіальними плащами* (лат. *deluo* – змивати). Делювіальні плащі, наростаючи, піднімаються вище схилом і при довготривалому розвитку можуть вкрити більшу частину схилу (рис. 1, 2).



**Рис. 1.** Площинний змив і утворення делювію: 1 – атмосферні опади; 2 – нерусловий, тобто площинний стік; 3 – покривні відклади; 4 – делювій



**Рис. 2.** Згладжування схилу площинним змивом і відкладення делювію: ----- – вихідний профіль схилу; g – нагромадження делювію; P – русло річки

Поверхні схилів неоднорідні (складені гірськими породами з різними властивостями; різною щільністю і складом рослинності), тому і площинний змив буває різної інтенсивності. Найсприятливіші умови для площинного змиву створюються на схилах, що не вкриті рослинністю. Неоднорідність поверхні обумовлює нерівномірність її руйнування. На поверхні утворюються неглибокі, плоскі, лінійно витягнуті заглиблення (шляхи найактивнішого стоку) – ерозійні канавки, що заповнюються водою в період дощів, в інший час вони залишаються сухими. На крутих гірських схилах, де відсутній рослинний покрив, площинний змив може сягати катастрофічних розмірів. Такі явища виникають у місцях, де гірські породи, що складають верхні частини схилів, значно зруйновані процесами звітрювання (маса землі з камінням знаходиться в

стані нестійкої рівноваги). Поштовхом до приведення її в рух може стати сильна злива чи швидке танення снігу в горах. При цьому водні маси порушують останні зв'язки звітненої гірської породи з материнською. Велика кількість звітненої гірської породи починає рухатися крутими гірськими схилами, на своєму шляху захоплюючи ще більшу кількість матеріалу. Ці землекам'яні потоки називаються *селями*.

Селі – великі стрімкі потоки з води, бруду, уламків гірських порід, утворюються в басейнах гірських річок Карпат і Криму, на схилах гір, іноді височин у результаті інтенсивних дощів, швидкого танення снігу під час різкого підвищення температури повітря, проривання запрудних гірських озер. Селі короточасні, проте характеризуються швидким підняттям рівня і зростанням витрат селевого потоку. В Карпатах основними районами прояву селів є басейни правих приток Дністра, а також басейни Черемошу, Тересви, латориці, Ужа, Тиси (Байцар, 2012).

*Геоморфологічне значення площинного змиву* – виположування схилів, знесення продуктів звітнювання, відкладення делювію біля підніж позитивних форм рельєфу. На вершині делювіального шлейфу відкладається відносно грубий матеріал – піщаний. У нижній частині – тонкі пилюваті і глинисті частини. Максимальна товщина делювію – 15–20 м, а ширина може сягати сотні метрів.

*Тимчасові руслові потоки* (ерозійні борозни, вимоїни, яри, балки). Вихідною формою тимчасового діючого водного потоку в породах, що легко розмиваються, є *ерозійна борозна* – лінійне заглиблення на схилі, яке виникає при переході площинного змиву в лінійний. Глибина борозни 3–30 см, ширина 5–50 см, поперечний профіль – коритоподібний. Глибина і морфологічна вираженість борозен збільшується вниз по схилу внаслідок збільшення об'єму води, що стікає і еродує. З часом ерозійні борозни перетворюються в *вимоїни* – пониження рельєфу з пологими схилами глибиною 1–2 м, шириною 2–2,5 м з V-подібним поперечним профілем, відкрите в один бік. Проте не кожна борозна перетворюється в вимоїну. Для цього потрібна більша площа водозбору, наявність легкорозмивних відкладів, потужніший потік (Сіренко, 2003).

Ще одна ерозійна форма, зумовлена діяльністю тимчасово діючих водних потоків (при достатньо великому водозборі) є *яр* (форма рельєфу лінійного розмиву глибиною 10–20 м і більше, довжина може сягати навіть кількох кілометрів, V-подібним поперечним профілем). Яр – надзвичайно активна ерозійна форма, особливо активною є вершина. Базисом ерозії яру слугує рівень річки, до якої розвивається долина яру.

Від ярів відрізняються *лощини* – неглибокі (1–3 м) лінійно витягнуті заглиблення із задернованими пологими схилами.

У розвитку яру виділяються кілька стадій:

1. *Утворення канавки*, вимоїни глибиною в кілька десятків сантиметрів з крутими схилами (може виникнути навіть під час одного інтенсивного дощу). Особливо швидко вони виникають на розораному полі, коли оранка велася у напрямку падіння схилу; чи на незадернованому схилі (з відсутньою рослинністю).

2. На другій стадії відбувається *врізання вершини яру*, його ріст у довжину при одночасному поглибленні (глибина яру сягає 10–25 м, схили – круті, активно руйнуються) (рис. 3, 4).

3. Відбувається *вирівнювання його повздожнього профілю*. Базисом ерозії слугує дно долини, в яку впадає яр.

4. На цій стадії яр *розширюється* за рахунок руйнування схилів, які набувають стійкішої форми. Продукти розмиву нагромаджуються на дні балки (пролювій) і біля схилів (делювій).

Розвиток яру на цій стадії призупиняється, він перетворюється на балку.

*Балка* – лінійно видовжена понижена форма рельєфу з дуже пологими задернованими схилами, що відзначається сухим дном, яке заливається лише в період танення снігів чи випадіння дощів. Довжина балки може досягати кількох кілометрів, середня ширина їхніх днищ коливається у межах від 30 до 150–200 м при середніх глибинах 20–50 м.

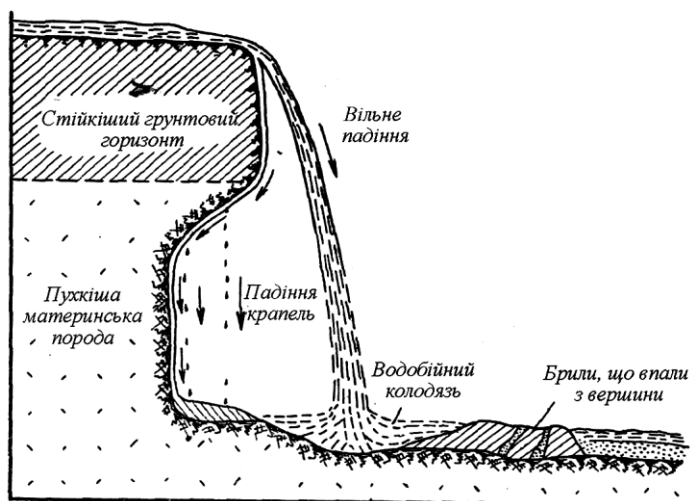


Рис. 3. Механізм розвитку вершини яру (за С. С. Соболевим)

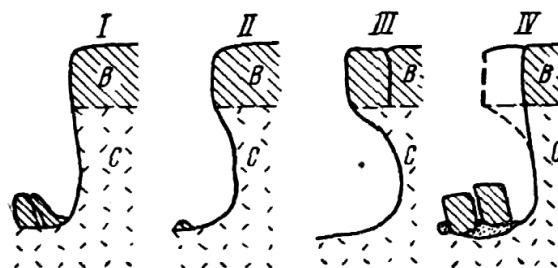


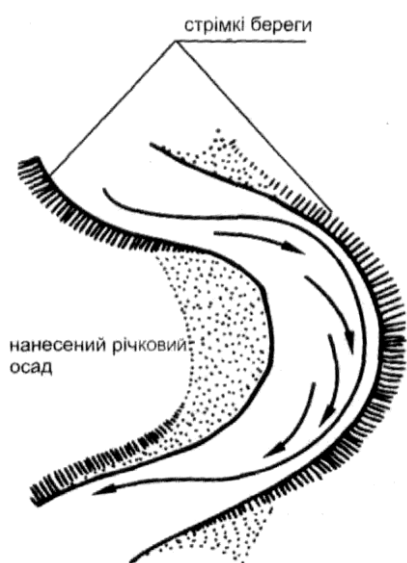
Рис. 4. Етапи розвитку вершини яру (за С. С. Соболевим)

Якщо на дні балки чи яру виник постійний водотік, то подальший розвиток цих форм рельєфу веде до формування річкової долини, що в комплексі водно-ерозійних форм є найскладнішими від'ємними формами рельєфу.

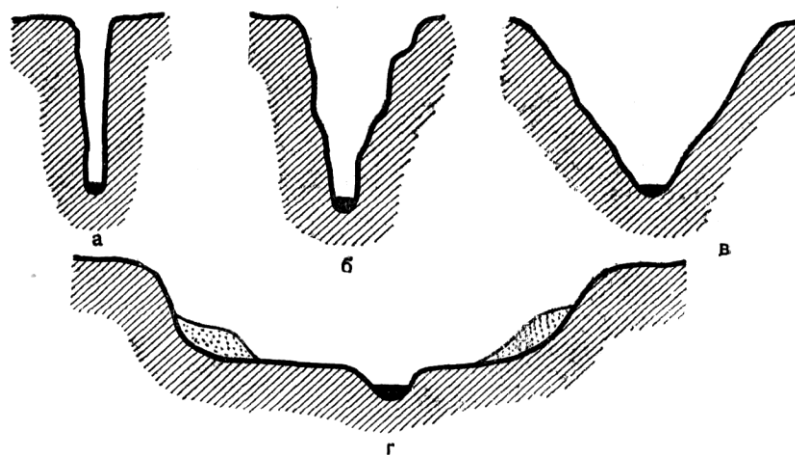
*Постійні водотоки* (річки). Річки здійснюють ту ж роботу, що і тимчасові потоки у вимоїнах, ярах і балках, проте їхня діяльність відрізняється від роботи тимчасових потоків (що діють лише під час сильних дощів і посиленого танення снігів) своєю безперервністю. Режим роботи рік має значні сезонні коливання. Найвищий рівень води спостерігається у повеневий та паводковий періоди, найнижчий – у меженний. У період повені чи паводку різко пришвидшується течія річки, завдяки чому об'єм і кількість матеріалу, що переноситься, різко зростає.

В утворенні річкових долин головна роль належить *ерозії*. Виділяють *ерозію донну* (глибинну), спрямовану на врізання потоку в глибину породи, що складає дно русла, і *бічну ерозію* (рис. 5), яка веде до підмиву берегів і, загалом, до розширення долини. На початкових стадіях переважає глибинна ерозія, коли водний потік прагне виробити свій повздовжній профіль рівноваги. Швидкість бічного розмиву залежить від складу порід берегів. Особливо швидко розмиваються береги, які складені крихкими пісковиками, пісками, суглинками. Основними елементами рельєфу долини річки є дно і схили. Дно гірських долин часто співпадає з руслом.

*Морфологічні типи долин.* Залежно від умов утворення і від стадії розвитку розрізняють такі типи долин: тіщина (ущелина), каньйон, V-подібна, заплавна (рис. 6).



**Рис. 5. Бічна ерозія**  
(Мізерський, 2011)



**Рис. 6. Морфологічні типи долин**  
(за Н. П. Неклюковою):

а) тіщина; б) каньйон; в) V-подібна; г) заплавна

*Тіщина* – долина, сформована майже виключно глибинною ерозією водного потоку. Схили такої долини спускаються круто до річки і можуть навіть нависати над річкою. Все дно долини зайняте річкою. Тіщини утворюються найчастіше в тих місцях, де водний потік прорізує вапняки, сланці (стійкі породи). На рівнинах тіщини виникають в лесових породах. Зазвичай долина має форму тіщини тільки на деякій ділянці, що розміщується вище чи нижче за течією річки.

*Каньйон (ущелина)* – долина з крутими схилами і вузьким дном, зайнятим річкою. Типові каньйони для країн із сухим кліматом, що сприяє збереженню крутизни схилів (Великий каньйон Колорадо у Північній Америці), що сягає глибини 1800 м; каньйони є в Африці (Абіссінське нагір'я), Китаї, Бразилії, Колумбії).

Ріка Колорадо та її долина у вигляді каньйону наочно демонструє прояв глибинної річкової ерозії. Великий Каньйон є одним із об'єктів Семи Природних Чудес Світу. Каньйон був створений рікою Колорадо в результаті потужної глибинної та незначної бокової ерозії мільйони років тому. Довжина його приблизно 446 км, ширина від 0,5 до 29,0 км і глибина досягає більше 1600 м. Ріка Колорадо і її притоки вирізали таку глибоку структуру внаслідок постійного здійснення Плато Колорадо. Цей підйом

створював градієнт перепад висот від витoku річки до її гирла, що надавало потоку ріки Колорадо і її приток великої швидкості та енергії і посилювало його глибинну ерозію. Більш вологі умови протягом міжльодовикових періодів також збільшували кількість води в дренажній системі р. Колорадо, що сприяло прискоренню глибинної ерозії. Коли основний рівень і напрям р. Колорадо змінився (5,3 млн р. т.), тоді відкрилася Каліфорнійська затока, що зумовило зниження основного рівня ріки. Це збільшило швидкість ерозії і створило сучасний вигляд Великого Каньйону (1,2 млн р. т.) (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010).

*V-подібні долини* поширені на територіях з великою кількістю опадів і інтенсивним руйнуванням схилів. Ці долини мають вологіші схили, ускладнені уступами. Дно вузьке, залите водою.

Всі ці типи долин можна віднести до невироблених.

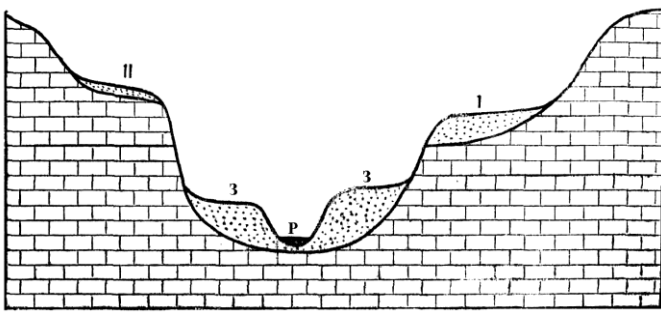
*Заплавна долина* має широке плоске дно. Русло займає лише частину дна, решта простору заливається водою лише в період повені чи паводку. Над заплавою піднімаються схили долини, ускладнені надзаплавними терасами. Заплавна долина виникає при розширенні *V-подібної* долини в результаті мандрування річки.

*Утворення річкових долин.* В утворенні річкових долин головна роль належить ерозії. Річкова долина складається з русла, заплави, надзаплавних терас (рис. 7).

*Річкова долина* – ерозійна форма рельєфу з постійним водотоком і комплексом терас, що виникає, коли вріз тальвегу (нім. *thalweg* – найбільш знижена частина річкової долини) досягає рівня ґрунтових вод, які дають початок річці (Сіренко, 2003).

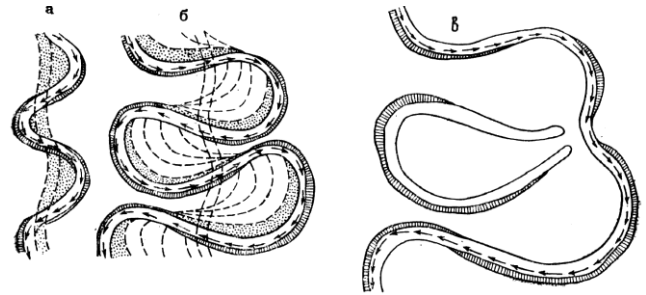
*Русло* річки – заглиблення дна долини, яким рухається водний потік. Прямолінійних русел в природі мало. Річка в межах долини підходить то до одного, то до іншого корінного берега і тому поділяє заплаву на ізольовані масиви, довжина яких в заплавах великих рік сягає кількох десятків кілометрів.

Річка постійно намагається створити звивисте русло. Звивини русла річки називаються *меандрами* (назва походить від назви річки Меандр (*грецьк. Maiandros*) в Малій Азії, що характеризується великою кількістю звивин (рис. 8). Але процес мандрування (збільшення звивистості) посилюється лише до певної межі, бо зростання звивистості річки означає зростання її довжини і зменшення ухилу, а отже, і помітне зменшення швидкості течії. Річка втрачає енергію і слабше розмиває береги. При великій зігнутості меандрів проходить прорив перешийку. Кінці «відрізаної» звивини заповнюються пухкими наносами, і вона перетворюється в *старицю*. Часто річка зустрічає на своєму шляху гірські породи значної твердості. У цих місцях, де гірські породи слабо піддаються розмиванню, з'являються перекати, пороги і великі поперечні уступи. На поперечних уступах у руслі ріки формуються водоспади. Це не єдина причина їхнього утворення. Вони можуть утворитися через опускання розташованих нижче за течією ділянок долин по розломах у земній корі.



**Рис. 7. Схема річкової долини:**

Р – русло; З – заплава; I – перша надзаплавна тераса;  
II – друга надзаплавна тераса



**Рис. 8. Меандри річки:**

а) початкова стадія; б) зміщення меандра;  
в) утворення стариці

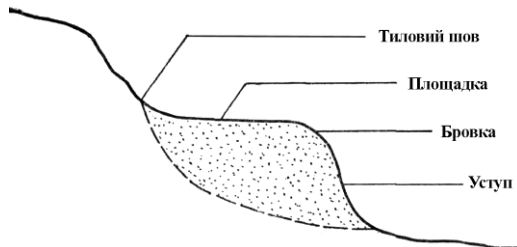
*Заплавою* називається дно річкової долини, що затоплюється в період повені. Це та частина дна долини, що безпосередньо межує із руслом річки. Із зовнішніх боків заплава обмежена чи корінними берегами долини чи уступом однієї із терас річкової долини. Заплава складена алювієм і вкрита рослинністю. Коли вона врізана в корінні породи і алювій майже відсутній, тоді формується корінна заплава. Заплава часто здається рівною, але все ж прослідковується певна закономірність її будови. До русла річки примикає піщана смуга, що заливається річкою навіть при незначних коливаннях її рівня – це *прируслова заплава*. Над нею піднімають один чи кілька *прируслових валів*, складених піщаними відкладами (результат відкладів річки під час розливів). За прирусловим валом заплава знижується. Ця поверхня називається *центральною*. В бік корінного берега (чи над заплавної тераси) заплава знову трохи підвищується. Особливо широкі заплави типові для більшості рік рівнинних територій. Ширина заплави коливається в широких межах – від кількох десятків метрів до кількох десятків кілометрів (в нижній течії Волги ширина заплави 30–40 км). Поверхня заплав часто вкрита луками, кущами, деколи лісом.

*Надзаплавні тераси.* Схили долини можуть бути простими чи східцеподібними (терасованими), крутими чи пологими, високими чи низькими.

