**Міністерство науки і освіти  
Харківський державний педагогічний університет  
ім. Г.С. Сковороди**

***В.С. Білокопитова***

**Методичні рекомендації до практичних робіт з  
геоогії: «Кристалографія. Мінералогія.  
Петрографія»**

для студентів географічних спеціальностей

Харків 2012

**Методичні рекомендації до практичних робіт з  
геоогії: «Кристалографія. Мінералогія.  
Петрографія»**

для студентів географічних спеціальностей

**Затверджено редакційно-видавничою радою ХНПУ ім.. Г.С. Сковороди протокол №12 від 12.12.11.**

Підписано до друку 12.12.2011р. формат 60x90/16.

Папір офсетний. Друк ризографія.  
ум. друк. арк.. 0,9. Тир.. 100 прим. зам. № 008-10.

Надруковано ТОВ «ЯНА»

Свідоцтві) про державну реєстрацію В02 № 508725 від 17.11.1995р..  
Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи до державного реєстру  
видавців, виготівників і розповсюджувачів видавничої продукції. Ціна договірна.  
Серія ХК № 134 від 23.02.2005р.. м. Харків, пр. Леніна, 38, тел.: 714-06-66

Харків 2012

МОДУЛЫ. ПОНЯТТЯ ПРО КРИСТАЛОГРАФІЮ

1. Загальні відомості про кристали.
2. Симетрія кристалів.
3. Загальні відомості про кристали

Більшість мінералів має форму кристалів, тобто форму прави­льних геометричних тіл. Такі тіла складаються з кристалічної речо­вини, яку вивчає кристалографія.

Кристалографія існує з середини XIX ст., з тих часів, коли з’явилася теорія кристалів (Браве). Цю теорію в кінці XIX ст.. оста­точно розробив російський учений Є.С. Федоров (1853-1919). В ос­нову вчення про кристали він поклав теорію решітчастої будови кристалічної речовини. Ця теорія підтвердилася після винаходу рен­тгенівського проміння.

Кристалографія вивчає геометричні форми кристалів, їх фізич­ні властивості - теплові, оптичні, рентгенометричні, електричні, ма­гнітні, звукові, а також фізико-хімічні - ріст і розчинення кристалів, зв’язок форми й будови з хімічним складом. Отже, кристалографія пов’язана з геометрією, фізикою, хімією і мінералогією тому вона поділяється на геометричну, фізичну й хімічну. В основі її методу лежить принцип симетрії.

Кристалами називають мінерали, які мають правильну геомет­ричну форму. У природі існують макрокристали і мікрокристали. Більшість гірських порід і корисних копалин, хімічні препарати лі­ків, цукор, сіль складаються з мікрокристалічних агрегатів. Криста­лічну будову має переважна більшість мінералів і лише незначна їх частина - аморфні. Кристалічний стан мінералів - це не тільки хара­ктерна зовнішня форма, а й своєрідні фізичні властивості.

Основні властивості кристалічної речовини. До основних влас­тивостей кристалічної речовини належать: 1) анізотропність; 2) од­норідність; 3) здатність само ограняться.

Анізотропність (грецьк. апівоз - нерівний, йоров - властивість) кристалічної речовини - це неоднаковість фізичних її властивостей в

різних напрямках. У кристалах по різному розходиться тепло в різ­них напрямках, неоднаково розподіляється електрика, змінюються оптичні властивості, з різною швидкістю розчиняється речовина в різних напрямках тощо.

Про зміну властивостей кристалів їх зміною напрямку можна переконатися з таких дослідів. Мінерал дистен (АГБіОб) має різну твердість у двох напрямках: уздовж грані ніж залишає подряпину, а впоперек подряпина не утворюється. Кристал кам’яної солі, що має форму куба, в різних напрямках має різну силу зачеплення між час­тинками речовини. Це видно з того, що пластинка вирізана з куба кам’яної солі паралельно грані, розривається тоді, коли до неї при­класти навантаження понад 570 Г/мм2 (один кінець закріплюють, а до другого підвищують гирі). Якщо ж вирізати пластинку в іншому напрямку, то вона розвиватиметься при іншому навантаженні. Так, пластинка, вирізана від одного ребра куба до протилежного, втри­мує навантаження 1150 Г/мм2, по діагоналі, тобто від одного три­гранного кута до протилежного, - 2150 Г/мм2. Отже, сила зчеплення між частинками кам’яної солі в кристалі змінюється залежно від на­прямку їх розміщення.

Аналогічних прикладів, які ілюструють анізотропність криста­лічної речовини, можна навести багато.

Однорідність кристалічної речовини полягає в тому, що дві ді­лянки кристала, взяті в одному напрямку (по діагоналі, від ребра до ребра, паралельно грані) або в паралельних напрямках мають одна­кові властивості. Інакше кажучи, уламок матиме різні фізичні влас­тивості в різних напрямках так само, як цілий кристал. Отже, крис­тал - тіло не тільки анізотропне, а й однорідне.

Здатність самоогранятися кристалічної речовини можна пере­вірити на такому досліді. Якщо в стакан з насиченим розчином кам’яної солі опустити на ниточці маленький кубик кам’яної солі, то при зниженні температури або при зниженні температури або випа­ровуванні цей кубик збільшиться. Таке явище називається вирощу­ванням кристалів. Кристал збільшується і зберігає форму тому, що речовина розчину відкладається на всіх його гранях однаковими

порціями. Коли опустити в цей самий розчин не цілий куб, а уламок з нього, навіть неправильної форми, то через деякий час пошкодже­ний куб “залікується” - утворяться грані. Ця здатність кристалічної речовини пов’язана з її анізотропністю, тобто з тим, що притягання до грані частинок, які випадають з розчину, на всій її поверхні одна­кове, але воно змінюється в іншому напрямку. Усі ці властивості відрізняють кристалічну речовину від аморфної. Аморфна речовина не утворює кристалів, вона ізотропна, тобто фізичні властивості її однакові в різних напрямках. Ізотропність аморфної речовини можна ілюструвати дослідом: якщо намазати скло (аморфітне тіло) рівним шаром воску, а потім доторкнутися до воску гарячою дротиною, то він починає танути; місце танення має вигляд кола. Це значить що тепло розходиться в різних напрямках з однаковою швидкістю. На пластинці кристалічної речовини місце танення воску має форму еліпса, бо тепло поширюється в різних напрямках з неоднаковою швидкістю.

Внутрішня будова кристалів. Просторові реіпітки. Анізотроп­ність кристалічної речовини, однорідність і здатність самоограняти- ся пояснюється тим, що внутрішня її будова упорядкована. Рентге­нометричними дослідженнями доведено, що частинки (атоми), з яких складається кристал, розташовані одна від одної в одному на­прямку на певній віддалі. І внутрішню будову кристала можна уяви­ти як просторові решітки, що мають форму куба бо паралелепіпеда і а вершинах яких розташовані атоми. Віддаль між атомами вимірю­ється ангстремами (А)1 - десятимільйонними частками міліметра.

Види просторових решіток. Залежно від хімічної природи кристалічної речовини та від способу розташування атомів розріз­няють такі типи просторових решіток: атомні, іонні й складніші - радикал-іонні й молекулярні.

В атомних решітках атоми розташовані або тільки на верши­нах, або, крім того, на гранях та всередині решіток. Ці решітки влас­тиві самородним елементам. Залежно від способів розміщення ато­мів розрізняють такі види атомних решіток: а) прості кубічні решіт­ки, в яких атоми розташовані на вершинах куба; б)

З

об’ємноцентровані решітки - атоми розташовані на вершинах куба і в центрі; в) гранецентровані решітки - атоми розташовані не тільки на вершинах куба, а й усередині всіх граней.

В іонних решітках на їх вершинах розташовані іонізовані атоми з додатнім і від’ємним зарядами. Прикладом є решітки кам’яної солі. Тут на вершинах чергуються іони і СГ. Внаслідок взаємного притягання, що існує між цими іонами, решітки як система стійкі. Іонні решітки властиві, наприклад галоїдними сполуками лужних металів та більшості окислів двовалентних металів.

Радикал-іонні решітки характерні для солей кисневих кислот, наприклад для кальциту СаСОз, селітри №N0.3. Такі солі склада­ються з металевих додатково заряджених катіонів (Са, №) та з аніо­нів (радикалів СОз, N03), заряджених від’ємно. Катіони і аніони за­ймають у решітках окремі місця, причому аніони утворюють відо­кремлену групу атомів. У кальциті радикал-іонні решітки мають ви­гляд ромбоедра; катіон Са й аніон СОз розташовуються так: 8 іонів Са займають вершини ромбоедра, 6 іонів Са розташовані в центрах граней; комплексні іони СОз займають середини всіх 12 ребер ро­мбоедра і один, крім того, знаходиться в центрі ромбоедра. Отже, радикал-іонні решітки кальциту мають у своєму складі 14 іонів Са,

13 іонів С, 39 іонів О.

У молекулярних решітках вершини зайняті не атомами і не іо­нами, а молекулами. Такі решітки характерні переважно для органі­чних сполук. Прикладом молекулярних можуть бути решітки твердої фази СОг. Решітки кристала вуглекислоти СОг мають вигляд куба.

На вершинах куба й посередині граней розміщені атоми вуглецю. Кисневі атоми кожної молекули лежать на одній прямій з атомом вуглецю в напрямку діагоналей.

