

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
УЖГОРОДСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ  
Хімічний факультет**

**МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ**

до вивчення курсу: „**Геологія з основами геоморфології**”  
для студентів хімічного факультету  
спеціальності «Екологія, охорона навколишнього середовища»

**Ужгород – 2012**

Даний посібник призначений для самостійної роботи студентів II курсу спеціальності «Екологія, охорона навколишнього середовища». В ньому в короткій конспективній формі викладено матеріал, передбачений навчальним планом для підготовки до лабораторних робіт з дисципліни «Геологія з основами геоморфології». Матеріал охоплює основні розділи речовинної геології: будову і склад оболонок Землі, мінерали і гірські породи. До конспекту лекцій включені тільки теоретичний матеріал та список літератури, до якої може звернутись студент для більш поглибленого вивчення питань з даної дисципліни.

Автори: кандидат хімічних наук, доц. О.П.Кохан  
кандидат хімічних наук, доц. М.Ю.Сабов

Рецензент: кандидат хімічних наук, доц. Р.Т. Марійчук

Рекомендовано  
Вченою Радою хімічного факультету УжНУ  
протокол № 3 від 20.11.2012 р.

© Ужгородський національний університет -2012

## ВСТУП

*Метою* вивчення дисципліни «Геологія з основами геоморфології» є: отримання знань із геологічної будови, тектонічної структури та рельєфу Землі, геологічних процесів і явищ для розуміння причин впливу їх на формування екологічного стану навколишнього природного середовища, а також рішення питань охорони надр та раціонального використання мінеральних ресурсів, знайомство студентів із сучасними знаннями щодо еколого-геологічних умов середовища життєдіяльності, розвинення самостійного мислення у відповідних питаннях, здібностей реалізувати здобуті знання на практиці, поступове формування суспільно-корисного світогляду у цій галузі. В процесі вивчення дисципліни «Геологія з основами геоморфології» у студента повинно сформуватися цілісне уявлення про геологію як одну з головних природничих наук про Землю, про тісний її зв'язок із рубіжними та іншими науками, про ті процеси та явища природного характеру, вплив яких на довкілля спричиняє зміну (в той чи інший бік) екологічної ситуації.

Практикум містить ряд вузлових питань, які є базовими для пізнання геологічних процесів і явищ для розуміння причин впливу їх на формування екологічного стану навколишнього природного середовища. За змістом практикум відповідає навчальній програмі лабораторних занять з курсу «Геологія з основами геоморфології». Завдання практикуму – закріпити теоретичний матеріал з зазначеного курсу шляхом вирішення конкретних геологічних завдань і вправ.

### Теми лабораторних занять

№ п/п	Назва теми	Кількість годин
1	Будова Землі і методи її дослідження. Форма і розміри планети Земля. Будова земної кори, її елементний і мінеральний склад.	2
2	Вивчення діагностичних ознак мінералів	2
3.	Визначення мінералів. Силікати та їх класифікація	2
4.	Визначення мінералів. Сульфіді. Оксиди і гідроксиди	2
5.	Визначення мінералів. Карбонати, сульфати, фосфати. Галогеніди. Самородні мінерали.	2
6.	Визначення гірських порід. Магматичні породи (інтрузивні та вулканічні) Метаморфічні породи (сланці, гнейси та ін.) Метаморфічні породи (сланці, гнейси та ін.)	2
7.	Визначення гірських порід. Осадкові породи (уламкові, органогенні, хемогенні, каустобіоліти)	2
8.	Робота з геологічними, геоморфологічними і тектонічними картами.	2

## 1. ФОРМА ТА РОЗМІРИ ЗЕМЛІ

Питання форми та розмірів Землі цікавило людство ще з часів глибокої давнини. Сьогодні вже ніхто не сумнівається, що Земля за своєю формою подібна до кулі та інших планет Сонячної системи. Лише у XVII—XVIII століттях, коли для вивчення розмірів Землі почали застосовувати точні методи вимірювання (триангуляція), було встановлено, що Земля не є ідеальною кулею, оскільки полярний та екваторіальний радіуси відрізняються за своєю довжиною більше ніж на 21 км. Пізніше результатами вимірювання величин дуг меридіанів та паралелей, виконаних в різних країнах, було встановлено, що Земля стиснена не тільки на полюсах, але і по екватору: найбільший і найменший екваторіальні радіуси відрізняються за довжиною на 213 м.

Така форма Землі нагадує *трьохосний еліпсоїд*, або *сфероїд*. Уявлення про Землю як про еліпсоїд (або сфероїд) в принципі вірні, але насправді поверхня Землі більш складна. Найбільш близькою до сучасної фігури Землі є фігура, яка дістала назву “геоїд”, що в перекладі означає “землеподібний”.

*Геоїд* – це уявна поверхня, по відношенню до якої сили тяжіння направлені перпендикулярно в будь-якій точці Землі. В межах акваторій океанів вона співпадає з поверхнею води, яка знаходиться в стані спокою. Іншими словами, *геоїд* – це вирівняна поверхня гравітаційного потенціалу, яка співпадає з поверхнею води в океанах, тобто поверхнею “рівня моря” від якої ведеться відлік висотних відміток місцевості. Поверхні геоїда і сфероїда не співпадають і розходження між ними місцями складає близько 100-150 м.

Форма та розміри Землі були математично обґрунтовані геодезистом О.О.Ізотовим у 1940 р., а змодельована ним фігура, на честь відомого радянського геодезиста Ф.М. Красовського була названа *еліпсоїдом Красовського*. На сьогоднішній день параметри еліпсоїда Красовського підтверджені сучасними методами досліджень, у тому числі з залученням даних штучних супутників Землі, і складають:

- екваторіальний радіус – 6378,254 км;
- полярний радіус – 6356,863 км;
- полярне стиснення –  $1/298,25$  ,.

За цими параметрами, були обчислені площа поверхні Землі – 510 млн. км<sup>2</sup>, її об’єм –  $1,083 \cdot 10^{12}$  км<sup>3</sup> і маса –  $5,976 \cdot 10^{24}$  кг.

Для Землі властива непостійна швидкість обертання навколо своєї осі. Розрізняють три типи зміни величини кутової швидкості: вікове сповільнення, нерегулярні стрибкоподібні зміни та періодичні коливання.

**Вікове сповільнення**, як вважають вчені, зумовлене діями місячного та сонячного притягання, які спричиняють припливи та відпливи на Землі, а також, деякою мірою, можуть впливати на перерозподіл мас в надрах планети.

**Нерегулярні** зміни кутової швидкості відбуваються, здебільшого, через певні проміжки часу (від 10 до 30 і більше років). Їх природа досі ще залишається нез’ясованою. Вважається, що вони можуть бути викликані змінами щільності речовини в надрах Землі.

**Періодичні зміни** з річним і піврічним періодами проявляються у тому, що влітку Земля обертається швидше ніж весною. Різниця в тривалості доби у серпні та березні складає близько 0,0025 сек.

За період геологічної історії, тобто від архейського акрону (4,5 – 2,6 млрд. років назад) і до сьогоднішнього дня, як свідчать вчені, тривалість доби збільшилася на 4 години, що свідчить про уповільнення швидкості обертання Землі навколо своєї осі.

## 1.1 Будова та склад Землі

Земля, як найбільш розвинена планета Сонячної системи, характеризується складною будовою, вираженою в наявності декількох оболонок або **геосфер**, які відрізняються своїм складом, фізичними властивостями та станом речовини. Серед них розрізняють зовнішні геосфери, які доступні для безпосереднього вивчення, і внутрішні геосфери, дослідження яких проводиться шляхом застосування непрямих геологічних, геофізичних та геохімічних методів.

## 1.2 Зовнішні геосфери Землі

До зовнішніх геосфер Землі належать атмосфера, гідросфера, біосфера та ноосфера. Вони проникають одна в одну та знаходяться в постійній взаємодії між собою і твердими оболонками Землі. Проявом цієї взаємодії є обмін між ними речовиною та енергією.

**Атмосфера** – це газова оболонка, складена сумішшю газів, співвідношення яких змінюється з висотою. Біля поверхні Землі 78,09% її об'єму належить азоту, 20,95% – кисню, аргон і вуглекислий газ складають, відповідно, 0,93% і 0,03%. В незначних кількостях у повітрі містяться водень, неон, гелій, криптон, ксенон, радон, йод, водяна пара, озон, метан та інші гази. Такий склад атмосфери практично не змінюється до висоти 100 км. Окрім газів, в ній знаходиться також певна кількість твердих частинок у вигляді пилу різноманітного походження. Найбільше його поступає в повітря під час пилових бур у районах пустель та напівпустель, при виверженні вулканів, а також з космічного простору. Не остання роль у забрудненні атмосфери пилом належить техногенній діяльності людини. Найбагатшими на пил є нижні шари атмосфери, але він виявлений також і на висоті 100 – 150 км.

Залежно від складу та фізичних параметрів (густини повітря, тиску, температури) атмосфера, верхня межа якої сягає висоти 2000 км, поділяється на три горизонти – тропосферу, стратосферу та іоносферу.

**Тропосфера** характеризується високою густиною, наявністю в складі, окрім азоту та кисню, вуглекислого газу, водяної пари та великої кількості твердих частинок різного походження. Висота її верхньої межі змінюється в залежності від географічної широти.

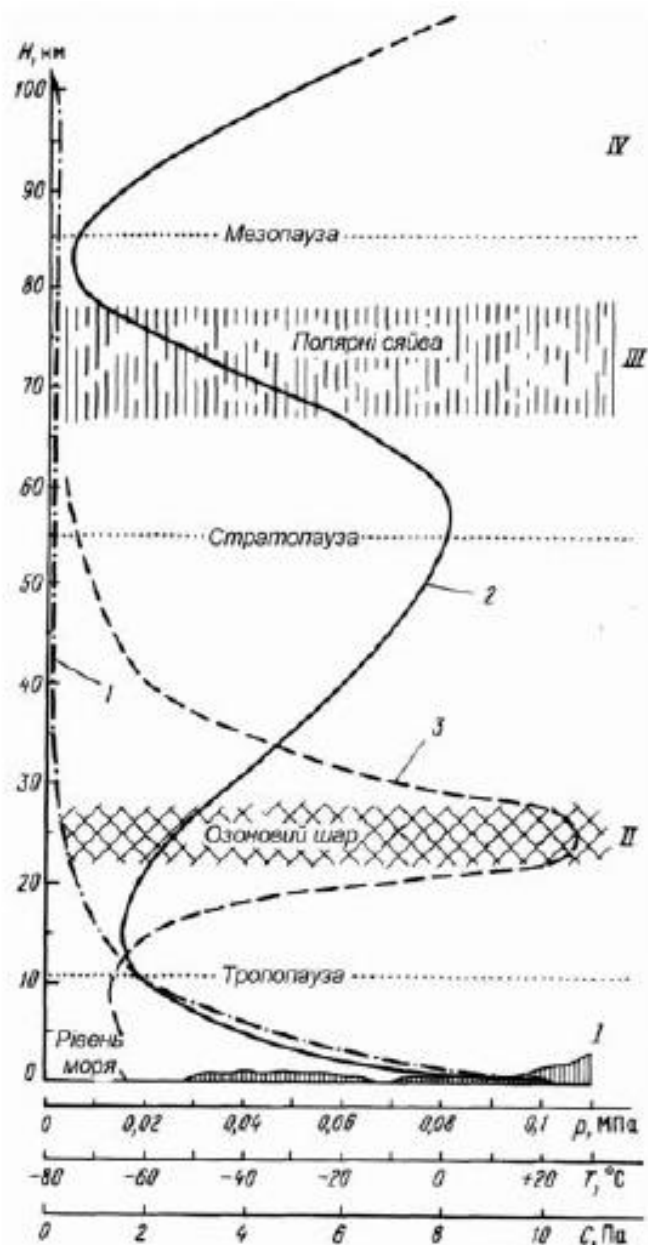


Рис. 1. Вертикальний розріз атмосфери до висоти 100 км  
Криві змін: 1 – тиску (P); 2 – температури (T); 3 – вмісту озону (C). I – тропосфера; II – стратосфера; III – іоносфера; IIIa – мезосфера; IV – термосфера

В екваторіальній та тропічній зонах вона сягає 17-18 км, а в полярних та приполярних областях знижується до 8-10 км. Характерним для тропосфери є також нерівномірність температури повітря. Тепліші його шари знаходяться в приземній частині, а з висотою температура понижується в середньому на 6 °C через кожен кілометр і біля верхньої межі становить -85 °C.

Шар мінімальних постійних температур у верхній частині тропосфери називається *тропопаузою* і є межею між тропосферою і розташованою вище стратосферою.

**Стратосфера** займає повітряний простір на висоті від 8-18 до 50-55 км. Характерною її властивістю є сильно розріджений стан повітря і закономірне

підвищення температури з висотою до  $-10 - +10$  °С. На висоті  $\approx 55$  км температура стабілізується і цю частину стратосфери називають **стратопаузою**. В межах стратосфери на висоті  $\approx 25$  км знаходиться озоновий шар, який поглинає велику частину ультрафіолетової радіації Сонця, захищаючи все живе на Землі від її згубної дії.

**Іоносфера**, верхня оболонка атмосфери, ділиться на три підгоризонти: мезосферу, термосферу і екзосферу.

**Мезосфера** сягає висоти біля 80 км. Характерною її ознакою є наявність так званої сріблястої хмарності і пониження температури (підвищення якої відбувається в стратосфері) до  $-90$  оС. Завершується мезосфера шаром з постійними мінімальними температурами який називається **мезопаузою**. Слід також зазначити, що взимку температура у мезосфері вища в порівнянні з літнім періодом. Однією з особливостей мезосфери є високий вміст іонів газів, які спричиняють своєрідне світіння атмосфери, відоме як **полярне сяйво**.

**Термосфера**, верхня межа якої проходить приблизно на висоті 800 км, характеризується черговим підвищенням температури до  $1000-2000$  °С, що і обумовило назву цієї оболонки атмосфери. Починаючи з висоти 200 км у термосфері відбувається розділення газів за молекулярною масою і збільшення вмісту водню та гелію. Окрім того, з висотою зростає роль іонізованих атомів і інших заряджених частинок, через що цю сферу ще називають **іоносферою**.