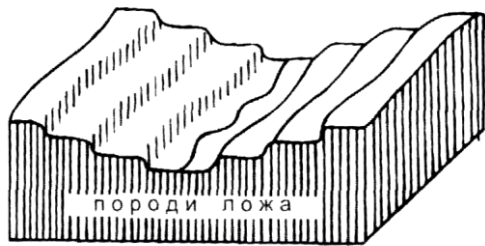
*Тераса* – горизонтальна чи слабо нахилена площадка, витягнута вздовж схилу долини і відокремлена від нижче лежачої тераси (чи дна долини) уступом (схилом тераси) (рис. 9). Рахунок терас ведеться знизу вгору: перша надзаплавна, друга надзаплавна.

Річкові тераси залежно від умов утворення та матеріалу, з якого вони складені, поділяються на ерозійні (корінні) – тераси розмиву та акумулятивні (тераси накопичення). *Ерозійні тераси* врізані в корінних породах, у яких сформувалося ложе річки; вони утворені внаслідок швидкого зниження базису ерозії (це результат врізання річки в породи, утворення яких не зв'язано з акумулятивною діяльністю самої річки) (рис. 10). *Акумулятивні тераси* сформовані річковими осадами, вони пов'язані з накопиченням річкових відкладів у долині і з наступним врізанням у них річки. Найчастіше вони

утворюються внаслідок поступового зниження базису ерозії річки, долина якої попередньо була виповнена старішими осадами. Ці тераси поширені в долинах рівнинних рік (рис. 11). Акумулятивно-ерозійні тераси досить часто трапляються в долинах гірських річок. Тераси такого типу побудовані як скельними породами річкового ложа, так і алювієм (рис. 12) (Мізерський, 2011).



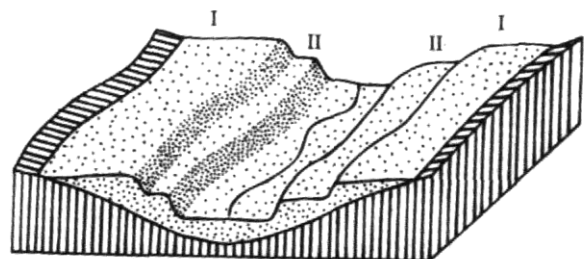
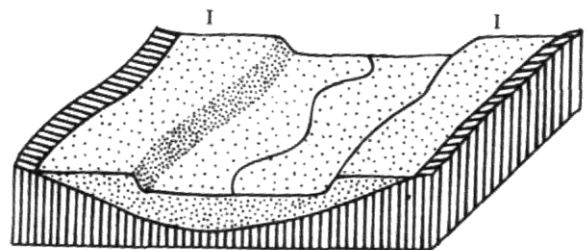
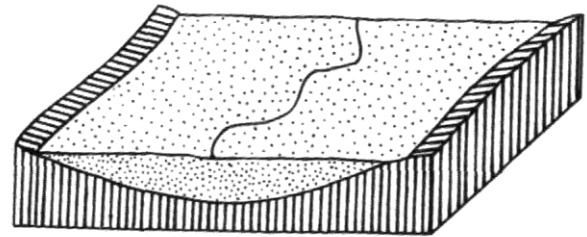
**Рис. 9.** Елементи річкової тераси (за Н.П. Неклюковою)



**Рис. 10.** Утворення ерозійних (корінних) терас (Мізерський, 2011)



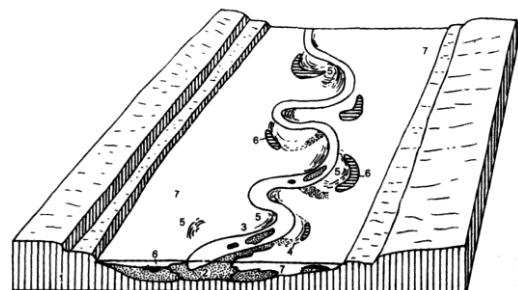
**Рис. 12.** Утворення акумулятивно-ерозійних терас (Мізерський, 2011)



**Рис. 11.** Утворення акумулятивних терас (Мізерський, 2011)



**Рис. 13.** Транспортування річкою уламкового матеріалу (Мізерський, 2011)



**Рис. 14.** Річкові утворення (Мізерський, 2011):  
1) породи річкового ложа; 2) руслові осади;  
3) мілинні насипи; 4) виповнення опущених русел;  
5) насипні вали; 6) стариці; 7) замул на заплавної терасі



**Акумулятивна діяльність річок.** Відкладення матеріалу, що його переносить річка (рис. 13), настає тоді, коли швидкість течії є замалою, щоб винести увесь транспортований матеріал. Чим менший діаметр переносуваних зерен, тим меншою є швидкість води, за якою настає осадження. У руслі річки відкладається переважно грубозернистий матеріал, який формує основу багатометрового насипу, що простягається довгою віссю паралельно до течії річки – це так звані *руслові мілини (мілинні насипи)*, які в разі низької води можуть утворювати *алювіальні острови* (рис. 14). Руслові мілини і алювіальні острови є перехідними формами, які поступово переміщуються вздовж ріки за її течією. У ріках, що меандрують (звивистих) виникають *мілини та насипні вали (меандрові насипи)* на внутрішніх боках меандр, де течія сповільнена. Під час підняття рівня води річка переносить матеріал різного розміру. Коли ж вона спадає, транспортувальна здатність річки значно зменшується і крупніший матеріал осідає на дно русла або на заплаві (Мізерський, 2011).

У місці впадіння річки у водний басейн транспортований нею уламковий матеріал осідає в гирлі, оскільки швидкість води тут спадає до нуля. Якщо при гирлі немає сильних течій, які переміщують привнесений матеріал, і якщо дно басейну в місці впадіння не дуже глибоке, то з відкладеного уламкового матеріалу формуються великі конуси винесення – *дельти* – акумулятивні форми рельєфу, що виникають внаслідок діяльності річок. Частина дельт вивисується над поверхнею води, проте більша міститься під водою. Дельтові осади є перешкодою для річкових вод, унаслідок чого річка розгалужується на численні рукави, а в самій дельті виникають озера і болота (Мізерський, 2011).

Процес відкладення матеріалу, що переноситься річкою, має назву алювіального, а матеріал, відкладений річкою, – *алювій* (лат. *alluvio* – намив).

Дельта – ділянка суші, відвойована річкою у моря, складена алювієм і має в плані, зазвичай, форму трикутника, розташованого вершиною вгору по річці. Русла річки в межах дельт розгалужуються, діляться на безліч тимчасових рукавів, що змінюють своє положення під час повеней. Алювій дельт рівнинних річок – глини і піски, що перешаровуються; у дельтах гірських річок трапляються галька і гравій (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010).

Процес формування дельти складний. Річковий потік, досягнувши *базису ерозії*, сповільнює свій рух, річкова вода змішується з водою водойми, куди вона впадає. Принесені наноси повністю відкладаються. Грубший матеріал залишається біля гирла річки, дрібніший відноситься далі. Відкладені наноси утворюють шари, що виклинюються верх по річці. В долині шари вирівнюються, а дельтові відклади поступово переходять у відклади річкових терас. Дельти крупних рік мають величезні розміри (займають великі площі: наприклад, Амазонки – 100 000 км<sup>2</sup>, Волги – 13 000 км<sup>2</sup>).

*Базис ерозії* – горизонтальна поверхня, на рівні якої водний потік втрачає силу і нижче якої не може поглиблювати своє русло. Основний базис ерозії всіх річкових систем, крім областей внутрішнього стоку – поверхня океану. Кожна притока має, крім основного, свій місцевий базис ерозії – рівень річки, в місці її впадіння. При

частій зміні базису ерозії (зниженні гирла чи підняті витоків) на схилах річки утворюється система терас у вигляді уступів, які тягнуться вздовж русла річки. Найвища надзаплавна тераса буде і найдавнішою. Нумерують тераси знизу вгору, називаючи наймолодшу відповідно першою надзапавною терасою, наступну – другою і т. ін.

*Конус виносу* – невисоке підвищення, що розміщується в кінці русла водостоків і має вигляд врізаного напівконуса із слабовипуклими пологими схилами.

З ерозійною і акумулятивною діяльністю річок пов'язане формування особливого типу родовищ цінних корисних копалин – алювіальні розсипи родовищ. В процесі перенесення і перевідкладення, продукти розмиву сортуються за густиною – легші подрібнюються і виносяться річками, мінерали із значною густиною (золото, платина, вольфрам, каситерит, магнетит, рутил, гранат, алмаз) концентруються у розсипах. Розсипи на заплавах і на річкових терасах представлені відкладами нижньої частини розрізу алювію у вигляді витягнутих смуг. Майже 25 % світового золота добувають із розсипів.

### **Завдання для самостійної роботи:**

1. Підготуйте коротке письмове повідомлення про алювіальні відклади, поширені в межах Волинської області.
2. Підготуйте повідомлення «Типи річкових дельт». Наведіть приклади їх поширення.

### **Контрольні питання**

1. Які складові діяльності текучих поверхневих вод вам відомі ?
2. Що таке площинний змив та його геоморфологічне значення ?
3. Де проявляється акумулятивна діяльність тимчасових водотоків ?
4. Охарактеризуйте етапи формування яру.
5. Наведіть приклади поширення складних яружних мереж.
6. Перелічіть складові річкової долини та коротко охарактеризуйте їх.
7. Поясніть причини мандрування русел річок.
8. Які типи заплав поширені у Волинській області ?

### ***Рекомендовані для вивчення теми бібліографічні джерела***

1. Байцар А. Л. Фізична географія України. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2012. 354 с.
2. Геологія з основами геоморфології : підруч. для студ. еколог. і геогр. спец. вищ. навч. закладів / Г. І. Рудько, О. М. Адаменко, О. В. Чепіжко, М. Д. Крочак. Чернівці : Букрек, 2010. 400 с.
3. Мізерський В. Динамічна геологія (Загальна геологія) : навч. посібник ; переклад доц. Р. Смішка. Вид. 2-ге, випр. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2011. 356 с.
4. Свинко Й. М., Сивий М. Я. Геологія. Київ : Либідь, 2003. 480 с.
5. Сіренко І. М. Динамічна геоморфологія : навч. посібник. Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2003. 263 с.

## Лабораторна робота № 14

**Тема:** Еолові, карстові і суфозійні форми рельєфу.

**Мета:** З'ясувати геоморфологічне значення діяльності підземних вод, рельєфоперетворює значення вітру, умови утворення зсуву.

**Основні терміни і поняття:** карст, карри, карстові западини, понори, карстові печери, суфозія, поди, зсуви.

### Аудиторні завдання:

1. Проаналізуйте карти природних процесів, зумовлених екзогенними чинниками («Україна : навчальний атлас», 1998), «Атлас Волинської області», 1991), теоретичні відомості, лекційний матеріал та сформууйте картосхеми поширення процесів карсту, суфозії, зсувів, дефляції на території України і Волинської області (Дод. А, Б).

2. Проаналізуйте регіональні особливості розвитку карстових процесів на території України. Укладіть картосхему карстових зон України, покажіть території поширення карсту на Поліссі, у межах Волинської і Подільської височин, у Дніпровсько-Донецькій западині, на Причорноморській низовині, у Степовому і Гірському Криму, в Українських Карпатах, на Закарпатті. Нанесіть на карту найвідоміші карстові печери України.

3. Підготуйте коротке повідомлення про поширення карсту на Волині, зокрема про озера карстового генезису Шацького поозер'я.

### Теоретичні відомості з даної теми

Підземні води розчиняють або вимивають гірські породи. Розчинення називається карстом, вимивання – суфозією.

**Карстом\*** називаються явища, що виникають в розчинних гірських породах (вапняк, доломіт, рідше гіпс, сіль, крейда) під сукупним впливом поверхневих і головним чином підземних вод. Явище карстоутворення веде до виникнення особливих форм рельєфу: каррів, западин, колодязів, шахт, карстових котловин та ін. та до формування карстового рельєфу.

Якщо карстування відбувається на поверхні, виникають заглиблення різних розмірів: карри, карстові лійки, карстові западини, а якщо на глибині – карстові печери.

Умови формування карстових форм:

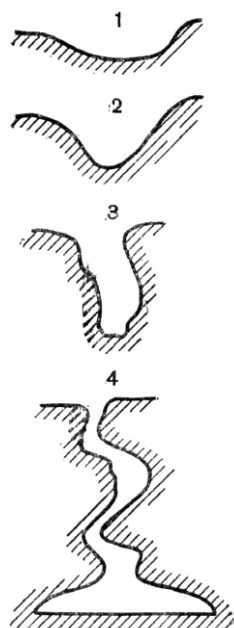
- 1) наявність розчинних порід;
- 2) тріщини у таких породах, що формують умови для водопроникнення;
- 3) невеликий ухил поверхні, що дозволяє воді не лише стікати, але і просочуватися;
- 4) значна потужність порід;
- 5) достатня, але не надмірна кількість води.

---

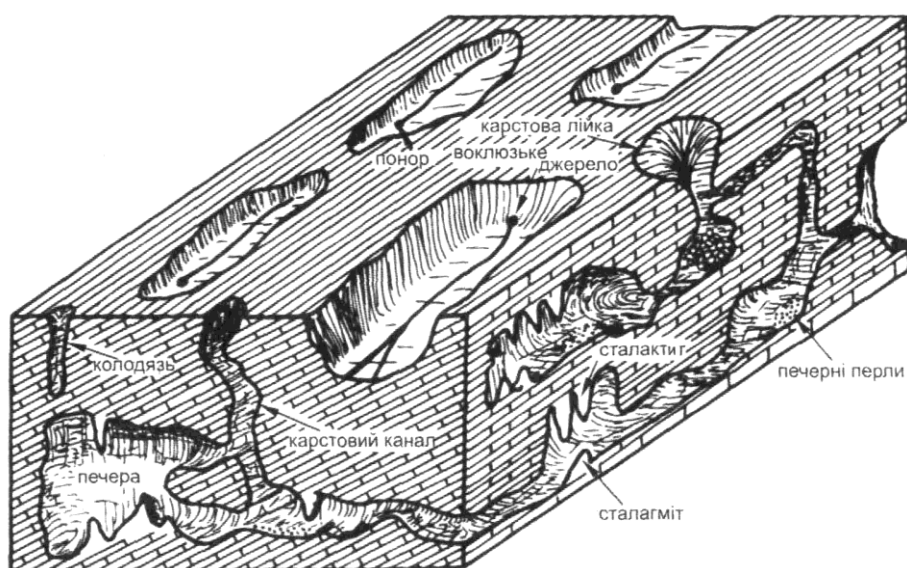
\*Карст – вапнякове плато на південному заході Словенії (раніше входила до складу Югославії), для якого притаманні форми рельєфу, пов'язані із розчиненням вапняків (вони і отримали назву карстових форм).

Розрізняють карст відкритий, задернований, вкритий. Від цього залежить і форма карстового рельєфу. *Відкритий* карст спостерігається у Криму, на Кавказі, на півостровах Юкатан, Флорида та ін. Розчинні гірські породи виходять безпосередньо на поверхню. *Задернований* карст формується тоді, коли на розчинних гірських породах сформувався шар ґрунту. *Вкритим* карстом називають шар розчинних гірських порід, які прикриті нерозчинними гірськими породами, як це спостерігається на Східноєвропейській рівнині, на Уралі.

Форми карстового рельєфу: карри, карстові западини, колодязі, шахти, печери (рис. 1, 2).



**Рис. 1. Схематичний розріз карстових форм** (за Н. П. Неклюковою):  
1, 2 – западини; 2 – колодязь;  
3 – шахта



**Рис. 2. Поверхневі та підземні карстові форми** (Мізерський, 2011)

*Карри* – канавки (від кількох см до 2 м) на відкритій поверхні розчинних гірських порід, розділені вузькими, часто гострими гребенями, що або розміщуються паралельними рядами, або являють собою складні лабіринти. Формуються в чистих вапняках сухих субтропиків. Утворення цієї форми карстового рельєфу пов'язане із хімічною та механічною дією води (дощів, моря, снігу, що тане) на поверхню розчинних порід. Нагромадження каррів формують важкопрохідні *каррові поля*, що майже завжди не мають рослинності.

*Карстові западини (улоговини)* властиві і відкритому і вкритому карсту. Це найпоширеніша форма карстового рельєфу. Є карстові западини *поверхневого розчинення*, коли розчиняються стінки тріщин поверхні. Вони є

блюдеподібні (розчинення стінок багаточисельних дрібних тріщин) та конусоподібні (коли розчиняються стінки глибокої тріщини, утворюється лійка з крутизною схилів 30–45°, на дні якої знаходиться отвір, через який виходить стікаюча в неї вода – *понор*). *Провальні западини* – результат руйнування зводу підземних карстових печер. Вони мають круті, урвисті схили, а на дні – нагромадження уламків зруйнованого зводу із гірських порід. *Западини «просочування»* поширені в області вкритого карсту. Утворюються при вимиванні стікаючою у понор водою піщано-глинистих частинок із поверхні нерозчинних порід. Якщо ці частинки закупорюють понор, то ріст западини поступово сповільнюється чи припиняється. Схили зазвичай вкриті рослинністю. Карстові западини при закупорюванні понора чи в умовах підняття рівня ґрунтових вод можуть стати місцем накопичення води і перетворюються у тимчасові, а деколи постійні карстові озера (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010; Мізерський, 2011).

*Карстові колодязі, шахти* формуються у товщі неприкритих карстових порід чи при обвалі зводів підземних порожнин. Це провали, що досягають глибини десятків метрів. Колодязі мають циліндричну форму, а шахти мають багато звивин та розширень, що спускаються на велику глибину (карстова шахта біля Трієста сягає глибини 523 м).

Поряд із поверхневими формами карстового рельєфу в карстових областях існують різноманітні підземні порожнини – *кастові печери*. Вони виникають переважно в товщі вапняків, гіпсу та кам'яної солі в результаті розширення тріщин під дією ґрунтових вод. В молодих печерах, що формуються, часто протікають підземні ріки чи є озера. Коли ґрунтові води тріщинами просочуються вниз, печери осушуються і припиняють свій ріст. Якщо зверху в печеру просочується вода, краплини якої випаровуються (залишаючи солі осаду) із зводу і з долівки печери, виникають натічні утворення вуглекислого вапна, що поступово заповнює печеру. Із зводу печери у вигляді гігантських бурульок звіщуються сталактити, а з долівки назустріч їм піднімаються сталагміти. Зустрічаючись, вони зливаються у колони. У вологому повітрі печери (з річкою чи озером) випаровування слабше і натічні форми не формуються. Особливо значними за розмірами печери зустрічаються в потужних товщах вапняків, що деформовані тектонічними рухами. Найбільші карстові печери: печера Хеллок (Альпи) довжиною із бічними отворами 85,2 км; Мамонтова печера (Апалачі) – 74 км (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010; Мізерський, 2011).