Закон сталості кутів. Це основний закон кристалографії. Його виводять хоч би з такого досліду. Вирощують кристал. Для цього в стакан наливають розчин, наприклад кам’яної солі. Якщо цей розчин випаровується або додавати до нього сіль, то він буде насичений. З такого розчину випадає сіль, і опущений сюди кристал росте (прави­льно збільшуються всі його грані). У такий розчин опускають крис­тал кам’яної солі у формі куба так, щоб одна його грань торкалася стінки стакана. Починають вирощувати кристал солі (для цього тре­ба) збільшити концентрацію розчину) і помічають, що правильність росту порушується: речовина, яка випадає з розчину, відкладається на всіх гранях, крім тієї, яка торкається стінки стакана. Внаслідок цього опущений у стакан куб перетворюється на призму (видовже­ний в одному напрямі куб); але кути між гранями цієї призми будуть прямі, як і в куба. Це явище пояснюється тим, що нові порції речо­вини, яка випадає з розчину, відкладаються на гранях, паралельними граням. Ця особливість зв’язана з анізотропністю.

Однакові куги між відповідними гранями у кварцу у різних його форм між гранями а кути дорівнюють 120°, між гранями р і 2 - 133°14', між а і р 141°45'. Різні форми граней пояснюються тим, що кристал розвивається нерівномірно, тобто одні грані розвивалися за рахунок інших; однакові кути між відповідними гранями різних форм пояснювати тим, що нові порції речовини відкладалися на кри­стали паралельно їх граням.

Отже, кристали однієї речовини можуть різнитися розміром формою, кількістю граней, але кути між відповідними гранями за­лишаються сталими. Сталість кутів - загальна властивість кожної кристалічної речовини.

Закон сталості кутів допомагає розпізнавати кристали. Цей за­кон у 1673 р. Відкрив датчанин Микола Стенон, який помітив, що кристали в розчинах ростуть внаслідок відкладання на іранях нових шарів речовини, що грані тому відсуваються від початкового центра кристалізації паралельно собі причому нахили між гранями залиша­ються незмінними.

Кути в кристалах вимірюються спеціальними приладами, які називаються гоніометрами (грецьк. §опіа - кут, теїхео - міряю). До­сконалішим приладом є теодолітний гоніометр, сконструйований видатним російським кристалографом Є.С. Федоровим у 1893 р. За­кон сталості кутів Федоров поклав в основу кристалохімічного ана­лізу, який дає можливість за формою кристалів визначити їх хіміч­ний склад.

1. Симетрія кристалів.

Серед творців учення про симетрію кристалів найважливіше місце займає Є.С. Федоров. Він писав, що кристали виблискують симетрією. І справді, кубики кам’яної солі або сніжинки - високо симетричні тіла.

Розглядаючи кристали або їх моделі, помічаємо, іцо однакові грані, ребра і кути (між гранями) в них повторюються причому пра­вильно розташовуються відносно площини, що ділить кристал на дві рівні частини відносно точки, взятої в центрі кристала, чи відносно лінії, що проходить через центр кристала. При цьому маємо, напри­клад, праву грань і ліву, верхню і нижню, передню і задню, кожна з яких знаходиться на одній віддалі від площини, лінії або центра. Та­ке положення граней називається симетричним. Симетричні фігури повинні складатися з дзеркально рівних частин тобто одна частина фігури відноситься до другої, як предмет до його дзеркального відо­браження. Площина, лінія і центр, відносно яких грані, ребра і кути фігури розташовуються симетрично, називаються елементами симе­трії.

Елементи симетрії. Уявна площина, що поділяє кристал на дві рівні частини, з яких одна є дзеркальним відображенням другої, на­зивається площиною симетрії. В одному кристалі можна провести кілька площин симетрії. Площину симетрії прийнято позначати ла­тинською літерою Р. Кількість площин позначається числом, яке ста­виться перед літерою Р, наприклад 5Р.

Уявна пряма, що проходить через середину кристала і при обе­ртанні навколо якої на 360° кристал зберігається всіма своїми части­нами з початковим положенням, називається віссю симетрії. Так, якщо взяти куб і повертати його навколо осі, наприклад за годинни­ковою стрілкою, то передня грань перейде в положення спочатку лі­вої грані, потім задньої, нарешті, правої грані. Отже, при кожному повороті кристал повністю займає попереднє положення в просторі. Всього таких положень чотири. Куб кожного разу повертається на 90°. Число, яке показує, скільки разів при круговому обертанні крис­тал збігається з початковим положенням називається найменуванням осі симетрії. У нашому кубі вісь називається четвертого порядку. У кристалах є осі симетрії подвійної, четверні, шестірні, або другого, третього, четвертого і шостого порядків. Осей інших найменувань у кристалах нема. Вісь симетрії позначається літерою Ь, а наймену­вання - цифрою, яку ставлять біля літери внизу з правого боку, на­приклад 1-4. В одному кристалі може бути кілька осей, іноді навіть різних найменувань.

Уявна точка в середині кристала, в якій перетинаються і ді­ляться пополам усі лінії. Що сполучають відповідні точки, взяті на поверхні кристала називається центром симетрії. У кристалах є лише один центр симетрії. Його позначають літерою С. Вираз, який пока­зує всю кількість елементів симетрії, називається символом симетрії кристала. Так, у кубі можна провести три осі четвертого порядку З Ь4 (вони проходять через середини граней), чотири осі третього по­рядку 4 Ьз (сполучають тригранні кути), шість осей другого порядку 6 Ьг (сполучають середини протилежних ребер); крім того, в кубі можна провести дев’ять площин 9 Р (три через середини граней, чо­тири через протилежні ребра, дві по діагоналях грані). Отже, символ симетрії куба має такий вигляд: З Ь4, 4 Ьз> 6 Ьг, 9 Р, С. Кожний кри­стал має свій символ симетрії. Чим більше елементів симетрії, тим вища симетрія.

Кристалографічні осі. Щоб докладніше описати кристал, треба вказати, крім елементів симетрії, також кількість і форму граней та їх положення в кристалі. Положення граней у кристалі можна визна­чити за кристалографічними осями.

У кристалах проводять три кристалографічні осі: вертикальну, яку прийнято позначати літерою Z, дві горизонталі, одна з яких, що позначена через У, спрямована паралельно до спостерігача, а друга, X - перпендикулярно. Ці три осі перетинаються в центрі кристала і часто збігаються з осями симетрії. Кінці осей, що спрямовані від центра до спостерігача, вправо і вгору - додатні і позначаються зна­ком плюс, а спрямовані від центра і спостерігача, вліво і вниз, - від’ємні і позначаються знаком мінус.

Грань може займати в кристалі різне положення: а) перетинати всі три на однаковій відстані від центра; б) перетинати їх на різні віддалі від центра; в) перетинати лише одну вісь, а двом іншим бути паралельною; г) перетинати дві осі, а третій бути паралельною. Від­різок на осі, який утворює грань і який вимірюється відстанню від центра кристала, називається параметром. Параметри можна вимі­рювати лінійною мірою.

У деяких кристалах для характеристики положення грані до­водиться проводити не три, а чотири кристалографічні осі. Так, у шестигранної подвійної піраміди проводять три кристалографічні осі горизонтальні, між якими кути по 60°, і одну вертикальну.

Види граней. Ми вже знаємо, що грані в кристалах займають різне положення відносно кристалографічних осей. Вони можуть пе­ретинати або одну вісь, а до інших осей залишатися паралельними, або по дві осі, а до третьої бути паралельними, або нарешті, перети­нати всі три осі. Залежно від положення відносно кристалографічних осей є такі види граней: пірамідальна, призматична, доматична і пі- наїощна.

Пірамідальною називається така грань, яка перетинає три крис- тажнрафічні осі.

Призматичною називається грань, яка перетинає дві горизонта­льні осі, а вертикальній 7. паралельна.

Доматичною гранню називається така, яка перет инає вертика­льну вісь і одну з горизонтальних. Якщо доматична грань перетинає ociZ і X, а осі У паралельна, то символ такої грані - (а : ~Ь : с), а ко­ли перетинає 7 і У, а X паралельна, то (~а : Ь : с).

Пінакоїдна грань перетинає лише якусь одну вісь, а двом ін­шим вона паралельна. Якщо грань перетинає вісь X, то символ буде таким (а : ~Ь : ~с) - це перший пінакоїд. Коли ж грань перетинає вісь У, годі символ (~а : ~Ь : ~с) - це другий пінакоїд, а коли перетинає Z, то символ (~а : ~Ь : с) - це третій пінакоїд. Пінакоїдні грані є в куба.

Сингонії кристалів. Між кристалами різної форми є спільні ознаки, які дають можливість об’єднувати кристалографічні форми в системи, або сингонії. Найбільш важливою ознакою вважаються ку­ти між кристалографічними осями. До однієї системи потрапляють усі кристали, в яких однакові кути між цими осями. Тому ці системи називаються сингоніями, що означає рівнокутність (грецьк. sin - рів­ність, gonia - кут). Сингоній сім: кубічна, гексагональна, тетрагона­льна, тригональна, ромбічна, моноклінна і триклинна. Кожна синго- нія має свої особливості, які впливають з векторіальності розвитку кристалів, тобто з характеру їх анізотропії.