**Екзосфера** знаходиться вище 800 км і мало вивчена. В її складі переважають іони легких газів і елементарні частки, які рухаються з великою швидкістю але майже не зустрічаються одна з одною. Для зовнішніх шарів екзосфери характерне розсіювання – **дисипація** атмосфери в космічний простір. Проте цьому розсіюванню протидіє магнітне поле Землі, яке утримує іонізовані частки в магнітосфері, верхня границя якої віддалена від земної поверхні на 25-35 тисяч кілометрів. Важливою складовою атмосфери з точки зору впливу на геологічні процеси і об'єкти, як це буде показано нижче, є атмосферна волога та рух повітря, що впливають на формування кліматичних і погодних умов.

**Гідросфера** – водна оболонка Землі, яка має безпосереднє відношення до геологічних процесів. Вона об'єднує поверхневі та підземні води. Верхня її межа відповідає рівню поверхні відкритих водоймищ, а нижня умовно проводиться в надрах Землі на глибині температурного рівня  $+374$  °С, при якому вся вода переходить у газоподібний стан.

У складі гідросфери виділяється три основних типи природних вод, які відрізняються за хімізмом та фізичними властивостями. Це води морів і океанів або **океаносфера**, **води суходолу і льодовиків**, а також **підземні води**. Загальна маса гідросфери становить  $1644 \cdot 10^{15}$  т, що не перевищує 0,025% загальної маси Землі. В кількісному відношенні води гідросфери розподіляються наступним чином:

- океанічні –  $1370$  млн. км<sup>3</sup> (86,5% всієї маси води),
- води суходолу –  $0,5\%$  млн. км<sup>3</sup>,
- води материкових льодовиків –  $22$  млн. км<sup>3</sup>,
- підземні води –  $196$  млн. км<sup>3</sup>.

Всі води гідросфери мінералізовані і можуть розглядатися як природні розчини. На відміну від атмосфери, в гідросфері чітко проявляється горизонтальна неоднорідність (зональність): води суходолу, здебільшого, прісні, а океанів та морів – солоні. Океанічна вода містить, в середньому, 35 г солей на 1 л. У складі морської води провідна роль належить катіонам  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Sr^{2+}$  і аніонам  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $HCO_3^-$ ,  $Br^-$ ,  $F^-$ ,  $HBO_3^-$ , вміст яких відповідає 95,8% маси розчинених речовин; всі інші хімічні елементи складають 4,2%. Окрім іонів у морській воді розчинені також природні гази – азот, кисень, вуглекислота, сірководень, концентрація яких змінюється залежно від фізико-географічних умов.

Більшість вод суходолу утворилися за рахунок атмосферних опадів, які характеризуються мінімальною мінералізацією і належать до так званих прісних вод.

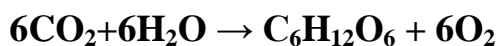
Під впливом сонячної радіації води гідросфери Землі знаходяться в постійному русі – в безперервному кругообігу. Вода у вигляді пари атмосферної вологи, атмосферних опадів та річкового стоку, а також океанічними течіями переміщується на великі відстані. В атмосфері вона максимально насичується вільним киснем, а при зіткненні з верхніми шарами земної кори втрачає його. В процесі кругообігу в єдину систему об'єднуються всі води гідросфери, а також відбувається тісний взаємозв'язок природних вод з атмосферою, землею корою та живим світом планети. Таким чином, в загальному кругообігу води можна виділити своєрідні ланки: атмосферну, океанічну, літогенну, біогенну та промислово-господарську. Волога гідросфери разом з розчиненими в ній речовинами приймає активну участь у хімічних реакціях, які проходять в атмосфері, земній корі і біосфері. В зв'язку з цим, гідросфера, як і атмосфера, є активною діючою силою і середовищем геологічних процесів.

**Біосфера** є третьою зовнішньою оболонкою Землі. Вона об'єднує сфери планети де існує життя і включає в себе всю гідросферу, верхню частину літосфери та нижню частину атмосфери (нижче озонового шару). Жива речовина за своєю масою ( $2,4 \cdot 10^{12}$  т) складає незначну частину в порівнянні з іншими зовнішніми оболонками планети, але за активною дією на довкілля посідає перше місце і якісно відрізняється від усіх інших оболонок.

За способом живлення та відношенням до зовнішнього середовища розрізняють організми **автотрофні**, які споживають неорганічні мінеральні речовини, і **гетеротрофні**, що живляться іншими організмами та їхніми рештками. Більшість організмів **аеробні**, тобто такі, для життя яких потрібне повітря. Значно менша частина, здебільшого мікроорганізми, відносяться до **анаеробних**, які можуть існувати і в безкисневому середовищі.

Основою живої речовини є Карбон, який утворює нескінчену кількість різноманітних хімічних сполук. Окрім вуглецю, найпоширенішими хімічними складовими живої природи є Оксиген, Гідроген та Нітроген. Інші елементи присутні у невеликих кількостях, проте відіграють важливу роль у фізіології організмів. Основна маса живої речовини зосереджена в зелених рослинах, які поглинають енергію сонячного проміння і утворюють складні органічні

сполуки. Цей процес природного формування органічної речовини одержав назву “**фотосинтез**”. Він залучає до річного кругообігу велику кількість речовин Землі та обумовлює високий кисневий потенціал атмосфери і біосфери в цілому. Фотосинтез є своєрідним регулятором геохімічних процесів і фактором, який визначає наявність вільної енергії зовнішніх оболонок Землі. З точки зору хімії фотосинтез – це окисно-відновна реакція



у результаті якої за рахунок поглинання вуглекислоти і води синтезується органічна речовина та виділяється вільний кисень.

В планетарному масштабі при реакціях фотосинтезу живою речовиною щорічно засвоюється  $3,65 \cdot 10^{11}$  т вуглекислоти та  $1,5 \cdot 10^{11}$  т води, що призводить до утворення в біосфері Землі 266 млрд. т вільного кисню, при цьому біомаса Світового океану є головним генератором вільного кисню в атмосфері.

При відмиранні організмів відбувається зворотний фотосинтезу процес, тобто розкладання органічної речовини шляхом її окиснення та утворення продуктів розкладу. Цей процес у межах земної кулі знаходиться в стані динамічної рівноваги з фотосинтезом, у зв'язку з чим загальна кількість біомаси на Землі є постійною.

Невід'ємною частиною біосфери є **Людина**. Вона своїм розумом і діяльністю проникає в усі сфери Землі, вивчаючи і навіть змінюючи їх, створюючи свою область мислення та дії, тобто свою сферу в природній системі планети. Враховуючи це, В.І. Вернадський на початку ХХ століття запропонував виділяти нарівні з літосферою, атмосферою, гідросферою, біосферою ще одну оболонку – **ноосферу**. В буквальному перекладі з грецької мови “*ноосфера*” означає “*мисляча оболонка*” і вона об'єднує ту частину земної кулі, на яку поширюється активна і зростаюча дія людини. Ноосфера – це свого роду вища стадія еволюції біосфери, пов'язана з виникненням цивілізації, з періодом, коли розумова діяльність людини стає головним, визначальним фактором розвитку Землі. Згідно з останнім, В.І. Вернадський писав: “*Ноосфера є нове геологічне явище на нашій планеті. В ній вперше людина стає важливою геологічною силою. Вона може і повинна перебудовувати своєю працею та думкою область свого життя, перебудовувати корінним чином у порівнянні з тим, що було раніше*”.

Охарактеризовані вище зовнішні оболонки Землі взаємно проникають одна в іншу та взаємодіють, що визначає перебіг складних процесів і явищ, які відбуваються на поверхні планети.

## 1.2 Внутрішні геосфери Землі

Вивчення внутрішньої будови планети проводиться сейсмічним методом, який базується на реєстрації швидкостей поширення в тілі Землі поздовжніх і поперечних хвиль, спричинених землетрусами або штучними вибухами. За сейсмологічними даними Земля побудована з декількох сфер, які відрізняються

не тільки швидкостями проходження сейсмічних хвиль, але й складом та фізичними властивостями. До головних внутрішніх геосфер Землі, які відокремлені одна від одної чітко проявленими поверхнями розділу першого порядку, на яких швидкості сейсмічних хвиль різко змінюються належать: земна кора, мантія і ядро, котрі в свою чергу, поділяються ще на низку складових

**Земна кора** є основним об'єктом вивчення геології, в зв'язку з чим на детальній характеристиці її будови та складу ми зупинимося окремо, тут лише зазначимо, що за середню глибину нижньої межі земної кори прийнята цифра 33 км (рис. 2, сфера А). На цій глибині в середньому розташована так звана сейсмічна межа, яка характеризується різким збільшенням швидкостей проходження сейсмічних хвиль і нижче якої розташовується друга внутрішня геосфера – **мантія**.



Рис. 2. Внутрішня будова Землі

Вперше це явище було виявлено югославським сейсмологом А.Мохоровичичем на честь якого сама межа дістала назву **поверхні Мохоровичича**, або скорочено – **поверхні Мохо, поверхні М**. За геофізичними характеристиками мантія ділиться на дві частини – верхню та нижню, межа між якими проходить на глибині близько 1000 км. В свою чергу, в складі верхньої мантії виділяються (зверху донизу) шар Гутенберга і шар Голіцина.

**Шар Гутенберга** складений “розм’якшеними” з низькою щільністю, здатними до пластичного течіння гірськими породами і називається **астеносферою**. Для нього характерне зниження швидкостей проходження сейсмічних хвиль (особливо поперечних) та підвищення електропровідності, що свідчить про своєрідний аморфний стан речовини. Вона менш в’язка і більш пластична у порівнянні з породами шарів які її підстелюють та перекривають. Глибина залягання астеносферного шару є досить мінливою. Під континентами вона змінюється від 80-120 до 200-250 км, а під океанами – від 50-70 до 300-400 км. Астеносфера найчіткіше виражена та піднята до глибини 20-25 км у межах сучасних рухливих зон земної кори і опущена та слабо виражена під найбільш спокійними ділянками континентів. Зниження в її межах швидкостей сейсмічних хвиль і підвищення електропровідності пов’язані з частковим плавленням речовини мантії, яке відбувається під впливом швидкого підвищення з глибиною температури при, практично, незмінному тиску. В’язкість астеносферного шару також змінюється як в горизонтальному так і у вертикальному напрямках. Потужність астеносфери, якій, як це буде показано нижче, належить значна роль в глибинних геологічних процесах, також змінюється в межах від 50 до 300-350 км.

Нижче астеносфери, тобто в межах **шару Голіцина**, швидкість повздовжніх сейсмічних хвиль різко зростає до 11,3-11,4 км/с. Значно повільніше відбувається зростання швидкості і в межах нижньої мантії, де цей показник на глибинах 2700-2900 км досягає 13,6 км/с. На глибині 2900 км спостерігається наступна сейсмічна межа першого порядку, яка відмежовує мантію від ядра.

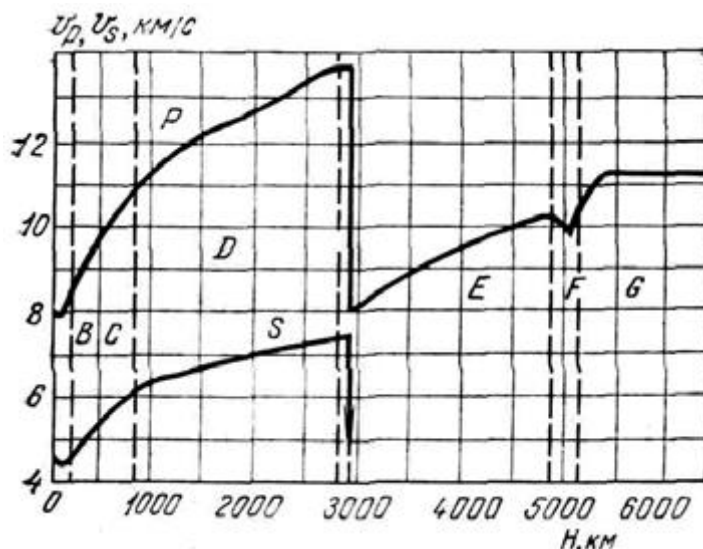


Рис. 3. Графік швидкостей поширення поздовжніх (P) і поперечних (S) сейсмічних хвиль в межах Землі (за В.О. Магніцьким)

Третьою внутрішньою геосферою Землі є її **ядро**, яке характеризується різким падінням швидкості повздовжніх сейсмічних хвиль з 13,6 км/с у мантії до 8,0-8,1 км/с у ядрі. Поперечні хвилі на межі ядра та мантії (глибина 2900 км)

зовсім згасають. Це дозволяє припустити, що речовина, яка складає зовнішню частину ядра Землі, знаходиться в стані рідини.

За величинами швидкості проходження поздовжніх хвиль ядро поділяється на три частин: зовнішнє ядро (до глибини 4980 м); перехідний шар, що знаходиться в межах глибин 4980-5120 км і внутрішнє ядро (глибина понад 5120 км). У зовнішньому ядрі швидкість поздовжніх сейсмічних хвиль з глибиною поступово збільшується до 10,4-10,5 км/с, в межах перехідного шару вона знову зменшується до 9,5-10 км/с, а у внутрішньому ядрі зростає до 11,2-11,3 км/с.

Питання про склад та фізичну природу ядра до сьогоднішнього дня залишається нез'ясованим. Як вже зазначалось, воно складається з більшого за розмірами, ефективно-рідкого зовнішнього ядра та малого і твердого внутрішнього. Останнє чітко виділяється за сейсмічними даними. Для нього характерні велика щільність та висока електропровідність. Це дозволяє припустити, що ядро Землі складається із заліза з домішкою нікелю. Такі висновки базуються, головним чином, на результатах зіставлення геофізичних даних, отриманих при вивченні ядра, з результатами дослідження залізистих метеоритів. Проте, це не зовсім узгоджується з експериментальними даними. Згідно з сучасними уявленнями, щільність ядра Землі на 10% менша у порівнянні зі щільністю залізо-нікелевого сплаву при ймовірних у ядрі тиску та температурі. Це наводить на думку, що до складу ядра окрім заліза та нікелю повинні входити ще і деякі легші елементи, такі як кремній або сірка. На сьогоднішній день більшість дослідників вважає, що ядро Землі складається із заліза з домішками нікелю та сірки, а також, можливо, кремнію або кисню.

## 2. ОСНОВНІ МІНЕРАЛИ ЗЕМНОЇ КОРИ

**Мінералами** називаються природні хімічні сполуки або окремі хімічні елементи, які утворилися в результаті фізико-хімічних процесів, що відбуваються в земній корі та на її поверхні. Більшість мінералів знаходяться у кристалічному стані, тобто утворюють кристали, і лише незначна їх кількість – в аморфному (від грец. “аморфос” – безформений). **Кристали**, як багатогранні геометричні тіла бувають самих різноманітних форм, від звичайних правильних кубів до дванадцятигранників (рис. 4). За ступенем складності будови кристали діляться на шість груп, або систем, які називаються **сингоніями**. Розрізняють наступні сингонії: кубічну, тетрагональну, гексагональну (яка може бути поділена на гексагональну та тригональну підсингонії), ромбічну, моноклінну і триклінну.

