

Міністерство освіти і науки України

Полтавський національний технічний університет  
імені Юрія Кондратюка

**НАВЧАЛЬНИЙ ПОСІБНИК**  
**для практичних занять та самостійної роботи**

з дисциплін

**«*Основи геохімії*»**

для студентів спеціальності

**103 «Науки про Землю»,**

**усіх форм навчання**

**Частина 1**



Полтава 2018

УДК 550.4(075.8)

Н15

Рецензенти: О.А. Марченко, д.ф.-м.н., член-кор. НАН України.

Ю.Л. Винников, д.т.н., професор.

Затверджено науково-методичною  
радою університету

Протокол № 3 від 20. 12. 2018

Сененко Н.Б., Сененко А.І. Навчальний посібник для практичних занять та самостійної роботи з дисципліни «Основи геохімії» (Ч.1) для студентів спеціальності 103 «Науки про Землю», дисципліни «Ґрунтознавство» для студентів спеціальностей 101 «Екологія», 183 «Технологія захисту навколишнього середовища», дисципліни «Ґрунтознавство і гідрогеологія» для студентів спеціальності 193 «Геодезія та землеустрій» усіх форм навчання. – Полтава: ПолтНТУ, 2018. – 48 с.

Навчальний посібник містить теоретичні положення з таких тем: Земля, будова та основні геофізичні параметри, літосфера та основи будови земної кори, будова речовини, основи кристалохімії, мінерали, основні морфологічні ознаки мінералів, їх основні властивості, розповсюдженість у земній корі.

Посібник призначено для студентів спеціальностей 103 «Науки про Землю», 101 «Екологія», 183 «Технологія захисту навколишнього середовища», 193 – «Геодезія та землеустрій» усіх форм навчання.

©Сененко Н.Б., Сененко А.І., 2018

©Полтавський національний технічний  
університет імені Юрія Кондратюка, 2018

**22.20.01.01**

## ВСТУП

За визначенням В.І. Вернадського, «геохімія науково вивчає хімічні елементи, тобто атоми земної кори, і, наскільки можливо, усієї планети. Вона вивчає їх історію, їх розподіл та рух у просторі-часові, їх генетичні на нашій планеті співвідношення». Визначення змісту геохімії як науки про історію земних атомів не тільки вимагає обов'язкового розв'язку такої задачі, як вивчення законів розподілу елементів у різних геологічних об'єктах, але й пов'язує геохімію з головним завданням усіх наук про Землю – з'ясування походження й історії розвитку нашої планети та закономірностей цього розвитку.

Навчальний посібник для практичних занять і самостійної роботи з дисципліни «Основи геохімії» (ч.1) призначено для студентів спеціальності 103 «Науки про Землю» всіх форм навчання. Він може полегшити розуміння та засвоєння навчального матеріалу для студентів усіх форм навчання, які прямо або непрямо стикаються з питаннями кругообігу хімічних елементів у природі, які використовують знання про будову Землі, земної кори, їх хімічний склад, зокрема з дисципліни «Ґрунтознавство» спеціальностей 101 «Екологія», 183 «Технологія захисту навколишнього середовища» та дисципліни «Ґрунтознавство і гідрогеологія» спеціальності 193 «Геодезія та землеустрій». Він передбачає подання студентам загальних знань про Землю, її будову, літосферу (основи будови земної кори, хімічний склад земної кори), про будову речовини у твердому стані, основи кристалохімії, правила визначення елементів і систем симетрії (сингонії) кристалів, про мінерали, про основні морфологічні ознаки мінералів, їх фізичні та хімічні властивості, розповсюдженість мінералів у земній корі. Надано питання для контролю рівня знань, у тому числі для тестового контролю. Детально подано теоретичний матеріал, необхідний для самостійної роботи студентів та для підготовки до аудиторних практичних занять.

## 1. ЗЕМЛЯ

### 1.1. Геофізичні параметри

Земля – одна з планет Сонячної системи. Формування Землі здійснювалося під дією двох сил: сили взаємного тяжіння частинок її маси та відцентрової сили, зумовленої обертанням планети навколо своєї осі. Рівнодійною цих двох сил є сила тяжіння, що виражається в прискоренні вільного падіння, якого набуває кожне тіло, котре знаходиться біля поверхні Землі [1]. Ще І. Ньютон (кінець XVIII – початок XIX ст.) уперше теоретично довів, що під дією сили тяжіння наша планета повинна бути стиснутою у напрямку осі обертання, тобто її форма – еліпсоїд обертання, або сфероїд. Різниця екваторіального та полярного радіусів становить 21 км. Подальшими дослідженнями було доведено, що Земля стиснута не тільки по полюсах, але й по екватору – найбільший і найменший радіуси по екватору різняться на 210 м, тобто Земля – не дво-, а тривісний еліпсоїд. Більше того, форма планети є несиметричною відносно екватора – південний полюс розташований до нього ближче, ніж північний. Насправді форма Землі ще складніша внаслідок різниці в рельєфі: найвища точка – гора Джомолунгма в Гімалаях – має висоту 8848 м, а найбільша глибина Світового океану – Маріанська западина – становить 11034 м. Таким чином, різниця по рельєфу складає 20 км.

Ураховуючи це німецький фізик І. Лістінг у 1873 році назвав Землю «геоїдом», що в перекладі означає «землеподібний» [1]. Геоїд – певна уявна вирівняна поверхня, яка визначається тим, що напрям сили тяжіння до неї всюди перпендикулярний. Ця поверхня збігається з рівнем води у Світовому океані.

Проблема будови та складу планети Земля стосується найскладніших для розв'язання проблем науки. Основна складність полягає у відсутності прямих даних про глибинні частини планети. Тому для вирішення цього питання використовують лише певні фізичні дані, які надають непрямі відомості про її склад.

Усі способи обчислення маси Землі базуються на законі всесвітнього тяжіння. Дані відносної маси і середньої щільності планети оцінюють величинами [2]. Загальна маса Землі –  $5,974 \cdot 10^{27}$  г; об'єм –  $1,083 \cdot 10^{12}$  км<sup>3</sup>, середня щільність –  $5,517 \pm 0,004$  г/см<sup>3</sup>; середня щільність верхньої літосфери –  $2,65$  г/см<sup>3</sup>. Розбіжність між середньою щільністю планети і щільністю літосфери, складеною відомими гірськими породами, була першою вказівкою на наявність у надрах щільних («важких») мас речовини. Так щільність внутрішнього ядра становить приблизно  $12,5 - 13,0$  г/см<sup>3</sup>.

Площа поверхні земної кулі дорівнює 510 млн км<sup>2</sup>. З них площа Світового океану займає 70,8%, а решта (29,2%) припадає на суходіл.

Тиск із глибиною поступово збільшується і в центрі сягає  $3,64 \cdot 10^{12}$  дин на  $1 \text{ см}^2$ , або  $3,6 \cdot 10^6$  атмосфер.

Тепловий режим планети визначається випромінюванням Сонця та теплом, яке виділяється внутрішніми джерелами. На різних широтах кількість одержаного та відбитого тепла є неоднаковою. На глибині 20 – 30 м від поверхні розташований «пояс постійної температури», де температура дорівнює середньорічній у цій місцевості. Нижче «поясу постійної температури» переважає вплив теплової енергії внутрішніх джерел. Найменші значення теплового потоку фіксується в районах старовинних кристалічних щитів (Бальтійському, Українському та Канадському) і дорівнюють  $0,85 \pm 10\%$  мккал/см<sup>2</sup>·с. У складчастих Карпатах (молоді гірські утворення) тепловий потік дорівнює  $1,95$  мккал/см<sup>2</sup>·с, у той час як у Передкарпатському прогині –  $1,18$  мккал/см<sup>2</sup>·с. У складчастому Великому Кавказі тепловий потік сягає  $3,0$ – $4,0$  мккал/см<sup>2</sup>·с. Високі теплові потоки спостерігаються в зонах сучасного вулканізму, а у Світовому океані –  $1,1$ – $1,2$  мккал/см<sup>2</sup>·с [1].

Температурний режим земної кулі характеризується геотермічним градієнтом і геотермічним ступенем.

Геотермічний градієнт – збільшення температури на одиницю глибини, виражене в градусах Цельсія.

Геотермічний ступінь – це глибина в метрах, протягом якої температура збільшилася на 1 градус Цельсія. Вони залежать від геологічних умов, неоднорідної теплопровідності гірських порід тощо.

На основі теорії теплопровідності, геотермічного градієнта та стану силікатних порід при різних температурах і тисках були виконані розрахунки, які показали, що в основі кори геотермічний градієнт змінюється в бік зменшення [2, 3]. Температура зі збільшенням глибини зростає повільніше, тому найбільш імовірний розподіл температур:

100 км – 1100 – 1300°C;

400 км – 1400 – 1700°C;

2900 км – 2200 – 4700°C.

Припускають, що температура в ядрі землі перебуває в межах  $4000$  –  $5000$ °C [2 - 4].

Розподіл прискорення сили тяжіння на поверхні Землі визначається її геометрією та обертанням. Розподіл прискорення сили тяжіння вздовж радіуса Землі в напрямі до центру визначається розподілом мас різної щільності. Прискорення сили тяжіння на поверхні Землі  $g=980,665 \text{ см/с}^2$ , або  $980665$  мілігал. Прискорення сили тяжіння на екваторі –  $978045$  мілігал, на широті  $45^\circ$  –  $980616$  мілігал, на полюсі –  $983235$  мілігал. З глибиною величина прискорення сили тяжіння зростає, сягаючи максимуму в перехідному шарі В (межа Гутенберга (рис.1.2.1)) [5], і становить  $1037 \text{ см/с}^2$ . У межах ядра значення  $g$  значно зменшується

до  $452 \text{ см/с}^2$  (перехідний шар С (межа Лемана-Буллена (рис. 1.2.1)). На глибині 6000 км  $g=126 \text{ см/с}^2$ , а в центрі Землі  $g=0 \text{ см/с}^2$  [2, 3].

Земля при обертанні «працює» як динамомашинна, в якій механічна енергія конвекційної системи генерує електричні струми та пов'язаний з ними магнетизм. Геомагнітне поле Землі – дипольне. Магнітні полюси планети не збігаються з географічними, тобто істинними – північним та південним. Між уявною прямою лінією, що з'єднує магнітні полюси, та напрямом географічних полюсів існує кут (приблизно  $11,5^\circ$ ), котрий називають магнітним схиленням. Розрізняють також магнітний нахил – це кут між магнітними силовими лініями та горизонтальною площиною [1].

## 1.2. Сучасна модель будови Землі

Основні відомості стосовно внутрішньої будови Землі були отримані на основі вивчення розповсюдження сейсмічних хвиль. За цими даними Землю поділяють на три основні оболонки: земну кору (верхню літосферу), мантію і ядро (рис.1.2.1). Межі між цими оболонками фіксуються різкими стрибками швидкості розповсюдження сейсмічних хвиль. Максимально різкі стрибки швидкостей відносять до різниці I порядку (фіксація границі між головними оболонками Землі – корою та мантією (розділення Мохоровичича); мантією та ядром).

Різниці II порядку фіксують внутрішні неоднорідності в межах кори, мантії та центрального (внутрішнього) ядра. Різка різниця між високою щільністю Землі та низькою щільністю її верхньої частини стає підставою ідеї про наявність у центрі планети металевого ядра. Однак межа ядра була встановлена лише на початку ХХ ст. і визначена як глибина 2900 км [3].

Планета Земля складена з концентричних оболонок, що оточують одна одну та різняться фізичним станом та хімічним складом. Маси та інші параметри відомих оболонок Землі неоднакові (таблиця 1.2.1).

Таблиця 1.2.1

Оболонки Землі (за Б.Мейсоном [4])

Оболонка	Потужність залягання, км	Об'єм, $\cdot 10^{27} \text{ см}^3$	Середня щільність, $\text{г/см}^3$	Маса, $\cdot 10^{27} \text{ г}$	Маса, %
1	2	3	4	5	6
Атмосфера	-	-	-	0,000005	0,00009
Гідросфера (усереднено)	3,8	0,00137	1,03	0,00141	0,024
Кора	30	0,015	2,8	0,043	0,7
Мантія	2870	0,892	4,5	4,054	67,8

Продовження таблиці 1.2.1

1	2	3	4	5	6
Ядро	3471	0,175	10,7	1,876	31,5
Земля взагалі	6371	1,083	5,52	5,974	100,00

Більша частина маси Землі зосереджена в мантії та ядрі. На частку зовнішніх оболонок – кори, гідросфери та атмосфери – припадає менше 1% маси. Розподіл Землі на зони подано на рис. 1.2.1.

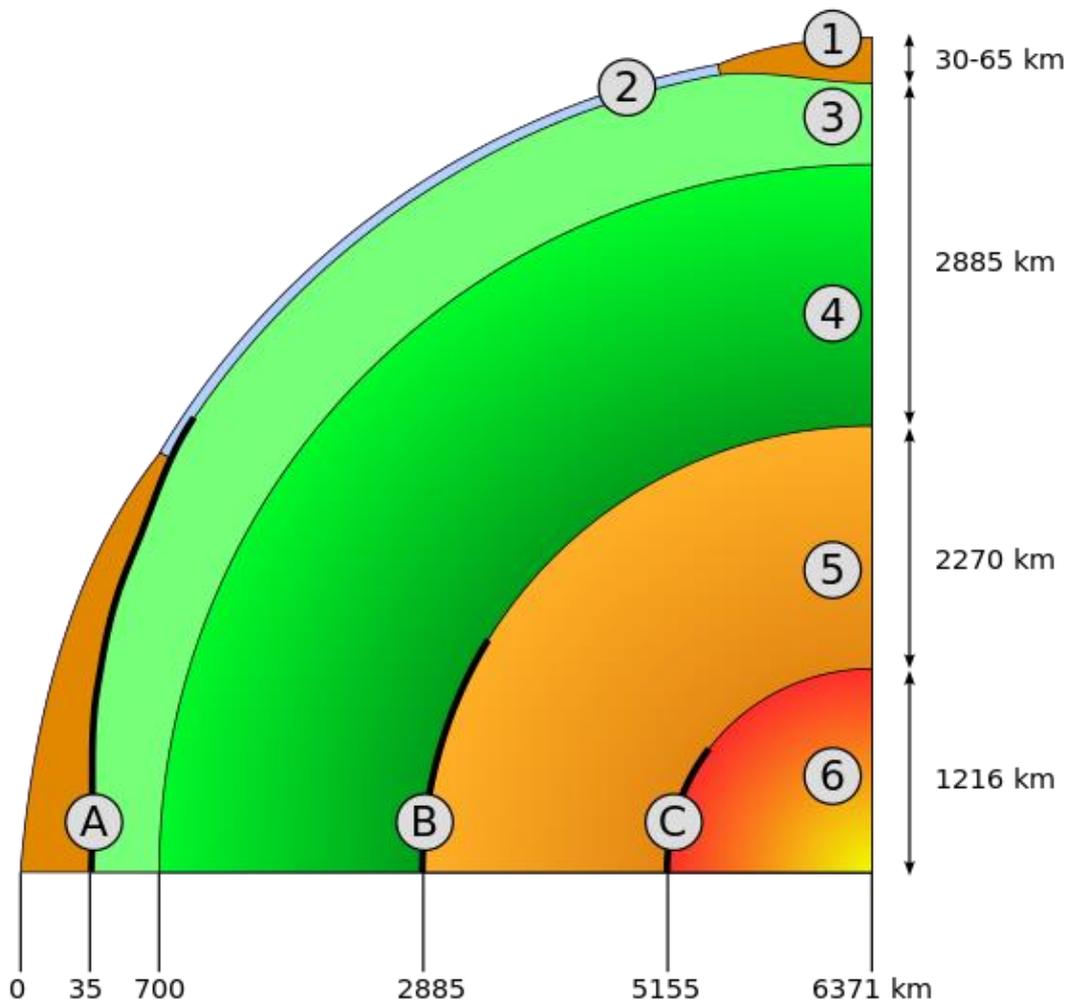


Рис. 1.2.1. Схема внутрішньої структури Землі:

1 – континентальна кора; 2 – океанічна кора; 3 – верхня мантія;  
 4 – нижня мантія; 5 – зовнішнє ядро; 6 – внутрішнє ядро;  
 А – поверхня Моховоричича; В – межа Гутенберга;  
 С – межа Леманн-Буллена

Під сейсмічним розділенням Мохоровичича розташована верхня мантія неоднорідного складу та будови. Перехідний шар розміщений на глибинах від 200 – 400 до 900–1000 км і слугує зв'язуючою ланкою між верхньою та нижньою мантіями. Для перехідного шару характерно швидке зростання швидкостей сейсмічних хвиль, збільшення електропровідності матеріалу та концентрування осередків глибокофокусних землетрусів. Очевидно, що в перехідному шарі відбуваються зміни складу або стану глибинної речовини. Мабуть, у перехідному шарі здійснюються активні процеси, що спричиняють тектонічні та магматичні рухи у вищих шарах Землі. Динамічно активна зона планети охоплює кору, верхню мантію та перехідний шар [2, 4].