На території України є умови для розвитку карсту (наявність карбонатних тріщинуватих порід, здатних до карстування, насиченість цих порід підземними водами, достатня кількість атмосферних опадів). У розвитку карсту на території України є регіональні відмінності. На Поліссі провальні карстові форми поширені у західних і східних областях, де близько до поверхні залягають тріщинуваті з порожнинами мергелі і крейда. У межах Волинської і Подільської височин карстуються породи різного віку. Тут утворилися відомі печери Кришталева, Озірна,

Кривче, Млинок. У тортонських гіпсоносних породах розвинені лійки, улоговини, понори. В Дніпровсько-Донецькій западині розвинений галогенний карст, приурочений до штоків девонської солі. На Причорноморській низовині карст розвинутий у неогенових вапнякових відкладах, де він утворює лійки, провалля, каверни. В межах Степового Криму карст спостерігається в карбонатних неогенових товщах. В Українських Карпатах карст має незначне поширення у тріас-юрських відкладах. Для Закарпатської низовини характерний соляний карст. В Гірському Криму – класичній карстовій області – розвинутий середземноморський карст у вапнякових породах юрського і крейдового віку. Дуже виразні карстові ландшафти на кримських яйлах: Ай-Петринській, Бабуганській, Довгоруківській, Карабі та інших масивах (Байцар, 2012).

**Суфозійний рельєф.** Процес виносу ґрунтовими водами на малих глибинах найдрібніших частинок породи і розчинених речовин називається *суфозією*. Суфозія веде до просадки поверхні і формування таких форм рельєфу (плоскодонних округлих западин), як степові блюдця (поди), суфозійні западини, провали, поля просадки. Особливо сприятливими умовами для виникнення просадових порід існують там, де в потужних товщах лесу при загальному незначному їх зволоженні відбувається вертикальна циркуляція вод.

*Степові блюдця (поди)* – пологі овальні пониження, що виникають у степових районах на поверхні лесових рівнин. Їхнє дно опущене порівняно із положенням поверхні на 2–3, деколи 7 м, діаметр пониження рідко буває більше 100 м. Степові блюдця часто виникають на місці нерівностей рельєфу, в яких тимчасово накопичується вода. Просочуючись, вода виносить дрібні частинки із пухких порід, роблячи їх менш щільними, і створює умови для виникнення просадки. Степові блюдця типові для лесових рівнин України, Західно-Сибірської рівнини.

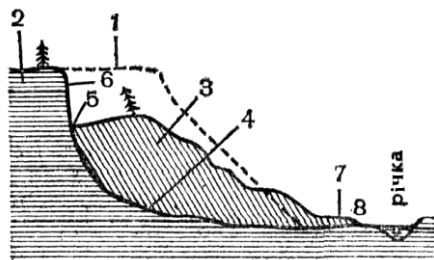
*Суфозійні западини* діаметром у кілька метрів можуть виникнути після обвалів над пустотами, що утворилися в результаті енергійного виносу водою частинок породи.

При подальшому виносі підземними водами частинок гірської породи на місці западини утворюється *суфозійний провал* – западина, обмежена урвищами.

При значному скупченні воронок і провалів формується *суфозійне поле* – порівняно знижений простір з дуже складним мікрорельєфом.

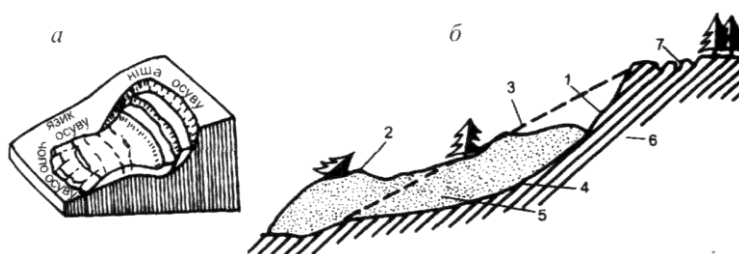
**Зсувний рельєф.** *Зсуви* – зміщення мас гірських порід схилом під дією сили тяжіння (рис. 3, 4). Форми рельєфу, що виникли у результаті зсувів схилами річкових долин, ярів, на берегах озер і морів теж називаються зсувами. Для зсувів притаманне сповзання мас без сильного дроблення чи трансформації. Цим зсуви відрізняються від обвалів. Для утворення зсувів створюються найсприятливіші умови на схилах, складених шарами водонепроникних і водостійких порід, нахилених в бік схилу. Підземні води, насичуючи породи, що складають схил, збільшують їхню вагу, порушують рівновагу. Це веде до зсуву. Нерідко на поверхні зсуву зберігаються дерева, що росли до його виникнення. При сповзанні вони нахилиються в різні боки.

Зсуви утворюються за участю підземних вод і сили тяжіння (гравітаційних сил). Зсуви – сповзання сходинокми незакріплених шарів гірських порід. Тіло зсуву повільно просувається схилом, ковзаючи по шару вологої глини під дією сили тяжіння (зсуви спостерігаються на правому березі Дніпра (м. Київ), в Українських Карпатах, на південному березі Криму). Для запобігання зсувам укріплюють схили, садять дерева і відводять ґрунтові води.



**Рис. 3. Схема зсуву**  
(за Н. П. Неклюковою):

- 1 – вихідне положення схилу;
- 2 – непорушений схил; 3 – зсув;
- 4 – поверхня ковзання;
- 5 – тиловий шов; 6 – підзсувний уступ;
- 8 – джерело (річка)



**Рис. 4. Елементи зсуву** (Мізерський, 2011):

- а) у плані, за К. Яворським;
- б) у перерізі, за К. Яворським зі змінами;
- 1 – ніша зсуву; 2 – язик зсуву; 3 – первинна поверхня схилу; 4 – поверхня, по якій зсунулись породи;
- 5 – маси зсуву; 6 – корінні породи; 7 – тріщини у верхній частині схилу зсуву, які попереджають про небезпеку продовження зсування по схилу (початкові тріщини)

**Вітер як геоморфологічний чинник.** Вітер, як і будь-яка зовнішня рельєфоперетворююча сила, руйнує, переносить і акумулює гірські породи. Вітер піднімає і переносить окремі різноманітні мінеральні частинки, які перебувають на поверхні Землі. Навіть дуже слабкі вітри можуть піднімати дрібний пил, а трохи сильніший вітер переносить пил у повітрі і може зрушувати піщані зерна. Однак вистачить лише невеликої кількості вологи, щоб вітер не зміг відірвати зерна, злиплі між собою, або ж для цього він повинен мати значно більшу силу. Видуванню мінеральних зерен з поверхні землі перешкоджає також рослинність. Через те дія вітру як геоморфологічного чинника обмежена певними територіями: без рослинного покриву або посушливих. Передусім вона виявляється в пустелях.

**Еолова ерозія** (руйнівна дія вітру). Вітер, вдаряючись об масивну скелю, не викликає жодних видимих змін. Коли ж на шляху вітру знаходяться пористі породи, наприклад, пісковики, то вітер може відривати від них мінеральні частинки. Видування мінеральних частинок називають *дефляцією*. Дефляція веде до видування великої кількості піщаного та пилюватого матеріалу з великих площ: пилові бурі; чорні бурі, які руйнують ґрунтовий покрив.

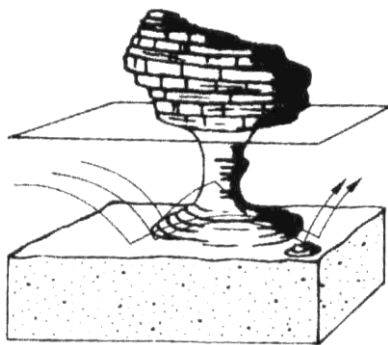
*Дефляція* – видування пухких гірських порід.

Вітер, який несе зерна піску (тверді мінеральні частинки головно кварцу), вдаряючи ними об тверді породи, дряпає їх, стирає, шліфує і руйнує. Таке явище називається *коразією* (рис. 5). Внаслідок шліфування і стирання поверхні окремих великих уламків, валунів з боку напрямку дії вітру утворюються відшліфовані поверхні скельних відламків і валунів – *граняки*. Внаслідок коразії утворюються *кам'яні гриби*.

*Коразія* – обточування та шліфування твердих порід піщинками під час їх тертя об поверхню (фігурні скелі).

*Еолова акумуляція* (акумулятивна діяльність вітру). Пісок, який вітер переносить близько до поверхні землі чи перекочує по ній, за наявності певних перешкод (валунів, пагорбів, корчів) нагромаджується біля них і формує форми еолової акумуляції – надми: *дюни* і *бархани* з пологими схилами, повернутими в бік вітру і крутими на підвітряному боці (рис. 6). Ці геоморфологічні форми еолової акумуляції виникають у піщаних пустелях, на піщаних морських узбережжях, інколи на широких річкових терасах. Висота пустельних форм у виняткових випадках може сягати 500 м, хоча пересічна висота – кілька десятків метрів. Різні еолові форми виникають залежно від: сили та напрямку вітрів, кількості піску, вологості, характеру рослинного покриву.

*Бархани* – типові еолові акумулятивні форми пустель (висотою 200–500 м), де переважають вітри одного напрямку.



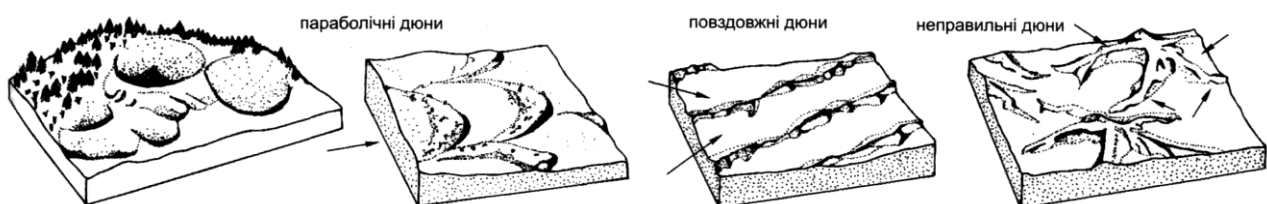
**Рис. 5. Кам'яний гриб**  
(за Й. Мітчелом)  
(Мізерський, 2011)



**Рис. 6. Бархани і стадії їхнього утворення** (Мізерський, 2011)

На берегах рік, озер, морів формуються *дюни* – еолові акумулятивні форми висотою від 5 до 100 м (рис. 7). Під впливом вітрів дюни переміщуються. У деяких випадках ці переміщення можуть досягати до 200 м за рік. Переважаючі швидкості руху – декілька метрів чи декілька десятків метрів.

*Параболічні дюни* – еолові акумулятивні форми, що часто трапляються в приморських місцевостях та на узбережжях великих рік. *Неправильні дюни* – утворюються в умовах вітрів змінних напрямків.



**Рис. 7. Дюни** (Мізерський, 2011); стрілками показано напрям вітрів

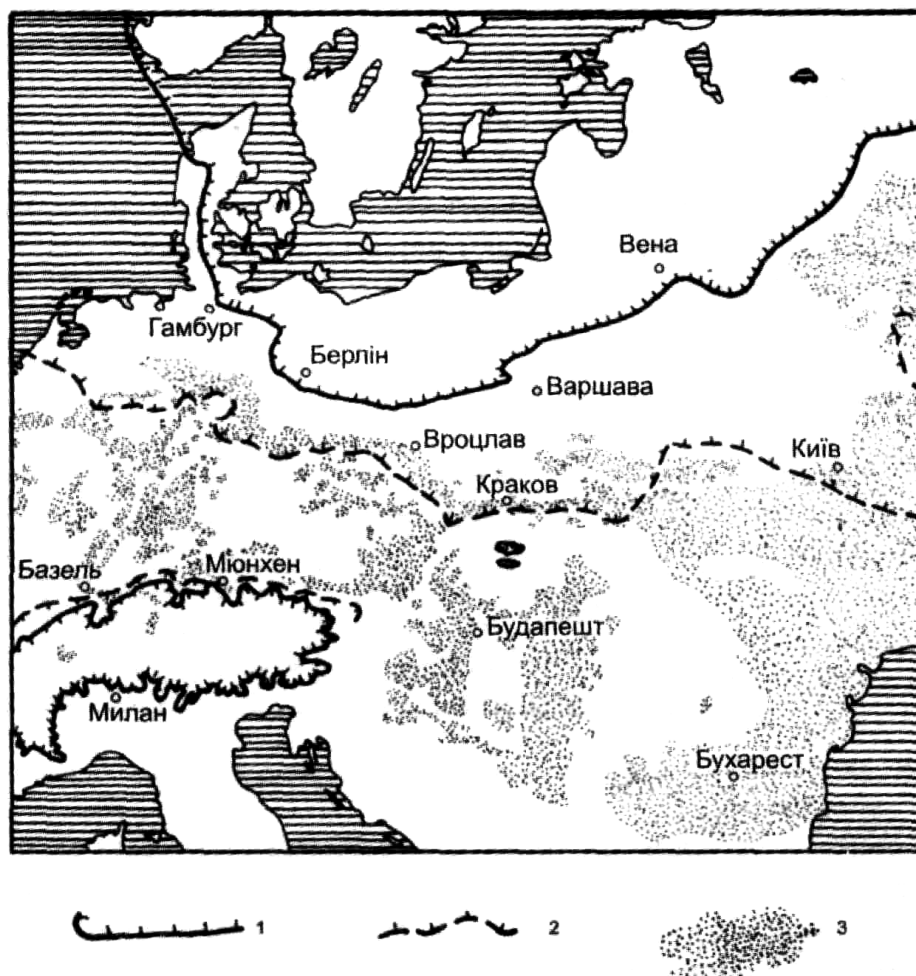


Типові осади, які утворюються внаслідок еолової акумуляції – *леси*. Вітер зриває та переносить на великі відстані дрібний пил, що може мати пустельне походження, з вулканічних регіонів. Цей пил осідає у разі зменшення швидкості вітру або перетину вітрами морфологічних бар'єрів: найбільше пил затримується на степових просторах, які безпосередньо прилягають до пустель.

*Лес* – це гірська порода жовтого забарвлення, складена переважно дуже дрібним (0,003–0,1 мм) кварцовим пилом (60–70 %) та карбонатом кальцію (10–30 %), не розшарована і пориста (пористість близько 60 %). Леси дуже легко розмиваються.

Найбільші простори, вкриті лесами – в Китаї (потужність до 100 м). Ці леси утворилися внаслідок осадження пилу з пустелі Гобі.

Європейські леси утворювались під час зледеніння. Вітри видували найдрібніший матеріал з перед льодовикових полів і переносили його в південному напрямі, де він і осаджувався. Нині леси покривають значні простори Центральної і Східної Європи (рис. 8). В Україні лесові відклади поширені в степовій та лісостеповій фізико-географічних зонах.



**Рис. 8.** Четвертинні леси в Центральній Європі (за Р. Флінтом) (Мізерський, 2011): 1) межа останнього зледеніння; 2) межа максимального поширення плейстоценового зледеніння; 3) леси

### **Завдання для самостійної роботи:**

1. Проаналізуйте поширення суфозійних і зсувних процесів у різних регіонах України та заходи протидії щодо цих несприятливих фізико-географічних процесів.

2. Розгляньте картосхему Додатка Г, зробіть письмові висновки про поширення підземних вод в Україні.

2. Користуючись Інтернет-ресурсом, науковими публікаціями, сформууйте картосхему «Дефляція на Поліссі на осушених розораних торфовищах».

3. Підготуйте коротке повідомлення на тему «Леси України: походження і значення».

### **Контрольні питання**

1. До утворення яких форм рельєфу призводить явище карстування ?
2. За яких умов виникають карстові форми рельєфу ?
3. Назвіть найвідоміші карстові печери світу, України.
4. У яких регіонах України утворилися найдовші печери, у яких – найглибші ?
5. Щотаке явище суфозії, які умови найсприятливіші для утворення суфозійних форм рельєфу ?
6. Що таке еолова ерозія ?
7. Які геоморфологічні форми еолової акумуляції ви знаєте, де вони поширені ?
8. Де поширені зсуви в Україні ?

### ***Рекомендовані для вивчення теми бібліографічні джерела***

1. Байцар А. Л. Фізична географія України. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2012. 354 с.
2. Геологія з основами геоморфології : підруч. для студ. еколог. і геогр. спец. вищ. навч. закладів / Г. І. Рудько, О. М. Адаменко, О. В. Чепіжко, М. Д. Крочак. Чернівці : Букрек, 2010. 400 с.
3. Зузук Ф. В., Колошко Л. К., Карпюк З. К. Осушені землі Волинської області та їх охорона : монографія. Луцьк : Волин. нац. ун-т імені Лесі Українки, 2012. 294 с. // <http://esnuir.eunu.edu.ua/handle/123456789/13031>
4. Мізерський В. Динамічна геологія (Загальна геологія) : навч. посібник ; переклад доц. Р. Смішка. Вид. 2-ге, випр. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2011. 356 с.
5. Свинко Й. М., Сивий М. Я. Геологія. Київ : Либідь, 2003. 480 с.
6. Сіренко І. М. Динамічна геоморфологія : навч. посібник. Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2003. 263 с.
7. Структура геопростору в курсі геологія і геоморфологія (ієрархічні системи): навч. посібник / упоряд. Ф. В. Зузук, В. В. Бенедюк. Луцьк : Іванюк В. П., 2017. 100 с.
8. Шацьке поозер'я. Т. 1 : Геологічна будова та гідрогеологічні умови : монографія / І. І. Залеський, Ф. В. Зузук, В. Г. Мельничук, В. В. Матеюк, Г. І. Бровко. Луцьк : Східноєвроп. нац. ун-т імені Лесі Українки, 2014. 190 с.

## Лабораторна робота № 15

**Тема:** Водно-льодовикові форми рельєфу.

**Мета:** З'ясувати геоморфологічне значення діяльності льодовиків та льодовикових вод.

**Основні терміни і поняття:** лід, фірн, глетчер, льодовики, цирки, трого, морени, ками, ози, друмлини, зандри.

### Аудиторні завдання:

1. Використовуючи тематичні карти «Атласу Волинської області», нанесіть на картосхему льодовикові і водно-льодовикові форми рельєфу, поширені в області: моренні горби, ками, ози, зандри.

2. Проаналізуйте лекційний матеріал, теоретичні відомості, тематичні карти і підготуйте повідомлення на тему «Вплив на довкілля материкових зледенінь».

### Теоретичні відомості з даної теми

*Льодовики* – це природні маси кристалічного льоду, що виникли на поверхні Землі в результаті накопичення і подальшого перетворення твердих атмосферних опадів (снігу). Необхідною умовою утворення льодовиків є поєднання низьких температур повітря з великою кількістю твердих атмосферних опадів, що властиве для холодних країв високих широт і вершинних частин гір.