Форма кристалів залежить від закономірності розташування в просторі елементарних часток – атомів, іонів, молекул. Упорядковане розташування останніх у просторі утворює **структуру кристалів**, або їх **кристалічну** (просторову) **гратку**. Характер будови кристалічної ґратки залежить від фізико-хімічних і термодинамічних умов формування мінералу. В різних умовах з однієї і тієї ж речовини можуть утворюватися різні за формою кристали. Так, наприклад, кварц при високих температурах кристалізується в гексагональній підсингонії, а при низьких – в тригональній. Іншим прикладом можуть бути графіт і алмаз, які складаються з одного й того ж хімічного елементу – карбону. Проте, графіт є одним з найм'якших мінералів і утворює таблитчасті кристали гексагональної сингонії, а алмаз відноситься до кубічної сингонії і є найтвердішим мінералом земної кори. Така різниця фізичних властивостей двох мінералів однакового хімічного складу, спричинена, насамперед, різною будовою кристалічної ґратки, тобто різним розташуванням у просторі атомів одного й того ж хімічного елементу, в даному випадку карбону.

Причиною такого явища, коли з речовини однакового хімічного складу утворюються різні за будовою кристалічної ґратки, формою кристалів і фізичними властивостями мінерали, є відмінність фізико-хімічних умов їх формування, а саме явище називається **поліморфізмом** (від грец. “поліморфоз” – багатформений).

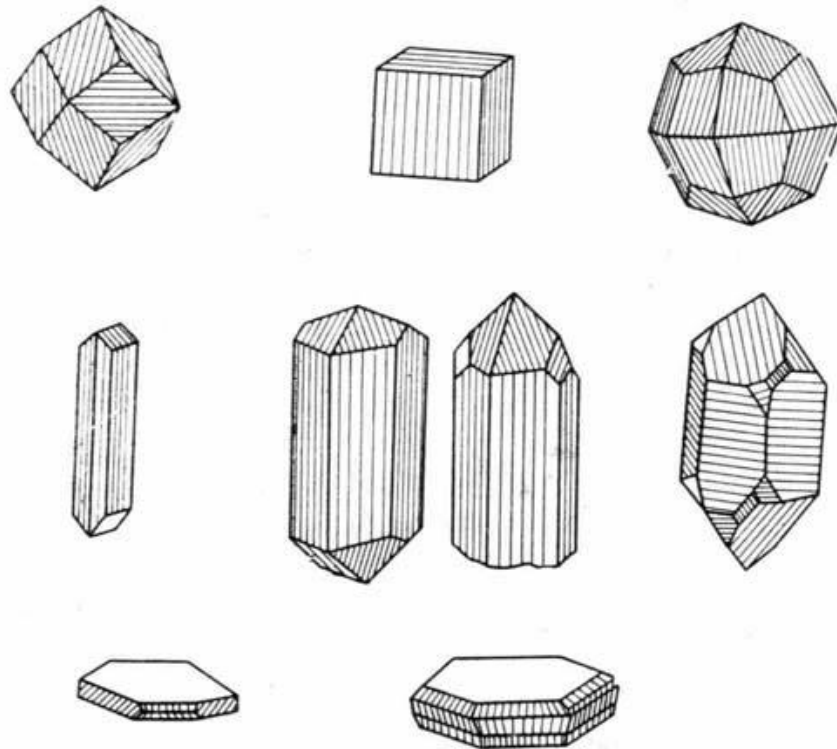


Рис. 4. Форми кристалів

В кристалічних ґратках кристалів розташування елементарних часток і характер зв'язку між ними в паралельних напрямках однакові, а в непаралельних різні, що і обумовлює різні їх фізичні властивості (теплопровідність, електропровідність, твердість тощо) в цих напрямках. Таке явище називається **анізотропією** кристалічної речовини. В аморфних твердих тілах, які характеризуються безладним неупорядкованим розташуванням елементарних часток, усі фізичні властивості в усіх напрямках однакові. Такі аморфні мінерали називають **ізотропними**.

## 2.1 Мінеральні агрегати

В природі мінерали можуть зустрічатися у вигляді окремих кристалів, їх закономірних зростків (двійників) або утворювати скупчення мінеральних зерен, які називаються **мінеральними агрегатами**.

Окремі ізольовані кристали та їх двійники утворюються в сприятливих для росту умовах. Форма та розміри кристалів можуть бути найрізноманітнішими і відображають, як склад і внутрішню будову самого мінералу, так і умови його утворення. Мінеральні агрегати утворюють друзи, секреції, мигдалини, жєоди, конкреції (рис. 5), ооліти, сталактити та сталагміти. **Друзи** – це скупчення кристалів, які приросли до стінки печери або тріщини.

**Секреції** утворюються в результаті поступового заповнення закритих порожнин мінеральною речовиною, яка відкладається на їх стінках. Вони характеризуються концентричною будовою, яка відображає стадійність їх

формування. Великі секреції називаються *жеодами*, а дрібні, розміром до 1,0-1,5 см, що утворилися при застиганні лави під водою – *мигдалинами*.

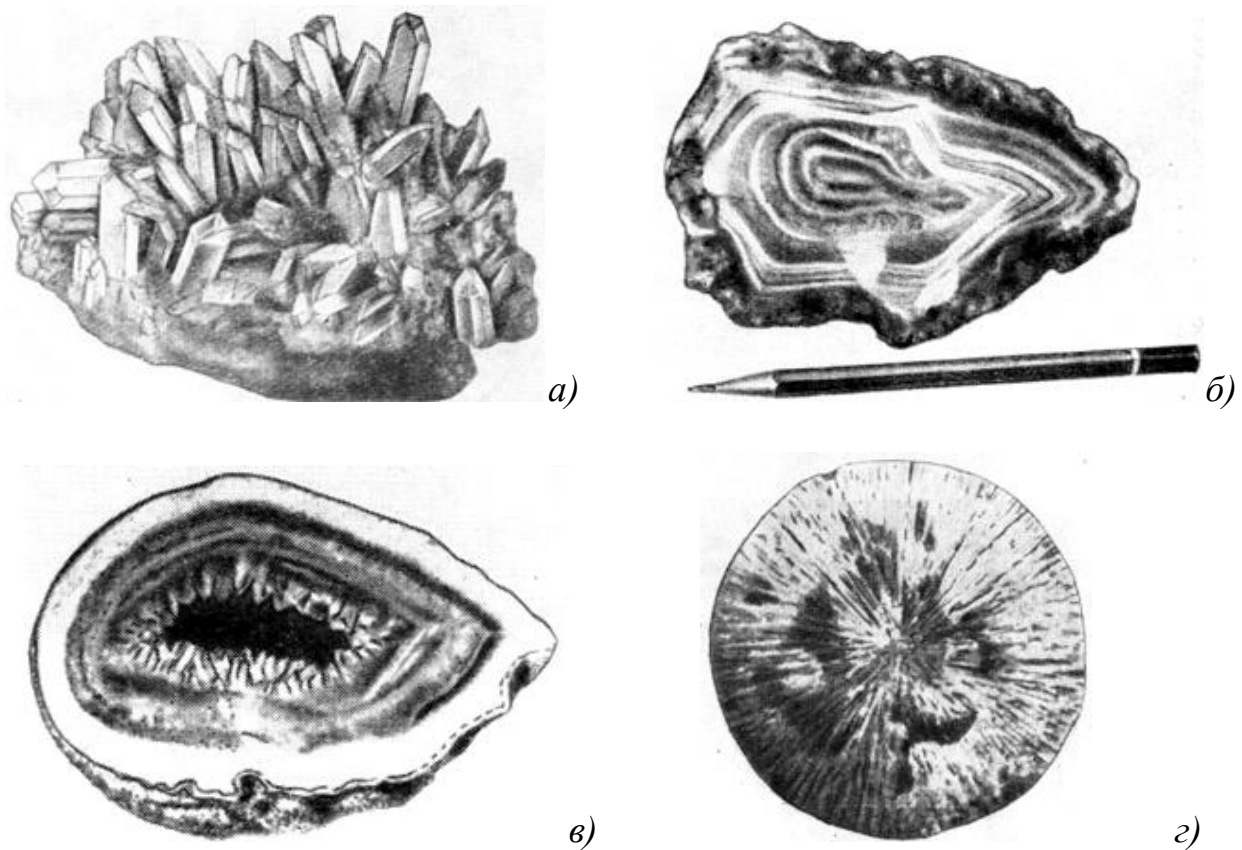


Рис.5. Мінеральні агрегати:

а – друза кристалів кварцу; б – секреція складена з агату та халцедону; в – жеода складена з зерен кварцу і халцедону; г – конкреція марказиту.

**Конкреції** – це тіла відносно правильної сферичної форми, які утворюються в результаті концентрації мінеральної речовини навколо якого-небудь центру кристалізації і характеризуються концентричною або радіально-променевою будовою. Дрібні сферичні утворення концентричної будови називаються *оолітами*. Вони утворюються в результаті кристалізації мінеральної речовини в рухомому водному середовищі.

В результаті просочування підземних вод збагачених мінеральними речовинами на поверхні порожнин, здебільшого печер, також відбувається кристалізація речовини у вигляді різноманітних натічних утворень серед яких найбільш поширеними є сталактити та сталагміти. **Сталактити** – це бурулькоподібні тіла які звисають зі склепінь печер, а **сталагміти** – ростуть догори з дна печер назустріч сталактитам.

В природі найпоширенішими є мінеральні агрегати кристалічної, аморфної або прихованокристалічної будови, які складають товщі порід. Вони утворюються при майже одночасному випаданню з розчинів або розплавів численних мінеральних часточок (зерен). У кристалічних агрегатах мінерали знаходяться в кристалічному стані, але їх зерна мають неправильну форму. В

залежності від умов кристалізації розмір зерен змінюється від великих, при повільній кристалізації, до тонкозернистих, коли процес кристалізації відбувається дуже швидко. В жилах кристалічні агрегати здебільшого характеризуються масивною будовою, і окремі зерна, практично, не розрізняються.

Аморфні мінеральні агрегати – це однорідні щільні або землісті маси з характерним матовим, восковим або слабким жирним блиском. Зовні на них дуже схожі прихованокристалічні агрегати і розрізнити їх можна тільки мікроскопічно. Це колоїдні системи, які складаються з тонкодисперсних кристалічних часток.

У природі трапляються також мінеральні утворення, які складають не характерні для них форми. Це так звані *псевдоморфози* (від грец. “*псевдо*” – *обманливий*). Вони утворюються при хімічних змінах, або при заміщенні раніше існуючих мінералів новими, а також при заповненні порожнин, що утворилися в результаті вилуговування яких-небудь мінеральних або органічних включень. Як приклади можна навести псевдоморфози лімоніту по піриту, коли кубічні кристали піриту в результаті певних хімічних перетворень перетворюються в прихованокристалічний лімоніт із збереженням форми кристалів, або заміщення опалом деревини.

## 2.2 Діагностичні властивості мінералів

Внутрішня будова мінералів і хімічний склад зумовлюють їх фізичні властивості, які лежать в основі всіх мінералогічних методів досліджень і є першочерговими ознаками при діагностиці (визначенні) мінералів. Загалом фізичні властивості мінералів можна розділити на три групи:

**морфологічні**, що характеризують геометричну форму кристалів і, як зазначалось вище, серед яких розрізняють шість сингоній – кубічну, тетрагональну, гексагональну, ромбічну, моноклінну і триклінну;

**оптичні**, що включають колір мінералу, забарвлення його порошку, прозорість мінералу та блиск;

**механічні**, до яких належать злам, спайність, і твердість мінералу.

За цими властивостями проводиться макроскопічне визначення мінералів і найбільш об'єктивною діагностикою є коли вона проводиться шляхом визначення всіх властивостей.

У природі мінерали порівняно рідко зустрічаються у вигляді добре розвинених кристалів. Здебільшого вони мають вигляд зернистих скупчень, суцільних дрібнозернистих або аморфних мас, нальотів, колоїдних утворень, зростків, тобто утворюють агрегати. Оскільки кристали мінералів, якщо вони добре утворені, мають певну форму, обумовлену структурою і складом, останнє є важливою діагностичною ознакою. Форма кристалів і їх агрегатів вивчається розділом мінералогії, що зветься морфологією.

Зовнішній вигляд кристала – називається **габітусом**. Габітус кристалів з одного боку несе діагностичне навантаження, а з іншого, є важливішою ознакою умов утворення мінерала через те, що зовнішня форма кристала – це

суміжнтя поверхня кристала і середовища , яке його оточувало під час росту .

Кристали кубічної симетрії найчастіше зустрічаються у вигляді ізометричних форм, середньосиметричні кристали головним чином призматичного, біпірамідального, стовпчастого або сплющеного габітусу, кристали низькосиметричні здебільшого лускуваті, табличасті листовидні, тощо . При різних умовах утворення кристали одного і тогож мінералу можуть бути різного габітусу

**Колір** мінералів залежить від їх хімічного складу, як основного, так і домішок, структури, механічних домішок, а також внутрішньої неоднорідності. В зв'язку з цим один і той же мінерал може мати різне забарвлення, а різні мінерали – однаковий колір. Колір мінералу також може змінюватись завдяки інтерференції світла на поверхні кристалів. Таке явище називається **ізицацією** і проявляється у вигляді різнокольорових плям на гранях мінералу.

Для непрозорих і густозабарвлених напівпрозорих мінералів важливою діагностичною ознакою є колір риси – **колір порошку** мінералу. Він може бути таким самим як і колір мінералу, а може і відрізнятись. Для визначення кольору порошку застосовують неглазуровану фарфорову пластинку, яка називається бісквіт. При проведенні такою пластинкою по шорсткуватій поверхні мінералу на ній залишається риска, колір якої відповідає кольору порошку.

**Прозорість**, яка характеризується властивістю мінералу пропускати промені світла, залежить від будови та однорідності мінеральних скупчень. За цією ознакою мінерали поділяються на прозорі, що пропускають світло як звичайне скло; непрозорі, які не пропускають світла; напівпрозорі або такі що просвічують подібно до матового скла; такі, що просвічують лише в тонкій пластинці.