Маловивчені частини Землі починаються під розділенням Мохоровичича. Ця межа характеризується як розподіл між хімічно різними шарами. Існує також гіпотеза, що вона є поверхнею фазового переходу [2]. У той же час ця гіпотеза не виключає наявності хімічних границь вище та нижче такого розділення. Існує уявлення про різну природу поверхні Мохоровичича в різних районах земної кулі. Під материками границя Мохоровичича переважно хімічна (габро–перидотит), але в місцях молодшої тектонічної активності вона може бути фазовою (габро–еклогіт). Верхня частина мантії під океанами має перидотитовий склад, котрий може змінюватися як у горизонтальному, так і у вертикальному напрямках.

Перехідний шар між верхньою та нижньою мантіями характеризується різким зростанням швидкостей сейсмічних хвиль, щільності та електропровідності. Найбільш імовірною причиною є поліморфно-фазові зміни речовини (в основному силікатів) без суттєвої зміни хімічного складу. Зміна типу хімічного зв'язку пояснює збільшення електропровідності. При переході від іонного типу зв'язку до ковалентного зменшуються міжатомні відстані й відповідно збільшується щільність. Не виключена можливість зміни природи хімічного зв'язку в послідовності іонний – ковалентний – металічний [2–4].

Найбільш цікавим було відкриття К. Булленом (1947 р.) внутрішнього «маленького» ядра на глибині 5000 км. Він припустив, що ядро нашої планети складається з двох фізично неоднорідних частин. На глибині 2900–5000 км знаходиться нікелісте залізо у рідкому стані, а глибше 5000 км внутрішнє ядро має той самий хімічний склад, але перебуває у твердому стані [4].

Границя між ядром та мантією сейсмічно виражена надзвичайно різко. Вона характеризується повним затуханням поперечних хвиль, сильним збільшенням щільності й появою високої електропровідності.

Дослідження власних обертальних коливань Землі виявили відсутність зчеплення між мантією та ядром. На підставі цього зроблено висновок, що зовнішнє ядро знаходиться у рідкому стані.

Геофізичні, геохімічні та космохімічні дані найкраще відповідають моделі Гутенберга–Буллена будови та складу Землі (таблиця 1.2.2) [2].

Таблиця 1.2.2

Модель будови й складу Землі (за Гутенбергом–Булленом)

Оболонка	Інтервал глибин	Інтервал щільностей, г/см <sup>3</sup>	Частка від об'єму Землі, %	Маса, %
Кора	0–33	2,7–3,0	1,55	0,8
Мантія	33–400	3,32–3,65	16,67	10,4
	400–1000	3,65–4,68	21,31	16,4
	1000–2900	4,68–5,69	44,28	41,0
Ядро	2900–5000	9,40–11,5	15,16	
	5000–5100	11,5–12,0	0,28	31,5
	5100–6371	12,0–12,3	0,76	
			100%	100%

Більш детальне вивчення проблеми геохімії та геофізики щодо будови Землі залежить від технічних засобів безпосереднього проникнення в мантію.

## 2. ЛІТОСФЕРА

### 2.1. Основи будови земної кори

Поняття «земна кора» пов'язано з уявленням про застиглу кору колишньої розплавленої планети. Сьогодні під цією назвою розуміють верхній твердий шар Землі, розташований між поверхнею та сейсмічною границею Мохоровичича [2, 6]. Земна кора являє собою найбільш активний шар твердого тіла планети – сферу дії тектонічних і магматичних процесів.

Будова земної кори відбивається в рельєфі її поверхні. Існує різка асиметрія будови – розділення рельєфу на дві основні частини: океанічну та континентальну. Площа Тихого океану становить 165,2 млн км<sup>2</sup>, що перевищує площу всіх материків, узятих разом (148,9 млн км<sup>2</sup>) [2]. Дно океану й континенти – це структури планетарного значення. Їх відмінність полягає в будові земної кори, її складі (хімічному та петрографічному), історії геологічного розвитку. Тому асиметричний характер поверхні Землі не можна вважати випадковим.

Потужність залягання земної кори в зонах материків та океанічного дна є різною. Під суходолом – 35–30 км, місцями зменшуючись до 20 км, а в гірських складчастих районах її потужність сягає 75–80 км, в той час як під дном океану земна кора є тоншою. Її потужність становить 10–20 км включаючи шар води [6].

Земна кора має шарувату будову і складається з трьох комплексів гірських порід: осадових, магматичних та метаморфічних. Нижній шар земної кори прийнято називати базальтом. Однак сама назва – базальтовий шар – має умовний характер, оскільки він може складатися з інших порід основного характеру типу амфіболітів і габро. Поверхневий шар земної кори в межах континентів за своїм складом наближений до граніту, тому його можна вважати гранітоосадово-метаморфічним шаром земної кори. Звідси випливає, що земна кора складається з двох основних шарів: гранітного (гранітно-метаморфічного) та базальтового, що його підстилає. На дні океанів, за винятком крайових частин, що прилягають до материків, гранітний шар повністю відсутній, і земна кора складається тільки з базальтового шару [2].

Геофізичні дослідження [2, 6] показали, що суттєві розбіжності материкових та океанічних ділянок простягаються не тільки до глибин сейсмічної границі Мохоровичича (максимум 80 км), але й сягають глибин порядку декількох сотень кілометрів.

Очевидно, що щільність гірських порід дна океанічних басейнів у середньому переважає щільність континентальних порід. Вимірювання гравітаційного поля на значних висотах за допомогою штучних супутників Землі [6] показали, що взагалі сила тяжіння над материками є такою ж самою, як над океанами. Звідси випливає, що маса на одиницю площі під поверхнею океану така ж сама, як і під поверхнею суходолу, незважаючи на значну різницю щільності в межах земної кори. Тому тільки різниця щільностей (густин) глибоко зануреного матеріалу може компенсувати існуючу різницю щільностей поблизу поверхні.

Геотермічні вимірювання [2] показали, що в середньому поверхневі потоки тепла в континентальних зонах дорівнюють тепловим потокам через океанічне дно. Однак потужна континентальна кора містить більше радіоактивних елементів, що продукують тепло, ніж тонка базальтова океанічна кора. Тому однаковість теплових потоків дна океанів та суходолу може бути пов'язаною тільки з різною радіоактивністю матеріалу мантії під океаном та під континентами. Тобто верхня мантія під океаном повинна бути більш радіоактивною, ніж під континентами. За результатами досліджень Г. Мак-Дональда [6] різниця радіоактивності сягає глибин порядку сотен кілометрів. Варто також додати, що розташування осередків глибокофокусних землетрусів, пов'язаних з границями «океан–континент», сягає глибин 700–800 км.

Таким чином, дані гравіметрії, теплових потоків і сейсмології вказують на те, що континентальні структури простягаються до більших глибин, порядку 500–800 км.

Однаковість теплових потоків суходолу й океанічного дна дає можливість зробити важливі геофізичні та геохімічні припущення: континентальна кора сформувалася як результат диференціації матеріалу мантиї у вертикальному напрямку. Велике горизонтальне переміщення речовини відіграло незначну роль. У той же час локалізація материкових мас в одній з напівкуль планети свідчить про те, що сам процес диференціації мантиї мав однобічну спрямованість у просторі.

Тому вважають, що асиметричний вигляд Землі в цілому визначений надзвичайно глибинними процесами, які мали місце на найбільш ранніх етапах історії планети [6].

Усього три елементарні частинки – протон, нейтрон і електрон – складають атоми. В умовах Землі вони створюють 90 видів хімічних елементів та 340 ізотопів, які утворюють 1700 мінеральних видів [2]. Ця кількість у декілька сотень разів менша порівняно з відомою кількістю видів рослин і тварин, що показує різку обмеженість мінералів земної кори. Існують три основні причини такої особливої закономірності неорганічного мінерального світу земної кори:

1) максимальна стійкість мінералів як стійких хімічних систем у термодинамічних умовах земної кори. За цих конкретних умов у будь-якій ділянці літосфери з усіх можливих сполучень атомів та іонів створюються тільки ті, які є оптимально стійкими;

2) це обмежені можливості самих термодинамічних умов у земній корі, котрі існують тільки в межах певних температур і тисків;

3) це кількісний фактор розповсюдженості елементів та їхніх властивостей. Поширеність елементів досить різна. Малорозповсюджені елементи мають мінімальні можливості створювати свої власні сполуки. Визначають близько тридцяти елементів, які через власні хімічні властивості і надзвичайно малу розповсюдженість позбавлені можливості утворювати мінерали. Це рідкісноземельні метали та інертні гази.

Основна роль кисню як головного хімічного елемента літосфери зумовлює провідне значення розповсюдження мінералів, до складу яких він входить. Саме тому основна кількість мінералів – оксиди, гідроксиди та солі кисневмісних кислот.

За класифікацією А.Г. Бетехтіна [2], кількість мінеральних видів різних класів така:

- силікати й алюмосилікати – 25,8%;
- фосфати та їх аналоги – 18,0%;
- сульфіди й їх аналоги – 13,3%;
- оксиди та гідроксиди – 12,7%;

сульфати – 9,4%;  
 галогеніди – 5,8%;  
 карбонати – 4,5%;  
 самородні мінерали (елементи) – 4,3%;  
 борати – 2,9%;  
 інші – 3,3%.

Очевидно, що приблизно 70% відомої кількості мінеральних видів становлять кисневмісні сполуки.

Розподіл за ваговою кількістю різних мінеральних класів, за Н.І. Сафоновим [2]:

силікати – 80%;  
 оксиди і гідроксиди – 17%;  
 карбонати – 1,7%;  
 фосфати та їх аналоги – 0,7%;  
 сульфідні і їх аналоги – 0,25%;  
 сульфати – 0,1%;  
 самородні мінерали (елементи) – 0,2%.

Земна кора сформована небагатьма мінералами, котрі складаються з провідних (найбільш розповсюджених) елементів літосфери. Ці елементи при різних сполученнях та співвідношеннях утворюють більше тисячі мінеральних видів, але з кількісною ваговою перевагою незначної кількості силікатів і оксидів.

Потрібно зазначити, що розповсюдженість елемента не завжди є визначальним фактором в утворенні кількості мінеральних видів. Наприклад, такий розповсюджений елемент як миш'як, утворює 170 видів мінералів, мідь – 184, а свинець – 168. Водночас більш розповсюджені барій та титан утворюють тільки 60 видів [2].

Основні фактори, що визначають формування мінералу для певного елемента (за О.С. Поваренних) [7]:

- 1) розповсюдженість мінералоутворюючих елементів;
- 2) кристалохімічні властивості мінералоутворюючих елементів;
- 3) ізоморфна «ємність» мінеральних видів;
- 4) різноманітність концентрацій елементів та межі значень температур і тисків різних мінералоутворюючих процесах;
- 5) наявність ліній «перетину» різних геохімічних процесів;
- 6) стійкість мінеральних видів стосовно зміни умов зовнішнього середовища.

Головною причиною схильності елемента до мінералоутворення є ступінь його кристалохімічної особливості, що полягає у відсутності подібності з іншими елементами за головними кристалохімічними параметрами [2, 7].

### 3. МІНЕРАЛИ

**Мінерал** – це природне тіло, що має визначений хімічний склад, сукупність ряду морфологічних (зовнішніх) ознак та фізичних властивостей. Більшість природних мінералів є кристалічними твердими тілами, деякі знаходяться в аморфному стані. Незначна кількість мінералів зустрічається у природі у рідкому (нафта, вода) або газоподібному (сірководень, вуглекислий газ) стані.

Мінерали, з яких складається основна маса гірських порід, називають **породоутворюючими**. Їх поділяють на первинні та вторинні. Головними породоутворюючими вторинними мінералами, що утворюють головну масу ґрунтоутворюючих порід та твердої фази ґрунту і зумовлюють основні фізико-механічні й хімічні властивості ґрунту, є глинисті мінерали, лімоніт, кальцит, магнезит, гіпс та ін. [8].

#### 3.1. Основні поняття про кристалографічні властивості мінералів

Основною кристалографічною властивістю мінералів є їх правильна внутрішня будова, тобто наявність **кристалічної ґратки**. Ця властивість проявляється в тому, що структурні одиниці речовини (атоми, іони, молекули) займають у просторі стосовно один одного строго визначені положення. Відстані між елементарними частинками залишаються постійними, завдяки чому структурні одиниці повторюються у просторі й утворюють кристалічну ґратку речовини, що має геометрично правильну будову.

Рентгеноскопічними та електроннографічними методами встановлено такі види кристалічних ґраток [8]:

1) атомарні ґратки (алмаз, графіт, мідь), побудовані за допомогою чергування атомів речовини (рис. 3.1.1, а, б);

2) іонні ґратки (галіт, піріт), побудовані шляхом чергування іонів речовини (аніонів і катіонів (рис. 3.1.1, в, г));

3) молекулярні (складні) ґратки, які складаються чергуванням молекул речовини (рис. 3.1.1, д).

Найбільш суттєве значення серед цього типу мають іонні ґратки групи глинистих мінералів. Вони складаються із шарів кремній-кисневих тетраедрів та алюмокисневих октаедрів, що чергуються між собою (рис. 3.1.1).