Скупчення снігу на поверхні Землі можливі лише при негативних середньорічних температурах. Навіть влітку сніг зберігається усюди вище *снігової лінії* (під сніговою межею розуміють деяку смугу земної поверхні, в межах якої середня річна кількість твердих опадів дорівнює кількості їх танення), а нижче – може зберігатися тільки окремими невеликими плямами у пониженнях рельєфу. Вічний сніг може накопичуватися тільки вище снігової лінії. Висота її залежить від низки причин: широти і висоти місцевості над рівнем моря, кількості опадів, експозиції схилів гірського хребта тощо. На північному полюсі (і на південному) температура нижче нуля тримається цілий рік, тому висота снігової лінії на рівні океану; на Новій Землі – 600 м. У Південній Гренландії висота снігової лінії над рівнем моря досягає 900 м, в Альпах – 2700–2800 м, на Західному Кавказі – 2700 м, на Східному Кавказі – 3500–3800 м, у Гімалаях – 5500–6000 м (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010).

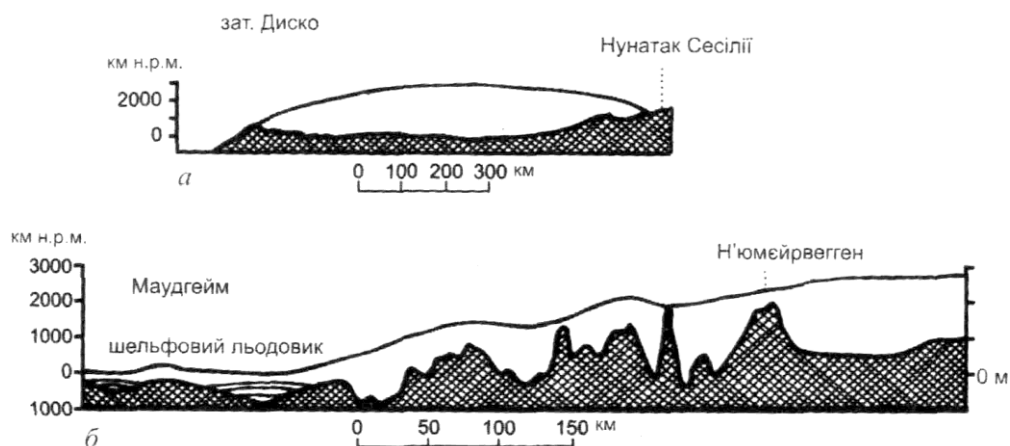
Найсприятливішими формами рельєфу в гірських районах для накопичення снігу є ниркоподібні улоговини і вирівняні майданчики у верхніх частинах гір. Сніг тут протягом тривалого часу перетвориться спочатку у фірн, а потім у глетчер (глетчерний лід). При цьому різко змінюються фізичні властивості твердої води. Кубічний метр *свіжого снігу* важить 85 кг. Містить близько 90 % повітря. *Фірн* – зернистий сніг (розмір зерен – 0,5–5 мм у верхніх шарах фірну, на глибині 6 м – 10–100 мм, уміщує близько 50 % повітря). Кубічний метр фірнового снігу важить до 600 кг. З часом, під дією процесів

підтавання, сублімації і тиску товщі снігу, потужність якого з кожним роком усе більше зростає, зернистий фірн поступово перетворюється спочатку на білий фірновий лід, а потім на блакитний зливний глетчерний лід. Глетчерний лід складається з великих зерен розміром від горошини до курячого яйця. Вага 1 м<sup>3</sup> глетчерного льоду становить 900–960 кг. Глетчерний лід містить близько 20–30 % повітря. Сучасні льодовики займають близько 16 млн км<sup>2</sup>, що складає 10 % усієї земної суші, причому 99,5 % зайнятої льодовиками площі припадає на полярні країни, а 0,5 % – на високі гори. Площі зледеніння в даний час скорочуються на всій поверхні Землі. Враховуючи потужність сучасних льодовиків, учені підраховали, що близько 30 млн км<sup>3</sup> вологи немовби законсервовано в цих льодовиках (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010; Мізерський, 2011).

*Рух льодовиків.* Характерною особливістю льоду є його *пластичність*. Ступінь пластичності зростає при зниженні температури і при збільшенні тиску. В нижній частині льодовика лід має велику пластичність, внаслідок чого може немовби виповзати з-під вище розташованої товщі. Глетчерний лід, виповзаючи з-під свого фірнового покриву, тече подібно до пластичної речовини при великих потужностях, незалежно від рельєфу місцевості. Для того, щоб з'явився пластичний рух на похилому (до 1°) схилі, необхідна товщина льоду 60–65 м, але на крутих схилах (45° і більше) досить потужності 1,5–2 м. Швидкість руху льодовиків загалом невелика: від декількох десятків міліметрів до декількох десятків сантиметрів на добу і рідко сягає 3–7 м/добу (великі Памірські і Гімалайські льодовики). Льодовики Гренландії рухаються зі швидкістю від 5 до 20 м/добу, а більші покривні льодовики – до 40 м/добу. Альпійські льодовики мають середню швидкість 10–40 м за рік. Іноді швидкість руху льодовика може досягати до 100 м за добу (з такою швидкістю іноді посувається льодовик «Ведмідь» на Памірі), однак період швидкого руху дуже короткий. Різна швидкість льодовика призводить до виникнення напруг у його тілі і до утворення направлених під кутом до його країв тріщин. Тріщини можуть утворюватися і з інших причин. Наприклад, при виході льодовика з вузької ділянки долини в широку або з ділянки з похилим дном долини в ділянку з крутим дном. При розширенні долини льодовик, подібно річці, прагне розтектися по ній. При цьому в тілі льодовиків виникають поздовжні тріщини. При збільшенні нахилу ложа льодовика в його тілі виникають поперечні тріщини. Тріщини на поверхні мають ширину в декілька метрів, а глибина їх сягає 100 м і більше. Коли льодовик, минувши дугу ділянку, виходить на ділянку долини з похилими бортами, поверхня його вирівнюється і тріщини сходяться своїми краями.

*Типи льодовиків.* Льодовики розрізняються за розмірами, формами, положенням над рівнем моря та іншими особливостями і діляться на три основні типи: материкові, або покривні; гірські; проміжні, або змішані.

Класичні приклади нині існуючих материкових льодовиків – крижані покриви Антарктиди і Гренландії. Площі, які зайняті покривними (материковими) типами льодовиків, дорівнюють 99,5 % усієї їх площі. Антарктида займає площу близько 15 млн км<sup>2</sup>, з них близько 13,2 млн км<sup>2</sup> вкрито льодом. Крижаний покрив утворює величезне плато заввишки до 4 тис. м. За даними сейсмічних досліджень, підлідний рельєф відрізняється великою складністю, наявністю хребтів і широких низин, опущених на десятки і сотні метрів нижче рівня Світового океану. Потужність Антарктичного крижаного покриву змінюється від декількох сотень метрів біля гір або краю материка до 4 тис. м і більше в центральних частинах, особливо в межах низовинних рівнин (Шмідта та ін.). За винятком небагатьох гористих місцевостей, льодовик вкриває весь материк, заповнює берег і поширюється в навколишні моря, утворюючи величезні маси шельфового льоду, який частково лежить на шельфі, а частково тримається на плаву. В окремих місцях граничних зон Антарктиди, там де рельєф розчленований, льодовиковий покрив розділяється на окремі вивідні потоки: рухомі, в скелястих або в крижаних схилах. Від країв вивідних і шельфових льодовиків відколюються величезні крижані глиби – *айсберги* (нім. *Eisberg* – льодова гора), площа деяких з них досягає 50–100 км<sup>2</sup>. Гренландія займає трохи більше 2 млн км<sup>2</sup>, з яких близько 80 % вкриті материковим льодовиком. Центральна частина льодовикового плато (області живлення) характеризується абсолютними висотами близько 3 тис. м, до крайових частин висота знижується на тисячі і декілька сотень метрів. Максимальна потужність льодовикового покриву Гренландії, за сейсмічними даними, близько 3400 м, середня – близько 1500 м. У континентальних льодовиків немає добре виражених льодовикових язиків, однак простежується відцентрове переміщення (рис. 1).



**Рис. 1. Переріз через материкові льодовики (Мізерський, 2011):**

а) Гренландський (за Я. Гольтшерером); б) антарктичний (за М. Ксьонжкевічем)

Гірські льодовики, або льодовики альпійського типу, розвинені у високих молодих горах з гострими зубчастими гребенями: в Альпах, на Кавказі, Памірі, в Гімалаях, Тянь-Шані та ін. Гірські льодовики, порівняно з льодовиками двох інших типів, відносно дрібні. Вони вінчають або вершину гори зіркоподібні, або займають поглиблення на схилах гір – всіячі чи карові, або рухаються по дну долин – долинні. Гірські льодовики, що мають лише один язик, називають *альпійськими льодовиками*. Вони відомі в Альпах, на Кавказі, в Гімалаях, Андах та інших високих горах середніх географічних широт. Найдовшим у світі гірським льодовиком є льодовик Федченка на Памірі, довжина якого становить 72 км. Коли декілька льодовикових язиків, що просуваються гірськими долинами, з'єднуються, вони утворюють *п'єдмонтний льодовик*. Такі льодовики є на Алясці та Шпіцбергені. Проміжним типом між

гірськими та материковими є *норвезькі льодовики*, які мають форму малих льодових покривів на вершинних частинах гір, з яких у долини сповзають льодовикові язики. Такі льодовики розвинуті в Норвегії, на Новій Землі, у Скандинавських горах (Мізерський, 2011).

**Льодовикова ерозія.** Важливе значення має пластичний або в'язкопластичний рух льоду, який зазвичай спостерігається в нижній частині льодовика. Такий рух можливий при значній товщині льоду, яка створює навантаження на його нижні шари, і при достатній його чистоті. При пластичній течії періодично накопичуються горизонтальні напруги, які перевищують пружність льоду, внаслідок чого виникають горизонтальні зриви, вздовж яких розміщені вище частини крижаного покриву «просковзують» по залягаючим нижче. На контакті льодовика з ложем (неоднорідним за рельєфом і складом гірських порід) відбувається сковзання брил. Верхня, крихка частина льодовика розбита численними тріщинами (що йдуть іноді на значну глибину) на брили різного розміру.

Під час руху льодовиків здійснюється низка взаємопов'язаних геологічних процесів:

- руйнування гірських порід підльодовикового ложа з утворенням різного за формою і розмірами уламкового матеріалу;
- перенесення уламків порід на поверхні і в тілі льодовиків, а також вмержлих у придонні частини льоду уламків, або переміщення їх волочінням по дну;
- акумуляція уламкового матеріалу в процесі руху льодовика (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010).

Весь комплекс вказаних процесів і їх результати можна спостерігати в гірських льодовиках, особливо там, де льодовики раніше простягалися на багато кілометрів далі їх сучасних меж. У сучасних покривних льодовиках дослідження процесів стосується, в більшості випадків, тільки їх крайових частин. Про геологічну діяльність покривних льодовиків можна скласти уявлення за четвертинними (антропогеновими) зледеніннями, що неодноразово покривали широкі простори Європи і Північної Америки за останні 800 тис. років (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010).

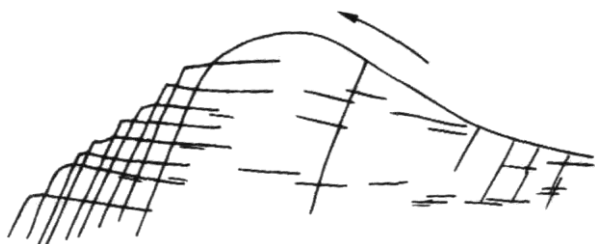
Руйнівна діяльність льодовиків називається *льодовиковою екзарацією* (від лат. *exaratio* – виорювання). Особливо інтенсивно вона виявляється при великих потужностях льоду. Відбувається захоплення і виламування різних блоків гірських порід, їх дроблення та обточування. Найпростішим проявом ерозійної діяльності льодовиків є *льодовикові подряпини* (риси), які виникають унаслідок дряпання порід ложа твердими вмержлими в основу льодовика уламками. Такі подряпини дають змогу відтворити напрям руху льодовика. Іншими формами, що виникли внаслідок льодовикової ерозії, є *баранячі лоби (мутони)* (рис. 2), під час підняття частини ложа вигладжені та порисовані льодовиком. Групи дрібних баранячих лобів, які утворюють ряд згладжених асиметричних виступів і поглиблень, називають *кучерявими скелями*. Баранячих лобів і кучерявих скель удосталь є в Карелії, на Кольському півострові та у Фінляндії.

Долини, виповнені льодовиковими язиками, до певної висоти вигладжені, закруглені і вкриті льодовиковими штрихами, називаються *льодовиковими жолобами*. Їхній поперечний профіль близький до форми літери U. Поширеним явищем у горах, вкритих льодовиком, є *висячі долини*, які стають видимими в разі відступу льодовика. Коритоподібні заглиблення у вигляді ніш називаються *льодовиковими цирками (карами)*. Вважають, що виникнення цирків пов'язане з перетинанням давніх витоків рік, вигладжених і поглиблених фірновим і льодовиковим льодом. Після танення льоду в цирках часто утворюються озера, які називають *цирковими озерами*.

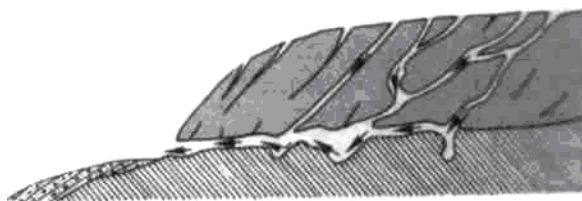
З діяльністю льодовиків пов'язане утворення специфічних форм льодовикових долин-відвершків, що розвиваються в більшості випадків ерозійними гірськими долинами. Льодовики, рухаючись цими долинами, проводять інтенсивну екзарацію їх бортових стінок і ложа. В результаті долина розширюється, заглиблюється і набуває U-подібної форми з плоским дном. Така долина називається *троговою*, або *трогом*.

Покривні льодовики можуть виривати з ложа пластини скель завдовжки до кількох сотень метрів і завтовшки кілька десятків метрів, переміщати їх на сотні кілометрів і нагромаджувати під час танення. Ерозійними формами льодовикового типу є *фіорди* – видовжені і вузькі затоки з крутими узбіччями, які глибоко врізаються в скелясту сушу; у поперечному перерізі вони мають форму літери U і дуже глибокі. Фіорди вирізані льодовиковими язиками, які рухались до нами до моря під час плейстоценового зледеніння. Вони відомі на берегах Норвегії, виявлені також на острові Південний у Новій Зеландії (Мізерський, 2011).

**Ерозійна діяльність льодовикових вод.** У процесі льодовикової ерозії важливе значення має ерозія підльодовиковими водами, що утворюються під час танення льодовика. Підльодовиковими формами водної ерозії є підльодовикові ніші (рис. 3).



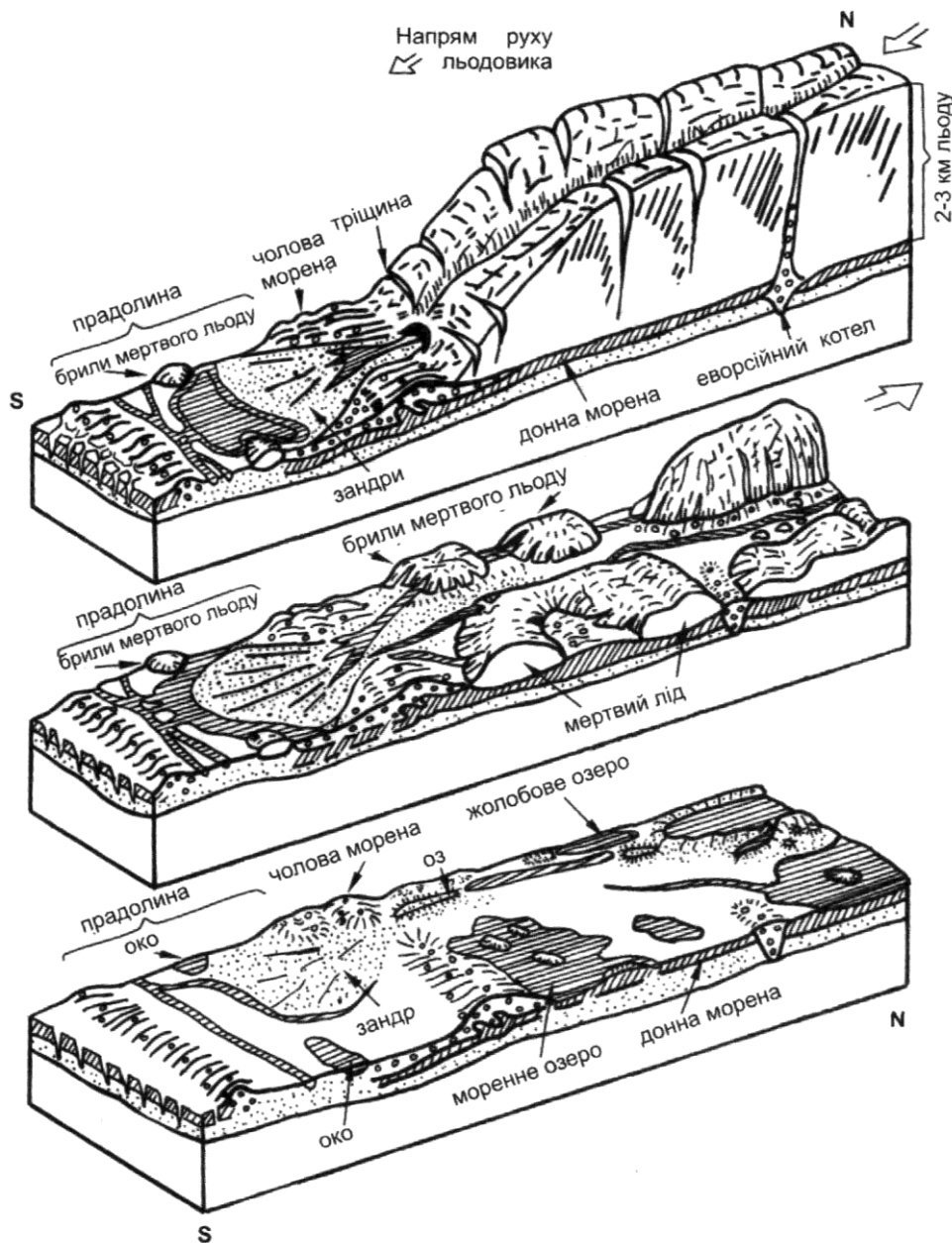
**Рис. 2.** Повздовжній профіль через баранячий лоб (Мізерський, 2011); стрілка показує напрям руху льоду, риски – тріщини



**Рис. 3.** Ерозія, спричинена підльодовиковими водами. Виділяються підльодовикові ніші, а також піщано-галечниковий конус (зандри) перед фронтом льодовика (Мізерський, 2011)

Великі форми, що виникають унаслідок діяльності підльодовикових вод, – *жолобові озера (ванни виорювання)*. Це видовжені вузькі озера з переважно високими берегами, їхні глибини інколи сягають 100 м, ложа вирізані в твердих породах скельної основи завдяки саме струменям підльодовикових вод, що

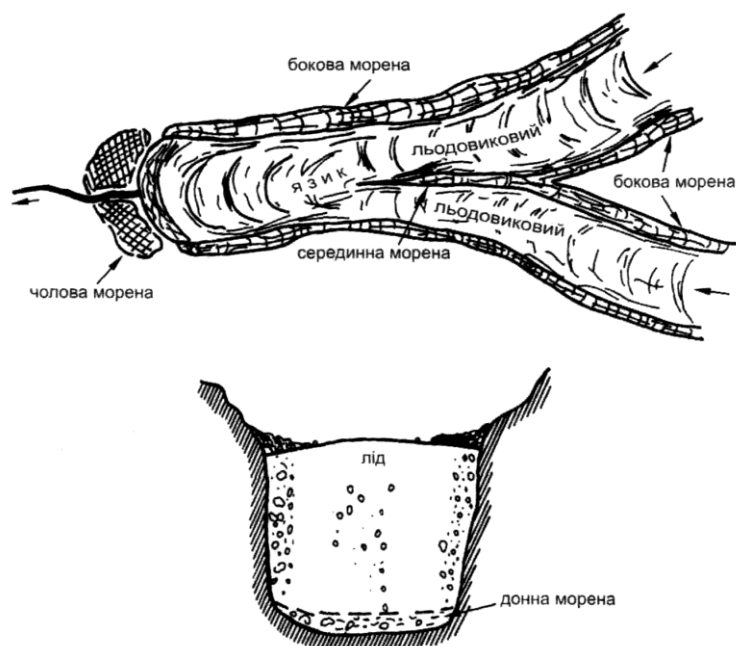
переміщалися і тиском, а льодовикове склепіння над ними унеможливило засипання їх осадами. Такі озера відомі в північній частині Польщі. Води, що витікають з-під льодовика, поводяться на прильодовикових теренах як річкові. У плейстоцені, коли більша частина Центральної Європи була вкрита льодовиком, води з-під танучого льодовика поєднувалися з річковими, які текли в напрямі до льодовика, і переміщалися по нахилу більш-менш паралельно до фронту льодовика, вимиваючи дуже широкі долини, відомі як *прадолини* (рис. 4). Це характерний елемент рельєфу Польсько-Німецької низовини. Води, що утворюються під час танення льодовика, називають *флювіогляціальними* (річково-льодовиковими) водами (Мізерський, 2011).