**Блиск** залежить від показника заломлення променів світла в мінералі та від здатності їх відбивати. Розрізняють мінерали з металевим блиском, до яких відносяться здебільшого непрозорі мінерали з темнозабарвленою рисою; блиск металоїдний або напівметалевий, який нагадує блиск потемнілого металу; алмазний, скляний, жирний, перламутровий, шовковистий, восковий та матовий блиски.

**Злам** визначається характером поверхні по якій розколюється мінерал. Вона може нагадувати поверхню ребристої черепашки, тоді говорять про раковистий злам; може бути нерівною – нерівний злам; може нагадувати скалки – скалкуватий або голчастий злам, для самородних металів – гачкуватий злам. Для дрібнозернистих агрегатів здебільшого характерний землистий злам.

**Спайність** – це властивість кристалічних мінералів розколюватися по рівних поверхнях, що називаються площинами спайності, які відповідають напрямкам найменшого зчеплення часток у кристалічній структурі мінералу. В залежності від того наскільки легко відбувається розщеплення мінералу виділяють такі ступені спайності – дуже досконала, коли мінерал легко розщеплюється на тонкі пластинки; досконала, якщо розщеплення мінералу на тонкі пластинки відбувається під дією певної сили, наприклад удару; середня, коли при ударі мінерал розколюється як по площинах так і нерівному зламу; недосконала, якщо на фоні нерівного зламу рідко спостерігаються сколи по

площинах; дуже недосконала, коли завжди утворюється нерівний або раковистий злам. Спайність може бути вираженою в одному, двох, трьох і, рідко, чотирьох напрямках.

**Твердість** – це властивість мінералу протистояти зовнішній механічній дії. Здебільшого при діагностиці мінералів визначається відносна твердість мінералу шляхом застосування еталонної шкали твердості, яка одержала назву шкали Мооса. Така “шкала твердості” включає десять мінералів, розташованих в порядку збільшення їх твердості (табл. 3.2).

Для визначення твердості мінералів можна також використовувати підручні предмети, твердість яких близька до твердості мінералів – еталонів. Так, твердістю 1 володіє грифель м’якого олівця; 2- 2,5 – ніготь, 4 – металевий цвях, 5 – скло, 5,5-6 – сталевий ніж, або голка.

### Шкала твердості мінералів (Мооса)

Тальк $Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$	1	Ортоклаз $K[AlSi_3O_8]$	6
Гіпс $Ca(SO_4) \cdot 2H_2O$	2	Кварц $SiO_2$	7
Кальцит $Ca(CO_3)$	3	Топаз $Al_2(F, OH)_2 \cdot [SiO_4]$	8
Флюорит $CaF_2$	4	Корунд $Al_2O_3$	9
Апатит $Ca_5(F, Cl)[(PO)_4]_3$	5	Алмаз C	10

Сьогодні відомі понад 3500 природних мінералів, але тільки близько 50 з них є найпоширенішими і утворюють практично всі гірські породи земної кори. Такі мінерали називаються **породоутворюючими**. Інші мінерали в гірських породах зустрічаються у незначних кількостях і їх називають **акцесорними** мінералами (від латин. “акцессоріус” – додатковий).

### 2.3 Класифікація мінералів

Сучасна **класифікація мінералів** ґрантується на їх хімічному складі, кристалічній структурі та генезисі, тобто походженні. До найпоширеніших породоутворюючих мінералів належать мінерали наступних класів: силікатів оксидів та гідроксидів, сульфідів, карбонатів, сульфатів, фосфатів, , галоїдних сполук і самородних елементів.

Найпоширенішими в земній корі є мінерали класу **силікатів**. Вони складають близько 90 мас.% кори та входять до складу гірських порід усіх типів. Це дуже складні за хімічним складом та внутрішньою будовою мінерали. В основі кристалічної ґратки всіх силікатів лежить аніонна ортосиліцієвої кислоти – група  $[SiO_4]^-$ , яка утворює геометричну фігуру, що називається тетраедром (від грец. “тетра” – чотири і “гедра” – грань). Різноманітне поєднання таких тетраедрів (рис. 6) зумовлює структуру силікатів. За характером будови внутрішньої структури всі силікати поділяються на острівні, кільцеві, ланцюжкові, стрічкові, шаруваті та каркасні.

**Острівні силікати** – це мінерали структура яких представлена ізольованими тетраедрами  $[SiO_4]^-$  з приєднаними до них іонами інших

елементів. Найпоширенішим мінералом силікатів цієї групи є *олівін*  $(\text{Mg, Fe})_2[\text{SiO}_4]$ .

**Кільцеві силікати** вирізняються тим, що в них кремнекисневі тетраедри з'єднуючись між собою утворюють кільця. Характерними їх представниками є *берил*  $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$  і *кордієрит*  $(\text{MgFe}_2)\text{Al}_3[\text{Si}_5\text{AlO}_{18}]$ .

**Ланцюжкові силікати** – це мінерали структура яких нагадує низку безперервних ланцюжківтетраедрів. До них відноситься група **піроксенів** серед яких найпоширенішими мінералами є *гіперстен*  $(\text{Mg, Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ , *авгіт*  $(\text{Ca, Na})(\text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Al, Fe}^{3+})[(\text{Si, Al}_2\text{O}_6)]$  і *діонсид*  $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ .

У **стрічкових силікатах** кремнекисневі тетраедри утворюють відокремлені стрічки, або смужки завдяки поєднання ланцюжків. До них відносить група **амфіболів**, характерною особливістю яких є дуже складний та мінливий хімічний склад. Найпоширенішим мінералом цієї групи є *рогова обманка*  $(\text{Ca, Na})_2(\text{Mg, Fe}^{2+})_4(\text{Al, Fe}^{3+})(\text{OH})_2[(\text{Al, Si})_4\text{O}_{11}]_2$ .

**Шаруваті, або листові, силікати** об'єднують групу мінералів, структура яких зумовлена поєднанням стрічок у один безперервний шар. Серед них найважливішими породоутворюючими мінералами є **слюди**. Найпоширенішими з них є *мусковіт*  $\text{KAl}_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$  – калієва безбарвна слюда та її дрібнолускувата відміна – *серіцит* з характерним шовковистим блиском, і *біотит*  $\text{K}(\text{Mg, Fe})_3(\text{OH, F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$  – чорна залізисто-магнезіальна слюда. До цієї групи відносяться також *серпентин*  $\text{Mg}_6(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ , *талък*  $\text{Mg}_3(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$  і хлорити, які належать до алюмосилікатів Mg і Fe складного мінливого складу.

До шаруватих силікатів відносяться також глинисті мінерали, які містять гідроксильну групу і нерідко, кристалізаційну та адсорбовану воду. Вони утворюються, здебільшого, при вивітрюванні магматичних і метаморфічних гірських порід, до складу яких входять польові шпати та слюди. Найпоширенішими серед них є *каолініт*  $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ , *галуазит*  $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ , *монтморилоніт*  $(\text{Mg}_3, \text{Al}_2)[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , *нонтроніт* або *феримонтморилоніт*  $(\text{Fe, Al}_2)[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  і *бейделіт*  $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Монтморилоніт, бейделіт, нонтроніт та їх відміни складають монтморилонітову групу, мінерали якої характерні для кори вивітрювання, а також для ґрунтів.

Гідрослюди – це, свого роду, змінені слюди які є проміжними між слюдами та монтморилонітом. До них відносяться *гідромусковіт* і *гідробіотит*, котрі збагачені  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{OH}$ ,  $\text{H}_3\text{O}$ . Хімічний склад гідрослюд дуже мінливий і може бути виражений типовою формулою  $(\text{K, H}_3\text{O})\text{Al}_2[(\text{Al, Si})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Найпоширенішим мінералом групи листових силікатів є *глауконіт* – водний алюмосилікат  $(\text{K, Fe, Al})\text{K}(\text{Fe, Al, Mg})_3(\text{OH})_2 [\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ .

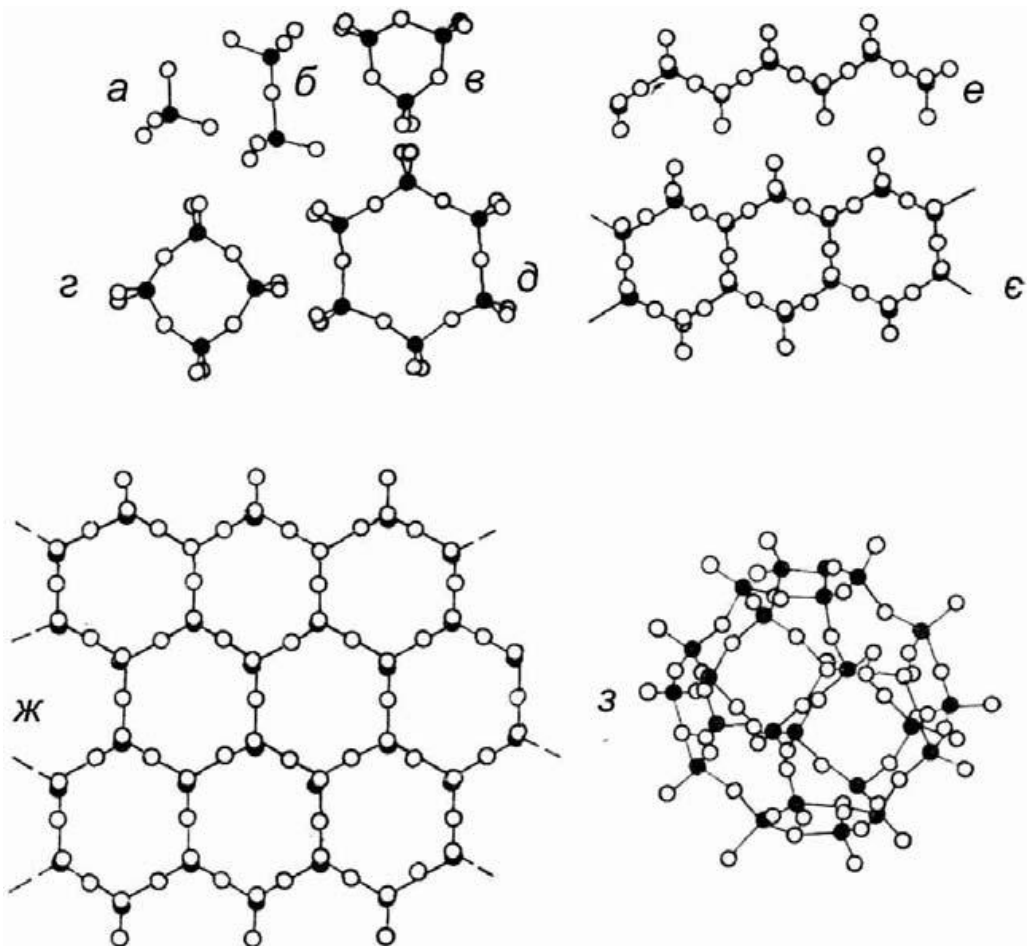


Рис. 6. Типи з'єднання кремнекисневих тетраедрів:  
 а – кремнекисневий тетраедр; б – подвійний тетраедр; в – кільце з трьох тетраедрів; г - кільце з чотирьох тетраедрів; д – кільце з шести тетраедрів;  
 е – ланцюжок; е – стрічка; ж – лист; з – каркас.

**Каркасні силікати** об'єднують найбільш важливу групу породоутворюючих мінералів, до яких відносяться *польові шпати*. В них кремнекисневі тетраедри з'єднані між собою всіма чотирма вершинами, утворюючи, таким чином, своєрідний каркас. Польові шпати є одними з найпоширеніших мінералів у земній корі, вони складають близько 50% її маси. Серед мінералів цієї групи виділяються калієво-натрієві польові шпати і кальцій-натрієві, або плагіоклази. Серед перших найпоширенішими є *ортоклаз* та *мікроклін*  $K[AlSi_3O_8]$ . Плагіоклази представлені неперервним рядом ізоморфних мінералів, крайніми членами якого є *альбіт*  $Na[AlSi_3O_8]$  і *анортит*  $Ca[Al_2Si_2O_8]$ . Всі проміжні мінерали цього ряду (*олігоклаз*, *андезин*, *лабрадор* і *бітовніт*) являють собою своєрідне поєднання в різних співвідношеннях альбітових та анортитових фрагментів. При цьому спостерігається зменшення вмісту в них оксиду кремнію, від альбіту, де він становить 68,8%, до анортиту – 43,28%. У зв'язку з цим плагіоклази поділяються на кислі, до яких відносяться альбіт і олігоклаз, середні – андезин і лабрадор, і основні – бітовніт і анортит. До каркасних силікатів належать також і мінерали групи *фельдшпатоїдів*, які складаються з тих самих хімічних елементів, що і польові шпати, але містять

менше оксиду кремнію. Найпоширенішим серед мінералів цієї групи є *нефелін*  $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$ .

Клас **сульфідів** об'єднує мінерали які є сполуками різних елементів з сіркою. Вони, як самородні елементи, займають підпорядковане положення в будові земної кори, але включають низку важливих рудоутворюючих мінералів. Найбільш поширеними серед них є: *пирит* (сірчаний колчедан)  $\text{FeS}_2$ , *халькопірит* (мідний колчедан)  $\text{CuFeS}_2$ , *галеніт* (свинцевий блиск)  $\text{PbS}$ , *сфалерит* (цинкова обманка)  $\text{ZnS}$ , *молібденіт* (молібденовий блиск)  $\text{MoS}_2$ , *кіновар* (з арабської “кров дракона”)  $\text{HgS}$  та інші.

До класу **галоїдних сполук** належать мінерали, які є солями фтористоводневої бромистоводневої та хлористоводневих кислот. Найпоширенішими серед них є хлориди і фториди, такі як *галіт*(кухонна сіль)  $\text{NaCl}$ , *сільвін*  $\text{KCl}$ , *флюорит* (плавиковий шпат)  $\text{CaF}_2$ , і *карналіт*  $\text{MgCl}_2 \cdot \text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

Клас **оксидів і гідроксидів** об'єднує мінерали, представлені сполуками різних елементів з киснем (оксиди) і з киснем та гідроксильною групою  $\text{OH}$  (гідроксиди). Мінерали цього класу діляться на дві групи:

оксиди та гідроксиди кремнію (група кварцу) і

оксиди та гідроксиди металів.

Найпоширенішим серед мінералів даного класу є *кварц*  $\text{SiO}_2$ . Він складає близько 12 мас.% земної кори і входить до складу майже всіх генетичних типів гірських порід. Гідроксид кремнію представлений мінералом, який називається *опал* ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ).