Кубічна сингонія. Кристали цієї сингонії розвиваються в трьох напрямках під прямими кутами відповідно до трьох кристалографіч­них осей. У кристалах кубічної сингонії найбільша кількість елемен­тів симетрії. Тому цю сингонію називають вищою. Вона характери­зується наявністю більш як одної осі вищого (вище другого) поряд- ку.

До кубічної сингонії належать такі форми: куб, октаедр, ромбі­чний додекаедр, тетраедр, пентагональний додекаедр. Спинимось на характеристиці деяких представників кубічної сингонії, причому на одному з них - докладніше, а для інших подамо лише символ симет­рії і символ грані.

Щоб описати форму кристала, треба: 1) звернути увагу на фор­му граней, на кількість граней і ребер, на кути між гранями;

1. визначити осі симетрії - їх найменування (порядок), кіль­кість і як вони проходять (що сполучають) у даній формі;
2. визначити кількість площин симетрії і дослідити, як вони проводяться;
3. написати символ симетрії;
4. показати, як проводяться кристалографічні осі з якими осями симетрії вони збігаються;
5. виявити, яке положення займає грань у кристалі відносно кристалографічних осей, дати назву грані та написати її символ.

Куб обмежений шістьма гранями. Усі грані - квадрати. Ребер 12, двогранні кути по 90°. Осі четвертого порядку L4 сполучають се­редини протилежних граней, таких осей три; осі третього порядку L3 сполучають протилежні тригранні кути, цих осей чотири, а осі дру­гого порядку Ь2 - середини протилежних ребер. У кубі можна прове­сти дев’ять площин симетрії. Отже, символ симетрії куба треба запи­сати так: ЗЬ4, 4Ь3, 6Ь2, 9Р, С. Кристалографічні осі збігаються з ося­ми симетрії четвертого порядку. Грань перетинає одну кристалогра­фічну вісь. Така грань називається пінакощною. Символ грані, обер­ну тої до спостерігача (перший пінакоїд), - (а : ~ Ь : ~ с); правої від­носно спостерігача (другий пінакоїд) - (~ а : Ь : ~ с); символ верхньої грані (третій пінакоїд) - (~ а : ~ Ь : с).

Тетраедр - чотиригранник (рис. 23). Символ симетрії 4Ь3, ЗЬ2, 6Р (центра симетрії немає). Потрійні осі сполучають середини гра­ней з вершинами кутів, подвійні - середини протилежних ребер, що виходять навхрест. Площини симетрії проходять через одно ребро і дві ірані, перетинаючи кожну грань у напрямі її висоти. Кристало­графічні осі збігаються з осями симетрії другого порядку. Грань пе­регинає всі кристалографічні осі. Символ грані - (а : Ь : с).

Комбінації кубічної сингонії. Кристалографічні фігури, в яких грані мають однакову форму, називаються простими формами. Фігу­ри, в яких грані різної форми, називаються комбінаціями. Форма кристала залежить від властивості розчину, в якому цей кристал рос­те. Якщо склад розчину змінюється (від домішок), то змінюється і форма кристала. Якщо до розчину кам’яної солі, з якого випадають кристали у формі куба, додавати якусь домішку, то склад розчину зміниться і речовина кристалізуватиметься, скажімо, у формі октае­дра.

Часто на початку кристалізації в кристалі утворюються різні форми граней, які ростуть з неоднаковою швидкістю. Внаслідок цьо­го грані стають більшими за рахунок інших. Процес розвитку граней може припинитися на певній стадії кристалізації, і тоді виникає комбінація, а може продовжуватися до повного зникнення деяких граней.

Кристали, які мають лише одну вісь вище другого порядку, на­лежать до середніх сингоній (зокрема гексагональна, тетрагональна і тригональна сингонії).

Гексагональна скнгонія, або шестикутна. Форми цієї сингонії в перетинах утворюють шестикутник. Кристали гексагональної синго­нії розвиваються в чотирьох напрямках, з них один вертикальний і три горизонтальні. У трьох горизонтальних напрямках кристали од­наково розвинені. Кути між кристалографічними осями мають 90° і 60°. Кристали цієї сингонії мають одну вісь симетрії шостого поряд­ку. До гексагональної сингонії належать такі форми: гексагональна призма, гексагональна піраміда, гексагональна дипіраміда та комбі­нації.

Гексагональна призма - проста форма, відкрита зверху й зни­зу, бо утворена бічними гранями (в геометрії призма - фігура, за­мкнена з усіх сторін). Зверху й знизу вона закривається додатковими гранями, які називаються пінакощом (пінакс - дошка). Пінакощ - та­кож проста форма. Отже, геометрична призма являє собою комбіна­цію призми й пінакоїда.

Тетрагональна сингонія - чотирикутна, бо форми її в перети­нах утворюють чотирикутник форми її в перетинах утворюють чоти­рикутник (квадрат). Кристали цієї сингонії розвиваються в двох на­прямках горизонтальних і третьому вертикальному, причому в гори­зонтальних напрямках розвиток одинаків. Для цієї сингонії характе­рна одна вісь четвертого порядку. До тетрагональної сингонії нале­жать: тетрагональна призма, тетрагональна піраміда, тетрагональна дипіраміда і комбінації.

Тетрагональна призма - форма відкрита; вона закривається пі- накоїдом. Вісь симетрії четвертого порядку 1-4 сполучає середини пінакода, а осі другого порядку Ьг сполучають: дві з них - середини протилежних ребер, дві інші - середини протилежних граней, пло­щини симетрії проходять так: дві площини - через ребра і дві інші - через грані, одна площина перетинає призму впоперек перпендику­лярно ДО 1-4. Крім того, є центр симетрії.

Тригональна сингонія - фігури в перетинах утворюють трикут­ник. Кристали цієї сингонії розвиваються по таких самих чотирьох кристалографічних осях, як і гексагональні сингонії. У цих криста-

лах одна вісь третього порядку Ь3. Фігури тригональна призма, три­гональна піраміда, тригональна дипіраміда, ромбоедр, скаленоедр.

Тригональна призма. Вісь симетрії третього порядку Ьз сполу­чає середини пінакоіда, а другого порядку Ьг - середину ребра з се­рединою протилежної грані. Площин симетрії чотири. Три з них проходять через ребра й протилежну грань, одна перетинає призму впоперек перпендикулярно до Ь3. Крім того, є центр симетрії. Сим­вол симетрії призми - Ьз, ЗЬг, 4Р, С.

У ромбічній сингонії кристали неоднаково розвиваються в трьох напрямках під прямими кутами (три кристалографічні осі різ­ної довжини, кути між ними прямі). Фігури в перетинах утворюють ромб. У них більше, ніж одна, осей другого порядку. Форми ромбі­чної сингонії: ромбічна призма, ромбічна піраміда, ромбічна дипі­раміда, комбінації.

Моноклінна сингонія. У цієї сингонії одна кристалографічна вісь похилена. Кристалографічні осі тут, як і в ромбічної сингонії, нерівні. Кути між ними прямі, тупі й гострі. Отже, кристал розвива­ється в трьох напрямках неоднаково і під різними кутами. Кристали моноклінної сингонії мають лише одну вісь симетрії другого поряд­ку. Прийнято кристал ставити так, щоб похилена вісь X була спря­мована до спостерігача. До моноклінної сингонії належать: ромбіч­на призма, пінакоїд і моноедр. Замкнутих форм немає, тому всі крис­тали - комбінації. У моноклінній сингонії кристалізується багато породотвірних мінералів - слюда, гіпс та деякі польові шпати (орто­клаз).

Триклинна сингонія. Усі осі цієї сингонії похилені (кожна від­носно інших), тому між ними прямих кутів немає, є лише тупі й гос­трі. Отже, кристал розвивається неоднаково в трьох напрямках під тупими й гострими кутами. У таких кристалах елементів симетрії немає (у деяких є центр), тому їх симетрія найнижча. Простими фо­рмами триклинної сингонії є пінакоїд, що складається з двох пло­щин, і моноедр. Кристали цієї сингонії - це комбінації, складені пі- накоїдами.

У триклинній сингонії кристалізується польовий шпат (алюмо­силікати калію, натрію, калію).

Оптичні властивості кристалів. Вище згадувалося, що крис­талічна речовина анізотропна, тобто властивості її змінюються за­лежно від напрямку. Дослідження показали, що й оптичні властиво­сті важливо знати для визначення кристалів, такі оптичні явища, як поляризація, подвійне променєзаломлення, ступінь заломлення, за­барвлення тощо, вивчає кристалооптика.

Якщо промінь світла заходить у кристал, то він розпадається на два промені. Один з цих променів називається звичайним, він у кристалі не відхиляється від свого напрямку і поширюється в усі на­прямки з однаковою швидкістю, другий промінь називається незви­чайним.

Два промені, на які розпадається промінь світла в кристалі, мають різну швидкість поширення, а значить, і різний показник за­ломлення при вході в кристал і при виході з нього. Таке явище нази­вається подвійним променезаломленням.

Тема: Кристалічна будова речовини.

Мета: Вивчити геометричні форми кристалів, їх фізико-хімічні властивості.