**Рис. 4.** Утворення акумуляційних та ерозійних форм унаслідок льодовикової діяльності (Мізерський, 2011)



**Льодовикова та водно-льодовикова акумуляція.** Льодовики не лише еродують. Вони виконують також значну транспортувальну роботу. В льоді міститься скельний матеріал дуже різних розмірів; він може перебувати на поверхні льоду, однак значно більше матеріалу є всередині льодовика. Формами льодовикової акумуляції передусім є *морени*. Внаслідок діяльності гірських льодовиків формуються морени: бокова, серединна, чолова (фронтальна) і донна (рис. 5).



**Рис. 5.** Морени гірських льодовиків (Мізерський, 2011)

Весь переміщений і відкладений льодовиком уламковий матеріал називається *мореною*. До складу морен входять різномірний уламковий матеріал – від тонких глинистих частинок до великих валунів і брил.

*Бічна морена* утворюється внаслідок обсіпання продуктів звітрювання з бортів цирку та узбіч льодовикового язика. Після відступу (танення) льодовика ці продукти формують вали в знижених частинах узбіч долин. У разі поєднання льодовикових язиків бокові морени внутрішніх частин обох язиків зливаються, утворюючи єдиний вал, що переміщається в серединній частині основного язика, – *серединну морену*, яка після танення льоду перебуває на дні долини; загалом її швидко розмивають води, що випливають з-під льодовика. Бічні та серединні морени – це форми, характерні винятково для гірських льодовиків. При чолі льодовикового язика або при фронті материкового льодовика, в міру танення льоду наявний у ньому скельний уламковий матеріал формує вали, які називають *чоловою*, або *фронтальною мореною*. Виникають морени тоді, коли льодовик тривалий час перебуває в стаціонарному положенні. У такому випадку матеріал з розталого льоду увесь час

нагромаджується в одному місці. Коли ж льодовик відступає поетапно, можуть сформуватися декілька валів чолових морен, які відображають стадії зупинки його чола. Інколи трапляється, що льодовик переміщається вперед уже після формування валу чолової морени. В такому разі льодовик посуває цей матеріал вперед. Таку морену називають *осувною мореною*. Чолові морени мають висоту від кількох до кількох десятків метрів. Найвищою з відомих є морена льодовика Франца Йосифа в Новій Зеландії – 430 м. Після повного відступу льодовика (материкового) на поверхні залишається шар осадів, складених уламками порід різного розміру, який називають *донною мореною*. Уламковий матеріал, транспортований у льодовику, називають *внутрішньою мореною*, а той, що зазнав перенесення на поверхні й відкладений після його танення, – *абляційною мореною*.

Після відступу льодовика вода часто розмиває морени і вимиває з них дрібніший матеріал. Унаслідок цього з давньої морени може залишитись лише нагромадження валунів більших розмірів. Інколи з льодовикових осадів залишаються лише поодинокі валуни, які називають *ератичними (накинутими валунами)\**. У Північній і Центральній Польщі, на Волині серед цих утворень виявлено породи, які походять з півночі нашого континенту, зокрема, граніти рапаківі, червоні балтійські порфірити. На підставі вивчення ареалу поширення ератичного матеріалу можна реконструювати напрям переміщення льоду і визначити центр зледеніння. Центр плейстоценового зледеніння був на Скандинавському півострові. Ератичні скелі бувають велетенських розмірів (Мізерський, 2011).

На рівнині, коли рух льодовика призупиняється через нерівності корінного рельєфу, починають формуватися *крайові акумулятивні форми рельєфу*. До них належать моренні гряди та горби. В горах кінцево-моренні гряди – дугоподібні вали, що відмічають зупинки краю льодовика. На рівнині це значно крупніші форми рельєфу, що виникають на межі з областю стоку талих льодовикових вод (на краях льодовика) (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010).

Вузькі підвищення, сформовані льодовиковими осадами, називаються *друмлинами*. Вони можуть мати висоту до 50 м і довжину понад 1 км. Ці височини видовжені згідно з напрямом руху льодовика, а схил, повернутий у зворотному до руху льодовика напрямі, звичайно є стрімкішим. Дуже часто вони розміщені групами, утворюючи своєрідні *друмлинові поля*. Їхнє походження буває різним. Багато з них виникло внаслідок виорювання моренних відкладів під час руху льодовика.

Не меншу акумулювальну роль відіграють льодовикові води, які беруть участь в утворенні *флювіогляціальних відкладів*. Води, що утворюються під час танення льодовика, виносять на передльодовикові простори уламковий

---

\*Ератичні валуни (від лат. erraticus – блукаючий) – валуни, занесені льодовиком далеко від виходу корінних порід, з яких вони утворилися.

матеріал зруйнованого ложа або витоплений з льоду. Під материковим льодовиком є мережі потоків, які переносять еродований і витоплений матеріал. На виході з-під льодовика сила водного потоку зменшується і транспортований матеріал відкладається. Біля фронту льодовика осідають грубші уламки, а на певній відстані від нього – дрібніші. Внаслідок цього перед льодовиком, за межами чолової морени, утворюються великі конуси винесення, з'єднані між собою. Вони сформовані переважно піщаним матеріалом. Це – *зандри*.

Води, що течуть під льодовиком, у льодовику або на його поверхні, не лише еродують і переносять, а й, коли сила потоку зменшується, відкладають транспортований матеріал. Трапляється, що русла підльодовикових рік, а також потоків усередині льодовика засипані піщаним матеріалом, який потоки не змогли винести. Унаслідок цього після відступу льодовика залишаються видовжені піщані вали – *ози*, які є характерними для післяльодового краєвиду. Дуже часто ози утворюються на продовженні ванни виорювання (жолобові озера).

Ози – видовжені піщані вали, які утворилися після відступу льодовика (відкладається матеріал водними потоками, що течуть під льодовиком).

Близькими формами до оз є *ками* (рис. 6). Це пагорби з нерівною поверхнею, сформовані шарами пісків і щебеню. Утворилися вони у відкритих льодовикових тріщинах, коли льодовик зупинявся або розпадався на невеликі, розділені між собою льодовикові брили.

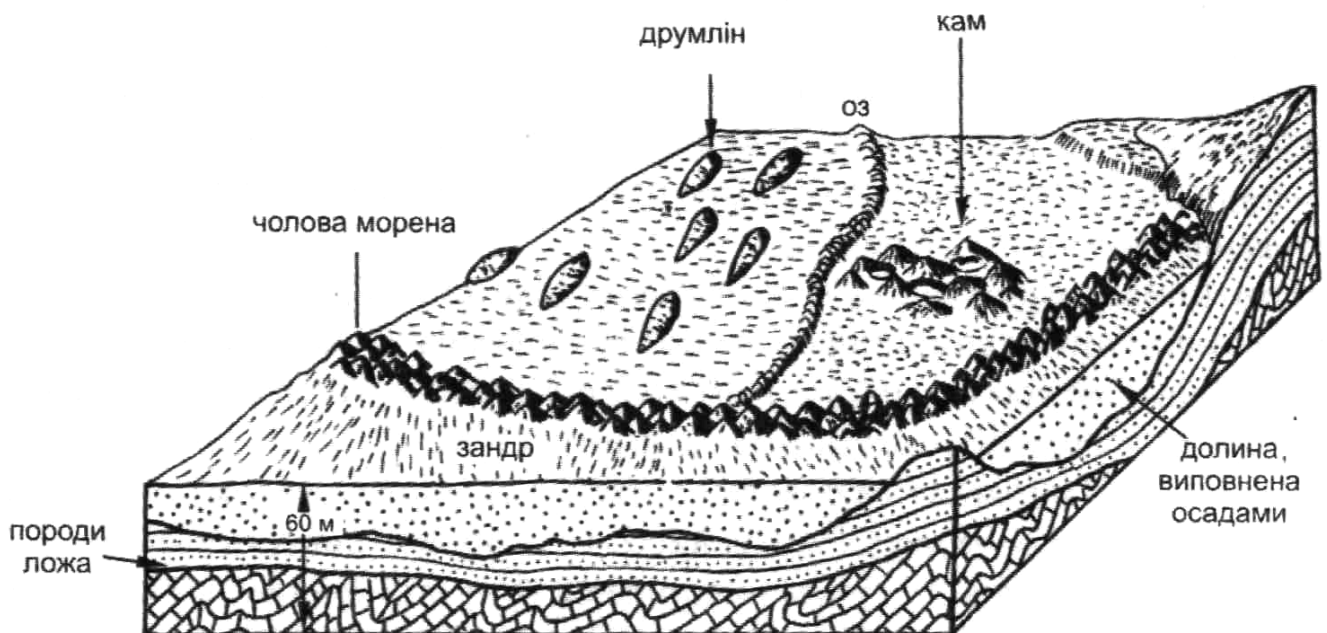


Рис. 6. Моренний краєвид (Мізерський, 2011)

Коли води з-під льодовика не знаходили стоку, вони утворювали обширні озера – *застійники*. Осади, що тут утворилися, називають *лімно-гляціальними (озерно-льодовиковими)*. На дні застійникових озер нагромаджувався дрібнозернистий матеріал. Ці осади мають смугасту текстуру, яка утворилася внаслідок чергування темніших і ясніших прошарків. Ясні прошарки вміщують дещо грубші зерна, а темні – дрібніші. Поєднання темнішого та яснішого прошарків утворюють смужку, яка формується впродовж року: ясніший прошарок відповідає літньому періоду, коли льодовик інтенсивно танув і в озера зносився уламковий, переважно кварцовий, матеріал; темніший – зимовому нагромадженню осаду, коли танення було дуже повільним або не відбувалося взагалі, озеро замерзло, а на дно осідав дуже тонкий переважно глинистий матеріал. Осади, які виникли в застійникових озерах, називають *стрічковими глинами*. Вони відомі з давніх часів, їх використовували в гончарному виробництві для виготовлення кераміки.

### **Завдання для самостійної роботи:**

1. Проаналізуйте причини континентальних зледенінь та їх вплив на довкілля. Оформіть висновки у вигляді короткої доповіді з відповідним ілюстративним матеріалом.
2. Підготуйте коротке повідомлення на тему «Зледеніння, що поширювалися на територію Волинської області у голоценовому періоді».

### **Контрольні питання**

1. Де формуються льодовики? На які типи вони поділяються?
2. Яка швидкість руху льодовиків?
3. Що таке льодовикова ерозія?
4. Які ви знаєте форми льодовикової екзарації? Наведіть приклади їх поширення.
5. Які форми рельєфу утворені ерозійною діяльністю підльодовикових вод?
6. Охарактеризуйте відомі вам типи морен.
7. Які ви знаєте льодовиково-аккумулятивні форми рельєфу? Де вони поширені? Наведіть приклади.

### **Рекомендовані для вивчення теми бібліографічні джерела**

1. Геологія з основами геоморфології: підруч. для студ. еколог. і геогр. спец. вищ. навч. закладів / Г. І. Рудько, О. М. Адаменко, О. В. Чепіжко, М. Д. Крочак. Чернівці: Букрек, 2010. 400 с.
2. Мізерський В. Динамічна геологія (Загальна геологія): навч. посібник; переклад доц. Р. Смішка. Вид. 2-ге, випр. Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2011. 356 с.
3. Свинко Й. М., Сивий М. Я. Геологія. Київ: Либідь, 2003. 480 с.
4. Сіренко І. М. Динамічна геоморфологія: навч. посібник. Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2003. 263 с.
5. Шацьке поозер'я. Т. 1: Геологічна будова та гідрогеологічні умови: монографія / І. І. Залеський, Ф. В. Зузук, В. Г. Мельничук, В. В. Матеюк, Г. І. Бровко. Луцьк: Східноєвроп. нац. ун-т імені Лесі Українки, 2014. 190 с.

## Лабораторна робота № 16

**Тема:** Екологічний аспект взаємодії суспільства і геологічного середовища.

**Мета:** З'ясувати сучасні масштаби антропогенного навантаження на геологічне середовище та проаналізувати негативні екологічні процеси, з цим пов'язані.

**Основні терміни і поняття:** геологічне середовище, антропогенний (техногенний) вплив, техногенний рельєф.

### Аудиторні завдання:

1. Проаналізувавши лекційний матеріал, теоретичні відомості, запропоновані для вивчення теми наукові публікації, Інтернет-ресурси, виділіть (письмово) головні чинники забруднення геологічного середовища на більшій частині території України.

2. Підготуватися до семінарського заняття на тему «Антропогенне забруднення геологічного середовища: джерела і наслідки» (підготувати презентацію обсягом 10–15 зображень із короткими підписами до них і окремий файл з текстовим повідомленням-коментарем цих зображень).

Варіанти підтем: «Забруднення довкілля внаслідок видобутку рудних корисних копалин», «Забруднення довкілля внаслідок видобутку нерудних корисних копалин», «Розробка родовищ нафти і газу: екологічні наслідки», «Розробка родовищ вугілля: екологічні наслідки», «Екологічні проблеми, пов'язані із видобутком золота», «Екологічні наслідки розробки сірконосного і соленосного басейнів Передкарпатського прогину», «Негативний вплив на водні об'єкти кислотного шахтного дренажу», «Забруднення середовища внаслідок видобутку сульфідних мінералів», «Найбільші осередки забруднення підземних вод», «Наслідки зростання вмісту CO<sub>2</sub>, NO<sub>x</sub>, інших промислових газів у приземному шарі атмосфери», «Біогеохімічна роль зелених рослин», «Зелені міста» або свій варіант повідомлення.

### Теоретичні відомості з даної теми

*Геологічне середовище*, що є частиною навколишнього середовища, більшість дослідників розглядає як багатокомпонентну динамічну систему, що знаходиться під впливом інженерно-господарської діяльності і певною мірою визначає цю діяльність. Верхньою межею геологічного середовища прийнято вважати «денну» поверхню літосфери, для якої характерна активна взаємодія з біосферою, атмосферою і гідросферою. Нижня його межа тісно пов'язана з розвитком техногенних систем, що визначають глибину проникнення в літосферу (для районів гірських робіт – 1,0–1,5 км). Масштаби прояву техногенних впливів людини на геологічне середовище, їхня структура та інтенсивність формувалися і змінювалися разом із розвитком суспільства й досягають найвищого ступеня в сучасний період, що характеризується

небезпекою повних незворотних негативних змін геологічного середовища та його глобальних змін загалом. На родовищах корисних копалин концентрація хімічних елементів природного походження підвищена, що, зазвичай, відбивається на хімічному складі навколишнього середовища (грунт, вода, гірські породи, рослини). За їхньою концентраціями визначають місцезнаходження родовищ (метод геохімічної розвідки). Видобування й наступне збагачення корисних копалин, розділення різних його компонентів призводять до значного забруднення ґрунту, води і біосфери [Природничі проблеми національної безпеки України... / за ред. Г. І. Рудька, В. В. Стецюка, 2019].

Із надр Землі видобувають значну кількість різноманітних корисних копалин – від горючих (нафта, газ), промислових (глини, кварц), будівельних матеріалів, корисних копалин для виготовлення добрив до неметалів.

Як джерела металів і металоїдів, найнебезпечнішими для довкілля є металеві руди. Деякі найважливіші металеві рудні корисні копалини наведено в таблиці 1.