Найпоширенішими і основними рудоутворюючими мінералами оксидів і гідроксидів металів є *магнетит* (магнітний залізняк)  $\text{FeFe}_2\text{O}_4$ , *гематит* (залізний блиск, або червоний залізняк)  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , *корунд*  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , *хроміт* (хромітовий залізняк)  $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ , *уранініт* (чорний діоксид урану)  $\text{UO}_2$ , *лімоніт* (бурий залізняк)  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , який являє собою мінеральний агрегат близьких за складом мінералів *гетиту*  $\text{FeOOH}$  та *гідрогетиту*  $\text{FeOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , *гібсит*  $\text{Al}(\text{OH})_3$ , *діаспор*  $\text{AlO}(\text{OH})$  та інші.

Найпоширенішими в земній корі мінералами класу **карбонатів** є *кальцит* (вапнистий шпат)  $\text{CaCO}_3$ , прозорий різновид якого називається *ісландським шпатом*, *доломіт*  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , *сидерит* (залізний шпат)  $\text{FeCO}_3$  і *магнезит*  $\text{MgCO}_3$ .

Серед мінералів класу **фосфатів** найбільше практичне значення мають *апатит*  $\text{Ca}_5(\text{F,Cl})[\text{PO}_4]_3$  та близький до нього за хімічним складом прихованокристалічний фосфат кальцію — *фосфорит*.

Клас **сульфатів** об'єднує мінерали, які є солями сірчаної кислоти. Найпоширенішими з них є *гіпс*  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , *ангідрит*, (безводний сульфат кальцію)  $\text{CaSO}_4$ , *мірабіліт* (глауберова сіль)  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ , *барит* (важкий шпат)  $\text{BaSO}_4$ .

Клас **самородних елементів** об'єднує близько 45 мінералів, складених з одного хімічного елементу. Це такі мінерали як *самородне золото*  $\text{Au}$ , *срібло*  $\text{Ag}$ , *мідь*  $\text{Cu}$ , *платина*  $\text{Pt}$ , *графіт*  $\text{C}$ , *алмаз*  $\text{C}$ , *сірка*  $\text{S}$  та інші. Вони складають не більше 0,1 мас. % земної кори, а найпоширенішими серед них є графіт та сірка.

Геологічною практикою встановлено, що у природі, особливо в рудних родовищах, поряд утворюються декілька мінералів. Наприклад, кварц і золото на золоторудних родовищах, сфалерит, галеніт, халькопірит, руди срібла на поліметалічних родовищах, алмази і піроп (залізисто-глиноземистий гранат) на родовищах алмазів. Це дозволило встановити природні закономірності групування мінералів, які дістали назву *мінеральних парагенезисів* (термін “парагенезис” означає сумісне утворення та знаходження).

Мінеральний парагенезис – це два або більше мінералів які утворились у близьких умовах і так само, як декілька хімічних елементів складають мінерал, група, або парагенезис мінералів утворюють гірські породи.

### 3. ГІРСЬКІ ПОРОДИ

**Гірські породи** – це природні мінеральні агрегати певного складу та будови, які утворюються в земній корі або на її поверхні в результаті різноманітних геологічних процесів. Породи, які складаються з одного мінералу називаються *мономінеральними* (від грец. “*моно*” – один). Якщо в будові породи беруть участь декілька мінералів вона називається *полімінеральною* (від грец. “*полі*”- багато).

Будова гірських порід характеризується структурою і текстурою. Під **структурою** розуміють особливості внутрішньої будови гірської породи, яка визначається станом мінеральної речовини (кристалічна, аморфна, уламкова), розміром і формою мінеральних зерен та їх взаємовідношеннями. Якщо порода повністю складена з кристалічних зерен, виділяють *повнокристалічну* структуру. Якщо в будові породи переважає нерозкристалізована маса, говорять про *аморфну* структуру.

Якщо в аморфній масі знаходяться вкраплені кристалічні зерна, структуру називають *порфіровою*. У випадку, якщо крупні кристалічні зерна вкраплені в більш дрібнозернисту, але також кристалічну масу, виділяють *порфіровидну* структуру. Якщо порода складена уламками мінералів, або інших порід говорять, що вона має *уламкову* структуру. В залежності від розмірів зерен і уламків кристалічна і уламкова структури поділяються на: крупнозернисту, з розміром зерен у поперечнику більше ніж 5 мм; середньозернисту – від 5 до 2 мм; дрібнозернисту – менше 2 мм. У тих випадках коли порода складена з дуже дрібних непомітних для ока зерен, структуру називають *афанітовою*, або *прихованокристалічною*.

Якщо порода складена відносно однаковими за розміром зернами говорять про *рівномірнозернисту* структуру, а в протилежному випадку – про *нерівномірнозернисту*.

Під **текстурою** розуміють взаємне розташування в просторі кристалічних зерен і уламків які складають породу, тобто текстура також відображає характер внутрішньої будови породи. Виділяють *щільну, пористу, масивну, шарувату, сланцювату* та інші текстури.

За походженням гірські породи поділяються на три основні петрогенетичні надгрупи: **магматичні**, які утворюються в результаті застигання в земній корі, або на її поверхні силікатного розплаву – магми та лави; **осадові**, що формуються на поверхні земної кори в результаті діяльності різноманітних природних процесів і явищ; **метаморфічні**, які є продуктом переробки в глибинних умовах вже існуючих магматичних, осадових, а також метаморфічних порід під впливом високих тисків, температур, різноманітних рідких і газоподібних флюїдів, що надходять з надр Землі.

#### 3.1 Магматичні гірські породи

Магматичні гірські породи залежно від хімічного складу і, перш за все, вмісту оксиду кремнію поділяються на чотири групи:

**ультраосновні**, у яких вміст SiO<sub>2</sub> не перевищує 45% ;  
**основні**, з вмістом SiO<sub>2</sub> 45-52%,  
**середні**, де вміст SiO<sub>2</sub> коливається в межах 52-65%,  
**кислі**, в яких кількість оксиду кремнію більше 65%

Таблиця 1. Класифікація магматичних гірських порід

Хімічний тип породи за вмістом SiO <sub>2</sub> , %	Інtruзивні породи		Ефузивні породи		Головні породоутворюючі мінерали
	Абісальні (глибинні)	Гіпабісальні (приповерхневі)	Кайнотипні (незмінені)	Палеотипні (змінені)	
Ультраосновні (<45%)	Дуніт, перидотит, Піроксеніт, горнблендит		Кімберліт	Коматіт, пікрит	Олівін, піроксени, рідко біотит, рогова обманка
Основні (45-52%)	Габро	Габро-порфірит, діабаз	Базальт	Базальтовий порфірит	плагіоклази, піроксени, рідко олівін, біотит, рогова обманка
Середні (52-65%)	Діорит	Діорит-порфір	Андезит	Андезитовий порфірит	Середні плагіоклази, Калієвий польовий шпат, рогова обманка, рідко піроксени, біотит
	Сієніт	Сієніт-порфір	Трахіт	Трахітовий порфірит	
Кислі (>65%)	Граніт Гранодіорит-порфір	Граніт-порфір, апліт, пегматит Дацит	Ліпарит (ріоліт) Дацитовий порфірит	Ліпаритовий порфір (кварцевий порфір)	Кварц, кислі плагіоклази, калієвий польовий шпат, біотит, рідко мусковіт, рогова обманка, піроксени
Лужні (близько 55%, підвищений вміст K <sub>2</sub> O, Na <sub>2</sub> O)	Нефеліновий сієніт	Нефелін-сієнітові порфірити і пегматити	Фоноліт	Фонолітовий порфір	Калієвий польовий шпат, лужні піроксени і амфіболи

Породоутворюючими мінералами магматичних порід є мінерали класу силікатів. Це кварц, польові шпати, слюди, амфіболи, піроксени, які в сумі складають близько 93% об'єму порід. У підпорядкованих кількостях (до 1%) тут присутні олівін, фельдшпатоїди та мінерали інших класів. Якщо врахувати хімічний склад зазначених мінералів, неважко здогадатися, що в ультраосновних і основних породах будуть переважати піроксени та олівін, які характеризуються низьким вмістом кремнезему і темним забарвленням, у зв'язку з чим для порід цих груп властиві темні кольори. В складі кислих і середніх порід переважають кварц та польові шпати, що зумовлює їх світле забарвлення. Ця ж закономірність лежить також в основі збільшення щільності порід від кислих, де її величина складає 2,58 г/см<sup>3</sup>, до ультраосновних, щільність яких досягає 3,4 г/см<sup>3</sup>.

Залежно від умов при яких відбувається застигання магми, магматичні породи діляться на дві групи: **інтрузивні**, які утворилися при застиганні магми на глибині, та **ефузивні**, або **вулканічні**, формування яких відбувалося шляхом застигання магми, що вилилися на земну поверхню і перетворилася на лаву.

Різні фізико-хімічні умови застигання магми на глибині та лави на поверхні земної кори є основною причиною утворення різних за складом і структурно-текстурними особливостями порід, навіть у тому випадку, якщо склад первинної речовини (магми) однаковий, але найбільш чітко це виражається в структурах порід. На глибині при повільному застиганні магми в умовах поступового зниження температури, в присутності летких компонентів, які сприяють кристалізації, утворюються породи з повнокристалічною структурою. При цьому розміри мінеральних зерен залежать від фізичних і хімічних властивостей магми, режиму охолодження і швидкості кристалізації. Коли магма виливається на поверхню, де перетворюється на лаву, вона потрапляє в інші фізико-хімічні умови. Різко падає температура і тиск, втрачаються розчинені в ній гази, що зумовлює її застигання у вигляді аморфної маси з характерною склуватою структурою, або ж утворюється мікрокристалічна маса з афанітовою структурою. Для ефузивних порід характерна також і порфірова структура, зумовлена утворенням у різний час і при різних умовах основної некристалічної маси і порфірових вкраплень.

Інтрузивні породи, здебільшого характеризуються масивною текстурою для якої властива відсутність впорядкованого орієнтування зерен мінералів. Проте можливе утворення орієнтованих текстур, які відображають рух магми в процесі застигання, а також можуть бути результатом її гравітаційної диференціації. У ефузивних породах орієнтовані текстури зустрічаються частіше. Під час переміщення лави в ній відбувається впорядкування розташування мінеральних зерен, струменів скла і порожнин, що сприяє утворенню флюїдальної кулястої текстури. Для ефузивних порід характерна також пориста текстура, зумовлена виділенням з лави при її застиганні різноманітних газів.

Найпоширенішими в земній корі серед магматичних порід є **кислі породи**, складені кварцем, польовими шпатами, біотитом, роговою обманкою та, рідко, піроксенами. Найбільш широким розвитком з них користуються інтрузивні граніти та гранодіорити і їх ефузивні аналоги – ліпарити (ріоліти) і дацити.

**Граніти** – це глибинні породи, для яких характерна повнокристалічна, здебільшого середньозерниста, рідше крупно- і дрібнозерниста, структура. Їх породоутворюючими мінералами є кварц (25-35 об'ємн.%), калієві польові шпати (35-40%), кислі плагіоклази (20-25%) і темnobарвні мінерали – біотит, який в окремих відмінах гранітів заміщується мусковітом, Рогова обманка і, рідко – піроксени. Якщо вміст кварцу в породі не перевищує 15-25%, а з польових шпатів переважають плагіоклази і збільшується кількість темnobарвних мінералів (особливо рогової обманки), вона називається **гранодіоритом**.

**Ліпарити** характеризуються порфіровою структурою, де на тлі світлої, здебільшого склуватої, рідше афанітової основної маси, виділяються вкраплення кристалічних зерен польових шпатів, плагіоклазів, кварцу і дуже рідко темnobарвних мінералів (рогової обманки або піроксенів).

**Дацити** за складом і характером будови подібні до ліпаритів але відрізняються тим, що серед вкраплень переважають зерна кислих плагіоклазів.

Кислі породи зі склуватою структурою, які являють собою однорідну аморфну масу сірого, до чорного, іноді з буро-червоним відтінком забарвлення і з вмістом води до 1% називаються *обсидіанами*, а аналогічні за складом та будовою породи, але з вмістом води 6-10% – *пехштейнами*. Для перших характерний скляний блиск і раковистий злам, а у других блиск смоляний. Якщо склувата порода має пористу текстуру, вона називається *пемзою*. Характерною властивістю пемзи, окрім високої пористості, є дуже низька її щільність – вона плаває на воді.

Найхарактернішими представниками групи *середніх порід* є діорити і андезити.

**Діорити** – це інтрузивні породи з характерною повнокристалічною структурою і вмістом світлих мінералів 65-70 об'ємн.%. Світло-сіре, зеленувато-сіре забарвлення породи надає середній плагіоклаз, який є основним породоутворюючим мінералом. В незначних кількостях присутні також кварц і ортоклаз. З темnobарвних мінералів переважає рогова обманка, присутні також біотит і, рідко, піроксени. Якщо кількість кварцу в такій породі становить 5-15% її називають *кварцовим діоритом*.

**Андезити** – це ефузивні аналоги діоритів. Вони характеризуються порфіровою структурою, де на тлі основної прихованокристалічної або дуже дрібнозернистої маси, яка містить вулканічне скло, виділяються світло-сірі вкраплення плагіоклазів і чорні – рогової обманки та піроксенів. Для андезитів здебільшого характерні пориста або масивна текстури.

Головними породоутворюючими мінералами *основних порід* є піроксени і основні плагіоклази в тісному парагенетичному зв'язку з якими знаходяться такі рудні мінерали як магнетит, титаномангнетит та інші. Значна кількість кольорових мінералів надає породі темного забарвлення, на тлі якого виділяються світлі вкраплення плагіоклазів. Найпоширенішими в земній корі породами цієї групи є габро і базальти.

**Габро** – це глибинні породи з повнокристалічною середньо- і грубозернистою структурою. Головними породоутворюючими мінералами є піроксени, які складають 35-50% об'єму породи, рідше присутні рогова обманка та олівін. Світлі мінерали представлені основними плагіоклазами. Відміна габро, яка складена майже повністю основними плагіоклазами називається *анортозитом*. Якщо цим плагіоклазом є лабрадор, то така порода називається *лабрадоритом*.

**Базальти** – це ефузивні аналоги габро. Вони характеризуються чорним, або темно-сірим забарвленням і афанітовою та порфіровою структурами. На склуватому тлі основної маси виділяються дуже дрібні порфірові вкраплення плагіоклазів, піроксенів і, рідше, олівіну. Структура породи масивна, або

пориста. Аналогічні за складом породи, але з дрібнозернистою повнокристалічною структурою називаються *долеритами*.