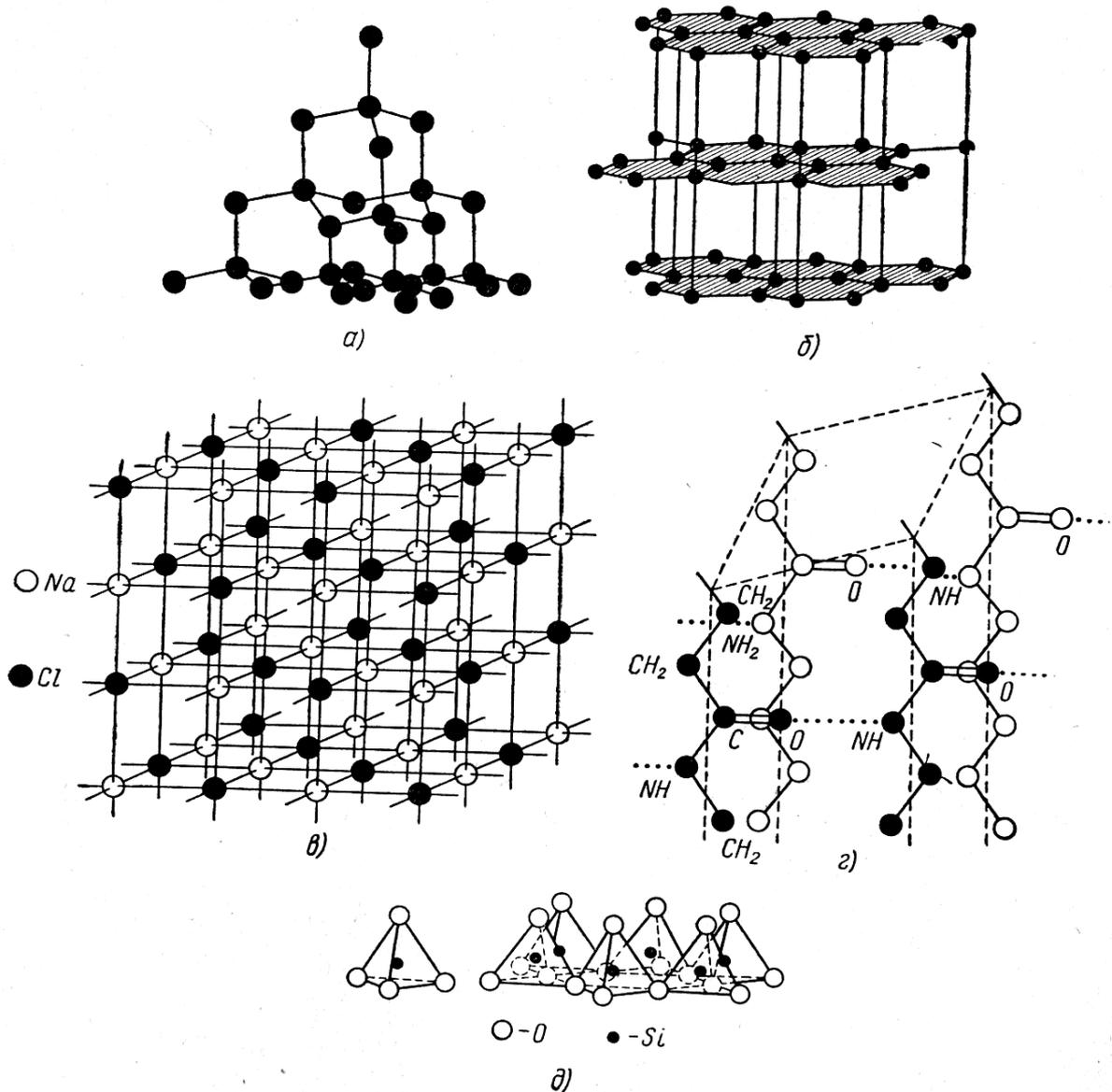


Рис. 3.1.1. Типи кристалічних ґраток:  
 а, б – атомарні; в, г – іонні; д – молекулярні

Для кристалічного стану речовини характерним є «ближній» та «дальній» порядки й анізотропія.

**Анізотропія** проявляється в тому, що зі зміною напрямку в кристалі змінюються та його властивості, наприклад електропровідність, забарвлення, спайність, твердість і т. ін. Однак за наявності анізотропії кристалічні речовини зберігають **однорідність**: будь-яка частинка кристала має ті самі властивості, що й увесь кристал. Кристалічні речовини здатні **самоогранятися**, тобто утворювати правильні багатогранники – кристали. Наприклад, кварц часто утворює кристали у вигляді шестигранних призм (рис. 3.1.2, а), галіт – у вигляді куба (рис. 3.1.2, б), а кальцит – у формі ромбоєдра (рис. 3.1.2, в).

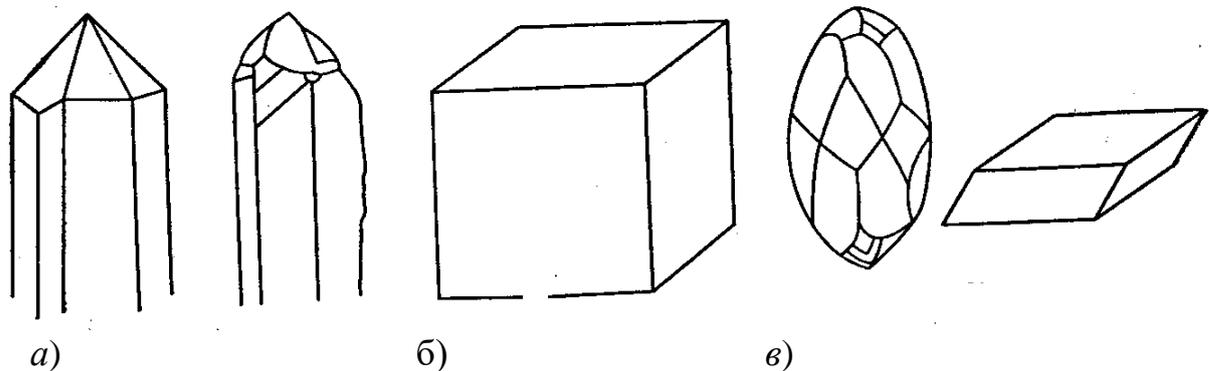


Рис. 3.1.2. Кристали природних мінералів:  
*a* – кварц; *б* – галіт; *в* – кальцит

У кожному багатогранникові розрізняють його елементи: грані, ребра та кути. Для одного мінералу кути між ребрами завжди є однаковими. Ця властивість має назву **закону постійності кутів**.

**Симетрія кристалів** – правильна повторюваність елементів огранки кристала при його обертанні у визначеному напрямку.

Розрізняють **елементи симетрії: вісь, площину та центр**.

**Вісь симетрії** – це уявна лінія, при обертанні навколо якої на  $360^\circ$  кристал (багатогранник) декілька разів повторює своє первинне положення у просторі. Вісь симетрії позначають літерою *L*. У кристалі може бути декілька осей симетрії. Кількість повторень положення кристала, що виникає при обертанні його на  $360^\circ$ , називається **порядком осі симетрії**. Розрізняють осі другого  $L_2$ , третього  $L_3$ , четвертого  $L_4$  та шостого  $L_6$  порядків (рис. 3.1.3). В одному кристалі можуть бути осі різних порядків.

**Площина симетрії** – це уявна площина, котра перерізає кристал на дві однакові (симетричні) частини, що мають однакові кути і грані та є віддзеркалюванням одна одної. Позначають вісь симетрії літерою *P*. Більшість кристалів мають декілька осей симетрії, але є і такі, що не мають жодної (рис. 3.1.4).

**Центр симетрії** – уявна точка всередині кристала, у якій перетинаються і діляться навпіл лінії, що з'єднують відповідні точки на поверхні кристала. Позначають літерою *C*. У кристалі не може бути більше одного центру симетрії. У багатьох мінералів центр симетрії відсутній (рис. 3.1.4).

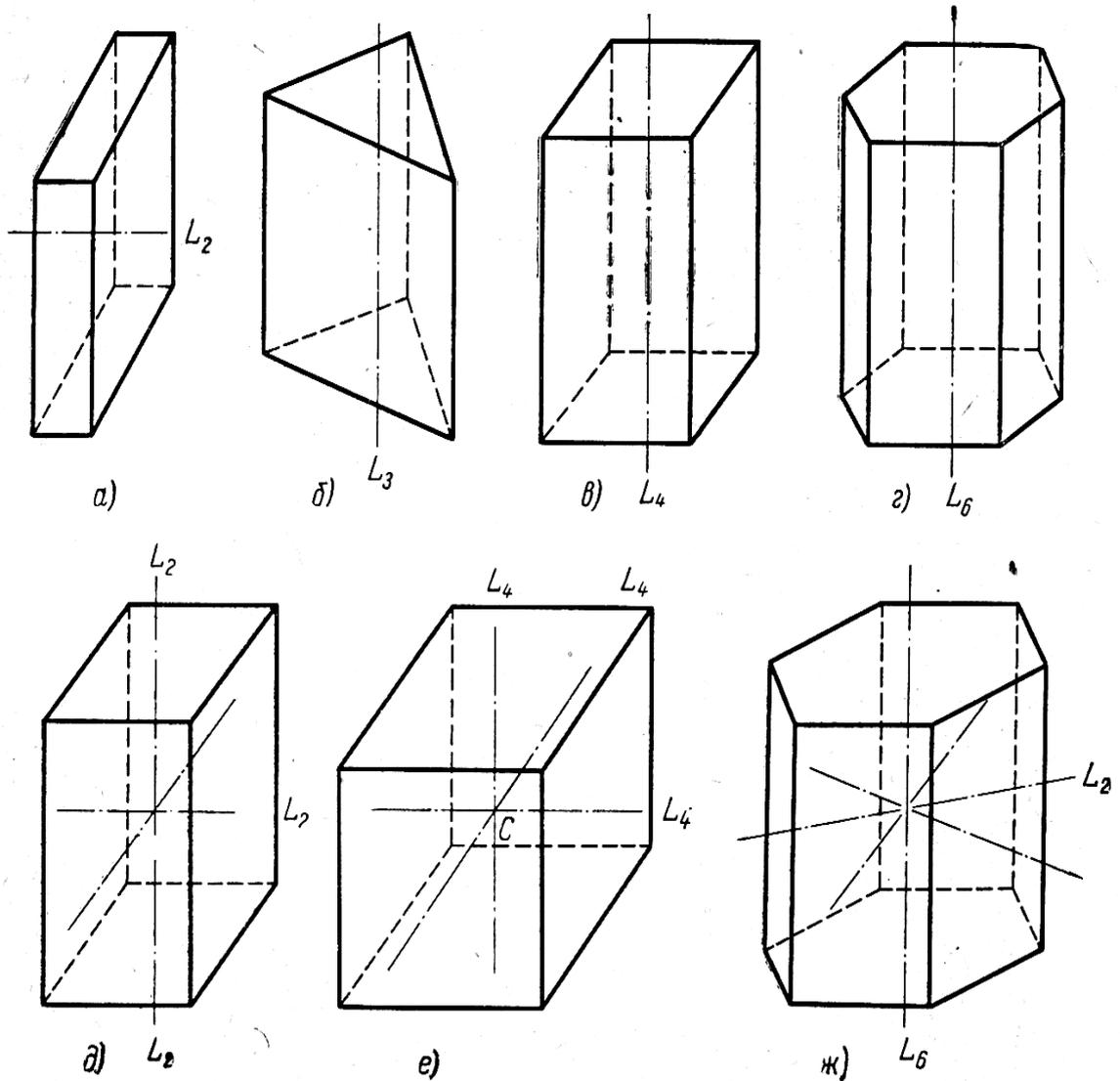


Рис. 3.1.3. Осі симетрії:

- а – другого порядку; б – третього порядку; в – четвертого порядку;  
 г – шостого порядку; д – три осі другого порядку;  
 е – три осі четвертого порядку;  
 ж – розташування осей симетрії у шестигранній призмі

Усі елементи симетрії в кристалах зперебувають у взаємозв'язку. У природі у мінералів зустрічається обмежена кількість комбінацій елементів симетрії.

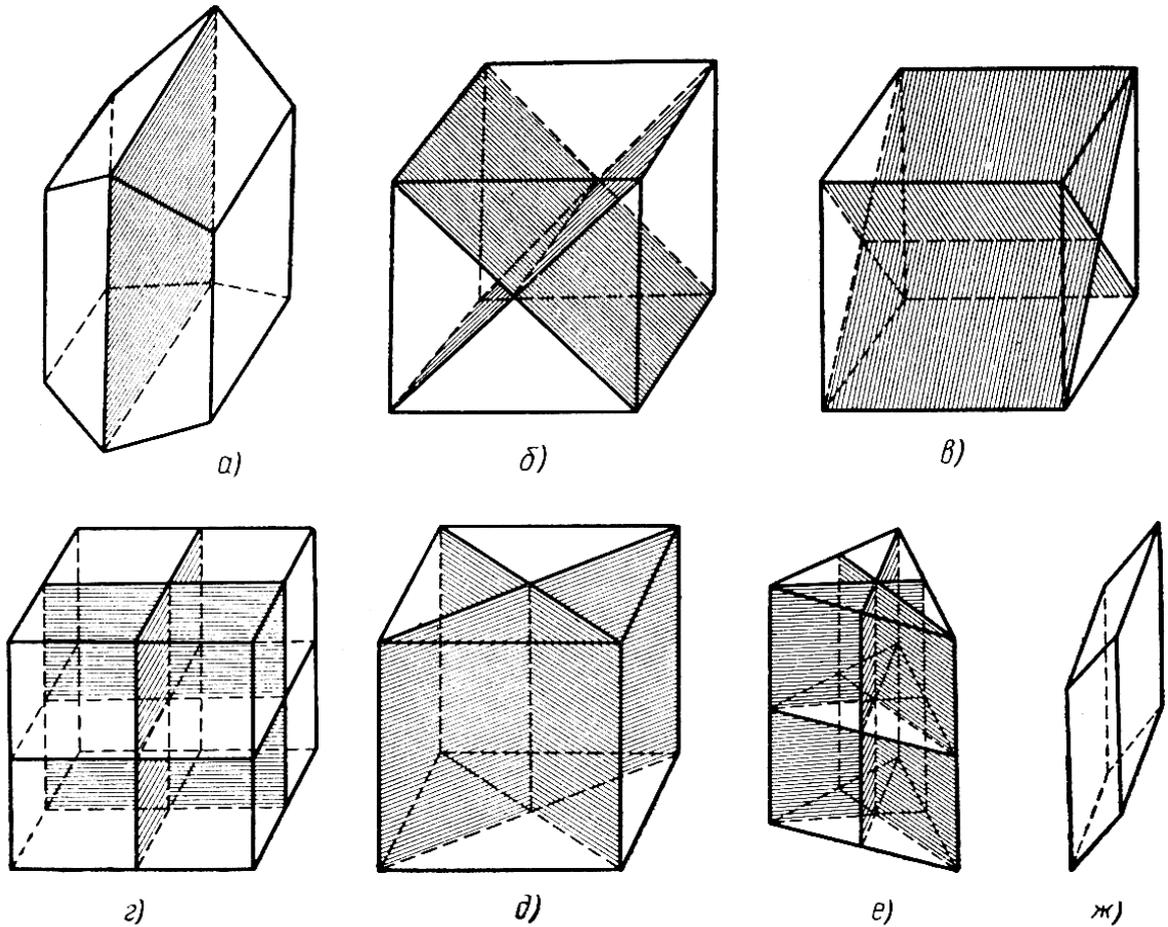


Рис. 3.1.4. Площини і центр симетрії:

а – площина симетрії;

б, в, г, д – розташування дев'яти площин симетрії у кубі;

е – розташування площин симетрії у тригранній призмі;

ж – відсутність площини та центру симетрії

Структурним елементом кожного кристала є елементарна комірка (рис. 3.1.5).

**a, b, c** – одиничні відрізки по осях  $OX$ ,  $OY$ ,  $OZ$  відповідно, тобто вони є характерними відрізками (сталими ґратки, модулями базисних векторів), що відкладаються вздовж координатних осей.

Кути  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  відповідають кутам  $YOZ$ ,  $XOZ$ ,  $XOY$ , тобто визначають кути між координатними осями.

Існує чотирнадцять типів тривимірних елементарних комірок. Їх поділяють на сім кристалографічних систем (сингоній) згідно з типом елементарної комірки.