**Питання для підготовки:**

1. Які мінерали звуться кристалами?
2. Що лежить в основі методу кристалографії?
3. Які існують елементи симетрії? Типи просторових решіток.
4. Що такс сингонії кристалів і які сингонії відомі?
5. Фізичні властивості кристалічних мінералів.
6. Хімічні та інші властивості мінералів.
7. Приклади мінералів кристалічної будови.

Завдання: розглянути схеми просторових решіток деяких кристалічних речовин. Визначити елементи симетрії і замалювати їх згідно сингоній.

**Питання для самоконтролю:**

1. Чи мають однакові властивості мінерали у різних на­прямках просторової решітки?
2. Які види просторових решіток відомі?
3. В чому полягає суть закону сталості кутів?
4. Що таке поляризований промінь світла?
5. Що означає комбінація сингоній?

**Терміни:**

Кристали

Сингонії

Гексагональна

Тригональна

Тетрагональна

Моноклінна

Триклинна

Інтерференція

Поліморфізм

Ізоморфізм

МОДУЛБ2. Поняття про мінералогію

1. Властивості мінералів.

2.2Походження мінералів.

1. Класифікація і характеристика мінералів.

Мінералогія являє собою хімію земної кори. Вона вивчає і про­дукти природних хімічних процесів, так звані мінерали, і самі про­цеси. Вона вивчає зміни продуктів і процесів у часі і в різних приро­дних областях земної кори. Вона досліджує природні асоціації міне­ралів (їх парагенезис) і закономірності їх утворення.

Назва мінералогії походить від латинського слова шепіга, в пе­рекладі означає руда, рудник, рудна жила.

2.1. Властивості мінералів

Фізико-хімічні властивості мінералів. Мінерал являє собою продукт хімічних процесів, що відбувається в земній корі. Це при­родне тіло, однорідне за хімічним складом і фізичними властивостя­ми. Фізико-хімічні особливості мінералів різні. Одні мінерали є пев­ними хімічними сполуками, до яких елементами входять у кількос­тях, пропорційних атомній вазі або простим кратним їх числам. При­кладами певних хімічних сполук є кварц БіОг, пірит Бе^г], СаСОз тощо. Інші мінерали утворюють непевні сполуки, в яких елементи не визначаються сполуки, в яких елементи не визначаються кратни­ми відношеннями. До непевних сполук належать тверді розчини, ізоморфні суміші й колощи.

Тверді розчини - це тверда однорідна суміш двох або кількох елементів чи їх хімічних сполук, які не дають хімічних реакцій. До твердих розчинів належать такі тіла, які утворюються при застиганні розплаву, наприклад, сплави золота й міді, заліза й нікелю, вулканіч­не скло.

Ізоморфічні суміші - це теж тверді розчини, але в них складові частини і навіть суміші з них мають подібний хімічний склад і зов­нішню форму. Тому фізичні властивості ізоморфічних сумішей се­редні між властивостями речовини, з яких утворюється ця суміш.

Прикладом ізоморфічних сумішей є мінерали-плагіоклази, які утво­рюються з двох мінералів - альбіту Ж [А18із08] і анортиту Са [АВізОз].

Колоїдні речовини - це роздрібні (дисперсні) мінеральні маси, які складаються з частинок розміром від 0,2 до 0,001 мк.

Ці частинки перебувають у колоїдному розчині і називаються золями. Золі скупчуються І згортаються, утворюючи осади - гелі. Гелі висихають, стискуються; з такої речовини утворюються колої­дні мінерали. Прикладом колоїдних мінералів є діаспор АІ2О3 • Н2О, гідраргіліт АІ2О3 • НгО, бурий залізняк ЗРсгОз ЗІЦО каолініт Нг А128і208 • Н20.

Фізичні властивості мінералів. Кожний мінерал має певний хімічний склад і характерну для нього внутрішню будову. Ці особ­ливості зумовлюють його зовнішні (фізичні) властивості. У кожного мінералу є певний комплекс фізичних властивостей, але тільки деякі з них мають переважне значення для даного мінералу. За зовнішні­ми ознаками можна розпізнати мінерал і приблизно визначити його хімічний склад. Основними фізичними властивостями мінералів є колір, блиск, злом, спайність, твердість, питома вага, прозорість, плавкість, магнітність, риска.

Колір. Мінерали мають різний колір. У деяких мінералів колір є постійною ознакою; наприклад, у піриту колір латунно-жовтий, у малахіту - зелений, у лазуриту - синій, у золота - жовтий. Але є мі­нерали, в яких колір буває різний: польові шпати бувають білі, жов­ті, червоні, зелені, темно-сірі, кальцит - без колірний, білий, жовтий, зелений, голубий, фіолетовий, бурий, чорний.

Блиск зумовлюється тим, що поверхня мінералу відбиває світ­ло. Розрізняють такі види блиску:

металевий - яскравий блиск, який спостерігається на свіжому зломі металу (внаслідок окислення мінералів, що мають металевий блиск, вкриваються матовою кіркою); металевий блиск властивий золоту, піриту, свинцевому блиску, магнетиту;

напівметалевий, або метало видний, - тьмяніший блиск, як у графіту або ільменіту;

скляний - нагадує блиск поверхні скла; цей блиск спостерігає­мо в гірського кришталю, кам’яної солі, кальциту тощо;

перламутровий - переливи райдужними кольорами внаслідок відбивання світла внутрішніми площинами мінералу; таким є слюда, кальцит;

жирний - поверхня наче змазана жиром, як у тальку, нефеліну;

шовковистий - блимаючий, характерний для тих мінералів, які мають волокнисту будову, наприклад, для азбесту.гіпсу;

алмазний - схожий на скляний, але яскравіший, наче іскриться. Наприклад, алмаз, цинкова обманка.

Злам характеризується тіло поверхнею, яка виникає при роз­ламуванні або при роздрібненні мінералу. Розрізняють такі зломи:

Раковистий - він має поверхню випуклу або вгнуту, концент­ричного вигляду, яка нагадує поверхню раковини; наприклад, злом кварцу, вулканічного скла;

Занозистий - поверхня нерівна, виступають орієнтовані в од­ному напрямку скалки, як в азбесту, гіпсу;

Землистий - характеризується шорсткою поверхнею, прикри­тою пилом; наприклад, зломи каоліну, глини, лімоніту;

Рівний - поверхня злому рівна, як кальциту, магнетиту;

Зернистий - спостерігається в мінералів, які мають зернисту будову, наприклад, у мармуру, апатиту.

Спайність. Це досить важлива ознака мінералів. Спайність - здатність мінералів розколюватися в одному або в кількох напрям­ках на дрібні з рівними поверхнями пластинки. Ця властивість від­биває внутрішню будову мінералу і пояснюється різною щільністю розташування атомів у просторових решітках. У мінералів спостері­гаються такі види спайності:

Цілком досконала - мінерал легко розщеплюється в одному напрямку на тоненькі пластинки; таку спайність мають слюда, хло­рит;

Досконала - спостерігається в таких мінералів, які при незнач­ному ударі молотка розпадаються на пластинки; ця спайність спо­стерігається в одному напрямку (топаз), в двох (польовий шпат) або І в трьох (кам’яна сіль, кальцит);

Середня (явна) - характерна для мінералів, які угворюють плаї станки з рівними площинами та з площинами неправильного злому така спайність у польових шпатів, флюориту, рогової обманки; \*!

Недосконала - при розколюванні мінералу утворюються пло­щини переважно неправильного злому, як в апатиту, олівіну та ін •

Зовсім недосконала - у мінералу при розколюванні угворю- ються тільки нерівні поверхні злому, як у кварцу, піриту.

Твердість - це здатність мінералу протидіяти дряпанню, тиску, стиранню іншим мінералом. Мінерали мають різну твердість. За тве­рдістю їх можна поділити на такі групи:

м’які - ніготь залишає подряпину на мінералі; наприклад, тальк, графіт, гіпс;

середньої твердості - ніготь не залишає подряпини на мінералі й мінерал не залишає подряпини на склі; наприклад, кальцит, халь­копірит, ангідрит;

тверді - залишають подряпину на склі і не залишають подря­пини на гірському кришталі; наприклад, алмаз, корунд, топаз.

Для визначення твердості можна користуватися шкалою Моо- са, в якій відібрано десять мінералів так, що твердість їх поступово зростає. За цією шкалою твердість позначається порядковою цифрою шкали. До шкали Мопса входять такі мінерали:

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| 1. Тальк Mg (ОН)2 [SuOio] | 6. | Ортоклаз KalSbOs |
| 2. Гіпс CaS04- 2Н20 | 7. | Кварц Si02 |
| 3. Кальцит СаСОз | 8. | Топаз A12(F, ОН)2 [Si04] |
| 4. Флюорит (плавиковий шпат) | 9. | Корунд А12 Оз |
| CaF2 | 10. | Алмаз С |
| 5. Апатит Cas (F,C1) (Р04)3 |  |  |

За питомою вагою всі мінерали можна поділити на такі групи, легкі - питома вага менша від 2,5 (приймають умовно); напри­клад нафта, вода, кам’яне вугілля, сірка, гіпс, кам’яна сіль;

середньої ваги - питома вага до 4; наприклад, кварц, польовий ат, слюда, апатит, алмаз, корунд, сидерит;

важкі - питома вага до 10; наприклад барит, пірит, магнітний

залізняк, галеніт, кіновар, мідь,

дуже важкі - питома вага більша від 10; наприклад, срібло, свинець, ртуть, золото, платина, іридій, паладій.

