Корисні копалини

1. Класифікації корисних копалин

*Корисні копалини* – мінеральні утворення земної кори, хімічний склад та фізичні властивості яких дають змогу ефективно використовувати їх у сфері матеріального виробництва. Тобто, які за сучасного рівня розвитку техніки можна з достатньою ефективністю використовувати у господарстві.

Корисні копалини складаються з мінералів – природних хімічних сполук або самородних елементів, приблизно однорідних за хімічним складом і фізичними властивостями.

Корисні копалини перебувають у земній корі у вигляді скупчень різного характеру (жил, штоків, пластів, розсипів тощо).

Скупчення корисних копалин утворюють родовища, а у випадку великих площ поширення – райони, провінції і басейни.

За агрегатним станом корисні копалини бувають газоподібні, рідкі і тверді.

До газоподібних корисних копалин відносяться накопичення в надрах Землі горючих газів вуглеводневого складу і негорючих, інертних газів, таких як гелій, неон, аргон і криптон і інші. До рідких відносяться родовища нафти і підземних вод.

До твердих відноситься більшість корисних копалин, які використовуються як родовища елементів або їх сполук (залізо, золото, бронза і інші), родовища кристалів (гірський кришталь, алмаз та інші), родовища мінералів (викопні солі, графіт, тальк та інші) і родовища гірських порід (граніт, мармур, глина і інші).

За промисловим використанням родовища корисних копалин поділяються на ***металічні*** (або як раніше говорили – рудні), ***неметалічні*** (або нерудні), ***горючі*** (або каустобіоліти) і ***гідромінеральні*** (табл. 1).

Родовища металічних корисних копалин в свою чергу поділяються на родовища чорних, кольорових, радіоактивних, рідкісних і розсіяних, рідкісноземельних та благородних металів.

Серед родовищ неметалічних корисних копалин виділяються родовища каменебарвної, хімічної, агрохімічної, металургійної, технічної та будівельної сировини.

Родовища горючих корисних копалин зазвичай поділяють на родовища нафти, горючих газів, вугілля, горючих сланців та торфу.

Гідромінеральні родовища – це переважно розсоли, які містять цінні елементи в кількості, яка достатня для їх вилучення (бром, йод, бор, літій, цезій, стронцій та ін.) Підземні води поділяють на питні, технічні, мінеральні або бальнеологічні.

За складом переважаючої частини рудних мінералів виділяються такі головні типи руд:

1) оксидні (оксиди і гідрооксиди – залізо, марганець, олово, уран, хром, алюміній)

2) силікатні (неметалічні родовища – слюда, азбест, тальк), (металічні –нікель)

3) сірчанисті – сульфіди, арсеніди, антимоніди, сполуки вісмуту, телуру, селену (руди міді, цинку, плюмбуму, нікелю)

4) карбонатні (деякі родовища заліза, мангану, магнію, плюмбуму, цинку)

5) сульфатні (руди барію, стронцію)

6) фосфатні (родовища фосфору)

7) галоїдні (солі і флюорит)

8) самородні (самородні метали і сплави – золото, платина, мідь)

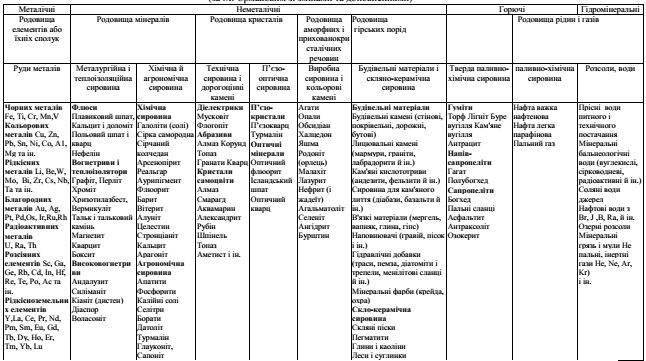
За складом всієї маси руди, включаючи рудні і нерудні, – кременисті, силікатні, карбонатні, сульфатні, сульфідні, оксидні, фосфатні, галоїдні і органогенні.

У промисловості та рудній геології всі метали поділяються на кілька категорій (груп). Ці групи виділяються досить умовно, без певних чітких меж та класифікаційних ознак, але є широко визнаними, і тому їх доцільно дотримуватися у вивченні родовищ металічних корисних копалин.