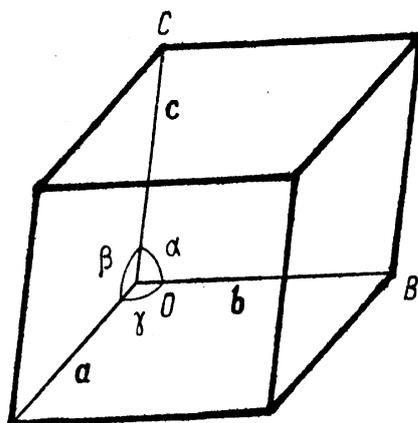


Рис. 3.1.5. Елементарна комірка

Особливості елементарних комірок позначаються такими символами:

*P* – примітивна;

*I* – об'ємноцентрована;

*F* – гранецентрована;

*C* – із центрованою основою (базою);

*R* – ромбоєдрична.

Існують 32 різні комбінації елементів симетрії, або **32 види симетрії**. Їх об'єднують у групи, які називають **системами симетрії**, або **сингоніями**.

Розрізняють сім сингоній: триклінну, моноклінну, ромбічну, тригональну, гексагональну, тетрагональну (квадратну) та кубічну, які визначаються сталими ґратки та кутами (таблиця 3.1.1):

Таблиця 3.1.1.

## Елементарні комірки чотирнадцяти просторових ґраток

Система	Сталі ґратки	Кути
Кубічна	$a = b = c$	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$
Тетрагональна	$a = b \neq c$	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$
Ромбічна	$a \neq b \neq c$	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$
Гексагональна	$a = b \neq c$	$\alpha = \beta = 90^\circ, \gamma = 120^\circ$
Ромбоєдрична	$a = b = c$	$\alpha = \beta = \gamma \neq 90^\circ$
Моноклінна	$a \neq b \neq c$	$\alpha = \gamma = 90^\circ, \beta \neq 90^\circ$
Триклінна	$a \neq b \neq c$	$\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$

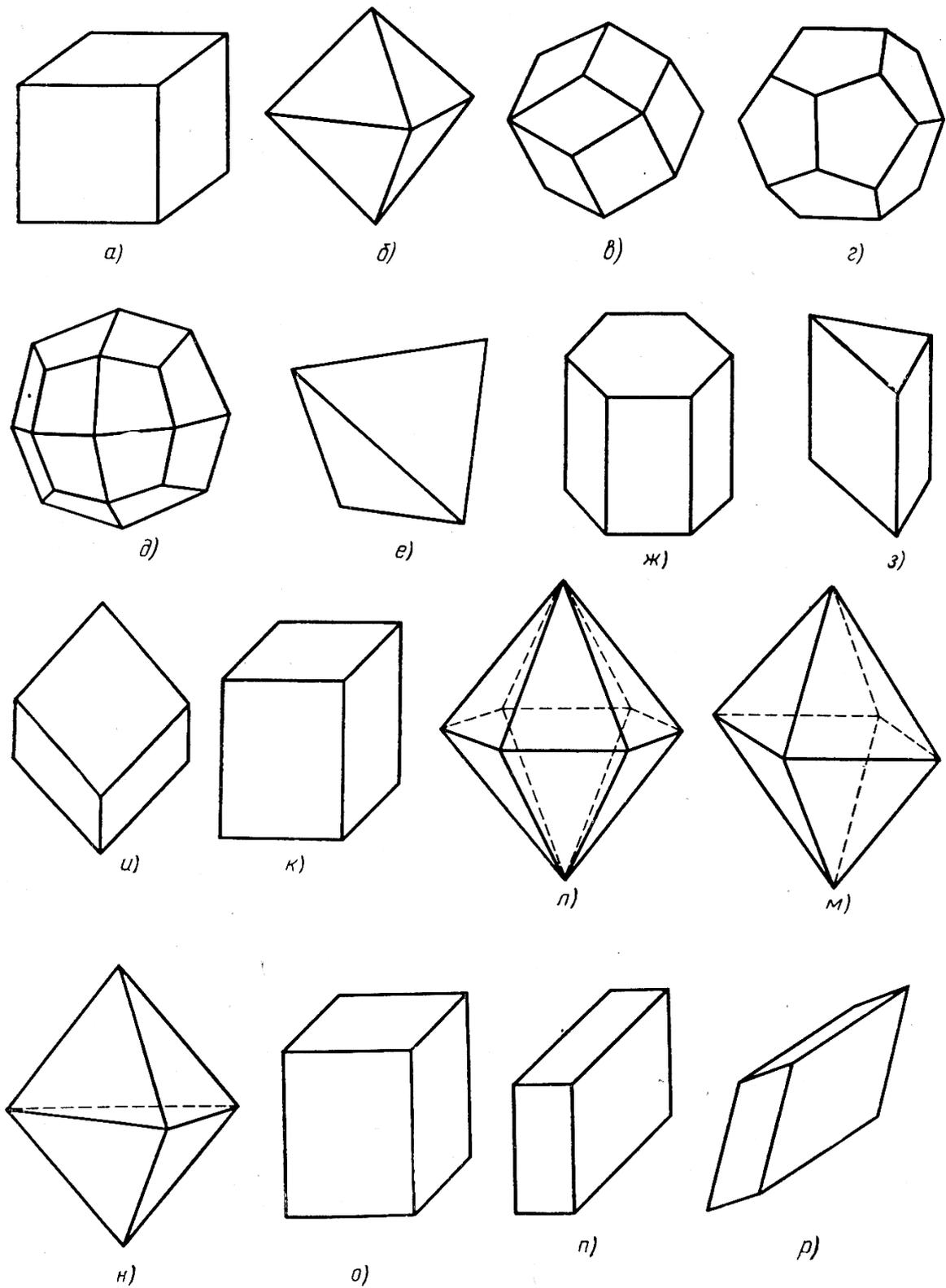


Рис. 3.1.6. Основні форми кристалів

*a – e* – кубічна (найвища) сингонія; *ж – м* – середні сингонії (гексагональна – *ж* та *л*, тригональна – *з* та *і*, тетрагональна – *к* та *м*); *н – р* – найнижчі сингонії (ромбічна *н*, моноклінна *о* та *п*, триклінна – *р*)

На рис. 3.1.6 наведено основні форми кристалів (види сингоній)  
Кожна сингонія характеризується визначеною кількістю елементів симетрії.

Таблиця 3.1.2

## Елементи симетрії за сингоніями

Назва системи симетрії	Максимум елементів симетрії	Елементи симетрії, що є обов'язковими для всіх кристалів	Представники
Кубічна	4L <sub>3</sub> , 3L <sub>4</sub> , 6L <sub>2</sub> , 9P, C	4L <sub>3</sub>	Галіт, пірит, гранат
Тетрагональна (квадратна)	L <sub>4</sub> , 4L <sub>2</sub> , 5P, C	L <sub>4</sub>	Халькопірит, циркон
Ромбічна	3L <sub>2</sub> , 3P, C	3L <sub>2</sub> або 3P	Олівін, топаз
Гексагональна	L <sub>6</sub> , 6L <sub>2</sub> , 7P, C	L <sub>6</sub>	Кварц, нефелін, апатит
Тригональна (ромбодрічна)	L <sub>3</sub> , 3L <sub>2</sub> , 3P, C	L <sub>3</sub>	Кальцит, доломіт, гематит
Моноклінна	L <sub>2</sub> , P, C	L <sub>2</sub> або P	Ортоклаз, гіпс, рогова обманка
Триклінна	C	C (може бути відсутнім)	Альбіт, анортит

Таблиця 3.1.3

## Символи комірок та кількість комірок за сингоніями

Система	Символи комірок	Кількість комірок в системі
Кубічна	<b><i>P, I, F</i></b>	3
Тетрагональна	<b><i>P, I</i></b>	2
Ромбічна	<b><i>P, C, I, F</i></b>	4
Гексагональна	<b><i>P</i></b>	1
Ромбодрічна	<b><i>R</i></b>	1
Моноклінна	<b><i>P, I, F</i></b>	2
Триклінна	<b><i>P</i></b>	1

Типи кристалічних ґраток із прикладами комірок зображені на рис. 3.1.7.

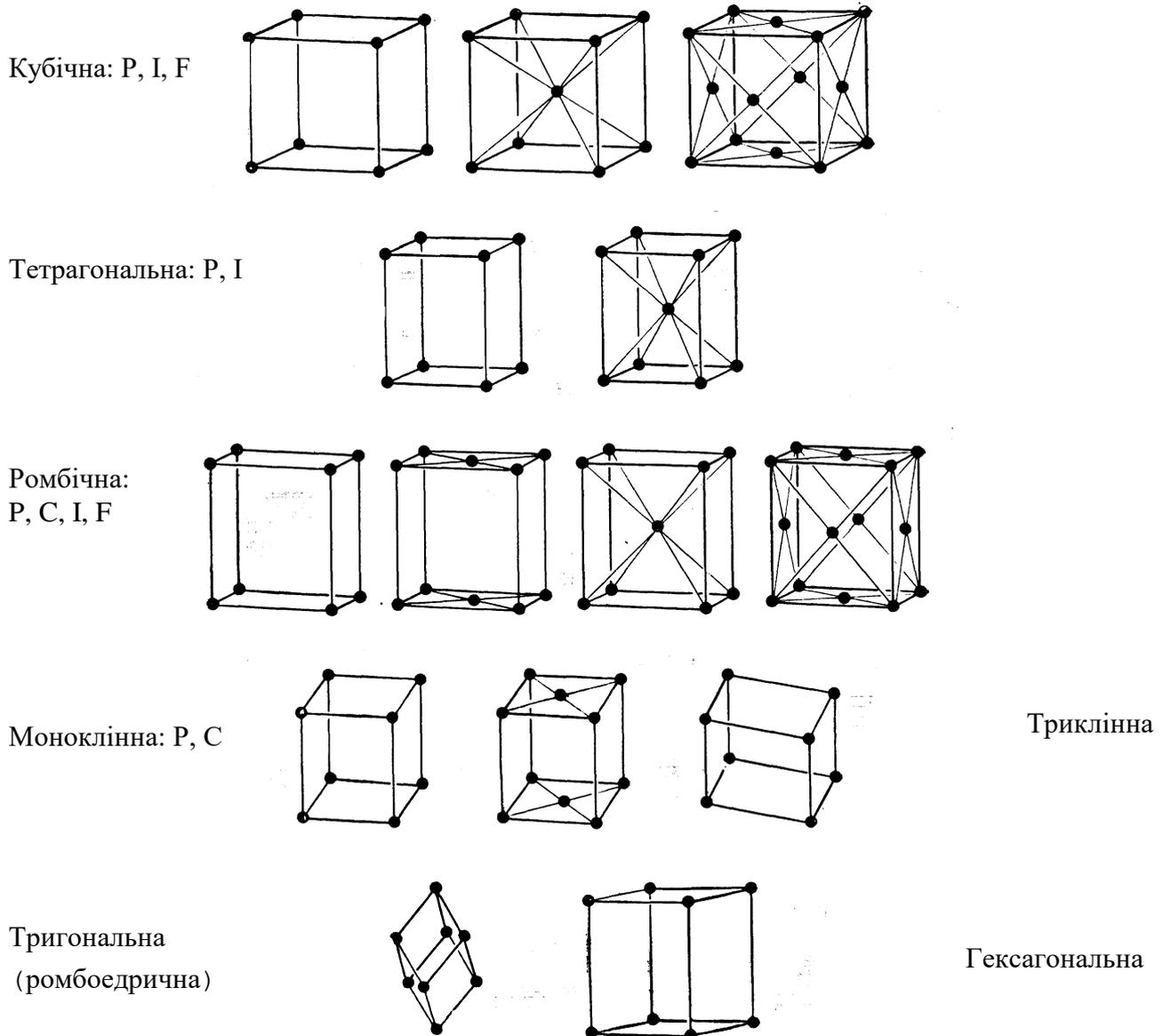


Рис. 3.1.7. Типи просторових ґраток

Площину можна проводити через три точки, що не лежать на одній прямій. Отже, вибирають три атоми, кожний з яких знаходиться на своїй кристалографічній осі, а їх координати записують в одиницях сталих ґраток, наприклад  $(4,0,0)$ ,  $(0,1,0)$ ,  $(0,0,2)$ . Кристалографічна площина буде характеризуватися трьома числами: 4, 1, 2. На практиці найчастіше користуються індексами Міллера ( $hkl$ ).

Знайдемо точки, в яких ця атомна площина перетинає головні координатні осі, та запишемо їх координати в одиницях сталої ґратки.

Візьмемо обернені значення одержаних чисел і приведемо їх до найменшого цілого, кратного кожному з чисел,

$$\frac{1}{4}, \frac{1}{1}, \frac{1}{2} \Rightarrow \frac{4}{4}, \frac{4}{1}, \frac{4}{2} \Rightarrow 1, 4, 2.$$

Результат записують у круглих дужках (142). Ці цифри називають індексами Міллера (рис. 3.2.1, б). Якщо площина перетинає координатну вісь в області від'ємних значень, то і відповідний індекс буде негативним, наприклад ( $h\bar{k}l$ ).

Для позначення напрямів у кристалах застосовують набір найменших цілих чисел, які відносяться між собою як компоненти вектора, паралельного цьому напрямку. Вони записуються у квадратних дужках  $[hkl]$ . У кубічних кристалах напрямок  $[hkl]$  завжди перпендикулярний до площини ( $hkl$ ).

### 3.2. Дослідження структури кристалів

Одним з найдосконаліших методів вивчення структури кристалів є рентгенівський [9]. Рентгенівські промені при проходженні через кристалічні ґратки кристалів зазнають дифракції аналогічно дифракції променів світла на ґратці, утвореній паралельними штрихами на поверхні скляної пластинки з віддальми між штрихами порядку довжини хвилі. Міжатомні віддалі в кристалічних ґратках за порядком величини якраз відповідають довжинам хвиль рентгенівських променів, що й довів у 1912 році Лауе. Для рентгенівських променів кристал можна розглядати як дифракційну ґратку. Дифракційні максимуми спостерігаються тоді, коли в одну точку простору приходять дві монохроматичні когерентні електромагнітні хвилі в однакових фазах. Ця умова виконується, якщо різниця ходу цих хвиль є величиною, кратною довжині хвилі,

$$2d \sin \varphi = n\lambda,$$

де  $n$  - порядок дифракційного максимуму (ціле число 0, 1, 2, 3,...);

$d$  - дифракційна стала;

$\lambda$  - довжина електромагнітної хвилі;

$\varphi$  - кут, під яким видно з точки на дифракційній решітці відрізок, який з'єднує центральний максимум із максимумом цього порядку;

$n\lambda$  - різниця ходу.

Брегг запропонував вважати, що промені з фіксованою довжиною хвилі  $\lambda$  «відбиваються» від атомних площин у кристалах під певними

кутами  $\theta$ , характерними для кристалів цієї речовини (рис. 3.2.1). Значення таких кутів можна знайти в спеціальних довідниках.