Колір риски. Колір мінералу і колір порошку з нього не зав­жди однакові. Така особливість деяких мінералів є важливою озна­кою для їх визначення. Наприклад, колір мінералу піриту латунно- жовтий, порошок - чорний із зеленуватим відтінком; кальцит буває білий, жовтий зелений, голубий, синій, фіолетовий, а порошок його білий незалежно від кольору мінералу; гематит - чорний, бурова то- червоний, порошок - вишнево червоний; лимоніт - бурий, жовто- бурий, порошок - вохристо-жовтий.

Форми мінеральних агрегатів.

Залежно від утворення і хімічного складу мінерали утворюють у земній корі природні скупчення, які називаються мінеральними агрегатами. Найбільш типовими є такі агрегати:

друза - зросток кристалів, які одним кінцем прикріплені до спільної основи; тут не всі кристали розвиваються вільно, тому всі мають однаково розвинуті грані;

конкреція - здебільшого округла форма скупчення у вигляді радіально розташованих променів, як це бачимо у фосфоритів, кре­меню, марказиту та інших мінералів, що утворюються серед осадо­вих відкладів;

жеода - порожнина в гірських породах, почасти заповнена мі­неральною речовиною; на стінках цієї порожнини іноді утворюють­ся, наприклад, кристали гірського кришталю у вигляді друзи або кальциту та інших мінералів. Ці мінерали на стінках жеоди утворю­ються внаслідок проникнення в порожнину мінеральних розчинів;

ооліти - шкаралупчастої будови заокруглені форми мінераль­ної речовини, яка випадає з водних розчинів; середній їх розмір від просяної зернини до горошини; оолітову будову часто мають вапня­ки (оолітовий вапняк), бурий залізняк, марганцеві руди;

дендрити - скупчення кристалів у формі фігури, що нагадує гі­лки дерева; такі фігури утворюються при швидкій кристалізації мі­нералів, коли окремі кристалики наростають один на одного; при­кладом можуть бути дендрити гхіролюзиту; вони мають вигляд чор­них гілочок і спостерігаються у вапняках на стінках тріщин;

сталактити і сталагміти - натічні форми мінеральної речовини у вигляді бурульки (такі форми утворюються в печерах в результаті випадання речовини з водного розчину); ті форми, що звисають із стелі, називаються сталактитами, а ті, що утворюються на дні печери і піднімаються вгору, - сталагмітами; у печерах ці форми нерідко зростаються, утворюючи колони, названі натічні форми часто зу­стрічаються серед вапняків і складаються з кальциту.

Ізоморфізм. Деякі мінеральні речовини, близькі за хімічним складом, можуть кристалізувати в подібних формах. Така власти­вість деяких мінеральних речовин називається ізоморфізмом (рівно- формність). Для прикладу назвемо кальцит Са [СОз] і магнетизм (М§, Ре) [СОз]. Ці два мінерали, близькі за хімічним складом, є со­лями вугільної кислоти і кристалізуються в гексагональній сингонії.

Поліморфізм (багатоморфність) - здатність кристалічної речо­вини змінювати кристалічну структуру, а у зв’язку з цим і фізичні властивості. Інакше кажучи, кристалічна речовина утворює з цим і фізичні властивості. Інакше кажучи, кристалічна речовина утворює видозміни, які мають однаковий хімічний склад, але різні фізичні і фізико-хімічні властивості. Прикладом цього явища диморфізм при­родного вуглецю, який кристалізується залежно від умов або у ви­гляді алмазу (кубічна сингонія), або у вигляді графіту (гексагональ­на сингонія). Алмаз і графіт, хоч і мають однаковий хімічний склад, зовсім відрізняються один від одного властивостями: алмаз - прозо­рий, твердий, кубічної сингонії, графіт - непрозорий, чорний, м’який, гексагональної сингонії.

Явище поліморфізму пояснюється тим, що в кристалічній ре­човині залежно від умов по-різному розташовуються атоми в прос­торових решітках.

* 1. Походження мінералів

Походження мінеральних тіл і гірських порід у земній корі на­зивається генезисом. Походження мінералів називається мінералоге- незисом, а походження гірських порід - петрогенезисом.

Умови генезису мінералів досить різноманітні. Мінерали утво­рюються або з магми і зв’язаних з нею продуктів, і тоді процес нази­вається ендогенним магматичним, або під дією зовнішніх факторів, що руйнують гірські породи та переносять і відкладають продукти руйнування, - процес екзогенний. Мінерали Утворюються і внаслі­док процесів метаморфізації, коли ендогенні й екзогенні утворення в умовах великого тиску й високої температури, що виникають у зем­ній корі у зв’язку з процесами горотворення або під дією магми, за­знають глибоких змін перерозподілу і перекристалізації мінеральної речовини. Ці гри процеси - ендогенний, екзогенний і метаморфічний - охоплюють усе мінералоутворення - мінералогенезис.

Ендогенний процес мінералоутворення. Магма в земній корі застигає в умовах великого тиску й високого тиску й високої темпе­ратури. Утворені за цих умов мінерали й гірські породи називаються інтрузивними, або глибинними. Оскільки магма застигає повільно, то характер мінералів кристалічний і вони мають вигляд великих зе­рен.

Процеси ефузивні пов’язані з виливами магматичних мас у по­верхневі частини Землі. Тут, в умовах низької температури й меншо­го атмосферного тиску, лава застигає швидше, ніж у глибинних ша­рах земної кори. Тому ефузивні, або виливні, породи мають тонко кристалічну будову і мінерали дрібного розміру або ці породи мають вигляд аморфної склуватої маси.

Продукти розпаду магми, ендогенний процес мінералоутворен­ня можна поділити на три стадії: магматичну, пневматолітичну і гід­ротермальну.

Магматична стадія - мінерали викристалізовуються з твердої фази магми. Магма - розплавлена в’язкорідинна силікатна маса з ве­ликим вмістом газів.

При застиганні магма кристалізується. Процес кристалізації супроводиться рядом хімічних перетворень, внаслідок яких виника­ють комплекси мінералів.

Пневматолітична стадія - мінерали утворюються з водяної пари й газових продуктів магми (газова фаза магми). Так утворю­ються, наприклад, молібденовий блиск каситерит (олов’яний ка­мінь), вольфраміт тощо. Пневматолітичні процеси часто бувають од­ночасно з пегматигоутворенням. Пегматитоутворення - процес жи­льного характеру. Жили заповнюються пегматитами - породами, складеними великими зернами (пегматитова структура).

Гідротермальна стадія - мінерали утворюються випаданням з гарячих водних розчинів, які вилучаються з магми (рідинна фаза). Ці розчини циркулюються у земній корі на різних глибинах, і продукти випадання виповнюються жили.

Екзогенний процес мінералоутворення. Екзогенні процеси мінералоутворення відбуваються на земній поверхні та в зоні кори вивітрювання. Джерелом постачання речовини для утворення міне­ралів екзогенним шляхом є гірські породи й мінерали, які існували раніше і які зазнавали руйнування.

Екзогенні процеси утворення мінералів охоплюють ряд явищ: фізичне вивітрювання, хімічне вивітрювання, зокрема, процеси као­лінізації, літеритизації, бокситизації, серпентизації, руйнування ру­дних жил у зоні окислення, відкладання мінералів у морях, озерах і болотах, утворення мінералів органічним шляхом, і нарешті, явища метасоматозу Внаслідок цих процесів утворюються мінерали осадо­вого походження.

Мінерали процесів фізичного вивітрювання. Внаслідок фі­зичного вивітрювання гірські породи роздрібнюються і з них виді­ляються окремі мінерали - тверді й такі, що погано розчиняються у воді. З них виникають розсипи. У розсипах іноді зустрічаються такі цінні мінерали, як золото, платина, олов’яний камінь, дорогоцінне каміння - алмаз, рубін, сапфір тощо, такі розсипи допомагають роз­шукувати коріння родовища цінних мінералів.

Мінерали процесів хімічного вивітрювання. Головним аген­том хімічного вивітрювання є вода; вона діє як розчинник. Вода завжди містить у собі невелику кількість вуглекислого газу й кисню, які підвищують її здатність розчиняти породи й мінерали.

Внаслідок хімічного вивітрювання польові шпати переходять у каолін, що складається з каоліну і кварцу (первинний каолін). Кварц вилучається а каоліну в результаті перемивання, і так з кварцу утво­рюється пісок.

Метаморфічний процес мінералоутворення. Метаморфізм - явище перетворення структури, мінералогічного і хімічного складу гірських порід у надрах Землі під впливом температури, тиску та під дією різних хімічних агентів. Гірські породи, які виникають за таких умов, називаються метаморфічними. Вони утворюються з магмати­чних і осадових порід. Магматичні й осадові породи зазначають пе­рекристалізації в твердому стані, зовсім змінюючи свій зовнішній вигляд.

* 1. Класифікація і характеристика мінералів Основою класифікації є не випадкова ознака того чи іншого об’єкту, а найістотніша, від якої залежать і з якої випливають усі ін­ші ознаки. Така істотна ознака повинна належати самим мінералам, характеризувати їх внутрішню природу, а не бути для них чимось зовнішнім, як, наприклад, у генетичних класифікаціях Россі або Ла­па рана, які істотною ознакою вважали походження мінералів.