**Ультраосновні породи**, які ще називають **гіпербазитами** або **ультрамафітами**, займають підпорядковане місце в складі земної кори. Найпоширенішими представниками цієї групи є дуніти, перидотити та піроксеніти.

**Дуніти** належать до інтрузивних порід. Вони характеризуються повнокристалічною дрібно- і середньозернистою структурою і складені на 85-100 об'ємн.% олівіном, який надає їм темно-сірого, жовто-зеленого і зеленого забарвлення. В результаті вторинних змін олівін перетворюється на серпентин і магнетит, що зумовлює темно-зелений і чорний колір породи.

**Перидотити** – це найбільш поширені з ультраосновних глибинних порід утворення. Вони складаються з олівіну, кількість якого коливається в межах від 50 до 70 об'ємн.% і піроксенів. Структура порід повнокристалічна середньо-, крупнозерниста порфіровидна. Забарвлення породи темно-зелене або чорне, що зумовлене кольором олівіну і вторинного серпентину. На цьому тлі виділяються більші вкраплення піроксенів, які добре помітні завдяки скляному блиску на площинах спайності.

**Піроксеніти** також належать до інтрузивних порід. Для них характерна повнокристалічна крупно- або середньозерниста структура. Головними породоутворюючими мінералами є піроксени, які надають їй зеленувато-чорного та чорного забарвлення. В підпорядкованій кількості (до 10-20 об'ємн.%) присутній олівін. За вмістом оксиду кремнію піроксеніти аналогічні до основних і навіть середніх порід, проте відсутність в них польових шпатів дозволяє відносити їх до ультрамафітів.

Ефузивні аналоги ультраосновних порід, до яких відносяться **пикрити** і **пикритові порфірити**, зустрічаються дуже рідко. За складом це дуже близькі породи. Основними породоутворюючими мінералами пікритів є олівін і піроксени. В незначних кількостях в них присутні рогова обманка, основний плагіоклаз та біотит. Для них характерна зерниста структура. Пікритові порфірити взагалі позбавлені плагіоклазів і характеризуються порфіровидною структурою. В 1968 р. у Південній Африці, на річці Коматі була виявлена своєрідна відміна ультраосновних ефузивів, що дістали назву **коматііти**. Характерною їх ознакою є наявність так званої спініфлекс- структури (структури пташиного сліду), зумовленої присутністю агрегатів “скелетних” кристалів олівіну та піроксену на тлі основної афанітової маси. Такі породи також поширені серед древніх верхньоархейських комплексів докембрійських щитів і Українського в тому числі, де є невід'ємною складовою зеленокам'яних комплексів Середнього Придніпров'я.

Більшість із згаданих вище порід відносяться до порід так званого **нормального ряду**, які характеризуються відносно низькими вмістами лугів ( $K_2O$  і  $Na_2O$ ), проте в природі існують також магматичні утворення з підвищеним їх вмістом. Такі породи відносяться до порід **лужного ряду** і найбільш характерними їх представниками є сіеніти.

**Сієніти** – це інтрузивні породи середніх глибин. Їх головними породоутворюючими мінералами є калієві польові шпати, які становлять більше ніж 30 об'ємн.%, кислі плагіоклази, біотит і рогова обманка. У незначних кількостях (до 5 об'ємн.%) присутній кварц. Завдяки наявності калієвих польових шпатів породи характеризуються рожевим або сіро-жовтим забарвленням. Їх структура повнокристалічна середньозерниста або порфіровидна. Сієніти є відносно рідкісними магматичними утвореннями, їх ефузивним аналогом є трахіти.

**Трахіти** характеризуються порфіровою або трахітовою структурою. Вони складені лужними польовими шпатами, середнім плагіоклазом і кольоровими мінералами серед яких найчастіше присутні біотит і піроксени. На дотик вони шорсткі, що є однією з їх діагностичних ознак.

Другими, відносно широко розповсюдженими, породами лужного ряду є **нефелінові сієніти**, характерною особливістю яких є присутність в їх складі фельдшпатоїдів. Це також інтрузивні утворення середніх глибин, з повнокристалічною, здебільшого крупнокристалічною структурою. Основну їх частину (70 об'ємн.% і більше) складають світлі мінерали, представлені польовими шпатами (ортоклаз, мікроклін, альбіт), і нефелін. З темnobарних присутні біотит, амфіболи і піроксени.

Ефузивним аналогом нефелінових сієнітів є фоноліти.

**Фоноліти** складаються з лужних польових шпатів, фельдшпатоїдів і кольорових мінералів, представлених піроксеном та амфіболом. Структура порід порфірова або афірова. Характерною їх ознакою є те, що від удару молотком вони дзвенять, через що і одержали назву – камінь який дзвенить.

Особливе місце серед магматичних утворень належить **жилльним і вулканогенно-уламковим породам**. Перші формуються в результаті застигання магматичних розплавів у тріщинах. Для таких порід характерна повнокристалічна дрібнозерниста або порфіровидна структура. Трапляються також породи з дуже крупнозернистою структурою, яку називають гігантозернистою. За своїм мінеральним складом жилльні утворення можуть відповідати будь-яким кислим магматичним породам. Серед них розрізняють **невідокремлені** (асхістові) жилльні породи, тобто такі, які зв'язані з материнською інтрузією, і **відокремлені** (діасхістові), для яких відсутні будь-які зв'язки з магматичним джерелом. Перші за мінеральним складом подібні до глибинних інтрузивних порід, з якими вони зв'язані, і відрізняються лише структурою. Якщо структура дрібно- або мікрозерниста це відображається в назві породи. Наприклад, жилльний дрібнозернистий граніт або мікрограніт. Якщо структура жилльної породи порфіровидна, до назви відповідної глибинної породи з калієвим польовим шпатом додається слово порфір, для плагіоклазових – порфірит. Наприклад, *граніт-порфіри*, *діорит-порфірити* тощо.

Відокремлені породи у складі яких переважають світлі мінерали називаються **аплітами**, а при перевазі темнозабарвлених – **лампрофірами**. Світлі жилльні відокремлені породи з крупнозернистою (до гігантозернистої) структурою називаються **пегматитами**. Найбільшим поширенням

користуються кислі пегматити, складені з польових шпатів, кварцу і слюд. Характерною їх ознакою є закономірне взаємне проростання кристалів названих мінералів.

Вулканогенно-уламкові, або як їх ще називають *пірокластичні*, породи є результатом накопичення виверженого під час вулканічних вибухів матеріалу. В залежності від розмірів та умов виверження вулкану, викинутий у повітря матеріал розноситься на відстань від декількох метрів до сотень і тисяч кілометрів від місця виверження. Накопичені на поверхні Землі продукти виверження утворюють пухкі скупчення, які залежно від розмірів уламків називаються *вулканічним попелом* (при пилюватих розмірах часток), *вулканічним піском* (якщо їх розмір відповідає піщаній розмірності), *лапілями* (якщо розмір уламків більше від горошини і менше від грецького горіха), або *вулканічними бомбами* (розмір яких може досягати декількох метрів в поперечнику). Загалом пухкий пірокластичний матеріал називається *тефрою*. Згодом уламки ущільнюються і утворюють міцні породи – *вулканічні туфи*, складені зцементованим вулканічним попелом або піском, і *агломерати* або *вулканічні брекчії*, що являють собою зцементовані лапілі або вулканічні бомби. Якщо уламковий матеріал зцементований лавою, то такі породи називаються *лавовими брекчіями*.

Магматичні породи, як вже зазначалось раніше, поширені дуже широко. На Україні інтрузивні граніти, гранодіорити, габбро складають Коростенський (Житомирська область) і Корсунь-Новомиргородський (південь Черкаської, західна частина Кіровоградської областей) масиви. У Кримських горах інтрузивними породами складені низка мисів серед яких гора Кагель поблизу Алушти, гора Ведмідь та інші. Ефузивні (андезити, ліпарити, базальти), а також вулканогенно-осадові породи (туфи, туфопісковики, вулканічні бомби тощо) беруть участь у будові Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта в Закарпатті, гірського масиву Кара-Даг на Кримському півострові, а також відомі на півночі Волинської та Рівненської областей.

Невеликі за розмірами масиви ультраосновних інтрузивних порід (дуніти, перидотити та інші) зустрічаються у Вінницькій, Кіровоградській, Запорізькій, Дніпропетровській областях, а також у Приазов'ї.

Магматичні породи широко застосовуються як будівельні матеріали, проте особливий інтерес вони викликають тим, що з ними пов'язані різноманітні комплекси металевих корисних копалин. Так, до ультраосновних порід приурочені руди платини, заліза, хрому і нікелю; породи основного складу супроводжуються промисловими концентраціями магнетиту, титаномагнетиту, ільменіту, мідних і поліметалічних руд; для середніх порід характерні поклади магнетиту, халькопіриту, золота і інших копалин; кислі породи містять родовища золота, кольорових, рідкісних, радіоактивних металів, а нефелінові сієніти використовуються як руди на алюміній. Окрім того магматичні породи супроводжує також низка цінних неметалевих корисних копалин. Наприклад, в асоціації з ультраосновними породами спостерігаються поклади тальку і азбесту, з кислими – мусковіту і флюориту, з лужними – нефеліну, апатиту і корунду тощо.

### 3.2 Осадові гірські породи

Осадові гірські породи тонким шаром покривають біля 75% поверхні континентів. За своєю природою всі осадові породи поділяються на чотири генетичні групи: уламкові, глинисті, хомогенні і органогенні.

**Уламкові породи** утворюються в результаті механічного руйнування вже існуючих порід і накопичення уламків. В залежності від величини уламків серед них розрізняють три гранулометричних типи порід: грубоуламкові, або *псефіти* – породи, розмір уламків який перевищує 2 мм в поперечнику, середньоуламкові, або піщані, які ще називають *псамітами*, розмір уламків яких знаходиться в межах 2-0,05 мм, і дрібноуламкові, або пилуваті породи, складені з уламків розміром від 0,05 до 0,005 мм.

У межах кожного гранулометричного типу породи поділяються за ступенем обкатаності уламків, а також залежно від стану, тобто це або пухкі накопичення, або скріплені цементом (зцементовані). Розрізняють цемент сингенетичний, тобто такий, що утворився одночасно з формуванням уламків, і епігенетичний, пізній, який утворився після накопичення самих уламків. За складом цемент може бути кременистим, залізистим і карбонатним, а за співвідношенням уламків і цементуючого матеріалу він поділяється на наступні типи: базальний, виповнення пор, плівковий і контактний (рис. 3.6).

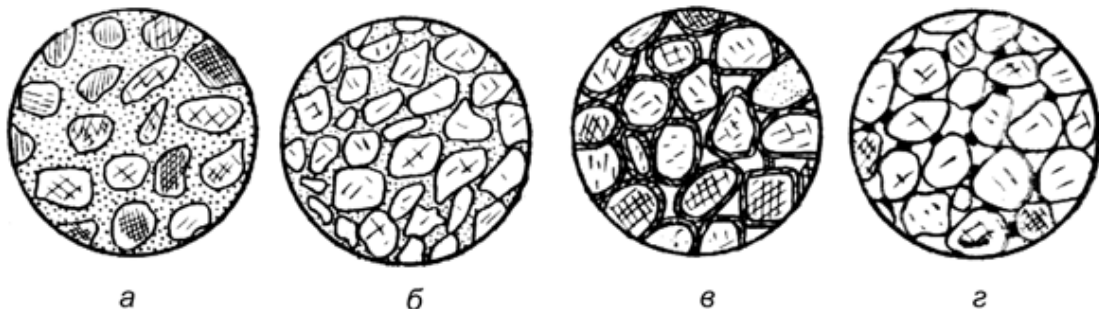


Рис. 7. Типи цементації уламкових порід

а – базальний цемент, б – цемент виповнення пор, в – плівковий цемент, г – контактний цемент.

*Базальний цемент* – це такий тип цементу, коли уламки не торкаючись один до одного занурені у цементуючу масу, яка складає від 30 до 50% об'єму породи (рис. 7, а). Кількість цементуючої маси при типі цементу *виповнення пор* залежить від об'єму порожнин пор у породі (рис.7, б).

*Плівковий цемент* покриває тонким шаром всі уламки, скріплюючи їх між собою. При цьому частина порожнин пор між зернами може залишатися незаповненою. Кількість цементу в порівнянні з масою уламків не перевищує 10% (рис.7, в).

При *контактному* типі цементуючої речовини в породі дуже мало і вона розвинена тільки в місцях дотику уламків (рис.7, г), при цьому пори в породі залишаються не заповненими.

До структурних особливостей уламкових порід відноситься також їх пористість. Розрізняють пористість грубу, крупну, дрібну та тонку. За

походженням виділяють первинну пористість, яка виникає при формуванні самої породи (наприклад, міжзернова пористість), і вторинну, коли вона появляється в уже сформованій породі (наприклад, у результаті вилугування легкорозчинних мінералів).

Уламки можуть бути представлені як уламками мінералів, так і гірських порід. В залежності від складу всі уламкові породи діляться на мономіктові, олігоміктові та поліміктові.

**Мономіктові** породи належать до однорідних порід і складені уламками одного мінералу, здебільшого це є кварц, як найбільш стійкий до руйнування мінерал. **Олігоміктові** породи складені з уламків двох різних мінералів, двох різних порід, або з уламків однієї породи та одного мінералу. При цьому кожний з складових компонентів повинен становити не менше ніж 5-10% об'єму породи. **Поліміктовими** називають породи у складі яких спостерігаються уламки трьох і більше порід, або мінералів.

Породи, складені уламками середніх, основних і ультраосновних порід та їх мінералів називаються грауваками. У випадку коли до складу породи входять уламки продуктів руйнування гранітів, тобто польові шпати, кварц, кислі плагіоклази і слюди, вони називаються аркозами.

Серед *грубоуламкових порід*, в залежності від форми та розмірів уламків, розрізняють брили і валуни, щебінку і гальку, жорству і гравій

*Брили і валуни* – це уламки розміром більше ніж 200 мм, які відрізняються характером обкатаності. Перші – кутасті, без ознак обкатаності, другі – обкатані, з округленими ребрами та кутами.

*Щебінка і галька* характеризуються розмірами уламків від 200 до 10 мм, при цьому щебінка – це не обкатані уламки, а галька – уламки які зазнали обкочування. Зцементована щебінка називається *брекчією*, а галька – *конгломератом*.