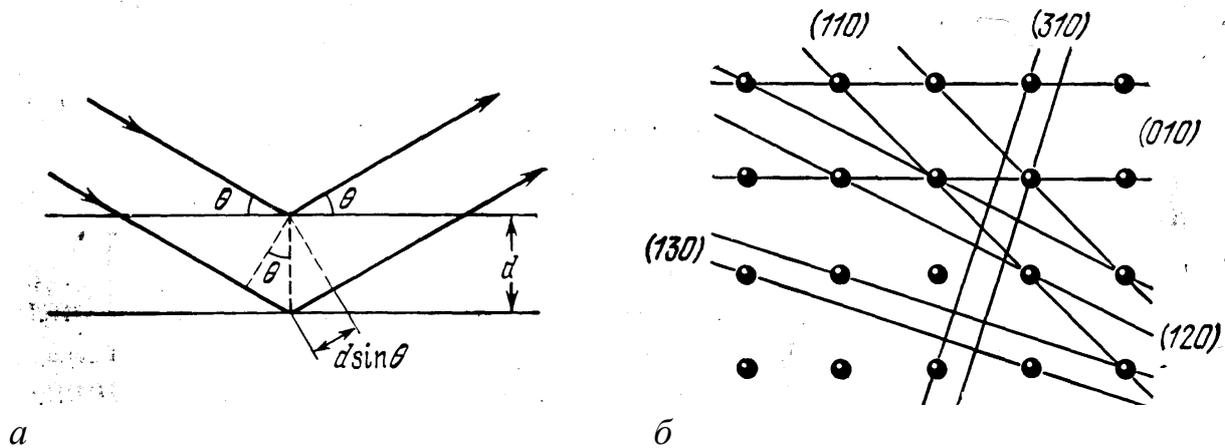


Рис. 3.2.1. Схеми при рентгенівському методі дослідження кристалів: *a* – горизонтальними лініями зображено дві атомні площини, розташовані на віддалі  $d$  одна від одної. Промінь, що відбивається від нижньої площини, одержує різницю ходу  $2d \sin\theta$ ;

*б* – лініями показано різні атомні площини у примітивній кубічній ґратці й указані їхні індекси Міллера

### 3.3. Дефекти в кристалах

У міру вдосконалювання методів вивчення кристалів (прецизійні методи рентгенівського аналізу, мікроскопія й електроноскопія) виявилось, що кристалічні тіла не є ідеальними і мають дефекти кристалічної структури [9]. Грубі дефекти кристалічної структури, що утворюються при одержанні кристалів (пори, тріщини), ми не розглядаємо тому, що вони звичайно виникають при порушенні технології виливання чи зварювання металів або при вирощуванні кристалів з розплавів, розчинів чи з газової фази. Порушення мікроструктури кристалів виявити досить важко. Але через те, що вони сильно впливають на фізичні властивості твердих тіл, їхнє вивчення нині ведеться дуже інтенсивно.

Усі дефекти кристалічної структури можна умовно розділити на два типи: точкові й лінійні.

Точкові дефекти – це порушення кристалічної структури, розміри якого в усіх трьох вимірах є сумірними з однією або декількома міжатомними віддальми. Точковий дефект може мати просту та складну структуру. Найпростіші точкові дефекти кристалу: *вакансії* – відсутність атома або

іона у вузлі кристалічної ґратки; *втїлені* чи *міжвузловинні атоми* або *іони*, що розташовують на «незаконному» місці між вузлами кристалічної ґратки. *Домішки заміщення* замінюють частинки основної речовини у вузлах кристалічної ґратки. Вони втїлюються в ґратку тим легше, чим ближчими є атомні (іонні) радіуси основної та домішкової речовини. *Домішки втїлення* займають міжвузловиння, причому тим легше, чим більший об'єм простору між атомами кристалічної ґратки. Точкові дефекти виникають за рахунок зсуву окремих часток у кристалі з їхніх місць у кристалічних ґратках з утворенням вакансій і міжвузловинних атомів чи іонів (рис. 3.3.1).

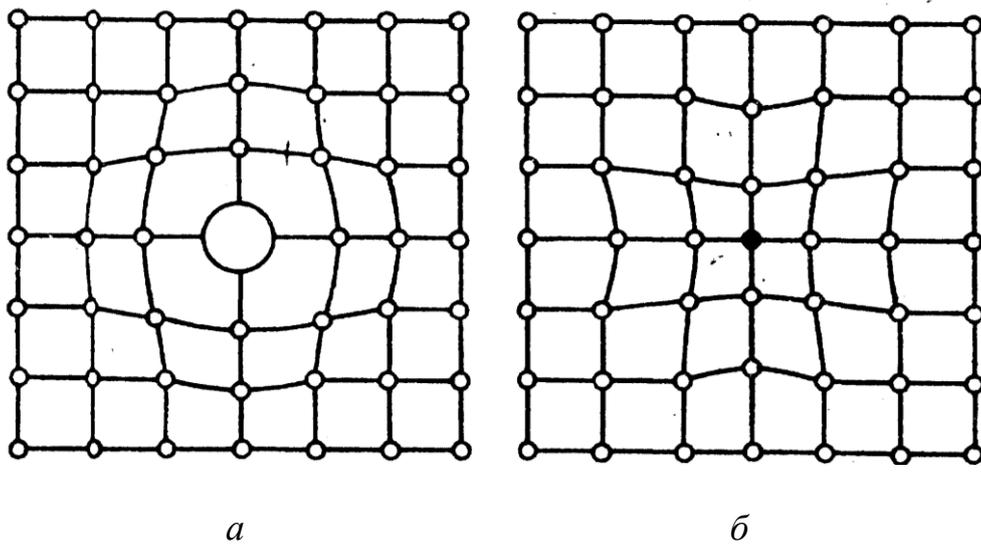


Рис. 3.3.1. Типи точкових дефектів у кристалах:  
*a* – чужорідний атом у міжвузловинні;  
*б* – вакансія за рахунок поверхневого випаровування

Імовірність виникнення таких дефектів збільшується залежно від температури за експоненціальним законом  $n = ae^{-\frac{Q}{RT}}$ ,  
де  $n$  – число вакансій в одиниці об'єму кристала;  
 $Q$  – енергія утворення пари «вакансія – атом» у міжвузловинні;  
 $R$  – газова постійна;  
 $T$  – абсолютна температура;  
 $a$  – постійна величина для цього кристала.

Вакансії можуть виникати в ґратках будь-якого типу, послаблюючи зв'язки між частинками в кристалі, й міцність кристалічних речовин

практично досягне нуля раніше, ніж вони перейдуть у рідкий стан. Вакансії в кристалі переміщуються внаслідок того, що їхнє місце може бути зайнято сусідніми атомами. Вакансії можуть об'єднуватися по дві (бівакансії) і більше, утворюючи пори. Накопичення в будь-якому місці кристала вакансій і їхня коагуляція знижують міцність твердого тіла.

Точкові дефекти можуть взаємодіяти один з одним, утворюючи різні нейтральні сполучення. Наприклад, у діелектриках, якими є більшість мінералів, більш імовірно є нейтралізація точкових дефектів шляхом утворення парних дефектів – Шоттки й Френкеля [9].

Дефект Шоттки – це пара з катіонної та аніонної вакансій. Цей дефект часто зустрічається у лужно-галоїдних кристалах. Наявність дефекта Шоттки зменшує щільність кристала, оскільки атом, що утворив вакансію, дифундує на поверхню кристала.

Дефект Френкеля – це вакансія і міжвузловинний атом. Переважає у кристалах типу галоїдів срібла та тих, що мають структуру типу алмазу. Наявність дефектів Френкеля не впливає на щільність кристала. У реальних кристалах одночасно можуть існувати дефекти обох типів, причому переважають ті, для утворення яких потрібна менша кількість енергії.

Точкові дефекти можуть об'єднуватися у дислокації (рис. 3.3.2).

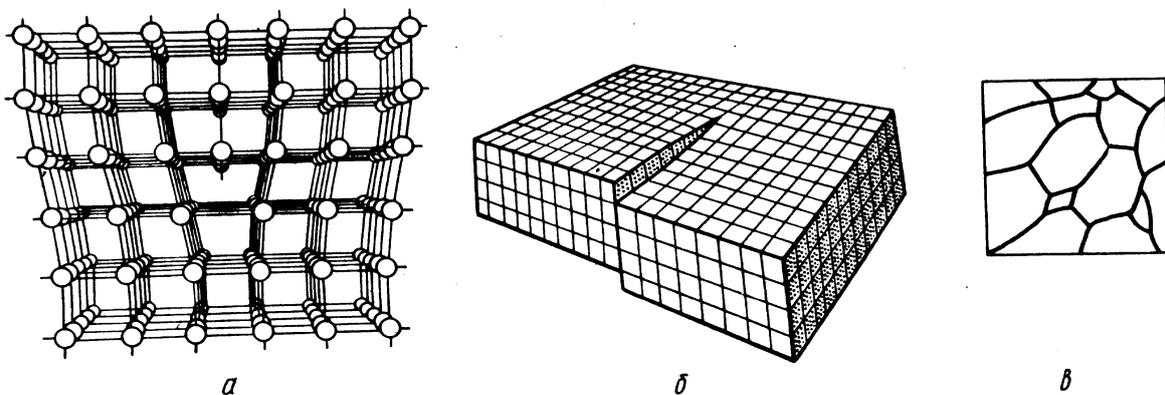


Рис. 3.3.2. Дислокації структури кристала: *a* – крайова; *б* – гвинтова; *в* – блочна

Лінійні дефекти, чи дислокації, виникають при пластичних деформаціях кристала і порушенні порядку розташування кристалічних площин. Лінійні дислокації можуть зароджуватися не тільки за рахунок зовнішньої сили, що викликає деформацію, але й за рахунок внутрішніх напружень (при нагріванні чи охолодженні тощо).

Дислокації можуть бути як позитивними, так і негативними, вони можуть переміщатися в тілі кристала, накопичуватися в місці найбільших напруг і т.д. Дислокації можуть виходити на поверхню кристала та створювати порушення атомної будови поверхневого шару. Гвинтові дислокації також виникають при деформаціях, але вже зрушення. На рис. 3.3.2, б показано виникнення гвинтової дислокації при неповному зрушенні однієї частини кристала щодо основної його маси. Центр виходу гвинтової дислокації є високоактивною точкою поверхні, здатною до подальшого розвитку у вигляді гвинтових ниткоподібних монокристалів (вусів), що мають міцність, близьку до теоретичної. Одержання таких ниткоподібних монокристалів із сполук ( $Al_2O_3$  - сапфір), а також графіту зараз уже освоєно. Вони застосовуються для армування високоміцних пластмас і металокерамічних систем, що вживаються в особливо відповідальних конструкціях.

Мозаїчна, чи блокова кристалічна, структура (рис. 3.3.2, в) утворюється як результат зрощування окремих кристалічних зерен, розташованих під деякими дуже малими кутами (частки градусів). У такій мозаїчній структурі навіть у межах одного зерна на границі між блоками виникає зона, що містить велику кількість порушень кристалічної структури (дислокації, вакансії). Зрозуміло, що при цьому знижується міцність полікристалічних твердих тіл, у тому числі й природних мінералів.

### 3.4 Міжмолекулярні сили взаємодії

Існування речовини в рідкій та твердій формах свідчить про дію сил протягування між молекулами і атомами. Їх називають міжмолекулярними силами. Ці сили теж мають електростатичну природу. Вони описуються законом Кулона. Величина міжмолекулярних сил може змінюватися в дуже широкому діапазоні.

Сили взаємодії між нейтральними молекулами звичайно набагато менші за ті сили, що примушують атоми об'єднуватися один з одним в молекули.

Наприклад, для випаровування 1 моля рідкого **НСІ** потрібно 16 кДж теплоти, а для розкладання одного моля **НСІ** на атоми **Н** і **СІ** – 431 кДж.

Розрізняють декілька типів міжмолекулярних сил, кожний з яких характеризується особливою залежністю від віддалі між частинками, що взаємодіють (таблиця 3.4.1) [9].

Таблиця 3.4.1

Типи взаємодії між структурними елементами (молекулами, атомами)

Тип взаємодії	Залежність енергії взаємодії від віддалі
Іон-іонна	$\frac{1}{d}$
Іон-дипольна	$\frac{1}{d^2}$
Іон-індукований диполь	$\frac{1}{d^4}$
Диполь-дипольна	$\frac{1}{d^6}$
Дисперсійна	$\frac{1}{d^6}$

**Іон-іонні сили** діють в іонних кристалах. Іони в кристалічній ґратці розташовуються таким чином, щоб притягання між зарядами протилежних знаків було максимальним, а відштовхування між однойменними – мінімальним. Іон-іонні сили діють і в розплавах солей. Про величину енергії когезії іонної рідини (вона характеризує сили, з якими молекули утримуються в рідині) можна наближено судити за температурою кипіння. Для іонних кристалів ці температури високі. Очевидно, що сили взаємного притягування різнойменних іонів збільшуються зі зростанням заряду і зменшенням іонних радіусів.

**Іон-дипольні сили** діють між іоном та нейтральною, але полярною молекулою. Це такі молекули, у яких різні кінці мають позитивний і негативний заряди. Електричні властивості молекули визначають їх дипольні моменти. Вони залежать від форми молекули і розподілу зарядів унаслідок різних імовірностей перебування електронів у різних частинах молекули.

Дипольний момент обчислюється за формулою  $p = qr$ , де  $q$  – величина заряду,  $r$  – віддаль між зарядами диполя, що називається його плечем. Величина дипольного моменту молекули вимірюються в одиницях, що називаються дебай (Д). Це позасистемна одиниця. В одиницях СІ дипольний момент вимірюється в кулонометрах

$$1Д = 3,33 \cdot 10^{-30} \text{ Кл}\cdot\text{м}.$$

Іон-дипольні сили відіграють важливу роль у розчинах іонних речовин у полярних рідинах, наприклад  $\text{NaCl}$  у воді. Якщо ж іон

знаходиться серед неполярних молекул, то його електричне поле може спотворити електронну оболонку нейтральної молекули таким чином, що в ній буде індукуватися дипольний момент. Його називають наведеним.

**Диполь-дипольні сили** діють між полярними молекулами і залежать від взаємної орієнтації диполів та величини дипольного моменту. На величину цієї взаємодії може впливати і форма молекул.

**Дисперсійні сили (лондонівські).** Природу цих сил вияснив у 1930 році Ф. Лондон з позиції квантової механіки. Дисперсійні сили характерні для інертних газів. Для великої кількості атомів, наприклад гелію, середній розподіл електронного газу навколо кожного ядра має сферичну симетрію. Однак електрони постійно рухаються, постійно відштовхуються від інших електронів того ж атома та електронів сусідніх атомів. Це викликає миттєві деформації електронних оболонок і появу миттєвих дипольних моментів. Миттєві дипольні моменти індукують аналогічні дипольні моменти у сусідніх атомів. У результаті між двома атомами виникає притягання, яке називається лондонівською дисперсійною силою. Чим більша молекула і чим далі її електрони знаходяться від ядра, тим сильніше вона поляризується, тим більшими будуть дисперсійні сили. Диполь-дипольні й дисперсійні сили часто об'єднують під загальною назвою «сили Ван-дер-Ваальса» [9].

### 3.4.1. Кристали з водневими зв'язками

Атом водню містить лише один електрон. Утворити хімічний зв'язок у сполуці він може лише з одним атомом іншого хімічного елемента. Але за певних умов атом водню може бути зв'язаний значними силами притягування з двома атомами, утворюючи **водневий зв'язок** з енергією близько 0,1 еВ. Вважають, що водневий зв'язок має іонний характер, тому що він виникає лише між найбільш електронегативними атомами, зокрема F, O, і N. Ці зв'язки є сильно полярними та їхні дипольні моменти відповідно дорівнюють

$$\begin{array}{ccc} N - H & O - H & F - H \\ 1,0D & 1,6D & 3,3D \end{array}$$

Кожний із цих диполів здатний взаємодіяти з неподіленими електронними парами тих атомів нітрогену, кисню і фтору, які належать сусідній молекулі. Отже, водневим зв'язком називається електростатична взаємодія між диполем  $H - X$  однієї молекули та неподіленою електронною парою іншої. Схематично водневий зв'язок позначають трьома точками (рис. 3.4.1.1)

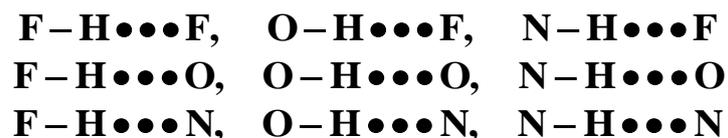


Рис. 3.4.1.1. Схематичне зображення утворення водневого зв'язку

У граничному випадку, коли атом водню втрачає свій єдиний електрон і стає іоном (протоном), він утворює зв'язок лише з двома атомами, що пояснюється дуже малими розмірами протона. При цьому два атоми електронегативних елементів так сильно зближуються, притягуючись до протона, що для третього атома вже немає місця. Класифікацію кристалів за типом хімічного зв'язку та їх властивості наведено в таблиці 3.4.1.1.