На початку XIX ст. На зміну класифікаціям, що ґрунтувалися на фізичних властивостях мінералів, прийшла хімічна класифікація. Хімічний склад почали вважати найістотнішою ознакою мінералів, яка значно глибше відбиває їх природу, ніж фізичні властивості.

Хімічна класифікація весь час удосконалювалась. Вона допов­нилась такою ознакою, як кристалічна форма, яка згодом замінилася принципом хімічної будови мінералів. Найбільша заслуга в розвитку цього напряму належить П. Гроту і Є. С. Федорову. Останній заклав основи науки кристалохімії. З розвитком ідей і мегодів кристалохімії все більше ставало зрозумілим, що за основу класифікації мінералів треба брати особливості хімічного складу і внутрішньої їх будови, бо саме це становить корінну суть зумовлює різноманітні їх власти­вості. Кристалохімічний принцип класифікації мінералів уперше застосували в 30-х роках XX ст. мінералів класу силікатів (Брагг, Го- льдшмідт).

Крім кристалохімічного, є суто хімічний напрям. Особливістю його є те, що класифікація будується за основним хімічним елемен­том. У цій класифікації виділяють, наприклад, мінерали калію, фос­фору, заліза тощо.

Кристалохімічний принцип класифікації найбільш правильний, бо всебічно і глибоко відбиває природу мінералів. Проте ще не роз­роблено класифікації за кристалохімічним принципом. Нині корис­туються звичайними хімічними класифікаціями Дана або Грота - Болдирєва, які відрізняються лише порядком розміщення класів і об’єднання їх у типи.

Розглянемо мінерали, які найбільш поширені в земній корі і ві­діграють важливу роль у складі гірських порід.

Система мінералів за Даном  
**1 клас**

Самородні елементи. Алмаз. Графіт. Сірка. Золото. Мідь. Платина

1. клас

Сірчисті сполуки (сульфіди). Галеніт (свинцевий блиск). Сфале­рит (цинкова обманка). Кіновар. Пірит. Марказит. Халькопірит.

1. клас

Галоїдні сполуки. Кам’яна сіль. Сильвін, Карналіт. Флюорит.

1. клас

Окисли. Кварц, Халцедон. Опал. Залізний блиск. Червоний заліз­няк (гематит). Магнітний залізняк (магнетит). Піролюзит. Манганат. Каситерит. Лімоніт. Діаспор. Гідраргіліт. Псиломелан.

1. клас

Солі кисневих кислот

1. група. Карбонати. Кальцит. Магнезит. Доломіт, сидерит. Мала­хіт. Азурит.
2. група. Силікати.

А. Безводні силікати Метасилікати. Авгіт, рогова обманка. Берил.

Ортосилікати. Нефелін. Гранати. Олівін. Циркон. Топаз. Кіаніт. Алюмосилікати. Ортоклаз. Мікроклін. Альбіт. Анортит. Лабра­дор. Лейунит. Турмалін.

Б. Водні силікати

Слюди. Мусковіт. Серицит. Біотит. Гідрослюди. Глауконіт. Хлорити. Клінохрол.

Змійовики і тальк. Змійовик. Азбест. Тальк.

Каолініти. Каолініт Монтморилоніти.

1. група. Фосфати. Апатит. Фосфорит.
2. група. Сульфати. Барит. Ангідрит, гіпс. Мірабіліт.
3. група. Нітрати. Калійна селітра. Натрова селітра.
4. клас

Органічні сполуки. Нафта. Асфальт. Озокерит. Янтар, торф. Кам’яне вугілля.

***Лабораторна робота № 2***

Тема: Мінерали

Мета: Вивчити закономірності утворення мінералів і вміти ви­значати структуру і текстуру мінералів колекції.

**Матеріали та обладнання:**

Колекція мінералів, препарати зрізів матеріалів, збільшува­льні скельця, фарфорова пластинка (бісквіт), лінійки, олівці, 10 % HCL, піпетки, фільтрувальний папір.

**Питання для підготовки:**

1. Що таке мінерал?
2. Властивості мінералів (привести повністю шкалу твердості, форми блиску)
3. Форми мінеральних агрегатів: друза, конкреція, жеода, ооліти, дендрити, сталактити, сталагміти;

ізоморфізм і поліморфізм; псевдоморфози; парагенезис, генезис.

1. Походження мінералів (їх генезис, приклади)
2. Шість класів мінералів (за Даном). Приклади.

**Завдання:**

1. Розглянути, визначити, описати і замалювати мінерали поданої колекції.
2. Провести якісну реакцію на наявність карбонатів у мінералах. Краплю HCL (10 %) піпеткою капнути на мінерал. Реакція “кипіння” з виділенням газів свідчить про наявність Са- СОз, Після закінчення реакції, місце, де капнули, протерти фільтрованим папером. Результат занести в лабораторний зошит.

**Питання для самоконтролю:**

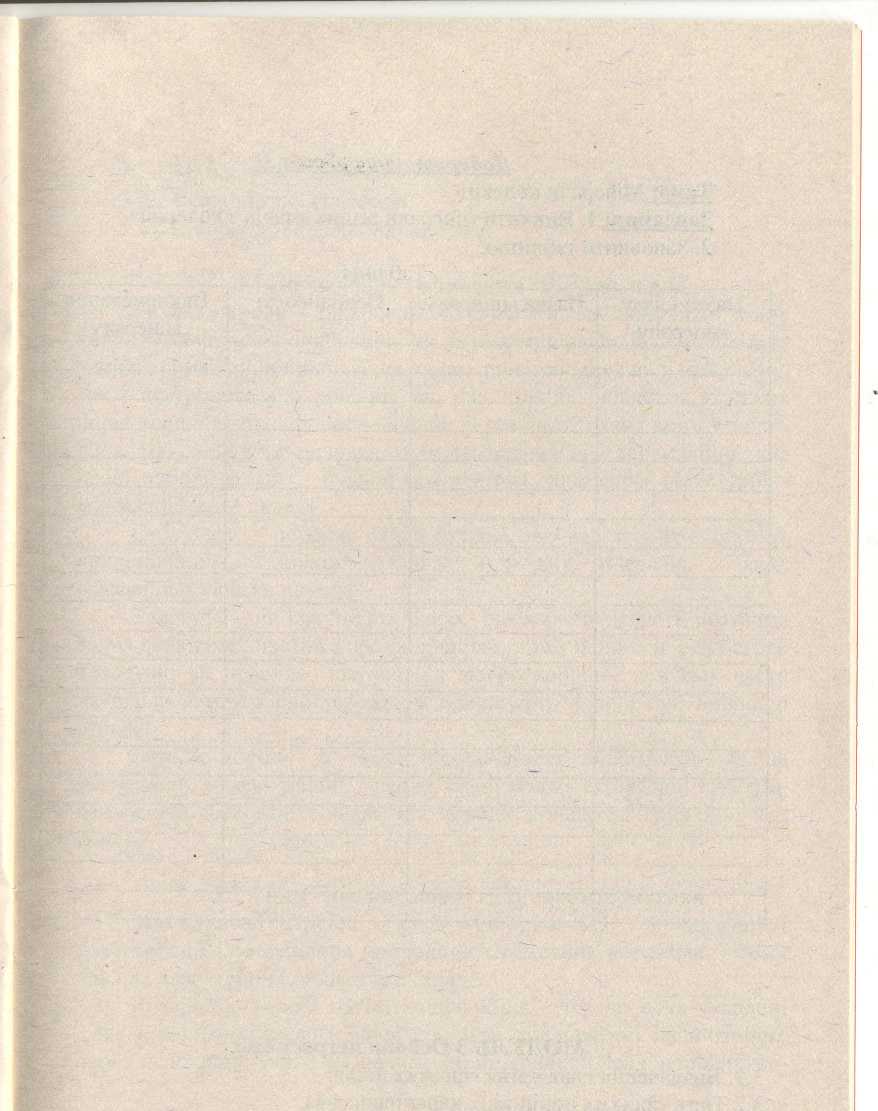
1. Що означає “спайність” мінералу?
2. Чому ідентичний термін “колір риски” мінералу?
3. В результаті якого явища утворюється сталактити і сталагміти?
4. Ендогенні і екзогенні процеси мінералоутворення.
5. Приклади мінералів різних класів.

**Терміни:**

Інтрузивний, ефузивний, пневматолітолітовий, метасоматоз, дендрити, друзи, секреція, конкреція, ооліти, псевдоморфози, пегма­титовий, гіпергенний, метаморфоз.

Література.

1. Біленко Д.К. Основи геології і мінералогії. К.: Вища шк. - 1973, с. 36-60.
2. Барская В.Ф., Г.И. Рычагов. Практические работы по общей гео­логии М.; Просвещ., 1971. -С. 5-31.



***Лабораторна робота 3.***

Тема: Мінерали колекції

Завдання: 1. Вивчити мінерали різних класів з колекції. 2. Заповнити таблицю.