Класифікація металічних корисних копалин, яка відповідає практиці геологорозвідувальних робіт, що склалася в нашій країні за останні роки, хоча існують і інші класифікації:

*Таблиця 1.*

***Промислова класифікація родовищ к.к.***



Група I. Чорні метали – залізо (Fe), марганець (Mn), хром (Cr), титан (Ti), ванадій (V);

Група II. Кольорові метали – алюміній (Al), магній (Mg);мідь (Cu), свинець (Pb), цинк (Zn), нікель (Ni), кобальт (Co), молібден (Mo), вольфрам (W), олово (Sn), ртуть (Hg), сурма (Sb), вісмут (Bi);

Група III. Благородні метали – золото (Au), срібло (Ag), платина (Pt) і платиноїди: паладій (Pd), осмій (Os) iридій (Ir), рутеній (Ru), родій (Rh);

Група IV. Радіоактивні метали – уран (U);

Група V. Рідкісні та рідкісноземельні елементи – берилій (Be), літій (Li), рубідій (Rb), цезій (Cs), германій (Ge), тантал (Ta), ніобій (Nb), цирконій (Zr), гафній (Hf), скандій (Sc), рідкісноземельні елементи: лантан (La), церій (Ce), празеодим (Pr), неодим (Nd), прометій (Pm), самарій (Sm), європій (Eu), гадоліній (Gd), тербій (Tb), диспрозій (Dy), хольмій (Ho), ербій (Er), тулій (Tu), ітербій (Ib), лютецій (Lu), ітрій (Y).

**2. Металічні корисні копалини**

Металевими, або рудними, корисними копалинами називаються мінеральні утворення, з яких шляхом переробки добувають різні метали або їхні з'єднання, використовувані в промисловості. До металевих корисних копалин відносяться руди чорних, кольорових, благородних, рідкісних (в тому числі розсіяних), рідкісноземельних, радіоактивних металів.

***2.1. Родовища чорних металів***

До групи названих родовищ відносяться залізо, манган (марганець), хром, титан, ванадій, руди яких використовуються в чорній металургії для виплавки металу або як легуючі добавки до сталей.

*2.1.1. Родовища феруму (заліза)*

Найголовніші мінерали залізних руд: магнетит Fе3О4, гематит Fе2O3, лімоніт Fе2O3 nH2O, гетит FеO OН, сидерит FеCO3.

Із залізних руд виплавляється чавун (2,5-4% С), сталь (0,2-1,7% С), залізо (0,04-0,2% С). Для одержання легованих сталей звичайні сталі переплавляються з додаванням марганцю, хрому, ванадію, нікелю, кобальту, молібдену, вольфраму, що додають сталям в'язкість, твердість і інші коштовні властивості.

Екзогенні родовища.

У цій групі відомі вулканогенно-осадові, осадові родовища і родовища кори вивітрювання.

До вулканогенно-осадових родовищ відносяться Західний Каражал у Казахстані і Холзунське у Гірському Алтаї,. Лан і Ділль у ФРН і ін.

Вулканогенно-осадові родовища розташовуються в геосинклінальних областях, а рудні тіла формуються в тісному зв'язку з вулканогенними й осадовими породами. Наприклад, на Холзунському родовищі спостерігається зв'язок руд з вулканогенними утвореннями, що виражається в заляганні рудних шарів серед туфів і туфітів з наявністю прошарків і лінз вулканічних порід у самому рудному шарі, а також у присутності в складі руд пірокластичних часток.

На інших родовищах, наприклад Західному Каражалі, що вміщують рудні шари і лінзи, вмісними породами служать вапняки, що перешаровуються, кременисто-карбонатні яшмоподібні й аргілітові породи, а підстилається рудоносна товща вулканогенно-осадовими породами.

Рудні шари і лінзи на цих родовищах деформовані складчастими і розривними порушеннями разом з вмісною товщею, що обумовлює їхнє згідне залягання в складчастих структурах рудних полів.

Руди складені гематитом, меншою мірою магнетитом і сидеритом, у них зустрічаються сульфіди – пірит, арсенопірит, халькопірит, сфалерит і галеніт, а серед нерудних мінералів зустрічаються хлорит, серицит, кварц, халцедон, опал, доломіт, анкерит, апатит.

Серед осадових родовищ заліза розрізняють геосинклінальні і платформні морські родовища. Геосинклінальні морські гематитові родовища в теригенно-карбонатних покладах відомі в Ангаро-Ленському залізорудному басейні Росії на правобережжі нижнього плину р. Ангари.

Рудні поклади є прибережними фаціями верхньопротерозойських геосинклінальних відкладень. За рубежем подібні родовища відомі в США, Африці і Північній Австралії.