*Таблиця 1*

**Деякі найважливіші металовмісні мінерали** [Природничі проблеми національної безпеки України... / за ред. Г. І. Рудька, В. В. Стецюка, 2019]

<b>Мінерал</b>	<b>Хімічний склад</b>	<b>Характеристика</b>
Арсенопірит	FeAsS	Часто трапляється як мінеральна домішка
Барит	BaSO <sub>4</sub>	Використовують у бурових розчинах
Боксит	Al(OH) <sub>3</sub>	Рудний мінерал алюмінію
Борніт	Cu <sub>5</sub> FeS <sub>4</sub>	Важливий рудний мінерал міді
Кароліт	Cu(Co, Ni) <sub>2</sub> S <sub>4</sub>	Важливий рудний мінерал кобальту
Каситерит	SnO <sub>2</sub>	Основний рудний мінерал олова
Халькоцит	Cu <sub>2</sub> S	Важливий рудний мінерал міді
Халькопірит	CuFeS <sub>2</sub>	Головний рудний мінерал міді
Хроміт	FeCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	Основний рудний мінерал хрому
Кіновар	HgS	Основний рудний мінерал ртуті
Галеніт	PbS	Основний рудний мінерал свинцю
Золото самородне	Au	Основне джерело металевого золота
Гематит	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Головний рудний мінерал заліза
Ільменіт	FeTiO <sub>3</sub>	Важливий рудний мінерал титану
Магнетит	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	Важливий рудний мінерал заліза
Молібденіт	MoS <sub>2</sub>	Основний рудний мінерал молібдену
Пентлантид	(Fe, Ni) <sub>9</sub> S <sub>8</sub>	Головний рудний мінерал нікелю
Платина	Pt	Основне джерело платини
Пірит	FeS <sub>2</sub>	Звичайна мінеральна домішка
Піротит	Fe <sub>(1-x)</sub> S <sub>2</sub>	Звичайна мінеральна домішка
Рутил	TiO <sub>2</sub>	Важливий рудний мінерал титану
Шееліт	CaWO <sub>4</sub>	Важливий рудний мінерал вольфраму
Сфалерит	ZnS	Головний рудний мінерал цинку
Стибніт	Sb <sub>2</sub> S	Основний рудний мінерал стибію
Тетраедрит	(Cu, Fe) <sub>12</sub> Sb <sub>4</sub> S <sub>13</sub>	Рудний мінерал міді, зазвичай містить срібло
Ураніт	UO <sub>2</sub>	Основний рудний мінерал урану
Вольфраміт	(Fe, Mn)WO <sub>4</sub>	Важливий рудний мінерал вольфраму
Циркон	ZrSiO <sub>4</sub>	Основний рудний мінерал цирконію

Руду видобувають із надр підземним або відкритим способом, рідше – розчиненням, що збільшує ризик забруднення підземних вод. У процесі видобування корисних копалин як відкритим, так і підземним способами утворюються відходи, які складають у звалища неподалік від родовища.

Звалища відходів, які часто містять рудні мінерали, є потужним джерелом забруднення довкілля. Однак найбільші екологічні проблеми створює подальша обробка руди. Корисні копалини подрібнюють і розтирають для відокремлення рудних мінералів від відходів (пустої породи). Відходи разом із пустою породою можуть містити певну кількість рудних мінералів. Оскільки відходи дуже подрібнені, вони переносяться повітряним потоком, а також поверхневим стоком. У покинутих шахтах відходи безпосередньо контактують із навколишнім середовищем, що призводить до забруднення вод і ґрунтів. Сучасна технологія видобутку корисних копалин передбачає зберігання відходів сирими у спеціальних басейнах, часто за штучно спорудженими дамбами. Однак через просочення іонів металів у поверхневі й підземні води вони забруднюються; деякі з них використовують для господарсько-питного водопостачання. Ще однією загрозою є небезпека надходження в локальне середовище забруднених осадів і води з басейнів для зберігання відходів унаслідок руйнування дамби.

Відомі такі випадки забруднення вод: на золотій жилі Омаї (Гайана) у 1995 р., на мідній шахті Мар на о. Маріндуке (Філіппіни). У 2000 р. відходи золотої жили у Борсі (північний захід Румунії) привнесли значну кількість ціаніду та металів у місцеві річки, що зрештою потрапили в Дунай. Це спричинило загибель значної кількості риби і птахів, які споживали рибу із заражених водних об'єктів.

У породах крім основних металевих компонентів рудних мінералів міститься значна кількість мікроелементів, що не менш небезпечні для довкілля, ніж основні.

Основним джерелом міді, цинку і свинцю є сульфідні мінерали, що становлять найсерйознішу загрозу екології довкілля, бо легко окислюються киснем повітря до більш розчинних сульфатів:  $ZnS + 2O_2 \rightarrow ZnSO_4$ . Як наслідок, поверхневі й підземні води поблизу звітрілих мінералів можуть значно забруднюватись ними. Особливо гострою є проблема у разі звітріювання сульфідних мінералів – піриту і марказиту (основа –  $FeS_2$ ). Ці сульфіди заліза внаслідок окиснення утворюють оксиди, гідроксиди заліза та деякі сульфати. Продукти окиснення мають загальну назву вохра. Крім вохри побічним продуктом окиснення є сірчана кислота. Стік від шахт і териконів називають кислотним шахтним дренажем, або кислотним гірничим дренажем. Такі кислотні розчини здатні хімічно атакувати рудні мінерали і гірські породи з утворенням суміші хімічних елементів», що негативно впливає на водні об'єкти. Основною проблемою під час видобування золота є попутне забруднення довкілля ртуттю.

Після видобування та обробки руд отриманий концентрат вміщують у плавильну піч. Плавлення передбачає випалювання рудного концентрату за високих температур, унаслідок чого в атмосферу викидається значна кількість потенційно шкідливих хімічних елементів. Викиди плавильної печі – це газы (зокрема, сірчистий ангідрид), аерозолі та тверді часточки. Сучасні шахти печей оснащують електростатичними фільтрами та іншими пристроями для повернення пилу в піч. Вони затримують більшість твердих забруднень, але в атмосферу потрапляють газоподібні викиди та аерозолі. Найбільші часточки викидів осідають поблизу джерела їх утворення, проте аерозолі й газы можуть переміщуватись на далекі відстані. Отже, процес плавлення руди має більший радіус впливу на довкілля, ніж її видобування і збагачення.

У більшості видів руд містяться сульфіды, у процесі плавлення (окиснення) з них виділяються сірчистий ангідрид ( $\text{SO}_2$ ) і триоксид сірки ( $\text{SO}_3$ ). В атмосфері ці газы реагують із водяною парою, внаслідок чого утворюється сірчана кислота ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ). На земну поверхню випадають кислотні дощі, що негативно позначається на довкіллі. Під час плавлення металевих руд в атмосферу викидається значна кількість металів і металоїдів (стибій, арсен, вісмут, кадмій, хром, кобальт, мідь, цинк, ртуть, нікель, талій, селен, тощо). Надзвичайно високі концентрації деяких із цих елементів зафіксовано поблизу плавильних печей.

*Екологічні зміни природного середовища під час розробки родовищ рудних і нерудних корисних копалин.* Гірничі розробки відкритим способом порушують природну структуру гірських порід, призводять до інтенсивного звітрювання, дезінтеграції, розвитку тріщинуватості та розущільнення; порушується статична рівновага порід, розвиваються зсувні деформаційні явища у відкосах; підіймаються дно і борти виїмок через набухання глинистих порід; спостерігаються фільтраційні та дифузійні деформації порід, що зумовлені різкими змінами гідрогеологічних умов; відбуваються процеси дегідратаційно-гідралічного стиснення порід та осідання поверхні Землі у зоні впливу виїмок через штучне зниження рівня води. Інтенсивність деформаційних змін порід і геологічних процесів зростає зі збільшенням їхньої глибини.

Кар'єри та інші виїмки у літосфері Землі значно впливають на природні фізичні поля і ландшафт місцевості. В рельєфі утворюються штучні заглиблення, пагорби і гряди відвальних порід, змінюється режим поверхневого стоку, гідрогеологічна, термодинамічна, мікрокліматична обстановки, виникає комплекс нових різноманітних геодинамічних процесів, не характерних для цієї місцевості. Зона впливу великих кар'єрів на навколишнє середовище надзвичайно велика й переважно виходить за межі їх контурів. Радіус впливу досягає десятків і навіть сотень кілометрів. Насамперед це позначається на штучному зниженні рівня підземних вод, зникненні водоносних горизонтів, осушенні боліт, джерел, колодязів, зниженні рівня води у річках, осіданні поверхні землі, деформації будівель і споруд. Вкрай шкідливі для геологічного середовища зсуви в кар'єрах [Природничі проблеми національної безпеки України... / за ред. Г. І. Рудька, В. В. Стецюка, 2019].



Видобуток рудних і нерудних корисних копалин відкритим способом ускладнюється не тільки обвалами, зсувами й осипаннями, а й проривом плавунів, явищами механічної суфозії. Довготривале існування кар'єрів, особливо закинутих, є ареною розвитку ярів, зсувів, обвалів, осипищ, заболочування, суфозії тощо.

Рудні й нерудні корисні копалини видобувають не тільки відкритим способом, а й шахтами, глибина яких перевищує 1000 м. На території України шахтним способом видобувають залізні руди, солі, уранові руди тощо.

Основними видобувними продуктами у нафтовій та газовій промисловості є флюїди – нафта, газ, попутна пластова вода, попутний нафтовий газ. У процесі розробки нафтових родовищ у підземні пласти закачують велику кількість води. Крім того, у технології під час буріння та видобутку нафти і газу використовують різноманітні хімічні елементи, більшість з яких розчинні у воді. Всі зазначені речовини – нафта, газ, пластові води, закачані води та хімічні реагенти є головними джерелами техногенних змін гідрогеологічних систем і навколишнього середовища. Найрізкіше ці зміни виявляються в межах самих нафтових і газових родовищ, але досить часто техногенез охоплює значну частину інших площ і навіть весь нафтогазоносний басейн. Техногенез у надрах нафтогазоносних басейнів може призводити до небажаних змін хімічного складу підземних і поверхневих вод, впливати на ґрунти, рослинний і тваринний світ, змінювати пластові тиски й рівні поверхневих вод, іноді – впливати на інженерно-геологічні умови місцевості. Під час будівництва свердловин основними джерелами забруднення є бурові і тампонажні розчини, бурові стічні води і шлам\* видобутих порід, продукти випробування свердловин. Ступінь забруднення середовища буровими розчинами залежить від їх кількості й токсичності хімічних реагентів, що їх застосовують для приготування промивних рідин. Їх кількість у розчині має бути мінімальною з гранично допустимою концентрацією. Відпрацьовані бурові розчини, стічні води та шлам потрапляють у земляні амбари, що зазвичай не мають надійної ізоляції ні з поверхневими, ні з підземними водами. У результаті відбувається розтікання рідин, забруднення природних об'єктів поверхневих водойм і водотоків, інфільтрація забруднювачів у верхні водоносні горизонти. Значної шкоди навколишньому середовищу завдає продукція під час випробування свердловин – нафта, газ, конденсат і пластові високомінералізовані води. Рідкі вуглеводні і вода накопичуються у значних за розмірами земляних зумпфах\*\* і акумулюють у собі велику кількість токсичних

---

\*Шлам (від *нім. Schlamm* – мул) – завис дрібних (до 10–40 мкм) частинок гірської породи (корисної копалини) у рідині (переважно у воді). Утворюється, зокрема, при бурінні гірських порід (з використанням води чи промивного розчину) або подрібненні корисних копалин у водному середовищі (перед збагачуванням їх, при підготовці сировини у цементному і керамічному виробництві).

\*\*Зумпф – це спеціальний відстійник в нижній частині шахтного стовбура, в якому акумулюється вода або рідина з домішками, що використовувалися при бурінні.

речовин, що містяться у забруднювачах. У цих випадках основним механізмом проникнення забруднювачів у підземні водоносні горизонти є інфільтрація. Найбільшої шкоди довкіллю завдають аварійні викиди і відкрите фонтанування свердловин, особливо нафтою. За останні 30 років лише в Україні сталося 86 аварійних викидів нафти, газу і води у Дніпровсько-Донецькій западині, Передкарпатському прогині, Причорноморсько-Кримському регіоні, що іноді супроводжувалося пожежами, людськими жертвами, відселенням людей із населених пунктів, втратою свердловин і природних ресурсів, виведенням із господарського використання значних ділянок родючих земель, значними матеріальними затратами на їх ліквідацію. Більшість із викидів сталася у процесі буріння розвідувальних свердловин унаслідок порушення технології буріння й випробування. Під час аварійних викидів пластові флюїди потрапляють в усі проникні пласти на шляху їх руху. Відбувається їх багатокомпонентне змішування. Забруднюються джерела питної води, в атмосферу викидається велика кількість отруйних газів, на поверхні землі утворюються газові і водяні грифони. Так, на Глинсько-Розбишевському родовищі (Полтавська область) у процесі розкриття нафтогазоначичених пластів над сольового девону з глибини 4548 м стався викид промивної рідини густиною 1560 кг/м<sup>3</sup>. Під час аварійного фонтанування свердловина викидала до 2 млн м<sup>3</sup> газу, 10 тис. м<sup>3</sup> води і 40–50 т нафти на добу. Викинута зі свердловини продукція поширюється на значну площу у вигляді аерозолу, забруднює луки, посіви, родючі землі тощо. З викинутої суміші на ґрунтовий покрив осідають значні об'єми солей, нафтопродуктів, бурового розчину і хімічних реагентів. Аварійне фонтанування може тривати від кількох діб до 2–3 років. Так, свердловина 35 – Західно-Хрестищенська (Харківська область) фонтанувала 661 добу, під час цього навколо неї виникли газові грифони (фонтани). У процесі видобутку нафти і газу основними забруднювальними речовинами, що впливають на довкілля, є нафта і попутна пластова вода. Нафта має вкрай токсичні властивості, тому її наявність у воді навіть у невеликій кількості робить воду непридатною для господарсько-побутового використання, дуже негативно позначається на флорі і фауні. Природне окиснення нафти відбувається дуже повільно і в аеробних умовах закінчується не раніше, ніж через 100–150 діб [Природничі проблеми національної безпеки України... / за ред. Г. І. Рудька, В. В. Стецюка, 2019].

У всіх вугільних районах України існують гострі екологічні проблеми. Для Львівсько-Волинського басейну вони набули специфічного характеру, бо близько 70 % техногенного навантаження лягло на невелику його частину – межиріччя Західного Бугу, Рати і Солокії, в якому мешкає більшість населення території басейну. На невеликій площі (30 км<sup>2</sup>) сконцентровано 10 шахт, колись найбільша в ЄЖвропі вуглезбагачувальна фабрика «Червоноградська». Її хвостосховища і накопичувачі шахтних вод призвели до загострення екологічної ситуації. Останнє посилилось використанням породи з відвалів для

підсипання садово-городніх ділянок, будівельних майданчиків, доріг, будівництва дамб тощо. Високий рівень геохімічного забруднення в басейні виявлено на площі понад 120 км<sup>2</sup>. За рівнем забруднення геосистем такими токсичними елементами, як кобальт, арсен, свинець і берилій виділено найбільші ареали геохімічних аномалій. Геохімічні аномалії приурочені до териконів шахт, відвалів і хвостосховищ збагачувальної фабрики, ставків-накопичувачів шахтних вод, що пов'язано з високою транслокацією хімічних елементів. Екологічна ситуація в регіоні ускладнена внаслідок високого рівня забруднення поверхневих і підземних вод. Джерелом забруднення є інфільтрати з гірничопромислових об'єктів та шахтні води. Найвищі показники забруднення підземних вод (до 626,42) в районах відвалу і хвостосховищ збагачувальної фабрики, ставків-відстійників. У питній воді водозаборів підвищений вміст фтору, барію, мангану, кобальту, фосфору, кадмію. Для питних ґрунтових вод характерний понаднормовий вміст нітратів, органічних речовин, мангану, берилію, літію, ртуті. Існує і мутагенна небезпека водних об'єктів. Наприклад, упродовж 1995–1996 рр. було зафіксоване масове захворювання дітей на флюорозі гіпоплазію зубів. Головною причиною інфекції є споживання населенням питної води із водозаборів із надмірною концентрацією фтору і нестачею кальцію. Процес закриття шахт веде до активізації проблем, що пов'язані із затопленням територій, розширенням зон витоку шахтних вод, погіршенням властивостей гірських порід і ґрунтів, просіданням земної поверхні, зростанням сейсмічної небезпеки.

На сьогодні найгостріші геоекологічні проблеми постали у межах Донбасу. Регіон має запаси багатьох мінеральних ресурсів, однак головним його багатством є родовища кам'яного вугілля. Промислове розроблення проводиться в басейні понад 200 років, що призвело до істотного порушення гео- і гідродинамічної обстановки. Значні швидкість і масштаби техногенних процесів, величезні переміщення гірських порід зумовлюють розсіювання багатьох хімічних елементів (передусім вуглецю, важких металів), призводять до накопичення у довкіллі небезпечних для людини речовин і сполук. Сумарне техногенне навантаження на одиницю площі Донбасу вчетверо вище за середні показники в Україні. Трансформація природно-господарських систем зумовлена проведенням гірничих робіт майже на 1000 шахт у 180 вугільних пластах на глибинах від 15–25 до 1400 м. За весь період гірничовидобувних робіт видобуто близько 10 млрд т кам'яного вугілля. Налічується понад 2250 відпрацьованих гірничих виробок, загальна площа проєкції яких на земну поверхню становить 11,5 тис. км<sup>2</sup>, а об'єм – 12,0 км<sup>3</sup>. Основною екологічною проблемою Донбасу залишається забруднення атмосферного повітря, підземних, поверхневих вод і ґрунтів. На Донбасі є дефіцит питної води і небезпечний рівень забруднення природних водних джерел. За сучасного річного рівня видобування вугілля шахти скидають у водотоки близько 500 млн м<sup>3</sup> шахтних вод із високим вмістом завислих речовин (до 0,1 г/дм<sup>3</sup>) і

підвищеною мінералізацією (3–8 г/дм<sup>3</sup>). У малі водотоки Донбасу щорічно потрапляє 1,5 млн т солей, що призводить до їх засолення, замулювання та обміління. Мінералізація вод р. Сіверський Донець у регіоні зросла у 2,3 раза. У процесі розроблення вугільних родовищ осушують значні об'єми гірських відкладів. Зниження рівня підземних вод у межах шахтних полів сягає 300–1000 м, а депресійні лійки у межах ділянок, що прилягають до шахтних полів – 30–100 м. Вивчення підземних вод водоносних горизонтів Донбасу дає підстави говорити про безліч гідро геохімічних аномалій, у яких вміст хімічних елементів і сполук істотно перевищує їх ГДК. Наприклад, аномалії цинку, ртуті, арсену з перевищенням ГДК у 3–10 разів, а інколи – більше як у 20 разів, утворюють великі ареали розсіювання, що виявлені поблизу породних відвалів вугільних шахт і металургійних заводів. Забруднення підземних вод нітратами поширене на 80 % території регіону. Вміст нітратів значно перевищує рівень ГДК (у 10–20 разів). Військові дії та окупація частини території України створили нові екологічні ризики в зоні окупованого Донбасу. За результатами екологічного моніторингу східних територій, проведеного у 2017 р. в рамках спільного проекту Координатора проектів ОБСЄ та Мінприроди, ситуація із забрудненням поверхневих і підземних вод у регіоні досягла критичного рівня. Природничі проблеми національної безпеки України... / за ред. Г. І. Рудька, В. В. Стецюка, 2019].

*Медико-геологічний моніторинг як засіб контролю взаємозв'язку геологічного середовища і здоров'я населення.* Для визначення ступеня впливу геологічного середовища на стан здоров'я населення розроблено загальні принципи створення моніторингової системи, що передбачає вирішення завдань мінімізації й запобігання цьому впливу, управління ним шляхом вжиття своєчасних заходів з коригуванням екологічної ситуації.