*Жорства і гравій* представлені уламками, розмір яких знаходиться в межах від 10 мм до 2 мм і відрізняються лише ступенем обкатаності. Уламки жорстви не мають будь-яких ознак обкатаності. Зцементованим аналогом жорстви є *жорств'яник*, а зцементований гравій утворює породу яка називається *гравеліт*.

До *середньоуламкових порід* відносяться *піски* та *пісковики*. Перші являють собою накопичення незцементованих уламків піщаної розмірності (0,05-2 мм), другі – це ті ж піски, Але зцементовані. Залежно від величини уламків піски і пісковики діляться на грубо-, крупно-, середньо- і дрібнозернисті. За складом уламків серед них розрізняють мономіктові, олігоміктові, поліміктові відміни, а також аркози і грауваки.

Пухкі *дрібноуламкові породи* представлені уламками розміром від 0,005 до 0,05 мм називаються *алевритами*, а зцементовані відміни – *алевролітами*.

*Глинисті породи* належать до найбільш поширених серед групи осадових порід. На них припадає більше 50% від об'єму всіх осадових порід земної кори. Вони, здебільшого складаються з дуже дрібних кристалічних, рідко аморфних зерен глинистих мінералів розміром менше 0,02 мм. Окрім того до їх складу входять також дрібні зерна хлоритів, оксидів і гідроксидів

алюмінію, глауконіту, опалу та інших мінералів, які є продуктами хімічного руйнування різних порід. Серед глинистих порід розрізняють *глини*, які легко розмокають у воді і *аргіліти* – сильно ущільнені глини, що втратили властивість розмокати.

У сухому стані глини утворюють міцні агрегати з пелітоморфною (мучнистою) структурою, дрібнопористою текстурою і характерним землистим, або раковистим зламом. Вони вбирають вологу та стають пластичними і водонепроникними. Забарвлення глин різноманітне та залежить від кольору глинистих мінералів і, здебільшого, від домішок. Залежно від властивостей глинистих мінералів деякі глини при намоканні розбухають і збільшуються в об'ємі.

Окрім суто піщаних, пилюватих і глинистих порід в природі існує низка змішаних утворень, представлених сумішшю часточок різних розмірів і складу. Найпоширенішими серед таких порід є *суглинки*, в яких кількість глинистого матеріалу складає 40-50% об'єму породи, і *супіски*, вміст в яких глинистих часток досягає 20-30%.

Уламкові породи дуже поширені в геологічних розрізах. Найбільше вони використовуються в будівельній галузі, Але чисто кварцові відміни пісків є основним джерелом сировини для виготовлення різноманітних скляних виробів. На Україні піски поширені повсюди.

**Хемогенні і органогенні породи** утворюються в результаті випадання мінеральних солей з розчинів і в результаті життєдіяльності організмів, їх подальшому відмиранні та накопиченні. Хемогенні і органогенні породи, здебільшого, зв'язані одні з одними взаємними поступовими переходами і їх, як правило, розглядають у складі однієї групи.

Структури хемогенних порід визначаються агрегатним станом мінералів які їх складають (кристалічні або аморфні) і розмірами зерен. Розрізняють *яснозернисту* структуру, яка характеризується розміром зерен більше 0,1 мм, *тонкозернисту* з розміром зерен від 0,1 до 0,01 мм, *прихованозернисту* або *пелітоморфну*, коли розмір зерен менше 0,01 мм. Окрім того для деяких хемогенних порід характерна оолітова структура основним елементом якої є ооліти, що виникають при відкладенні мінеральної речовини у вигляді концентричних оболонок навколо мінералу, або уламка черепашки.

Структури органогенних порід відрізняються за відносною кількістю органічних рештків і неорганічної речовини, а також складом цих залишків і приналежністю їх до тих або інших груп. В залежності від походження органічної речовини розрізняють *зоогенні* (у випадку коли органічна речовина представлена залишками представників тваринного світу) і *фітогенні* (коли спостерігаються рослинні залишки) структури.

Породи хемогенно-органогенної групи за хімічним складом діляться на карбонатні, кременисті, галоїдні і сульфатні, залізисті, глиноземисті, фосфатні і каустобіоліти.

**Карбонатні породи** складають близько 14% осадової оболонки земної кори. До найпоширеніших серед них відносяться вапняки, доломіти, мергелі і крейда.

*Вапняки* належать до мономінеральних порід складених кальцитом. Вони, здебільшого характеризуються білим, світло-жовтим, світло-сірим забарвленням, але завдяки домішкам колір цих порід може змінюватися в дуже широких межах, від світлого до чорного. Серед вапняків розрізняють дві генетичні групи: хемогенні та біогенні.

Хемогенні вапняки утворюються в результаті випадання кальциту хімічним шляхом з води морів, озер і підземних вод. Серед них розрізняють: *пелітоморфні вапняки* складені зі щільної дрібно- і тонкокристалічної маси; *оолітові вапняки*, які являють собою скупчення вапнякових оолітів шаралупуватої або радіально-променевої будови, зцементованих вапняним цементом; *вапнякові туфи* або *травертини* – дуже пористі породи, складені дрібнокристалічним або прихованокристалічним кальцитом, що утворився в результаті осадження з підземних вод при їх виході на поверхню; *уламкові вапняки*, складені різними за розмірами та ступенем обкатаності уламками вапняків, зцементованих карбонатним цементом.

Біогенні вапняки утворюються з залишків збагачених вапнистою речовиною скелетів організмів, або їх черепашок. Розрізняють *вапняки-черепашкові*, складені майже непошкодженими черепашками, і *детритусові вапняки*, представлені уламками черепашок, зцементованими карбонатним цементом. Окрім того органігенні вапняки діляться ще на цілу низку відмін за систематичною приналежністю органічних решток. Так, наприклад виділяють вапняки коралові, брахіоподові, фузулінові тощо. Іноді органічні рештки бувають дуже дрібними і макроскопічно неможливо визначити їх генетичний тип. Найхарактернішим прикладом таких порід може бути *крейда*, складена в основному з черепашок форамініфер і залишків коклолітофорид (вапнистих водоростей).

У вапняках, здебільшого, присутні домішки кремнезему, вуглистої речовини, теригенного матеріалу тощо. До найпоширеніших порід змішаного складу належить *мергель*. Ця порода складена на 25-75 об'ємн.% з кальциту і глинистих часток. За своїм зовнішнім виглядом вона дуже схожа на вапняк, але відрізняється від нього тим, що при реакції з соляною кислотою після висихання на її поверхні утворюється пляма, зумовлена наявністю глинистого матеріалу.

*Доломіти* складені агрегатами мінералу з аналогічною назвою. Вони дуже схожі на вапняки, але відрізняються від них значно слабшою реакцією з соляною кислотою. Утворюються доломіти, здебільшого, в результаті хімічних змін вапняків, а також шляхом осадження з водних розчинів.

Карбонатні породи широко використовуються в металургії, для виготовлення вогнетривких і будівельних матеріалів тощо. На Україні їх поклади відомі в Донбасі, Кримських горах, а також в західних районах країни.

***Кременисті породи*** складені опалом і халцедоном. Вони, так як і карбонатні породи, також бувають біогенними, хемогенними та змішаного походження. До біогенних кременистих порід належать *діатоміти* і *радіолярити*, які складаються з дрібних непомітних для ока залишків скелетів діатомових водоростей і радіолярій, скріплених опаловим цементом.

Макроскопічно це білі, світло-білі або світло-жовті, дуже легкі (густина 0,4-0,85 г/см<sup>3</sup>) породи з високою мікропористістю.

Найпоширенішими хемогенними і хемобіогенними кременистими породами є трепели та опоки.

*Трепели* – це породи, складені дрібними зернами опалу, скріпленими також опаловим цементом. У їх складі переважають опалові шкаралупки діатомових водоростей і залишки кременистих скелетів радіолярій та губок. За зовнішнім виглядом вони не відрізняються від діатомітів.

*Опоки*, як і трепели, складаються з зернинок опалу і залишків скелетних організмів, що можна виявити тільки мікроскопічно. Макроскопічно це міцні породи білого, сірого до чорного кольору, з раковистим зламом. При ударі розколюються з характерним дзвінким звуком. Вони легкі, але мають більшу, в порівнянні з трепелами, густину (1,1-1,82 г/см<sup>3</sup>).

На Україні опоки і трепели зустрічаються в межах Львівської, Рівненської, Тернопільської областей, а також на півдні країни і в Рівнинному Криму.

Типовими представниками кременистих порід хімічного походження є *гейзерити* і *кременисті туфи*, складені опалом. Це світлозабарвлені породи з пористою текстурою. Утворюються вони на поверхні, шляхом осадження опалу з води гейзерів і гарячих мінеральних джерел.

До найпоширеніших з групи хемогенних кременистих порід належать *кремені*, складені халцедоном, опалом та глинистими часточками. Здебільшого вони зустрічаються у верствах осадових порід у вигляді конкрецій.

**Галоїдні і сульфатні породи** утворюються хімічним шляхом в результаті осадження з розчинів. Найпоширенішими серед них є кам'яна сіль, калійно-магнезійні солі, гіпс і ангідрит.

*Кам'яна сіль* - це світлозабарвлена повнокристаліна порода, складена агрегатами галіту. Вона утворює верстуваті товщі, в яких перешаровується з іншими, подібними за генезисом, осадовими породами. Легко діагностується за ознаками, характерними для мінералу галіту.

*Калійно-магнезійні солі*, здебільшого, зустрічаються в асоціації з кам'яною сіллю. Як і остання, вони характеризуються повнокристалічною будовою, складені з агрегатів сильвіну та епсоміту і характеризуються світло-сірим з червоним та бурим відтінками забарвленням.

Кам'яна і калійна солі на Україні відомі в Карпатському (Калушське родовище калійної солі), Закарпатському (Солотвинське родовище кухонної солі) регіонах, а також на півночі Донбасу (Артемівське і Бахмутське родовища) і в Дніпровсько-Донецькій западині (Сумська і Полтавська області).

*Гіпс* – це повнокристалічна, здебільшого дрібнозерниста, світлобарвна порода, складена агрегатами однойменного мінералу.

*Ангідрит*, як і гіпс, також світлобарвна дрібнозерниста порода, складена з агрегатів мінералу тієї ж назви. У більшості випадків зустрічається в асоціації з гіпсом та іншими галоїдами.

В межах території України гіпси і ангідрити поширені у Львівській, Тернопільській, Волинській, Хмельницькій областях, а також в Передкарпатті і Закарпатті.

**Залізисті породи** осадового походження характеризуються дуже різноманітним складом. Серед них виділяються оксидні, карбонатні, силікатні і сульфідні типи. Найхарактернішим і найпоширенішим представником цієї групи хомогенних порід є *оксидні залізисті породи* або *бурі залізнякаи*. Вони складені з гетиту і гідрогетиту з незначними домішками глинистих мінералів, а також опалу і халцедону. Колір порід темно-бурий або бурувато-жовтий (вохристий). Вони можуть бути пухкими, землистими або щільними. Для останніх характерні оолітова і шкаралупувата структури та масивна, кавернозна і конкреційна текстури.

Бурі залізнякаи є одним з джерел видобутку заліза. На Україні родовища цих корисних копалин поширені в межах Керченського півострова, окрім того вони також утворюють непромислові поклади в Криворізькому залізорудному басейні, Приазов'ї і Придніпров'ї.

До найпоширеніших хомогенних *глиноземистих порід* належать боксити і латерити.

**Боксити** характеризуються різноманітним зовнішнім виглядом. Вони можуть бути м'якими, пухкими, подібними на глину, щільними з раковистим зламом і дуже нагадувати аргіліти. Проте, на відміну від глин ці породи позбавлені пластичності. Породоутворюючими мінералами цих порід є такі гідроксиди алюмінію як гібсит, беміт і діаспор. У вигляді домішки в них присутні гематит, гетит, гідрогетит, каолінит, шамозит та інші уламкові і вторинні мінерали. Наявність домішок головним чином впливає на колір бокситів. Присутність гідроксидів заліза надає породі червоного, бурого, коричневого, зеленувато-сірого забарвлення, але в природі мають місце також сірі, білі, жовті і майже чорні відміни бокситів. Структура породи здебільшого оолітова і пелітова, але можлива також кристалічно-зерниста та уламкова. Текстура виражена слабо і нагадує верстувату.

**Латерити** належать до наймолодших осадових порід земної кори і формуються в результаті хімічного вивітрювання порід збагачених польовими шпатами, під впливом природних факторів, серед яких значна роль належить спекотному клімату і органічним кислотам. Складені вони каолінітом, гідроксидами заліза та, в підпорядкованій кількості, гібситом і бемітом. Забарвлені латерити в червоний, бурий або жовтий кольори. Структура порід пелітова і кристалічно-зерниста, текстура – слабо виражена верстувата.

Боксити мають велике практичне значення, оскільки є головним джерелом видобутку алюмінію. В межах території України ці породи у непромислових масштабах поширені на Українському щиті і особливо в його південній частині, яка за адміністративним поділом відноситься до півдня Кіровоградської, Дніпропетровської областей, а також північної частини Миколаївської і Херсонської областей.

**Фосфатні породи** або **фосфорити**, які містять в своєму складі значну кількість фосфатів кальцію за умовами залягання поділяються на два типи: конкреційні і пластові.

**Конкреційні фосфорити** являють собою скупчення фосфатних конкрецій або жовен у піщано-глинистих, карбонатних та інших осадових породах. Завдяки наявності домішок органічної речовини та глауконіту, конкреційні фосфорити, здебільшого, забарвлені в бурувато-сірі до чорного та зеленого кольори. В залежності від характеру будови серед них розрізняють радіально-променеві та жовноподібні відміни.

**Пластові фосфорити** залягають у вигляді пластів потужністю від декількох сантиметрів до десятків метрів. За зовнішнім виглядом вони можуть бути схожими на вапняки, пісковики і опоки. Для них характерні псевдоолітова або прихованокристалічна структури, а також наявність домішок карбонатного і теригенного матеріалу.

На території України фосфорити поширені в басейні ріки Дністер у Тернопільській області, на заході Волинської, Рівненської і Хмельницької областей, де залягають серед карбонатних і теригенних порід, як у вигляді пластів, так і скупчень конкрецій, а також у Дніпровсько-Донецькій западині і в Донбасі.

**Каустобіоліти** (грец. “каустос” – *горючий*, “біос” – *життя*) утворюються з рослинних і тваринних рештків, які зазнали певних перетворень під впливом різноманітних геологічних факторів. Характерною властивістю цих утворень є те, що вони горять. До них відносяться торф, викопне вугілля, горючі сланці, нафта та газ. Торф і викопне вугілля належать до порід ряду вугілля, які являють собою продукти різних стадій розкладу та перетворення рослинних організмів в умовах з незначним доступом кисню, або при його відсутності.