Таблиця

|  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- |
| Назва класу мінералу | Назва мінералу | Особливості | Використання  мінералу |
|  |  |  |  |
|  |  |  |  |
|  |  |  |  |
|  |  |  |  |
|  |  |  |  |
|  |  |  |  |
|  |  |  |  |
|  |  |  |  |
|  |  |  |  |
|  |  |  |  |
|  |  |  |  |
|  |  |  |  |
|  |  |  |  |
|  |  |  |  |
|  |  |  |  |
|  |  |  |  |
|  |  |  |  |
|  |  |  |  |
|  |  |  |  |
|  |  |  |  |

МОДУЛЬ 3 Основи петрографії.

3.1. Визначення і вивчення гірських порід.

1. Типи гірських порід та їх характеристика.
2. Магматичні гірські породи.
3. Осадові гірські породи.
4. Метаморфічні гірські породи.

3.1 Визначення і вивчення гірських порід

Гірські породи - це мінеральні агрегати, що складають земну кору і скидаються з однорідних чи різних мінералів. Вони є продук­тами різноманітних геологічних явищ, що мали місце як у минулому, так і відбуваються в дійсний час. На підставі вивчення гірських порід відновлюють процеси і явища, у результаті яких вони утвори­лися. Цю задачу вирішують шляхом визначення характерних для даної породи ознак - будівлі (структури), додавання (текстури) і мінералогічного складу.

Структура - це сума ознак будівлі, що характеризує ступінь кристалічності, а також величину і форму мінералів, з яких складається гірська порода.

Текстура - це сукупність ознак, що характеризують розташу­вання складових частин породи відносно один одного й у просторі. Текстури, як правило, вивчаються макроскопічно, причому часто найбільш важливі спостереження одержують у полі при вивченні оголень.

Гірські породи за своїм походженням підрозділяються на магматичні, метаморфічні, осадові. Вони мають характерні зовнішні ознаки, що дозволяють відрізняти породи зазначених груп один від одного.

* 1. Типи гірських порід та їх характеристика

Магматичні гірські породи утворюються в результаті кристалізації і затвердіння природних силікатних розплавів, і тому для них характерний силікатний склад.

Відмінною рисою магматичних порід є те, що вони складені дуже невеликим числом мінералів. При дослідженні магматичних порід необхідно уміти визначати ці мінерали. Серед породоутво-

рюючих мінералів магматичних порід на частку польових шпатів приходитися 60 %, на частку кварцу і піроксенів приблизно по 12%.

Основні макроскопічні ознаки породоутворюючих мінералів магматичних порід наступні.

Кварц утворює неправильні зерна, без спайності з раковистим зламом і жирним блиском; у гранітах буває сірим і навіть чорним; у дислокованих породах здобуває молочно-біле фарбування і стає цукровидним.

Польові шпати мають зроблену спайність і блискучі мікросхідчасті грані.

Ортоклаз звичайно мутний, білий до жовтуватого, часто роже­вий, червоний; нерідко переходить у матові білі агрегати.

Плагіоклази в більшості мутні, часто матові; зеленувато-білих фарбувань, рідше темні, майже чорні (у лабрадоритах).

Якщо, нахиляючи породу під лупою в різні сторони, можна замітити, що зерно польового шпату розпадається на ряд рівнобіжних смужок, з яких одні здаються хвилинними і більш тем­ними, інші блискучими і більш світлими, то даний польовий шпат - плагіоклаз.

Нефелін утворює суцільні сплюснені призматичні кристали, часто щільні, нерідко досить грубозернисті, без спайності, з ракови­стим зламом. У свіжому стані безбарвний, як кварц, від якого відрізняється меншою твердістю. Легко вивітрюється; при вивітрюванні стає зеленуватим чи жовтуватої, здобуває сильний жирний блиск.

Слюди спостерігаються у виді листочків, лусочок зі скляним блиском. Срібно-біла слюда - мусковіт, бура чи чорна - біотит.

Олівін має нерівний раковистий злам, аналогічний кварцу, але звичайно пофарбований у маслиново-зелений чи чорний колір.

При вивітрюванні ставає червоно-бурим чи жовто-бурим. Іноді розпізнається на превелику силу.

Піроксени (зокрема, авгіт) і амфіболи (у тому числі рогова об­манка) характеризуються блискучими зламами, тріщинами спайності, що перетинаються зламами, тріщинами спайності, що пе-

ретинаються під прямим кутом у піроксенів і під кутом 60° у рого­вих обманок; важко помітні в породах. У крупнокристалічних поро­дах їх розрізняють за формою кристалів, фарбуванням і кольором риси; рогова обманка має довгостовбчаті кристали із шестикутним чи ромбічним перетином, фарбування зелено-чорна, злам рівний, колір риси білий, сірий. Авгіт утворює короткі кристали з восьми­кутним чи квадратним перетином, фарбування темно-зелене чи буре, злам мікросхідчастий, риска сіра, зеленувата.

При класифікації магматичних гірських порід беруть до уваги їхній хімічний склад (особливий зміст Біг), мінеральний склад і структуру. За хімічним складом всі магматичні породи підрозділяються на кислі (Біг - більш 65 %), середні (8іг - 65-52 %), основні фіг - 52 - 45 %), ультраоеновні (Біг - менше 45 %).

Основні структури магматичних гірських порід

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| Типи струк­тур | Види структур | Відмітні ознаки |
| Повнокрист  алічна,  рівномірноз  ерниса | 1. грубозерниста 2. середньозер­ниста 3. дрібнозерниста | Зерна приблизно рівних розмірів, що щільно примикають друг до друга.  Порода називається грубозернистої, якщо зерна крупніше 5 мм, серед­ньозернистою - від 5 до 3 мм, дрібнозернистої - менше 2-3 мм. |
| Полотнокри  сталічна,  нерівномірн  о-зерниста | 1. цорфіровидна; 2. пегматитова | Окремі великі зерна укладені в иовнокристалічній основній масі. Великі кристали одного мінералу проростають однаковими орієнтованими кристалами іншого мінералу |
| Неповнокри  сталічна | 1. скловата   2)  прихованокриста  лічна; | Порода складається з аморфної ре­човини, кристали відсутні.  Основна маса породи - прихованокристалічна чи скловата, у якій укладені дуже дрібні, ледь |

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
|  | 3) порфірова | видимі оком кристали.  Добре видимі кристали мінералів укладені в скловату чи прихованокристалічну основну ма- |
|  |  | су |

Для розпізнавання порід за хімічним складом важливе значення має фарбування. Звичайно основні породи темніше середніх і кис­лих, тому що містять більшу кількість темноколірних мінералів. Од­нак до визначення типу породи за фарбуванням варто підходити обережно, тому що навіть ультраосновні порід, що складаються з олівіну (дунит), іноді можуть мати світле фарбування.

За умовами утворення магматичні породи підрозділяють на глибинні (інтрузивні), що вилилися (ефузивні) і напівглибинні, котрі відрізняються текстурою і структурою.

За текстурою магматичні породи підрозділяють за орієїггуванням складових частин і характером заповнення простору породою.

Структура і текстура порід дає уявлення про умови їхнього утворення. Відмітна ознака глибинних порід - повнокристалічна структура і масивна текстура (мінерали розподілені в породі рівномірно).

Для ефузивних порід, що вилилися характерні приховано кристалічна, порфірова чи скловата структура і пориста чи флюїдальна (породи зберігають ознаки руху лави у виді орієнтування подовжених кристалів у скловагій масі) текстура.

Напівглибинні породи не мають характерних ознак, вони мо­жуть бути схожі на глибинні і на ті, що вилилися. Надійна ознака розпізнавання цих порід - жильна форма їхнього залягання, що спостерігається тільки в польових умовах.

У лабораторних умовах магматичні гірські породи можна ви­значити за допомогою визначника

***Лабораторна робота 4***

Тема: Гірські породи

Мета: Вивчити типи гірських порід, навчитися їх розпізнавати зразки гірських порід.

Матеріали та обладнання: Зразки гірських порід, збільшувані скельця або лупи, 10 % НС1, піпетки, фільтрувальний папір.

**Питання для самопідготовки:**

1. Що таке гірська порода?
2. Які типи гірських порід за їх походженням існують? Охарактеризуйте кожен з них. Наведіть приклади.
3. Що таке структура і текстура гірських порід?
4. Що таке магма? її типи.
5. Класифікація магматичних, осадових і метаморфічних гірських порід.

Завдання:

1. Розглянути гірські породи колекції за допомогою лупи, вивчити їх структуру і текстуру. Описати і замалювати зразки. Провести якісну реакцію на наявність карбонатів:

10 % НС1 капнути на зразок мармуру, після реакції місце про­терти фільтрувальним папером. Зробити висновок.

Питання для самоконтролю:

1. Які породи звуться лужними, а які - лужноземельними?
2. Структура і текстура гірських порід?
3. Роль мінералів в утворенні ґрунту - джерела живлення рослин? (ґрунтоутворюючі мінерали)
4. Що собою являє тверда, рідина і газова частина ґрунту?
5. Які мінерали звуться породоутворюючими, які - акцесорними; які рудними.

Терміни:

афанітовий, порфіровий, акцесорний, алевритовий, псамитовий, пелітовий, псефитовий.

***Лабораторна робота 5.***

Тема: Типи гірських порід.

Завдання: Вивчення гірських порід з колекції, розподіл їх на типи згідно генезису і опис.