Таблиця 3.4.1.1

## Класифікація кристалів за типом хімічного зв'язку

Тип кристалу	Структурні елементи	Сили взаємодії між структурними елементами	Властивості
1	2	3	4
Атомний	Атоми	Лондонівські дисперсійні	М'якість, низька температура плавлення, низькі тепло- і електропровідність
Молекулярний	Полярні або неполярні молекули	Сили Ван-дер-Ваальса (лондонівські дисперсійні, диполь-дипольні і водневі зв'язки)	Помірна в'язкість, температура плавлення від низької до помірно високої, низька тепло- і електропровідність
Іонний	Позитивно і негативно заряджені іони	Електростатичне притягання	Твердість і крихкість, висока температура плавлення, погана тепло- і електропровідність
Ковалентний (каркасний)	Атоми, зв'язані в каркас ковалентними зв'язками	Ковалентний зв'язок	Висока твердість, дуже висока температура плавлення, погана тепло- і електропровідність

Продовження таблиці 3.4.1.1

1	2	3	4
Металічний	Атоми	Металічні	Ступінь твердості різний, температура плавлення від низької до дуже високої, високі тепло-і електропровід-ність, ковкість, пластичність

Розглянемо будову кристалів на прикладі мінералів класу силікатів. Основною структурною одиницею силікатів є кремнійкисневий тетраедр – атом кремнію знаходиться у тетраедричному оточенні чотирьох атомів кисню. Ця структурна одиниця може існувати у вигляді ортосилікат-іона  $\text{SiO}_4^{4-}$  (рис. 3.4.1.2).

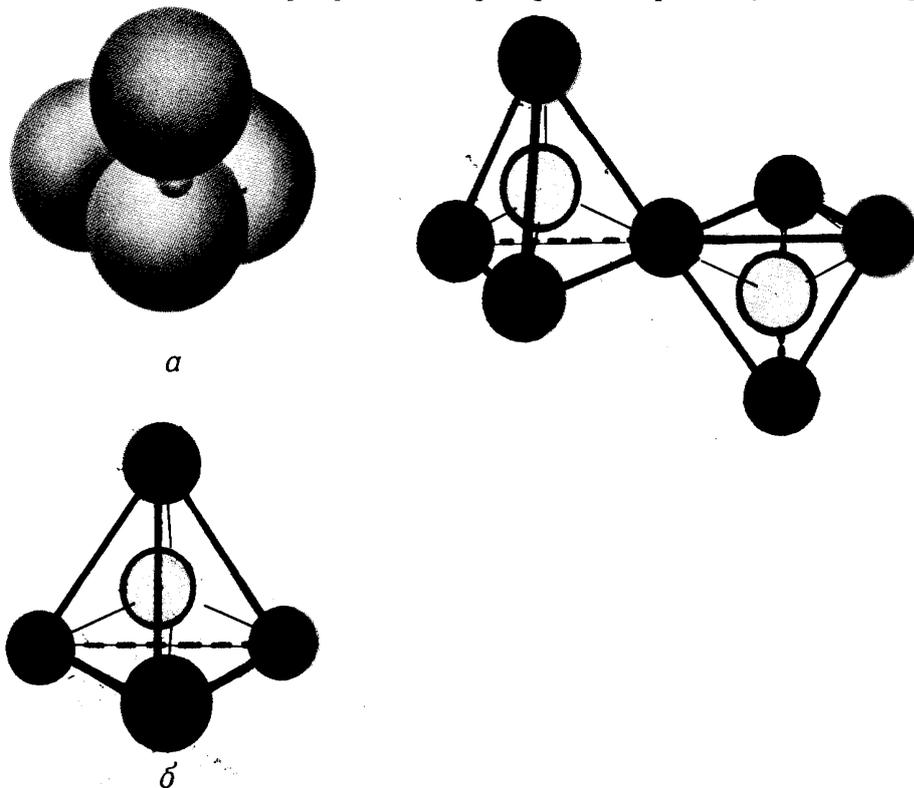


Рис. 3.4.1.2. Розподіл структурних елементів кремнійкисневого тетраедра у просторі (*a*, *б* – структурний елемент  $\text{SiO}_4^{4-}$ , циркон  $\text{ZrSiO}_4$ ; *в* – структурний елемент  $\text{Si}_2\text{O}_7^{6-}$ , гардистоніт  $\text{Ca}_2\text{Zn}(\text{Si}_2\text{O}_7)$ )

Але такий простий іон знайдено лише у деяких простих мінералах. Найчастіше кремнійкисневі тетраедри зв'язуються спільними атомами кисню з утворенням міжатомних зв'язків **Si–O–Si**. При такому сполученні двох силікатних тетраедрів одним спільним атомом кисню утворюється іон **Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub><sup>6-</sup>**. У результаті такого узагальнення атомів кисню силікатні тетраедри можуть утворювати довгі ланцюжки, шаруваті або каркасні структури.

Структура силікатів здійснює визначальний вплив на механічні властивості та фізико-хімічні властивості кристалів, особливо на стійкість до руйнування. Серед силікатів є група азбестів з характерною волокнистою будовою. Волокниста текстура мінералів групи азбестів зумовлена тим, що електростатичні сили взаємодії між ланцюжками набагато слабші від ковалентних зв'язків усередині ланцюжків. Тільки **Mg<sub>3</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>** має структуру, утворену плоскими листами. Відносно слабкі сили взаємодії між листами дають можливість їм «ковзати» один по одному подібно лусочкам графіту. Тому порошок талька видається слизьким на дотик. Якщо ж силікатні тетраедри розташовуються в просторі у трьох вимірах, а кожний атом кисню утворює місточок між двома атомами кремнію, то виникає структура кварцу **SiO<sub>2</sub>**. Через те, що силікатні тетраедри в такій структурі жорстко зв'язані один з одним подібно атомам у кристалічній структурі алмазу, кварц має набагато вищу механічну міцність, ніж волокнисті чи шаруваті силікати.

### ***Контрольні запитання та завдання***

1. Назвіть основні кристалографічні властивості мінералів.
2. Укажіть відмінності між атомарною, іонною та молекулярною кристалічними ґратками.
3. Дайте визначення симетрії кристала і назвати основні елементи симетрії.
4. Назвіть основні системи симетрії (сингонії) та пояснити метод їх визначення
5. З'ясуйте основні характеристики кожної сингонії.
6. Дайте визначення елементарної комірки.
7. Що таке індекси Міллера?
8. На чому базується рентгенівський метод дослідження структури кристалів?
9. Що таке дислокація у кристалі?
10. Які Ви знаєте міжмолекулярні сили взаємодії?
11. Класифікація кристалів за типом хімічного зв'язку.
12. За яких умов водень здатний утворювати водневий тип зв'язку?

13. Назвіть основний структурний елемент мінералів класу силікатів.

**Тестові запитання**

1. Мінерали – це:

- а) своєрідні природні утворення, що мають певні фізичні та хімічні властивості;
- б) сполуки природного походження, які мають певні фізичні та хімічні властивості;
- в) тверді хімічні сполуки кристалічної будови.

2. Елементи симетрії кристалів – це:

- а) морфологічні ознаки мінералу;
- б) вісь симетрії та центр симетрії;
- в) площина симетрії;
- г) колір, твердість, форма знаходження у природі.

3. Які обов'язкові елементи симетрії має гексагональна сингонія:

- а)  $4L_3$ ;
- б)  $L_6$ ;
- в)  $3L_2$  або  $3P$ ;
- г)  $C$  (може бути відсутнім)?

4. Диполь-дипольна взаємодія виникає між:

- а) іонами;
- б) полярними молекулами;
- в) іоном і молекулою;
- г) нейтральними атомами.

**5. Ковалентний тип кристала утворений структурними елементами:**

- а) іонами; б) атомами; в) іоном і молекулою; г) молекулами.

## **4 МОРФОЛОГІЧНІ ОЗНАКИ І ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ МІНЕРАЛІВ**

Кожний мінерал має певні морфологічні (зовнішні) ознаки та фізичні властивості, які визначаються умовами утворення, хімічним складом і кристалографічною будовою. Сукупність цих ознак та властивостей дозволяє визначити мінерал будь-якого класу [8].

**Морфологічні ознаки мінералу** – це його зовнішній вигляд і форма знаходження у природі.

До основних фізичних та хімічних властивостей мінералу відносять: його колір та колір риски, прозорість, блиск, подвійне променезаломлення, твердість, спайність, злам, питому вагу, а для окремих мінералів – магнітність, побіжалість, смак, скипання від кислоти і т. ін. Деякі властивості та ознаки мінералу є постійними (твердість), смак, скипання від кислоти тощо, деякі можуть змінюватися (забарвлення, блиск). Тому не

можна обмежуватися тільки однією ознакою для характеристики мінерала, а необхідно вивчати сукупність морфологічних ознак та фізичних властивостей.

#### 4.1. Зовнішній вигляд мінералів

Розрізняють декілька типів мінералів за зовнішнім виглядом:

1) *зернисті мінерали* – їх маса складається з дрібних (приблизно одного розміру) кристалів, однаково розвинутих по трьох напрямках (сірка, олівін, авгіт, галеніт, кальцит) (рис. 4.1, *a*);

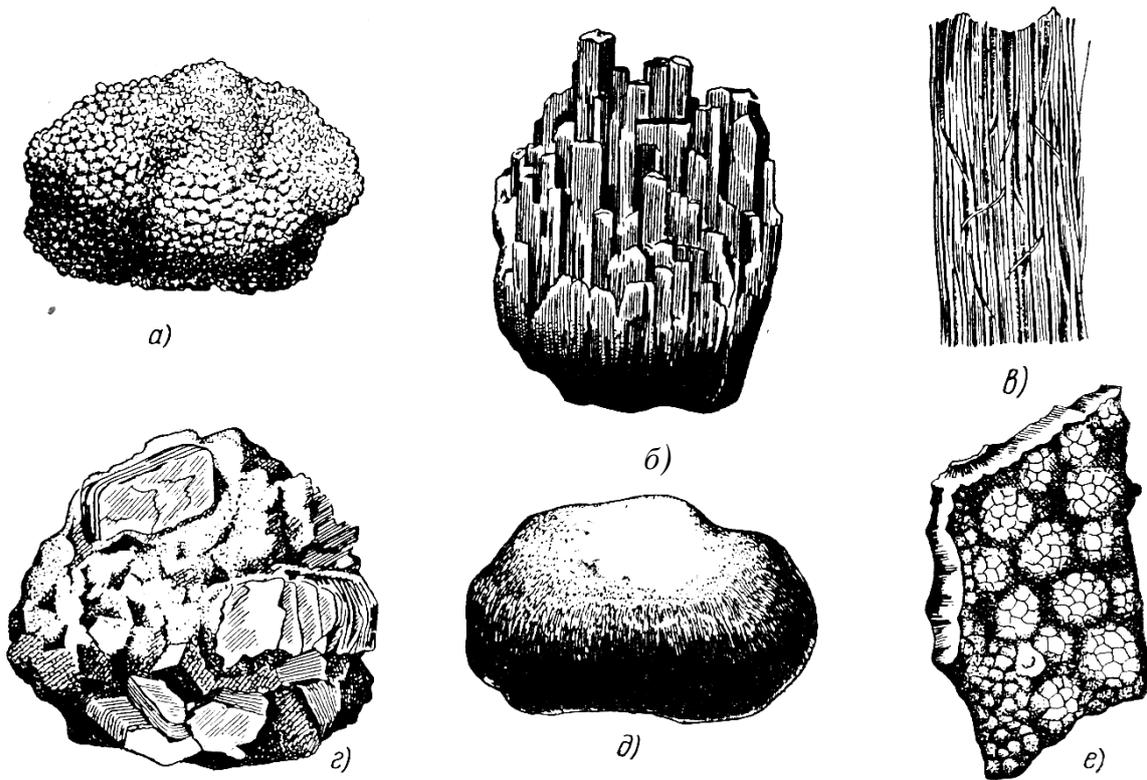


Рис. 4.1. Зовнішній вигляд мінералів:

*a* – зернистий (сірка); *б* – шестоватий (рогова обманка);  
*в* – волокнистий (азбест); *г* – пластівцеві (мусковіт);  
*д* – щільний (лімоніт); *е* – оолітовий (опал)

2) *голчасті, призматичні або шестоваті мінерали* – кристали різко витягнуті в одному напрямку (рогова обманка, рис. 4.1, *б*). Різновидом цього типу є волокнисті мінерали, кристали яких витягнуті в одному напрямку настільки, що нагадують рослинні волокна (азбест, рис. 4.1, *в*);

3) *пластівцеві, листуваті чи лускові* – кристали, сплюснені в одному напрямку (мусковіт, тальк, хлорит (рис. 4.1, з)).

4) *щільні, або скритокристалічні, мінерали* складаються з дуже дрібних кристалів, які можна побачити тільки під мікроскопом. Зовні вони виглядають як однорідна маса з гладкою на дотик поверхнею (магнезит, лімоніт, халцедон, плагіоклаз (рис. 4.1, д));

5) *оолітові* – аморфні тіла, що складаються з щільно упакованих, але розрізнованих неозброєним оком сфероїдальних утворень, які мають «шкарлупувату» будову (гематит, опал (рис. 4.1 е)).

Один і той самий мінерал залежно від умов утворення та існування може мати різні зовнішні ознаки. Наприклад, гіпс може бути шестуватим і зернистим.

#### 4.2. Форми знаходження мінералів у природі

Мінерали знаходяться у природі в різних формах (рис. 4.2.1):

1) *одиночні кристали* – мають розмір від одного міліметра до двох метрів (алмаз, кварц, слюда, пірит тощо (рис. 4.2.1, а));

2) *двійники та трійники* – взаємне зростання двох та трьох кристалів мінералу (гіпс, наліт, ортоклаз, гірський кришталь (рис. 4.2.1, б))

3) *зростки значної кількості кристалів* добре розрізняють неозброєним оком. Мають декілька різновидів зовнішніх форм:

– *щітки* – значна кількість добре сформованих кристалів майже однакових за висотою, розташованих на плоскій поверхні (кварц, рис. 4.2.1, в, гірський кришталь, галіт, ортоклаз);

– *друзи* – група кристалів, різних за висотою та просторовою орієнтацією, розміщені на плоскій або опуклій поверхні (кварц, гірський кришталь, кальцит, гіпс, альбіт, турмалін, рис. 4.2.1, г, магнетит);

– *жеоди* – група кристалів, що наростає на стінках пустот, заповнюючи їх від периферії до центру (сірка, кварц, гіпс, аметист (рис. 4.2.1, д));

– *конкреції* – зростки значної кількості кристалів кулькоподібної форми, які при розколюванні виявляють радіально-променисту будову (пірит (рис. 4.2.1, е), гіпс);

4) *щільні кристалічні маси* – зерна кристалів в них можна розрізнити тільки у мікроскоп. Для неозброєного ока маса мінералу здається однорідною. Щільні маси утворюють магнезит, доломіт, олівін, кварц, магнетит (рис. 4.2.1, з).