Медико-екологічний моніторинг – це комплексна науково-інформаційна система аперіодичних, періодичних або безперервних тривалих спостережень за станом геологічного середовища (процесами та явищами, що в ньому відбуваються), показниками здоров'я населення з метою обґрунтування їх взаємозв'язку й запобігання захворюваності, розробки оптимізаційних заходів для попередження негативних ситуацій та мінімізації їхніх наслідків [Медико-гідрогеохімічні чинники геологічного середовища України / за ред. Г. І. Рудька, 2015].

### **Завдання для самостійної роботи:**

1. Проаналізувавши лекційний матеріал, теоретичні відомості, запропоновані для вивчення теми наукові публікації, Інтернет-ресурси, виділіть (письмово) головні чинники забруднення геологічного середовища у Волинській області.

2. Знайдіть в Репозитарії ВНУ імені Лесі Українки та письмого проаналізуйте наукові публікації викладачів університету, присвячені антропогенному впливу на геологічне середовище України та Волинської області.

### **Контрольні питання**

1. Які екологічні наслідки видобутку рудних корисних копалин вам відомі ?
2. Які екологічні наслідки видобутку нерудних корисних копалин вам відомі ?
3. Які хімічні елементи потрапляють в атмосферу внаслідок випалювання рудного концентрату ?
4. Які зміни відбуваються з ґрунтами, водами, рослинністю у районах видобутку корисних копалин ?
5. Загострення проблем санітарно-гігієнічної і епідеміологічної ситуації в містах України, зокрема у зв'язку із погіршенням якості води.

### ***Рекомендовані для вивчення теми бібліографічні джерела***

1. Геологія з основами геоморфології : підруч. для студ. еколог. і геогр. спец. вищ. навч. закладів / Г. І. Рудько, О. М. Адаменко, О. В. Чепіжко, М. Д. Крочак. Чернівці : Букрек, 2010. 400 с.
2. Медико-гідрогеохімічні чинники геологічного середовища України / за ред. д. геол.-мінер. н., д. геогр. н., д. техн. н., проф. Г. І. Рудька. Київ–Чернівці : Букрек, 2015. 724 с.
3. Природничі проблеми національної безпеки України у викликах новітньої історії / за ред. Г. І. Рудька, В. В. Стецюка. Київ–Львів–Гейдельберг–Малага–Чернівці : Букрек, 2019. 504 с.
4. Структура геопростору в курсі геологія і геоморфологія (ієрархічні системи): навч. посібник / упоряд. Ф. В. Зузук, В. В. Бенедюк. Луцьк : Іванюк В. П., 2017. 100 с.
5. Фесюк В. О., Карпюк З. К., Журба Д. В. Вплив водогосподарського комплексу м. Луцька на забруднення вод р. Стир. *Український журнал природничих наук*. 2023. № 4. С. 177–189. DOI: <https://doi.org/10.32782/naturaljournal.4.2023>. <https://evnuir.vnu.edu.ua/handle/123456789/23044>

## ОРИЄНТОВНИЙ ПЕРЕЛІК ПИТАНЬ ДЛЯ ПІДГОТОВКИ ДО СЕМЕСТРОВОГО ІСПИТУ

1. Основні етапи розвитку геологічних знань. Дослідники, які внесли найбільший вклад у розвиток геології.
2. Головні риси будови планет Сонячної системи.
3. Сучасна модель Землі.
4. Типи земної кори.
5. Геохронологічна і стратиграфічна шкали.
6. Ендогенні і екзогенні геологічні процеси.
7. Еруптивний вулканізм.
8. Діастрофізм. Землетруси.
9. Вертикальні і горизонтальні рухи земної кори.
10. Горотвірні рухи земної кори.
11. Геосинкліналі. Еволюція геосинкліналей.
12. Епохи горотворення.
13. Причини рухів земної кори.
14. Літосферні плити. Теорія літосферних плит.
15. Теорія дрейфу континентів Вегенера.
16. Деформації земної кори. Типи тектонічних деформацій.
17. Складки, елементи складок. Класифікація складок.
18. Плікативні структури земної кори.
19. Диз'юнктивні структури земної кори.
20. Сучасні рухи земної кори.
21. Методи досліджень сучасних рухів земної кори.
22. Поняття про магматизм. Склад, властивості і умови кристалізації магми.
23. Інрузивні і ефузивні гірські породи.
24. Вулканічні форми рельєфу.
25. Метаморфізм. Види метаморфізму.
26. Мінерали: основні форми знаходження у природі.
27. Фізичні властивості мінералів.
28. Класифікація мінералів.
29. Метаморфічні гірські породи.
30. Магматичні гірські породи.
31. Осадкові гірські породи.
32. Головні морфоструктури суші.
33. Денудаційні і акумулятивні рівнини.
34. Континентальні рифти.
35. Головні морфоструктури Світового океану.
36. Материкова відмілина. Материковий схил. Материкове підніжжя.
37. Рельєф ложа океану. Підводні хребти і котловини.
38. Серединно-океанічні хребти у океанах.
39. Глибоководні океанічні западини.
40. Донні океанічні відклади: класифікація за генезисом і речовинним складом.
41. Хімічне звітрювання.
42. Механічне звітрювання.
43. Роль біосфери у процесі звітрювання.
44. Ґрунти і їх відміни.
45. Геологічна діяльність вітру. Еолова ерозія. Еолова акумуляція.
46. Геологічна діяльність поверхневих вод.

47. Площинний змив.
48. Ерозійна діяльність річок.
49. Будова річкової долини.
50. Тераси і їх типи.
51. Річкова акумуляція.
52. Походження і типи підземних вод.
53. Геологічне значення діяльності поверхневих вод.
54. Геологічна діяльність льодовиків.
55. Утворення льодовиків.
56. Льодовикова та водно-льодовикова ерозія і акумуляція.
57. Карстові явища. Суфозія.
58. Рухомі морени і їх типи.
59. Класифікація гравітаційних рухів. Осуви.
60. Геологічна діяльність моря.
61. Типізація морських берегів.
62. Абрязійна зона морських берегів. Форми абразійної скульптури.
63. Акумулятивні морські береги. Берегові вали. Берегові бари.
64. Середовище седиментації.
65. Діагенез. Види діагенезу.

## ЛІТЕРАТУРА

1. Геологія з основами геоморфології : підруч. для студ. еколог. і геогр. спец. вищ. навч. закладів / Г. І. Рудько, О. М. Адаменко, О. В. Чепіжко, М. Д. Крочак. Чернівці : Букрек, 2010. 400 с.
2. Зузук Ф. В., Колошко Л. К., Карпюк З. К. Осушені землі Волинської області та їх охорона : монографія. Луцьк : Волин. нац. ун-т імені Лесі Українки, 2012. 294 с. // <http://esnuir.eenu.edu.ua/handle/123456789/13031>
3. Карпюк Зоя, Фесюк Василь. Геолого-геоморфологічна спадщина Волині: стан збереження і перспективи. *Міждисциплінарні інтеграційні процеси у системі географічної, туризмологічної та екологічної науки* : III Міжнар. наук.-практ. конф., присвячена 30-літтю утворення кафедри географії України і туризму Тернопільського національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка (4–5 жовтня 2022 р.). Тернопіль, 2022. С. 36–40. <https://evnuir.vnu.edu.ua/handle/123456789/21617>.
4. Колтун О. В. Вступ до геоморфології : навч. посібн. Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2006. 80 с.
5. Лукієнко О. І. Структурна геологія з основами структурно-парагенетичного аналізу : підручник. Київ : Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2002. 366 с.
6. Ляхов Ю. В., Павлунь М. М., Ціхонь С. І. Геологія корисних копалин. Ч. 1. Рудогенез : підручник. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2012. 286 с.
7. Матковський О., Павлишин В., Сливко Є. Основи мінералогії України : підручник. Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2009. 856 с.
8. Мізерський В. Динамічна геологія (Загальна геологія) : навч. посібник ; переклад доц. Р. Смішка. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2011. 356 с.

9. Міщенко Олена, Карпюк Зоя. Геолого-геоморфологічні умови формування, кадастр та перспективи заповідання водних джерел Волинської області. *Наукові записки Тернопільського педагогічного університету імені Володимира Гнатюка*. Серія: Географія. 2023. № 2(55). С. 26–35. DOI : <https://doi.org/10.25128/2519-4577.23.2.3>.  
<http://dspace.tnpu.edu.ua/handle/123456789/31361>.  
<https://evnuir.vnu.edu.ua/handle/123456789/23414>.
10. Медико-гідрогеохімічні чинники геологічного середовища України / за ред. д. геол.-мінер. н., д. геогр. н., д. техн. н., проф. Г. І. Рудька. Київ–Чернівці : Букрек, 2015. 724 с.
11. Природні проблеми національної безпеки України у викликах новітньої історії / за ред. Г. І. Рудька, В. В. Стецюка. Київ–Львів–Гейдельберг–Малага–Чернівці : Букрек, 2019. 504 с.
12. Рудько Г. І., Озерко В. М., Курило М. М. Родовища флюориту України та світу: оцінка і стратегічне значення : монографія. Київ–Чернівці : Букрек, 2020. 264 с.
13. Свешніков К. І., Побережська І. В., Дорошенко Ю. П. Магматичні породи та породні сполучення : (петрографія, петрологія, методи дослідження) : підручник. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. 426 с.
14. Свинко Й. М., Сивий М. Я. Геологія. Київ : Либідь, 2003. 480 с.
15. Сіренко І. М. Динамічна геоморфологія : навч. посібник. Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2003. 263 с.
16. Стельмах В. Ю., Вовк О. П., Карпюк З. К., Мельник О. В., Чижевська Л. Т., Ковальчук С. І., Качаровський Р. Є. Загальногеологічний заказник «Дюна» як важливий рекреаційний об'єкт Сереховичівської ТГ Волинської області. *Тенденції та перспективи розвитку науки і освіти в умовах глобалізації* : матер. Міжнар. наук. інтернет-конф., 31 травня 2023 р. : зб. наук. пр. Переяслав, 2023. Вип. 94. С. 13–17. <https://evnuir.vnu.edu.ua/handle/123456789/22445>.
17. Структура геопростору в курсі геологія і геоморфологія (ієрархічні системи) : навч. посібник / упоряд. Ф. В. Зузук, В. В. Бенедюк. Луцьк : Іванюк В. П., 2017. 100 с.
18. Узлов К. І. Кристалографія, кристалохімія та мінералогія. Част. II : конспект лекцій. Дніпропетровськ : НМетАУ, 2015. 52 с.
19. Хмелевський В. О., Хмелевська О. В. Літологія : Літогенез. Осадкові породи : навч. посібник. Львів : Львівський національний університет імені Івана Франка, 2018. 536 с.
20. Шацьке поозер'я. Т. 1 : Геологічна будова та гідрогеологічні умови : монографія / І. І. Залеський, Ф. В. Зузук, В. Г. Мельничук, В. В. Матеюк, Г. І. Бровко. Луцьк : Східноєвроп. нац. ун-т імені Лесі Українки, 2014. 190 с.
21. Шевчук В. В., Іванік О. М., Крочак М. Д., Мєнасова А. Ш. Загальна геологія. Практикум : навч. посіб. Київ : Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2005. 120 с.
22. Шевчук В. В., Лисак А. М. Геотектоніка : курс лекцій. Львів : Видавничий центр Львівського національного університету імені Івана Франка, 2000. 176 с.



## ВИСНОВКИ

Широкий спектр сучасних геолого-геоморфологічних проблем засвідчує, що геологія і геоморфологія мають суттєве значення для економіки будь-якого регіону, країни. Важко переоцінити значення мінеральних ресурсів у людській діяльності. Багато родовищ корисних копалин відкриті і експлуатуються давно, інші потребують розвідки і вивчення, їхня експлуатація є питанням майбутнього.

Останніми роками особливого значення набуває вивчення мінерально-сировинних ресурсів Світового океану. Світовий океан – це резерв економічного благополуччя мешканців планети. Крім того, неухильно зростає частка населення прибережних зон. Увагу учених багатьох країн світу привертають питання ефективного використання різних видів енергії Світового океану, з морської води вилучаються сіль, магній, калій, бром, здійснюються спроби отримання золота і урану, розвідані і експлуатуються багато великих і дрібних прибережно-морських і підводних розсипних родовищ, освоюються глибоководні родовища залізо-марганцевих конкрецій, загальні запаси яких оцінюються трільйонами тонн.

Важливою проблемою є забезпечення людства водою. Назриває проблема експлуатації запасів підземних вод глибоких горизонтів земної кори, що є неможливим без вивчення руху вод у породних шарах та їхнього походження.

Закони будівництва передбачають перед зведенням кожної великої будівлі вивчення властивостей основи, щоб з'ясувати, як на неї вплине вага цієї будівлі, цими проблемами займається інженерна геологія.

Геолого-геоморфологічні дослідження важливі також для оцінки придатності земель для меліорації, прогнозування змін, які можуть відбутися внаслідок такого втручання у природу, у ґрунтовому покриві, зміні родючості ґрунтів і т. ін.

Знання з геології і геоморфології є необхідними для вивчення зазначених проблем та низки інших, зокрема і для охорони літосфери.

## ТЕРМІНОЛОГІЧНИЙ СЛОВНИК

**Абляція дощова** – процеси руйнування поверхні території дощовими водами.

**Абсолютний вік** – це вік утворення гірських порід в одиницях літочислення (у мільйонах, десятках мільйонів, сотнях мільйонів років).

**Бархани** – типові еолові акумулятивні форми пустель, де переважають вітри одного напрямку; мають з пологі схили, повернуті в бік вітру і круті на підвітряному боці (висота 200–500 м).

**Відносний вік** – це вік одних гірських порід відносно інших. Тобто одні породи древніші, інші молодші, встановлюється, яка із порід утворилася раніше, а яка пізніше.

**Геологічна карта** – це графічне зображення на топографічній основі в певному масштабі геологічної будови певної ділянки земної кори (за допомогою умовних позначень відображено склад, вік та умови залягання гірських порід).

**Геологія** – наука, що вивчає склад і будову земної кори та процеси, що її формують.

**Геоморфологія** – наука про рельєф земної поверхні, закономірності його походження, історичний розвиток та сучасну динаміку.

**Гірські породи** – природні мінеральні агрегати певного складу і будови, що залягають у земній корі. Їм властивий постійний хімічний і мінеральний склад та будова. Гірські породи залежно від основних умов їх утворення (генезису) поділяються на магматичні, осадові та метаморфічні.

**Грабени** – депресії, обмежені скидами, що падають назустріч один одному.

**Дефляція** – процес видування вітром пухких гірських порід.

**Друмліни** – вузькі підвищення, сформовані льодовиковими осадами; можуть мати висоту до 50 м і довжину понад 1 км.

**Дюни** – еолові акумулятивні форми висотою від 5 до 100 м, що формуються на берегах рік, озер, морів.

**Елювій** – залишкові (незміщені) продукти звітрування, що залишаються на місці.

**Ками** – це пагорби з нерівною поверхнею, сформовані шарами пісків і щебеню; утворюються у відкритих льодовикових тріщинах, коли льодовик зупиняється або розпадається на невеликі, розділені між собою льодовикові брили.

**Карст** – це явища розчинення гірських порід, що виникають в розчинних гірських породах (вапняк, доломіт, рідше гіпс, сіль, крейда) під сукупним впливом поверхневих і головним чином підземних вод.

**Координаційне число** – число найближчих сусідніх атомів або іонів одного елемента, що знаходяться на одній відстані від атома або іона, прийнятого за центральний. Координаційне число характеризує щільність упаковки ґратки і визначає кількість наближених і рівновіддалених атомів в певній кристалічній ґратці.

**Коразія** – обточування та шліфування твердих порід піщинками, що переносяться вітром, під час їх тертя об поверхню (фігурні скелі).

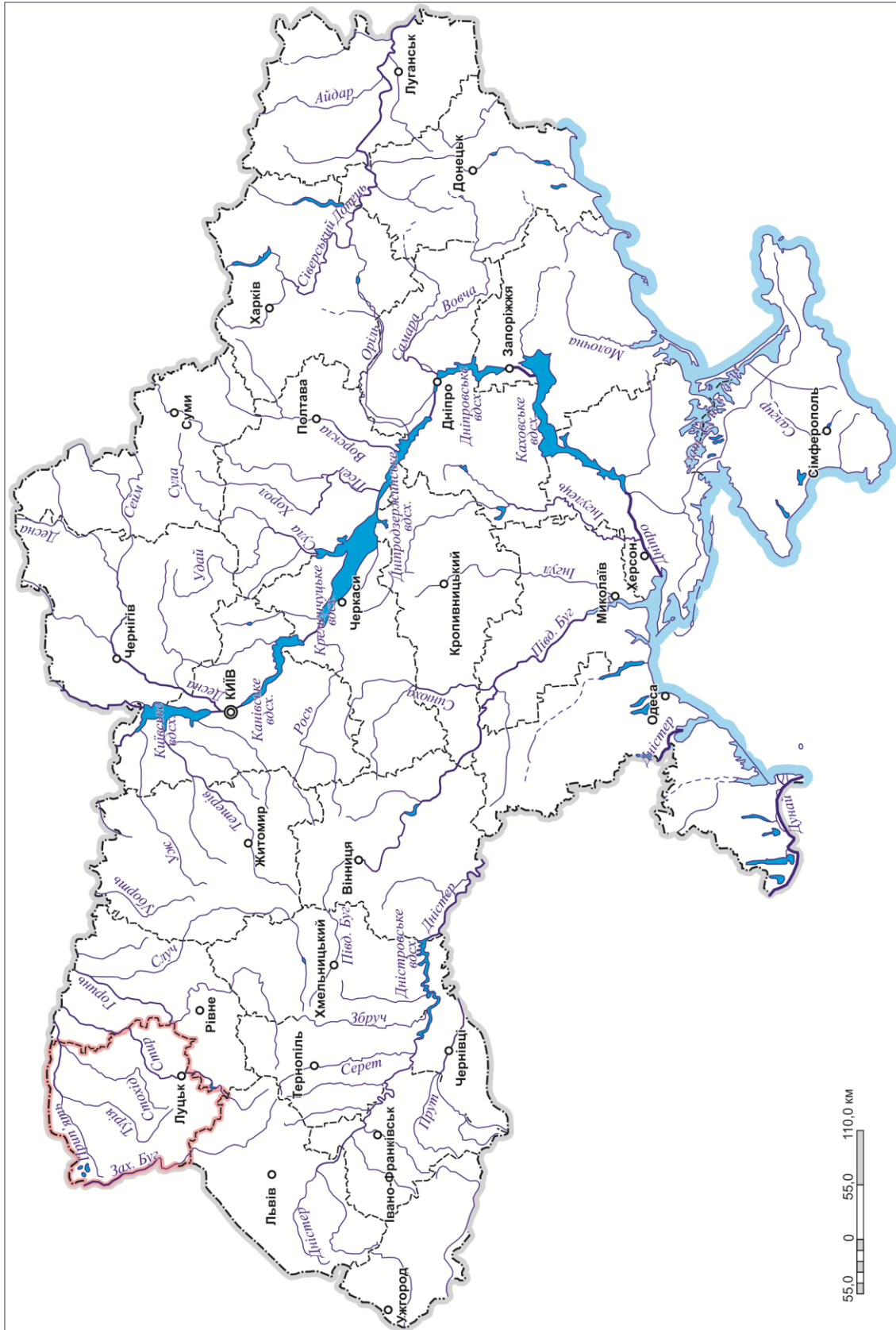
**Кристали** – це природні багатогранники з певною кількістю граней, які є виявом правильної внутрішньої структури іонів і атомів мінералу.