Таблиця

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| Тип гірської породи | Назйа зразку | Особливості |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  | » |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |

**Додаток,**

Найважливіші парагенетичні ряди мінералів  
магматичні минерали

Мінерали ультраосновних та основних гірських порід

Породоутворюючі: Рудні мінерали та інші корисні ко-

палини:

Магнетит

**Олівін**

**Авгіт**

**Лабрадорит  
Анортит  
Рогова обманка**

Хромит

Ільменіт

Халькопіріт

Платина

Алмаз

Мінерали лужних гірських порід

Породоутворюючі: Рудні:

Нефелин Ільменит

Польові шпати (лужні) Магнетит

Авгіт

Рогова обманка Біотит Апатит

Мінерали кислих горських порід

Породоутворюючі: Рудні:

Кварц Золото

'Ортоклаз Молібденіт

Польові І Мікроклин Пірит

Шпати [Альбіт Мусковит Біотит

Рогова обманка

Мінерали пегматитів

Рогова обманка  
'Апатит  
Флюорит  
Топаз  
Беріл

**Кварц**

**Мусковит**

**Біотит**

**Ортоклаз**

**Мікроклин**

Продукти пневматолізму та метасоматичного процесу

Альбіт Турмалін

Мінерали гідротермального процесу

|  |  |
| --- | --- |
| Породоутворюючі: | Рудні: |
| Шріт | Кварц |
| Халькопіріт | Кальцит |
| Г аденіт | Барит |
| Сфалеріт | Флюорит |
| Кіновар | Халцедон |
| Золото | Доломіт |
| Кассітерит | Сідеріт |
| Молібденит | Турмалін |
| Марказит |  |

Рудні: Нерудні:

Халькопіріт Рогова обманка Серпентин

Сфалеріт Гранати Асбест

Молібденіт Хлорити Магнетит

Гематит Кальцит Графіт

Магнетит Корунд Топаз

Кассітеріт Апатит Берні

Флюорит

Мінерали, які виникають у зв’язку з регіональним метаморфізмом

Гранати

**Хлорит**

**Серіцит**

**Магнетит**

**Піріт**

**Турмалін**

Графіт

Слюди

Корунд

Рогова обманка  
Тальк

**Породоутворюючі:**

**Олівин**

**Авгіт**

**Рогова обманка  
Польові шпати  
Лейцит**

Вулканогенні мінерали

Возгони

Сірка

Залізний блиск  
Нашатир  
Галіт

Продукти

гідротермального по-  
ствулканічного про-  
цесу  
Кварц  
Халцедон  
Агат  
Опал  
Кальцит

**Мінерали гипергенних процесів  
Продукти вивітрювання та гідрохімічних реакцій**

**Кварц**

**Халцедон**

**Кремень**

**Опал**

**Кальцит**

**Лімонит**

**Гіпс**

**Баріт**

**Сірка**

**Каолініт**

**Боксит**

**в осадах та ґрунтах**

**Вівіаніт  
Марказит  
Піріт  
Малахит  
Азурит  
Доломіт  
Сідерит  
Магнезит  
Г ематит  
Мідь**

**Вицвіти ґрунту Галіт Гіпс**

**Мірабіліт**

**Сода**

**Хімічні морські та озерні**

**Ангідрит**

**Гіпс**

**Мірабіліт**

**Баріт**

**Сода**

**Лімонит**

**Боксит**

**осади**

**Г аліт  
Сільвин  
Піролюзит  
Фосфорит  
Глауконит  
Кальцит  
Доломіт**

**Біогенні мінерали**

**Кальцит**

**Опал**

**Сірка**

**Лімонит**

**Фосфорит**

**Бурштин**

I

Базальтова верства Верхня мантія Геоїд

Г еосфери планети

Гравіметрія

Гранітно-

метаморфічна (гней­сова верства) Електрометрія Еліпсоїд Земна кора Зовнішнє ядро Кларки Магнітометрія Мантія Землі Надглибинне буріння Нижня мантія Осадова верства Поверхня Конрада Поверхня Мохорови- чича

Сейсмічні методи Сейсмограма Сейсмометрія Суб’ядро (внутрішнє ядро)

Тепловий потік Термометрія Ядро Землі

II

Кристал

Кристалічна решітка

Список термінів

Самородні елементи:

графіт

сірка

алмаз

срібло

мідь

золото

Сульфіди:

халькопірит

ггірит

марказит

сфалерит

кіновар

галеніт

молібденіт

Галощні з ’ єднання

(галогеніди):

галіт

сільвін

флюорит

Оксиди та гідрокси­ди:

кварц (гірський кри­шталь, раухтопаз, аметист, моріон ...) Халцедон (кремінь, агат, сердолік)

Опал Магнетит Г ематит Лімоніт

Корунд (сапфір, лей- косапфір, рубін)

Глауконітовий

Кварцево-

слюдистий

Аркозовий

Лес

Алевроліт

Глина

Аргіліти

Супіски

Суглинки

Вапняки

Каолініт

Вапняк-черепашняк Вапняки детрусові Травертини Крейда

Кременисті породи

Діатоміт

Трепел

Отока

Г ейзерити

Кам’яна сіль

Каустоболіти

Торф

Буре вугілля Кам’яне вугілля Антрацит Мармур Філіти

Серицитові сланці Кристалічні сланці Парагнейси Г нейси

Анізотропність

Ізотропність

Самоогранення

Грані

Ребра

Гранні кути Симетрія: елементи симетрії

Площина симетрії Вісь симетрії Центр симетрії Закон постійності гранних кутів Сингонії Кубічна

Гексагональна синго- нія

Тетрагональна синго- нія

Тригональна сингонія Ромбічна сингонія Моноклінна сингонія Триклинна сингонія Поліморфізм Ізоморфізм Друзи Щітки

Зернисті агрегати

Землисті агрегати

Конкреції (сфероліти)

Секреції

Жеоди

Дендрити

Сталактити

Хроміт

Боксит

Карбонати:

кальцит

доломіт

магнезит

сидерит

малахіт

Сульфати:

Гіпс

Ангідрит

Барит

Мірабіліт

Фосфати:

апатит

фосфорит

вівіаніт

Силікати:

олівін

гранати

топаз

беріл (смарагд, аква­марин, геліодор) турмалін авгіт

рогова обманка

тальк

мусковіт

біотит

серпентин

азбест

лабрадор

ортоклаз

мікроклін

Слюдяні ортосланці

Серпентиніти

Гранул іти

Еклогіти

Роговики

Екзогенні процеси

Вивітрювання

Зона гіпергенеза

Абсорбція

Десквамація

Колювій

Гідратація

Елювій

Автоморфна кора

вивітрювання

Латеритний

Еолові явища

Дефляція

Корозія

Турбулентні потоки

Сальтація

Акумуляція

Алювій

Делювій

Пролювій

Тераси

Карстові явища Гравітаційні пере­міщення Екзарація Морена

Г ляціо дислокації

Криолітозони

Діагенез

Сталагміти

Псевдоморфози

Мінерал

Колір мінералу в кус­ку та в порошку Побіталість та іриза- ція

Блиск металевий Блиск неметалевий: скляний алмазний перламутровий жирний шовковистий восковий матовий Твердість Скломери Спайність Цілком досконала спайність

Досконала спайність Середня спайність Недосконала спай­ність

Цілком недосконала

спайність

Злам:

раковистий злам занозистий злам керівний злам землистий злам крючкуватий злам Подвійне променепе- нефелін

вуглецево водневі сполуки бурштин Г атчетит Парафін Мумійо Гірська порода Магматичні породи Інтрузивні породи Ефузивні гірські по­роди

Метаморфічні поро­ди

Осадові гірські поро­ди

Хемогенні осадові гірські породи Уламкові осадові гір­ські породи Органогенні осадові гірські породи Структура гірських порід

Текстура гірських

порід

Дуніт

Перидотит

Піроксеніт

Габро

Базальт

Діорит

Граніт

Ліпарит

Магма Магматизм Флюїдний тиск Дайки Батоліти Лаполіти Лаколіти Факоліти Хроноліт Бісмаліт Жили Вулканізм Гавайський тип ву­лканів

Стромболіанський

тип

Везувіанський тип Пелейський тип Газовий тип Гейзери

Зони субдукції (Бе- ньофа)

Рифтові зони Регіональний мета­морфізм

Динамометаморфізм Контактовий мета­морфізм Тектонічні рухи Неотектонічні рухи Епейрогенез Орогенез Деформація Платформа

Андезит

Сієніт

Трахіт

Лабрадорит

Обсидіан

Пемза

Вулканічний туф

Псефітовий

Псамітовий

Алевритовий

Глиби

Валуни

Щебінь

Галька

Брекчії

Дресвяники

Гравеліти

Піски

Пісчаники

реломлення

Магнітність

Ковкість

Смак і запах мінералу Гнучкість і пружність Горючість мінералу Магматичне мінера­лоутворення Пегматитове мінера­лоутворення Пневматолітове міне­ралоутворення Гіпотермальне міне­ралоутворення Мінералоутворення в області контактів Метаморфічне міне­ралоутворення Гіпергенне мінерало­утворення Параґенез

Плита Щит Штоки Сіл ли

Магматичний діапір

Факоліт

Бісмаліт

Лапілі

Ювенільний

Резуринтний

Тефра

Жерло

Кальдера

Нова глобальна тек­тоніка літосферних плит Акреція