**Торф** – це відносно пухка порода, представлена землистою, пористою, гумусовою масою жовтого, бурого або чорного кольору, яка складається зі значної кількості рослинних рештків і теригенного матеріалу. Він є результатом неповного розкладання в болотах рослинного матеріалу при участі численних бактерій. Вміст вуглецю в торфах досягає 55-60%.

**Викопне вугілля** утворюється, здебільшого, при перетворенні деревної рослинності (гумусове вугілля) і значно рідше з водоростей (сапропелеве вугілля). Окрім органічної речовини до складу вугілля входить також теригенний матеріал. За ступенем розкладання органіки і вмістом вуглецю серед викопного вугілля розрізняють наступні відміни: буре вугілля, кам'яне вугілля і антрацит.

**Буре вугілля** являє собою щільну породу темно-бурого або чорного забарвлення з землистим, рідше раковистим зламом і матовим блиском, колір порошку темно-бурий. У незначних кількостях також присутні нерозкладені рештки рослин. Вміст вуглецю у цій відміні викопного вугілля коливається в межах 60-75%.

**Кам'яне вугілля** – це результат глибокого процесу перетворення органічної речовини, що підтверджується підвищенням вмісту вуглецю до 90%.

Порода виключно чорного кольору, щільніша в порівнянні з бурим вугіллям, злам раковистий, полиск матовий, колір порошку чорний. Нерозкладені рештки рослин відсутні.

**Антрацит** – це результат найвищого ступеню переробки викопного вугілля в умовах високих тисків і температур. Вміст вуглецю в цих породах збільшується до 97%. Макроскопічно – це щільні породи чорного кольору з сіруватим відтінком і сильним металевим блиском. Злам нерівний, раковистий.

**Горючі сланці** належать до змішаних порід уламкового та органогенного походження. Вони утворюються на дні басейнів при одночасному накопиченні органічної речовини, вміст якої змінюється від 20 до 60 об'ємн.%, і глинистого або вапнисто-глинистого матеріалу. Породи здебільшого сірого, світло-сірого забарвлення, щільні, з раковистим зломом.

На Україні поширені всі відміни охарактеризованих твердих каустобіолітів. Торф'яні родовища широко розвинені на Поліссі, у Волинській, Львівській, Рівненській областях. Буре кам'яне вугілля складає значні за розмірами родовища у Львівській та Волинській областях (Львівсько-Волинський вугільний басейн), а також Кіровоградському та Дніпропетровському регіонах. Високоякісне кам'яне вугілля і антрацит складають основу сировинної бази Донбасу.

**Нафта** належить до рідких каустобіолітів і являє собою рідкий концентрат вуглеводневих продуктів перетворення похованої в осадовій товщі органічної речовини. Складається нафта з вуглеводнів метанового, нафтового і ароматичного рядів з домішками сірчистих, азотистих і кисневих сполук.

**Газ**, здебільшого, супроводжує нафту у вигляді газової шапки над покладами нафти, або може знаходитися у розчиненому стані в самій нафті. Основною його складовою є метан, вміст якого досягає 95%, присутні також у незначних кількостях  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$  і пара води.

Нафта і газ на Україні локалізуються і трьох нафто-газоносних провінціях: Західній, або Карпатській, яка в адміністративному відношенні об'єднує Івано-Франківську, Закарпатську і Львівську області; Східній, або Дніпровсько-Донецькій, де найбільші запаси цих корисних копалин зосереджені в Чернігівській, Полтавській і Сумській областях; Південній, або Причорноморській, котра включає південь України і степову частину Криму. Значні поклади нафти і газу виявлено також в акваторіях Чорного та Азовського морів.

### 3.3 Метаморфічні гірські породи

Метаморфічні гірські породи характеризуються повнокристалічними структурами та орієнтованими текстурами. До останніх відносяться: *сланцювата*, обумовлена взаємно паралельним розташуванням мінеральних зерен призматичної, пластинчастої або лускуватої форми; *гнейсова* і *гнейсоподібна*, характерною властивістю яких є чергування смуг різного мінерального складу; *смугаста* для якої властиве чергування смуг, складених з зерен світло- і темnobарвних мінералів. На перший погляд ці текстури дуже

нагадують верстуватість осадових порід, але їх походження пов'язане не з процесом накопичення осадків, а зумовлене перекристалізацією і переорієнтуванням мінеральних зерен в умовах направленного тиску. Іноді сланцюватість, чи гнейсовидність, успадковують первинну шаруватість. У випадках, коли метаморфічна порода є мономінеральна, а мінерал який її складає має відносно ізометричну форму (прикладом яких можуть бути кварц, або кальцит) для неї буде характерна *масивна* текстура.

Метаморфічні породи, які утворилися за рахунок метаморфізму магматичних утворень називаються *ортопородами*, а метаморфіти для яких субстратом (основою) служили осадові породи – *парапородами*. При цьому слід зазначити, що в природі існують однакові за складом і структурно-текстурними властивостями метаморфічні породи, які можуть утворюватися як при метаморфізмі магматичних, так осадових утворень. У такому випадку приставка “орто” або “пара” підкреслюють їх первинну природу. Наприклад, ортогнейс – гнейс, який утворився в процесі метаморфічних перетворень магматичної породи, а парагнейс – це гнейс, субстратом для якого слугували осадові утворення.

Метаморфічні процеси можуть охоплювати значні за розмірами території і в такому випадку говорять про регіональний метаморфізм, але можуть проявлятися і дуже обмежено, що спричиняє локальний метаморфізм. Відповідно і фактори метаморфізму будуть по-різному впливати на перетворення існуючих порід, що призводить до формування різних метаморфічних утворень по однаковому за складом субстрату.

В земній корі породи регіонального метаморфізму поширені значно більше в порівнянні з метаморфітами, утвореними в процесі локального проявлення метаморфізму.

При *регіональному метаморфізмі* речовинні і структурно-текстурні зміни в породах відбуваються у діапазоні температур від 300-400°C до 900-1000°C і зміні тиску в межах від  $3\cdot 10^8$  до  $10\cdot 15\cdot 10^8$  Па. При цьому породи різного первинного складу по-різному реагують на зміни фізико-хімічних умов. Метаморфізм простих за хімічним складом порід, таких як наприклад кварцові пісковики або вапняки, полягає тільки у змінах структури і текстури, а сам мінеральний склад майже не змінюється. Кварцові пісковики та інші багаті кремнеземом породи при метаморфізмі перетворюються у *кварцити*, в яких кварц є основним породоутворюючим мінералом. Вони характеризуються повнокристалічною, здебільшого, дрібнозернистою структурою і масивною текстурою. Колір кварцитів буває найрізноманітнішим, але в природі переважають світлобарвні відміни цих порід.

Карбонатні породи (вапняки, доломіти та інші) в процесі метаморфічних змін перетворюються у *мармури*, які являють собою повнокристалічні мономінеральні агрегати кальциту або доломіту з масивною текстурою. При метаморфізмі карбонатних залізисто-магнезіальних порід, а також основних і, частково, середніх магматичних утворюються, відповідно, *параамфіболіти* і *ортоамфіболіти*. Як перші так і другі, складені, головним чином, з рогової обманки і середнього плагіоклазу та характеризуються повнокристалічною

структурою і сланцюватою текстурою. Колір породи, здебільшого, брудно-зелений, сірий з зеленуватим відтінком.

Метаморфічні перетворення глинистих (пелітових) порід в умовах відносно невисоких температур, але при значному орієнтованому тиску, зумовлюють утворення **філітів**. Ці породи складені з дрібних кристаликів слюд, характеризуються добре вираженою сланцюватою текстурою і сильним шовковистим блиском на площинах сланцюватості. У випадку коли ступінь метаморфізму підвищується завдяки підвищенню температури і тиску, ці ж первинні породи перетворюються на **серицит-** і **хлоритвмісні сланці**. Вони завдяки більшому розміру зерен слюд характеризуються повнокристалічними структурами, а текстура залишається сланцюватою. В умовах ще вищих тисків і температур утворюються **кристалічні сланці**. Для них характерні середньо- і крупнокристалічна структури і сланцювата текстура. Найпоширенішими серед них є **слюдисті сланці**, складені кварцем, слюдами та польовими шпатами представленими в підпорядкованих кількостях. Залежно від того, яка слюда переважає розрізняють біотитові, мусковітові і двослюдяні сланці. Якщо у кристалічних сланцях за вмістом переважає рогова обманка, то їх називають роговообманковими. При підвищенні ступеню метаморфізму слюдисті сланці переходять у **парагнейси**. Вони складені, здебільшого, кварцем, польовими шпатами і слюдами, проте зустрічаються також гнейси у складі яких в підпорядкованих кількостях присутні амфіболи і піроксени. Ці породи характеризуються повнокристалічною середньо- і крупнозернистою структурою і гнейсовою, тобто смугастою, текстурою.

Магматичні породи по мірі зростання ступеню метаморфізму також перетворюються на **ортосланці** і **ортогнейси**. По породах кислого і середнього складу на ранніх стадіях метаморфізму утворюються слюдяні ортосланці, які при зростанні температури і тиску перетворюються на ортогнейси. Метаморфічними аналогами основних порід є **хлоритвмісні сланці** у складі яких також присутні тальк, епідот, актиноліт і тремоліт (мінерали класу силікатів). При зростанні ступеня метаморфізму сланці перетворюються в **ортоамфіболіти**. Основними представниками метаморфічних перетворень ультраметаморфічних порід є талькові сланці і **серпентиніти**. Останні складені, в основному з серпентину, що підкреслюється їх зеленим, з різними відтінками, забарвленням. Структура породи прихованокристалічна, текстура масивна.

Особливе місце серед метаморфічних порід належить гранулітам і еклогітам, які утворюються при максимально високих тисках і температурах. При подальшому зростанні температури і активізації флюїдної системи метаморфізм переростає в його найвищу стадію – **ультраметаморфізм**, який супроводжується кремнево-лужним метасоматозом і частковим плавленням.

**Грануліти** - це породи складені кварцем, польовими шпатами і гранатом. Для них характерна повнокристалічна дрібно- і тонкозерниста структура і гнейсоподібна текстура.

**Еклогіти** утворюються при дуже високих тисках. Вони характеризуються масивною текстурою і високою щільністю, яка коливається в межах 3,35 – 4,2 г/см<sup>3</sup>. Основними їх породоутворюючими мінералами є гранат і піроксени.

Серед численних порід утворення яких спричинено проявленням **локального метаморфізму** найпоширенішими в земній корі є роговики, скарни і грейзени.

**Роговики** утворюються в результаті вкорінення магми в глинисті породи, тобто вони є метаморфічними аналогами глинистих відкладів. Основними факторами метаморфізму при цьому виступають: температура, джерелом якої є магматичний розплав і леткі хімічні елементи, які виділяються з магми. Для роговиків характерні мікрокристалічна структура, сіре до чорного забарвлення і масивна текстура. Їх мінеральний склад залежить від складу первинних порід і температури, але практично завжди в них присутні кварц, польові шпати, амфіболи і піроксени.

**Скарни** – це продукт зміни карбонатних порід під впливом післямагматичних розчинів. Вони складені, в основному, піроксеном і гранатом. Структура породи повнокристалічна, текстура масивна. Породи, здебільшого темного, бурого, зеленувато-бурого забарвлення. Характерною властивістю скарнів є те, що вони містять домішки магнетиту, сфалериту, галеніту, золота, шееліту, каситериту, молібденіту та інших рудних мінералів концентрації яких досягають промислових значень в зв'язку з чим скарни мають важливе практичне значення.

**Грейзени** – це світлозабарвлені, крупнозернисті породи, складені кварцем і мусковітом, що утворюють крупні виділення або дрібнозернисті агрегати, які розвиваються при заміщенні польових шпатів. У вигляді домішок в них можуть бути присутні топаз, турмалін, апатит, флюорит, а також рудні мінерали – молібденіт, каситерит, пірит, арсенопірит та інші. Утворюються грейзени в результаті впливу високотемпературних розчинів на вміщуючі породи кварц-польовошпатового складу. З ними пов'язані родовища олова, вольфраму, молібдену та інших металів.

У межах території України породи регіонального метаморфізму складають Український щит, який простягається смугою шириною понад 400 км, від Полісся до Азовського моря і співпадає з простяганням Придніпровської та Приазовської височин. В адміністративному відношенні він займає території переважно Житомирської, Київської, Вінницької, Черкаської, Кіровоградської, Дніпропетровської, Запорізької областей.

Породи локального метаморфізму поширені на Україні значно менше. Здебільшого вони спостерігаються в районах розвитку магматичних порід, тобто в Кримських горах, Карпатах, де складають незначні за потужністю зони (від перших метрів до перших десятків метрів), облямовуючи інтрузивні масиви, а також трапляються і серед метаморфічних утворень Українського щита.

## Література

1. Рудько Г.І., Адаменко О.М., Чепіжко О.В., Крочак М.Д. Геологія з основами геоморфології: Підручник для студентів екологічних і географічних спеціальностей вищих навчальних закладів. – Чернівці: Букрек, 2010. – 400 с.
2. Свинко Й. М. Геологія: Підручник для вузів / Свинко Йосип Михайлович, Сивий Мирослав Якович. - Київ: Либідь, 2003. – 480 с.
3. Геологія та геоморфологія: конспект лекцій/ Ковальчук М.С., Юдіна Н.Є., уклад.; Національний авіаційний університет. - Київ, 2004.– 136 с.
4. Якушова А.Ф. Геология с элементами геоморфологии. М.: Изд-во МГУ. – 1978. – 445 с.
5. Екологічна геологія: підручник/ За ред. М.М. Коржнева. – К.: Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2006. – 235 с.
6. Ковальчук В.Г. Практикум з загальної геології. Львів. Вид-во ЛДУ. 1997. – 147 с.
7. Кравчук Я.С. Геоморфологія Передкарпаття. Львів. Меркатор.-1999.– 224 с.
8. Ворошилов Ю.В. Мінерали Карпат та їх застосування. Ужгород. Вид.УжДУ. 1991.- 114 с.
9. Richard W. Ojakangas. Theory and Problems of Introductory Geology. NewYork, McGraw-Hill, Ink. - 1991.- 294 p.
10. Адаменко О.М., Рудько Г.І. Екологічна геологія. Підручник. Київ, "Манускрипт", 1998, 42 друк. арк.