5) *землисті маси* складаються з дрібних розпушено-складених (упакованих) кристалів або представляють аморфні форми мінералів (каолін (рис. 4.2.1, л), лімоніт та ін.);

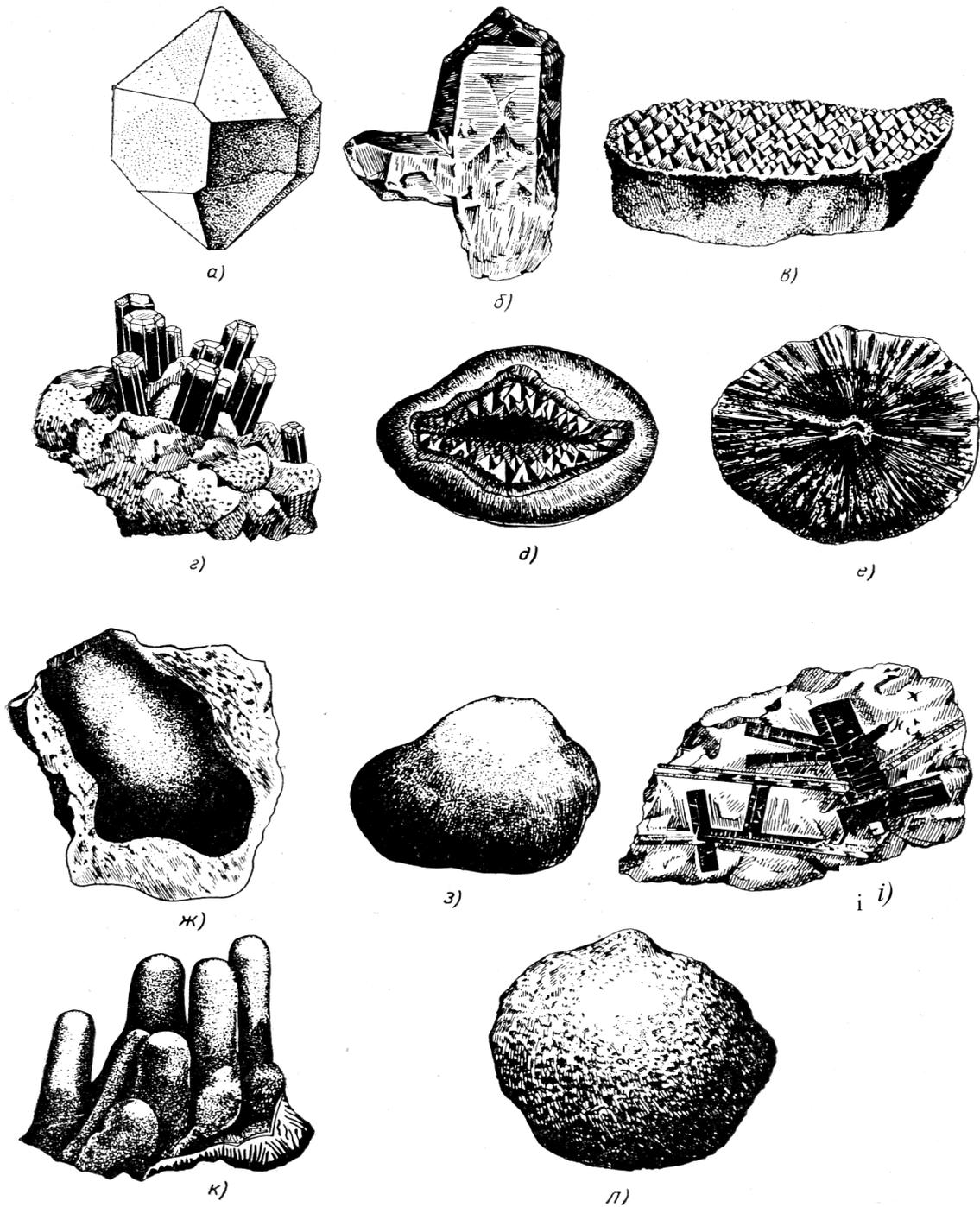


Рис. 4.2.1. Форми знаходження мінералів у природі:  
*a* – одиничний кристал (кварц); *б* – двійник (гірський криштал);  
*в* – щітка (кварц); *г* – друза (турмалін); *д* – жеода (аметист);  
*е* – конкреція (пірит); *ж* – натік (опал); *з* – щільна маса (магнетит);  
*і і* – вкраплення у породу (кіаніт); *к* – сталактит (кальцит);  
*л* – земляста маса (каолін)

6) **натічні форми** є характерними для аморфних мінералів і являються щільними масами (опал (рис. 4.2.1, ж). Часто вони мають дивні обриси: бугристі (лімоніт), брунькоподібні (малахіт), сталактитові та сталагмітові (бурульоподібні) – кальцит (рис. 4.2.1, к);

7) **вкраплення у породу** – одиничні кристали мінералу, включені у будь-яку гірську породу. Наприклад, вкраплення кіаніту (рис. 4.2.1, і), вкраплення піриту в глині, вкраплення сірки у вапняку і т. ін.

Форми знаходження мінералів у природі залежать від умов їх утворення, тому один і той самий мінерал може існувати у різних формах. Наприклад, пірит – у вигляді конкрецій, одиничних кристалів, зернистих форм та вкраплень у породу. Кварц дає кристалічні щільні маси, одиничні кристали, зростки кристалів, утворення у вигляді **тяжів**.

### 4.3. Оптичні властивості мінералів

**Колір мінералу в куску.** Колір мінералу залежить від хімічного складу та структури кристалів, від механічних та хімічних домішок, які можуть дуже змінювати забарвлення, не змінюючи інших властивостей. Тому один і той самий мінерал може мати різне забарвлення. Наприклад, корунд може бути білого, жовтого, зеленого, синього, коричневого і червоного кольорів. Водночас різні мінерали можуть мати однакове забарвлення (рожевий гіпс і рожевий галіт). Є безбарвні мінерали: алмаз, кальцит, гіпс. Деякі мінерали змінюють забарвлення залежно від умов освітлення. Ця властивість називається іризацією. Є мінерали, для яких колір є постійною ознакою: малахіт завжди має зелений колір, сірка – солом'яно-жовтий; кіновар – яскраво-червоний або малиновий і т. ін. У цьому випадку колір є діагностичною ознакою мінералу. За кольором мінерали поділяють на шість груп [8]:

- 1) білі, сіруваті, безбарвні;
- 2) жовті, бурі, коричневі, рожеві, червоні;
- 3) зелені;
- 4) блакитні, сині, фіолетові;
- 5) темно-сірі, чорні;
- 6) багатобарвні.

Для визначення кольору мінералу необхідно підготувати свіжу поверхню зламу, не змінену процесами вивітрювання.

**Колір риски мінералу (колір порошку).** Більшість мінералів у куску мають один колір, а у порошок інший. Колір риски мінералу визначають за кольором риски на фарфоровій пластині. Наприклад, пірит у куску має латунно-жовтий колір, а у порошок – чорний із зеленкуватим відтінком. У деяких мінералів колір у куску і в порошок збігається (кіновар, боксит та ін.) У деяких випадках колір риски мінералу є його характерною ознакою. Для визначення кольору риски необхідно на поверхні шорсткої

фарфорової пластинки провести риску. Якщо твердість мінералу є більшою, ніж твердість фарфорової пластинки, то мінерал не залишить риси на поверхні, тому необхідно невеличкий шматочок мінералу подрібнити до дрібнодисперсного стану і розтерти на білому папері. Виявлене забарвлення паперу покаже колір риси мінералу.

За кольором риси всі мінерали поділяють на п'ять груп:

- 1) риска біла чи відсутня;
- 2) риска жовта, оранжева, бура або червона;
- 3) риска зелена;
- 4) риска блакитна, синя чи фіолетова;
- 5) риска сіра до чорної.

**Прозорість мінералу.** Ця властивість обумовлена здатністю мінералу поглинати (пропускати) промінь світла. За прозорістю мінерали поділяють на:

- 1) прозорі – практично не поглинають світловий промінь (гірський криштал, кальцит, галіт);
- 2) напівпрозорі – частково поглинають світловий промінь; прозорі в надзвичайно тонких пластинках (халцедон, опал);
- 3) просвічуючі – поглинають світловий промінь у значній кількості; прозорі лише по тонких краях;
- 4) непрозорі – повністю поглинають світловий промінь (магнетит, пірит і т. ін.).

Для визначення прозорості мінерал підносять до світла. Через прозорі мінерали можна легко розрізнити написаний або надрукований текст; через напівпрозорі можна побачити тільки світло, а текст розрізнити не можна; через просвічуючі мінерали світло проникає тільки через тонкі краї; непрозорі мінерали не пропускають світло зовсім.

**Блиск мінералу.** Блиском називають здатність поверхні мінералу в різному ступені відбивати світло. За блиском мінерали поділяють:

1) **мінерали з металічним блиском** – поверхня у відбитому світлі нагадує блиск свіжообробленої поверхні металу. Як правило, такий блиск спостерігається у мінералів, які є рудами металів (пірит, магнетит, червоний залізняк та ін.). До цієї ж групи відносять мінерали, що мають **металоподібний** та **напівметалічний** блиск, що нагадує блиск окисненої поверхні металу (графіт, рогова обманка, авгіт та ін.);

2) **мінерали з неметалічним блиском.** Тут розрізняють такі типи блиску:

**алмазний** – надзвичайно яскравий, нагадує «гру» алмазу, характерний для алмазу, цинкової обманки, свинцевого блиску;

**скляний** – нагадує блиск поверхні скла; існує в більшості мінералів (польові шпати, кальцит, гірський криштал і т. ін.);

**шовковистий** – подібний до блиску шовкових ниток; характерний для мінералів, що складаються з витягнутих в одному напрямку кристалів (азбест, окремі різновиди гіпсу);

**перламутровий** – змінює свою інтенсивність на окремих ділянках поверхні при зміні кута між джерелом освітлення й поверхнею мінералу (слюда, тальк і т. ін.);

**масний (жирний)** – поверхня мінералу здається ніби змащеною тонкою півною жиру або парафіну. Зустрічається у кварцу на зламі, у сірки, нефеліну та ін.

У природі зустрічаються також мінерали, поверхня котрих не блищить, їх блиск називають матовим (боксит, каолін, магнезит тощо).

**Подвійне променезаломлення.** Ця властивість є відмінною і специфічною для ісландського шпату (кальциту). Його легко виявити, якщо розглядати будь-який текст через кристал (рис. 4.3.1).



Рис. 4.3.1. Подвійне променезаломлення в ісландському шпаті

#### 4.4. Твердість мінералу

Твердість мінералу визначають як ступінь його опору подряпанню поверхні вістрям іншого мінералу. Твердість мінералу є досить постійною, тому є його важливою діагностичною ознакою.

Для практичних цілей прийнято визначати твердість мінералу в умовних одиницях за шкалою Мооса, яка складається з десяти мінералів, підібраних за твердістю, що збільшується. Кожному мінералу умовно надають певне число одиниць твердості (таблиця 4.4.1).

Таблиця 4.4.1

Шкала твердості Мооса

Найменування мінералу	Умовне число одиниць твердості
Тальк	1
Гіпс	2
Кальцит	3
Флюорит (плавиковий шпат)	4
Апатит	5
Ортоклаз	6
Кварц	7
Топаз	8
Корунд	9
Алмаз	10

Необхідно пам'ятати, що порядковий номер мінералу шкали Мооса не означає, в скільки разів один мінерал є твердішим за інший. Наприклад, твердість алмазу – 10, кварцу – 7, тальку – 1, але кварц твердіший від тальку в 3500 разів, а алмаз твердіший за кварц у 1150 разів.

Для визначення твердості на поверхні мінералу, який досліджують, обирають ділянки (краще свіжі поверхні зламу), не змінені процесами вивітрювання. Потім дряпають досліджуваний мінерал вістрям мінералу шкали Мооса в порядку зростання твердості, починаючи від самого м'якого. Якщо мінерал шкали Мооса м'якіший, ніж досліджуваний, то він залишає на поверхні не подряпину, а риску, котру необхідно обов'язково стерти, і наносити подряпину наступним за твердістю мінералом. Досягають такого моменту, коли мінерал шкали Мооса дає чітку подряпину на поверхні досліджуваного мінералу. Потім перевіряють, чи дає досліджуваний мінерал на поверхні еталонного подряпину. Якщо еталонний та досліджуваний мінерали взаємно дряпають поверхні один

одного, то твердість досліджуваного мінералу відповідає твердості еталонного.

Наприклад. досліджуваний мінерал робить подряпину на поверхні кварцу, і кварц робить подряпину на поверхні досліджуваного мінералу. У такому випадку можна вважати твердість досліджуваного мінералу 7. Якщо кварц на досліджуваному мінералі залишає подряпину, а досліджуваний мінерал не залишає подряпини на поверхні кварцу, то твердість досліджуваного мінералу є меншою, ніж у кварцу.

#### 4.5. Спайність мінералу

Спайністю називають здатність мінералу при ударі розколюватися на окремі правильні частини, обмежені рівними площинами (галіт, кальцит), або здатність розділятися на тонкі листки, пластинки, волокна (слюда, азбест).

Спайність притаманна мінералам, що мають кристалічну будову, оскільки ця властивість пов'язана з будовою кристалічної ґратки і проявляється у напрямку найменшої сили зчеплення між окремими атомами.

Розрізняють такі види спайності:

1) найдосконаліша, коли мінерали дуже легко (пальцями) розчеплюються на окремі пластинки, обмежені гладкими блискучими поверхнями (площинами спайності); типовим мінералом із досить досконалою спайністю є слюда (рис. 4.5.1, а);

2) досконала спайність, коли при слабкому ударі мінерал розколюється на шматки, обмежені площинами, поверхня яких на окремих ділянках може бути нерівною, – кальцит, галіт (рис. 4.5.1, б).

3) спайність середня, коли мінерал при розколюванні утворює шматки, обмежені як площинами спайності, так і нерівними поверхнями, причому співвідношення між їх кількістю є випадковим, незакономірним – ортоклаз (рис. 4.5.1, в);

4) недосконала спайність, коли мінерали при ударі розколюються на шматки випадкової форми, обмежені нерівними поверхнями, а спайність на межі розколу виявляється тільки у вигляді невеликих ділянок рівної поверхні – апатит, халькопірит, гематит (рис. 4.5.1, г).

Властивість спайності може проявлятися в одному (слюда), двох (польовий шпат), трьох (кальцит) напрямках. Причому часто ступінь спайності у різних напрямках виявляється різним (польові шпати).