**Кристалічна ґратка** – закономірне розміщення (тобто у певному, строго визначеному для даної речовини порядку) атомів і іонів, що займають певні місця у просторі. Наявність кристалічної ґратки – основна ознака кристалічних речовин.

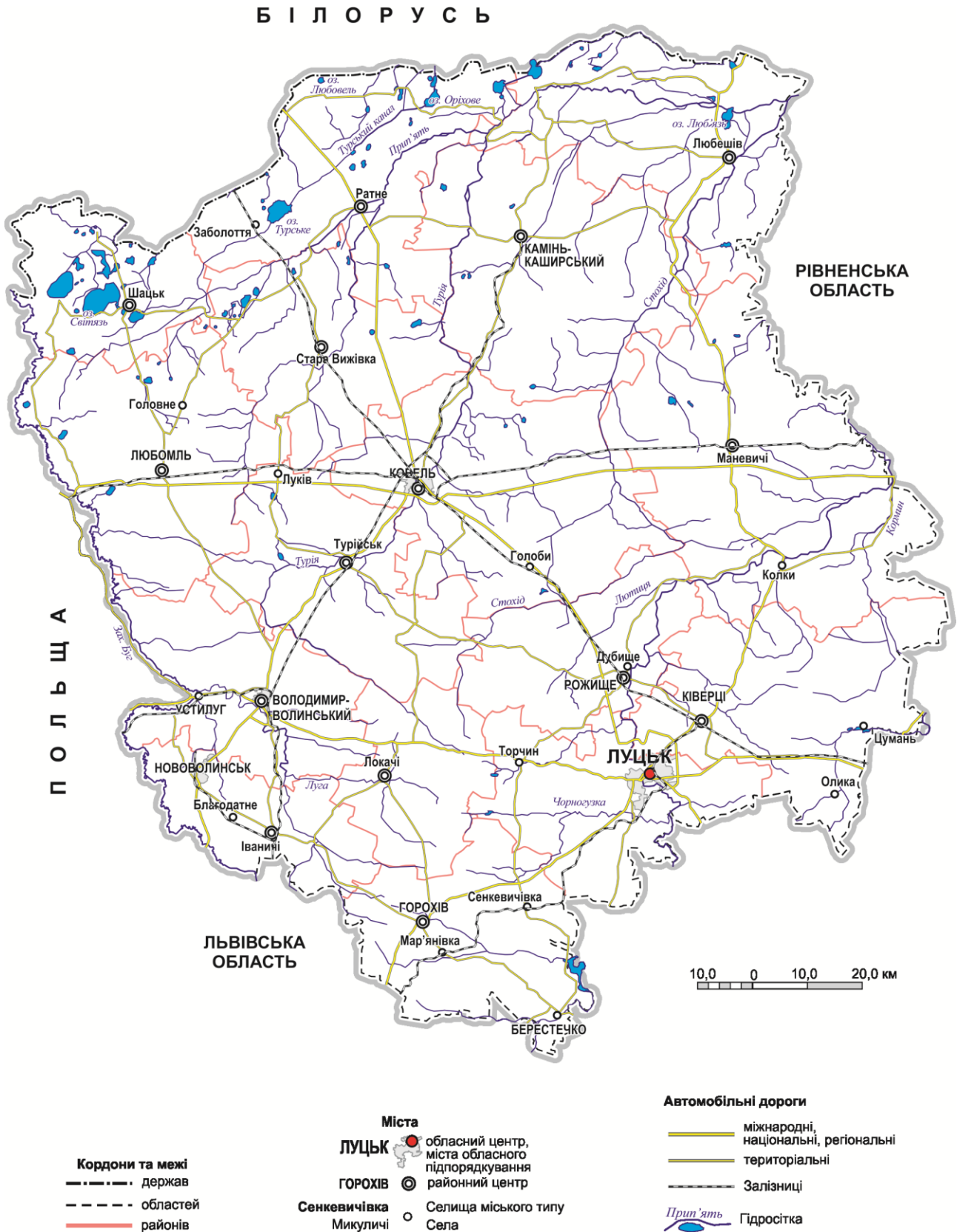
- Льодовики** – це природні маси кристалічного льоду, що виникли на поверхні Землі в результаті накопичення і подальшого перетворення твердих атмосферних опадів (снігу).
- Метаморфізм** – це сукупність процесів, які ведуть до перетворення порід під впливом ендогенних чинників – їхнього хімічного, мінерального складу, внутрішньої будови.
- Мінерали** – це природні речовини (хімічні сполуки, рідше – елементи) з певними хімічними і фізичними властивостями, що виникли в результаті різноманітних хімічних реакцій і фізичних процесів, що відбуваються у земній корі та на її поверхні.
- Морена** – весь переміщений і відкладений льодовиком уламковий матеріал; до складу морен входить різнорідний уламковий матеріал – від тонких глинистих частинок до великих валунів і брил.
- Ози** – видовжені піщані вали, які утворилися після відступу льодовика (відкладається матеріал водними потоками, що течуть під льодовиком).
- Підкид** – тектонічний розрив, при якому лежаче крило опущене, а висяче – підняте, поверхня розриву нахилена в бік піднятого блоку, кут падіння найчастіше близько 45°.
- Симетрія** – правильність (закономірність) в розміщенні елементів обмеження кристалу, що виражається в закономірному повторенні частин при повороті кристалу.
- Скам'янілості** – це рештки стародавніх біологічних форм, поховані в гірських породах: від мікроскопічних скелетів водоростей до кістяків динозаврів чи китів.
- Скид** – тектонічний розрив, при якому лежаче крило підняте, а висяче – опущене; площа зміщення падає в бік опущеного крила, кут падіння може бути будь-яким, але найчастіше пролягає в межах від 40 до 60°.
- Стратиграфічна колонка** – відображення за допомогою умовних позначень в прийнятому масштабі послідовності напластувань, потужності і віку гірських порід, їхніх літологічних особливостей та характеру контактів між суміжними стратиграфічними підрозділами.
- Структура** – це особливості породи, пов'язані із ступенем кристалічності, розмірами і формою кристалів, способом їх поєднання та загальним виглядом мінералів чи їх агрегатів (це будова мінерального агрегату: кристалічний чи склоподібний, крупно- чи дрібнокристалічний, рівномірно- чи нерівномірнотзернистий).
- Суфозія** – процес виносу ґрунтовими водами на малих глибинах найдрібніших частинок породи і розчинених речовин.
- Текстура** – сукупність зовнішніх ознак будови гірської породи, зумовлених відносним розміщенням і розподілом її складових частин – мінералів чи їх зростків (спосіб заповнення простору мінералами і їх взаємне розташування: чи зорієнтовані мінерали по напрямках чи ні, створюють нагромадження чи розкидані, дають суцільну масу чи утворюють порожнини).
- Тераса річкова** – горизонтальна чи слабо нахилена площадка, витягнута вздовж схилу долини і відокремлена від нижче лежачої тераси (чи дна долини) уступом (схилом тераси).
- Шар (пласт)** гірських порід – це геологічне тіло плитоподібної чи лінзоподібної форми, складене породами більш-менш однорідного складу і обмежене двома поверхнями (поверхнями нашарування), що відокремлюють його від підстиляючого і покриваючого (налягаючого) шарів. Однорідність шару виражається його складом, забарвленням, текстурних ознаках, присутністю однакових включень чи скам'янілостей.

# ДОДАТКИ

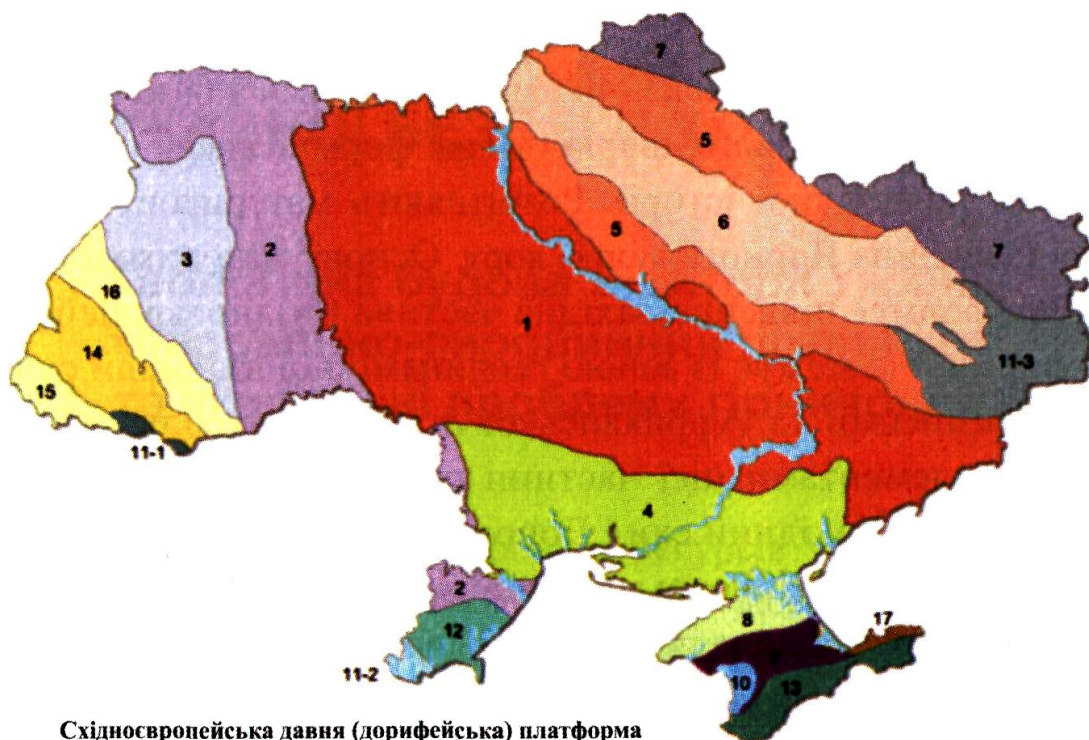
# Додаток А Картосхема території України



## Додаток Б. Картоschema території Волинської області



**Додаток В.** Карта структурного районування України (Природничі проблеми національної безпеки України у викликах новітньої історії / за ред. Г. І. Рудька, В. В. Стецюка, 2019)



**Східноєвропейська давня (дорифейська) платформа**

- 1** Український щит (у межах занурення фундаменту по ізогіпсі –300 м)
- 2** Волино-Подільська плита
- 3** Львівський палеозойський прогин
- 4** Причорноморська крейдяно-палеогенова западина
- 5** Дніпровсько-Донецька мезозойська западина
- 6** Прип'ятсько-Дніпровський девонсько-ранньокам'яновугільний прогин (Центральний грабен)
- 7** Південний схил Воронежського кристалічного масиву

**Скіфська епіпалеозойська плита**

- 8** Каркінітсько-Північнокримський ранньокрейдяний рифтогенний прогин
- 9** Центральнокримське крейдяно-палеогенове підняття
- 10** Альмінська крейдяна западина

**Складчаті споруди і прилеглі до них прогини**

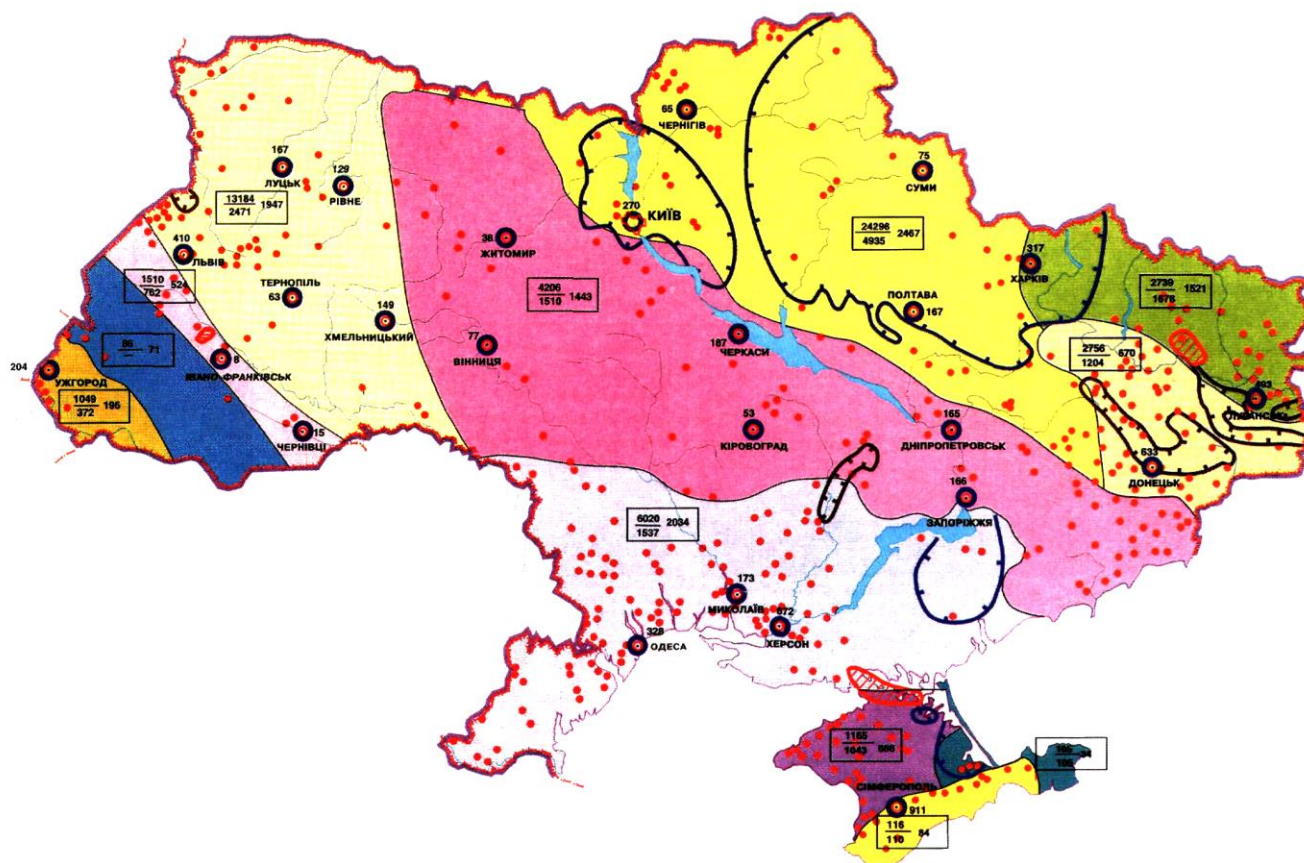
*Герцинські*

- 11-1** Мармароського масиву, змінені альпійською складчатістю
- 11-2** Північної Добруджі, змінені кімерійською складчатістю
- 11-3** Донбасу
- 12** Переддобруджинський кам'яновугільно-ранньотріасовий крайовий прогин
- 13** Кімерійсько-альпійські Кримських гір і Керченського півострова

*Альпійські*

- 14** Українські Карпати
- 15** Закарпатський внутрішній міоцен-пліоценовий прогин
- 16** Передкарпатський міоценовий крайовий прогин
- 17** Індоло-Кубанський олігоцен-міоценовий крайовий прогин

## Додаток Г. Карта гідрогеологічного районування України (Рудько, Адаменко, Чепіжко, Крочак, 2010)



### АРТЕЗИАНСЬКІ БАСЕЙНИ

	Закарпатський		Донецько-Донський
	Передкарпатський		Причорноморський
	Волино-Подільський		Рівнинно-Кримський
	Дніпровський		Азово-Кубанський

### ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ ОБЛАСТІ

	Східних Карпат		Донецька
	Українського щита		Гірського Криму

115 20

Прогнозні ресурси, експлуатаційні запаси та середньорічний водовідбір питних підземних вод по артезіанських басейнах і гідрогеологічних областях, тис. м<sup>3</sup>/добу  
Чисельник – прогнозні ресурси; знаменник – експлуатаційні запаси (підготовлені до освоєння)  
Праворуч – середньорічний водовідбір

### МОНІТОРИНГ ПІДЗЕМНИХ ВОД

173

Спостережні пункти. Цифра біля знаку – їх кількість по адміністративних областях, шт.

### ОСНОВНІ РЕГІОНАЛЬНІ ЗМІНИ РІВНЕВОГО РЕЖИМУ ПІДЗЕМНИХ ВОД



Контури розвитку регіональних депресійних воронок під впливом експлуатації групових водозаборів та водовідливу в гірничодобувних районах



Границі артезіанських басейнів та гідрогеологічних областей

Примітка. Гідрогеологічне районування виконано на основі геолого-структурного та гідродинамічного принципу. Межі артезіанських басейнів і гідрогеологічних областей відповідають контурам суцільного поширення відкладів, характерних для кожного гідрогеологічного району.

### ТЕХНОГЕННІ ЗМІНИ ЯКОСТІ ПІДЗЕМНИХ ВОД ПІД ВПЛИВОМ:



хімічної промисловості



гірничо-промислового комплексу



аграрного комплексу (пестициди, нітрати)



Навчально-методичне видання

**Карпюк Зоя Костянтинівна**

**ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ:  
методичні рекомендації до лабораторних робіт**

Редактори *З. К. Карпюк, Т. В. Шевчук*

Комп'ютерна верстка *З. К. Карпюк*

Підписано до друку 25.06.2024. Формат 60×84<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Ум. друк. арк. 8,0. Обл.-вид. арк. 8,1. Зам. 100 Тираж 50.  
Папір офсетний. Гарнітура Times. Друк цифровий.

Видавець і виготовлювач ФОП Мажула Ю. М.  
43021, м. Луцьк, вул. Винниченка, 47/35.  
Тел. моб. 096 61 66 277, e-mail: [y.mazhula@gmail.com](mailto:y.mazhula@gmail.com)

Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи до державного реєстру  
видавців, виготовлювачів і розповсюджувачів видавничої продукції  
серія ДК № 7662 від 07 вересня 2022 року