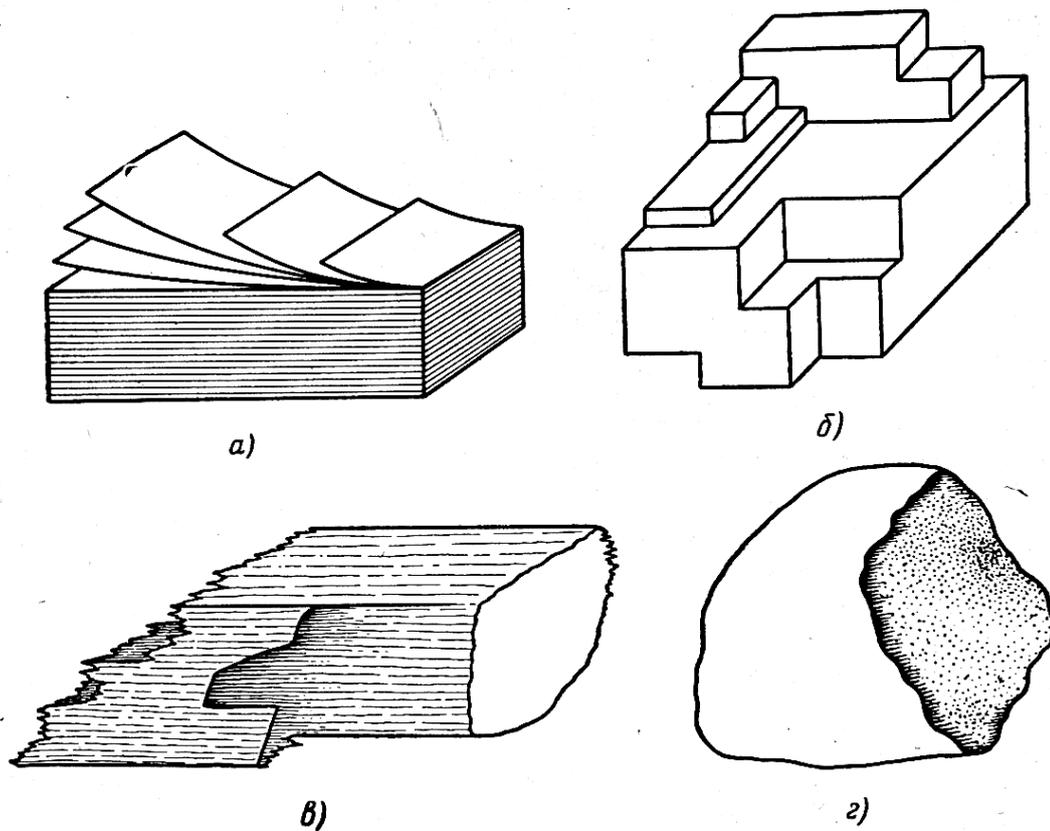


Рис. 4.5.1. Найбільш характерні види спайності:  
*a* – найдосконаліша спайність (слюда);  
*б* – досконала спайність у трьох вимірах (галіт);  
*в* – середня спайність (ортоклаз);  
*г* – недосконала спайність (гематит)

Для визначення спайності спочатку легким зусиллям намагаються розщепити мінерал на пластини. Якщо це вдається, то по лініях розколу можна спостерігати блискучі, глянцеві поверхні спайності, тобто найдосконалішу спайність. Якщо не вдається розщепити мінерал, то виконують слабкий удар молотком. Від слабого удару мінерал може розщепитися на пластинки з добре оформленими поверхнями розколу у вигляді геометрично правильних, блискучих площин (досконала спайність). Якщо від слабого удару мінерал не розсипався, роблять удар сильнішим. У цьому випадку при розколі можуть утворюватися як площини спайності, так і поверхні неправильного зламу (середня спайність). В обох випадках необхідно відмітити, в яких напрямках виражена спайність. Якщо при розколі утворюються поверхні більш-менш правильного зламу, то говорять про недосконалау спайність.

#### 4.6. Злами мінералів

Злам існує у мінералів, які не мають властивостей спайності й тому при розколюванні не дають плоских поверхонь. Дуже часто характер зламу є постійною ознакою мінералу. Розрізняють декілька типів зламів (рис. 4.6.1).

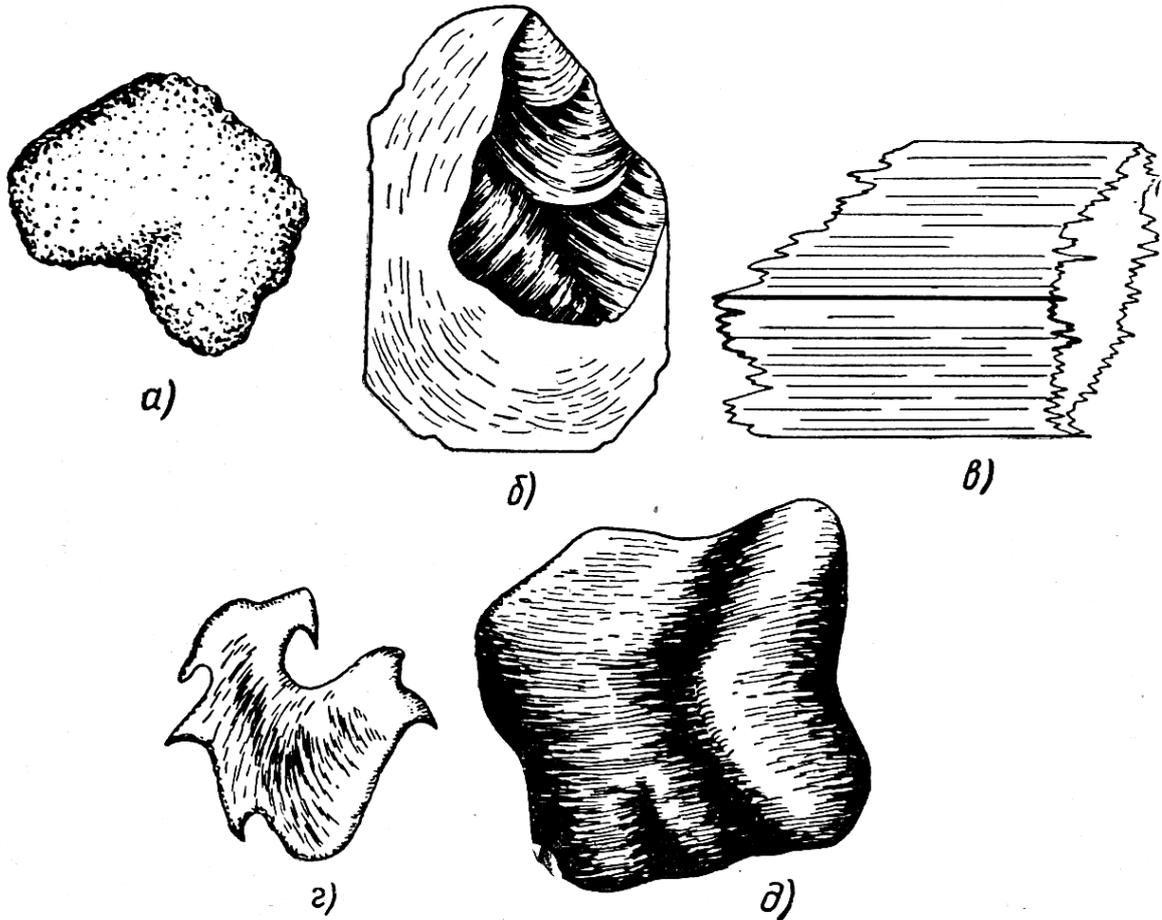


Рис. 4.6.1. Найбільш характерні види зламу:  
*a* – зернистий (апатит); *б* – раковистий (магнезит);  
*в* – скалкуватий (рогова обманка); *г* – гачкуватий (кремінь);  
*д* – нерівний (нефелін)

**Зернистий** – на поверхні зламу добре видно окремі кристали, з яких складаються мінерали. Цей вид зламу є характерним для зернистих форм мінералу – ангідриту, магнетиту, окремих різновидів гіпсу, апатиту і т. ін. (рис. 4.6.1, *a*).

**Землистий** – поверхня зламу матова, шорстка, начебто вкрита пилом; характерна для землистих форм мінералів – каолінит, лімоніт та ін.

**Раковистий** – при відколюванні утворюються опуклі або вгнуті поверхні з концентрично розташованими на них хвилями – гірський криштал, магнезит (рис. 4.6.1, б).

**Скалкуватий** – злам, що нагадує поверхню необробленої (неструганої) дошки. Цей вид зламу найчастіше зустрічається у волокнистих мінералів і створюється краями зламаних кристалів – шестоватий гіпс, рогова обманка, окремі різновиди азбесту й т. ін. (рис. 4.6.1, в). Одним із різновидів є злам гачкуватий – кремій (рис. 4.6.1, г).

**Нерівний** – характерний для агрегатів мінералів, що зустрічаються у природі у формі суцільних щільних кристалічних мас і при розколі утворюють нерівну поверхню – кварц, нефелін (рис. 4.6.1, д).

#### 4.7. Питома вага

Питома вага мінералів коливається від 0,8 до 21. Більша частина нерудних мінералів має питому вагу 2 – 4, питома вага рудних мінералів є більшою ніж 5,5. Усі мінерали за питомою вагою поділяються на три групи:

- 1) мінерали легкої групи з питомою вагою до 2,5 (сірка, гіпс, галіт тощо);
- 2) мінерали середньої групи з питомою вагою від 2,5 до 4,0 (кальцит, доломіт, кварц, польові шпати, слюда й ін.);
- 3) мінерали важкої групи з питомою вагою, більшою ніж 4,0 (гематит, магнетит, барит, срібні та свинцеві руди, самородні метали: золото, платина, срібло, мідь).

Точне визначення питомої ваги виконують у лабораторних умовах. Зважування проводять на технічних або аналітичних вагах. Об'єм зразка мінералу визначають пікнометричним методом [8, 10].

#### 4.8. Специфічні властивості мінералів

**Магнітність** – властивість мінералу притягуватися магнітом або відхиляти магнітну стрілку компаса. Магнітні властивості мають деякі мінерали, що містять залізо, наприклад магнетит. Наявність магнітності визначають за відхиленням магнітної стрілки компаса чи спеціальної магнітної стрілки [8].

**Побіжалість (мінливість)** – наявність тонкої різнокольорової (синьої, червоної, фіолетової) плівки на поверхні мінералу. Колір побіжалості (мінливості) завжди відрізняється від кольору мінералу. Ця властивість проявляється тільки у деяких мінералів, найбільш явно – у мідного колчедану, залізного блиску, халькопіриту. За наявності побіжалості (мінливості) колір самого мінералу необхідно визначати на свіжому зламі.

**Смак.** Деякі розчинні у воді мінерали спричиняють різноманітні смакові відчуття. Особливо важливою є ця властивість для мінералів групи галоїдів та багатьох солей кисневмісних кислот. За смаком мінерали розподіляють на солоні (галіт), гірко-солоні (сильвін), гіркі (карналіт), в'язучі (мідний купорос), пекучі (селітра), лужні (сода). Випробування на смак можна виконувати дуже обережно і тільки після визначення відсутності отруйних сполук.

**Скипання від кислоти** є характерним для мінералів групи карбонатів. Спостерігається скипання при дії розведених розчинів сильних кислот унаслідок реакції розкладання вугільної кислоти з виділенням вуглекислого газу



Виділення вуглекислого газу супроводжується «шипінням» та скипанням. Деякі мінерали (кальцит) розкладаються холодним розчином кислоти у куску, деякі необхідно подрібнити у порошок (доломіт), а інші реагують тільки з гарячим розчином соляної кислоти (магнезит). Для визначення скипання необхідно з крапельниці нанести декілька крапель 5-процентного розчину HCl на свіжу (не змінену процесами вивітрювання) поверхню мінералу.

### **Контрольні запитання та завдання**

1. Назвіть основні морфологічні ознаки й фізичні властивості мінералів.
2. З'ясуйте поняття «спайність» та «площина спайності».
3. Поясніть, як визначити твердість мінералу за шкалою Мооса.
4. Як визначити колір риси мінералу?
5. На які групи поділяють мінерали за блиском?
6. Які специфічні властивості мінералів Ви знаєте?

### **Тестові запитання**

1. Оолітові мінерали – це ті, що:
  - а) складаються із дрібних кристалів, однаково розвинутих у всіх напрямках;
  - б) аморфні, складаються зі щільно упакованих, але розрізняваних неозброєним оком сферичних утворень;
  - в) кристали, різко витягнуті в одному напрямку або волокнисті.
2. Зернисті мінерали – це ті, які:
  - а) аморфні, складаються зі щільно упакованих, але розрізняваних неозброєним оком сферичних утворень;
  - б) складаються із дрібних кристалів, однаково розвинутих у всіх напрямках;
  - в) кристали, різко витягнуті в одному напрямку чи волокнисті.
3. Шестоваті мінерали – це ті, котрі:
  - а) складаються із дрібних кристалів, однаково розвинутих у всіх напрямках;
  - б) кристали, різко витягнуті в одному напрямку або волокнисті;
  - в) складаються з дуже дрібних кристалів, які можна побачити тільки неозброєним оком.
4. Друзи – це:
  - а) взаємне зростання двох або трьох кристалів мінералу;
  - б) група кристалів різних за висотою та просторовою орієнтацією, що росли на випуклій чи плоскій поверхні;
  - в) група кристалів, котрі росли на стінки пустот, заповнюючи їх від периферії до центру;
  - г) зростки багатьох кристалів шароподібної форми, які при розколюванні проявляють радіально-променисту будову.
5. Конкреції – це:
  - а) взаємне зростання двох або трьох кристалів мінералу;
  - б) зростки багатьох кристалів шароподібної форми, котрі при розколюванні проявляють радіально-променисту будову;
  - в) група кристалів, що росли на стінки пустот, заповнюючи їх від периферії до центру;
  - г) група кристалів, різних за висотою та просторовою орієнтацією, які росли на випуклій або плоскій поверхні.
6. Жеоди – це:
  - а) одна з форм знаходження мінералів у природі;
  - б) назва мінералу;
  - в) тип симетрії мінералу;
  - г) зовнішній вигляд мінералу.

7. Фізичні властивості мінералів – це:

- а) колір;
- б) тип симетрії;
- в) блиск;
- г) твердість;
- д) питома вага;
- е) морфологічні ознаки мінералу.

## ЛІТЕРАТУРА

1. Добровольский В. В. Основы биохимии / В.В. Добровольский.– М.: Издательский центр «Академия», 2003.– 400 с.
2. Войткевич Г.В. Основы геохимии /Г.В. Войткевич, В.В. Закруткин. – Изд. Ростовского ун-та. – Ростов-на-Дону, 1970. – 241 с.
3. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли / В.А. Магницкий. – М.: Недра, 1965.
4. Mason V. Principles of Geochemistry (3-edition), John Wiley, N.Y., 1966.
5. Схема внутрішньої будови землі [Електронний ресурс].– Режим доступу: <https://geodictionary.com.ua/%D0%B2%D0%BD%D1%83%D1%82%D1%80%D1%96%D1%88%D0%BD%D1%8F-%D1%81%D1%82%D1%80%D1%83%D0%BA%D1%82%D1%83%D1%80%D0%B0-%D0%B7%D0%B5%D0%BC%D0%BB%D1%96>
6. Mac-Donald G.J.P. The deep structure of continents. Science, v. 143, No 3609, 921, 1964.
7. Поваренных А.С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов / А.С. Поваренных. – Киев: Наукова думка, 1966.
8. Александрова Л. Н. Практикум по основам геологии / Л.Н. Александрова, О.В. Найденова, О.В. Юрлова.– М.: Высшая школа, 1966. – 151 с.
9. Шаскольская М. П. Кристаллография: учебное пособие для вузов /М.П. Шаскольская. –М.: Высш. шк., 1984.–376 с.
10. Бирюков Н. С. Методическое пособие по определению физико-механических свойств грунтов /А.С. Бирюков, В.Д. Казарновский, Ю.Л. Мотылев.–М.: Недра, 1975.–177 с.

## ЗМІСТ

Вступ	3
1. Земля	4
1.1. Геофізичні параметри	4
1.2. Сучасна модель будови Землі	6
2. Літосфера	9
2.1. Основи будови земної кори	9
3. Мінерали	13
3.1. Основні поняття про кристалографічні властивості мінералів	13
3.2. Дослідження структури кристалів	22
3.3. Дефекти в кристалах	23
3.4. Міжмолекулярні сили взаємодії	26
3.4.1. Кристали з водневими зв'язками	28
Контрольні запитання та завдання	31
Тестові запитання	32
4 Морфологічні ознаки і фізичні властивості мінералів	32
4.1. Зовнішній вигляд мінералів	33
4.2. Форми знаходження мінералів у природі	34
4.3. Оптичні властивості мінералів	36
4.4. Твердість мінералу	39
4.5. Спайність мінералу	40
4.6. Злами мінералів	42
4.7. Питома вага	43
4.8. Специфічні властивості мінералів	43
Тестові запитання	45
Література	47