Платформні морські родовища сидерит-гідрогематитових бобовооолітових руд у карбонатно-теригенних покладах представлені в Україні кайнозойським Керченським залізорудним басейном, який є одним із з найвідоміших у світі осадових скупчень залізних руд. Рудні шари приурочені до синклінальних структур - мульд і прогинів. Найбільш великими рудоносними мульдами є: Камиш-Бурунська, Кизаульська, Ельтигенська, Північна, Акманайська. Рудний обрій заззвичай залягає майже горизонтально, з падінням на крилах мульди під кутом 10-15°; потужність рудного шару зростає з країв мульди від декількох метрів до 25-40 м до осьової частини.

Рудні шари складені оолітовими рудами, що містять (у %) 20-51 Fе; 0,1-11 Мn; 0,4-1,5 Р; 0,01-0,6 S, також невеликі кількості V і Аs. Цінними домішками є Мn і V, шкідливими - S, Р і Аs.

Головна маса руд відноситься до двох типів: коричневої (гідрогетитової) і тютюнової (гідрогетит, лептохлорит, нонтроніт). До другорядних, малорозповсюджених руд відносяться марганцево-залізисті ікряні руди.

За кордоном родовища даного типу представлені Лотарингським залізорудним басейном (Франція, ФРН).

Родовища кори вивітрювання формуються в зонах окислювання родовищ сидеритових і скарново-магнетитових руд, а також при вивітрюванні ультраосновних порід. Сидеритові руди в зоні окислювання переходять у гідроокисли заліза (гетит, гідрогетит, гідрогематит), а скарновомагнетитові руди - у мартит-гідрогематитові руди.

У корі вивітрювання ультраосновних порід родовища гетитгідрогематитових руд приурочені до верхньої охристої зони серпентинізованих дунітових і перидотитових масивів. Охристі оолітові руди кори вивітрювання представлені родовищами Єлізаветинським, Серовським і Акермановським на Уралі, Малкінським на Північному Кавказі. Великі родовища кори вивітрювання відомі на Кубі, Філіппінах, Гавайських островах і в Гвінеї.

Магматогенні родовища.

Магматичні родовища заліза представлені титаномагнетитовими й ільменіт-титаномагнетитовими родовищами. До них відносяться Качканарське, Гусевогорське, Першоуральське, Кусинське і Копанське на Уралі, Пудожгорське в Карелії, Харловське в Гірському Алтаї в Росії а також Таберг у Швеції, Телнесс у Норвегії і Тегавус у США.

Рудні тіла цих родовищ являють собою зони густої вкрапленості з купчастими і жило-лінзоподібними відокремленнями титаномагнетиту в ультраосновних і основних породах.

Основним рудним мінералом родовищ цієї групи є титаномагнетит. У підлеглій кількості присутні зерна магнетиту, ільменіту і шпінелі. Супутніми служать породотвірні мінерали вмісних порід - олівін, піроксен, амфіболи, плагіоклаз, серпентин і ін.

Руди характеризуються промисловим вмістом заліза, ванадію, іноді титану, низьким вмістом сірки і фосфору (соті частки відсотка) і ін.

Постмагматичні родовища заліза представлені скарновими і вулканогенно-гідротермальними типами.

Скарнові родовища широко представлені на Уралі (Магнітогорське, Високогорське, Гороблагодатське, Північно-Піщанське й ін.), у Кустанайській області Казахстану (Сарбайське, Соколовське, Качарське й ін.), у Західному Сибіру (Таштагольське, Абаканське, Тейське й ін.), на Кавказі (Дашкесанське), а також у США (Айрон-Спрінгс, Адірондак і ін.), у Центральній Європі (Рудні гори), в Італії, Болгарії, Румунії, Японії, КНР і інших країнах.

Скарново-магнетитові родовища пов'язані з плагіогранітами, що є похідними базальтової магми. Рудні тіла розташовуються в їхніх контактових ореолах і утворені метасоматичним шляхом у вмісних карбонатних, рідше в силікатних породах. Основним рудним мінералом є магнетит, менш розповсюджений гематит.

Родовище Магнітогорське розташоване на Південному Уралі. Воно приурочено до контакту гранітоїдної інтрузії, що прориває вулканогенноосадову товщу порід ранньокам’яновугільного віку. У процесі розвитку інтрузивного магматизму послідовно впроваджувалися порфірити, діорити, мікрограніти, кварцові діорити і дайки діабазів. На постмагматичній стадії становлення цієї могутньої серії інтрузивних порід утворилися гранатпіроксенові скарни з магнетитом.

Вулканогенно-гідротермальні родовища тісно пов'язані з трапами Сибірської платформи, де вони утворюють ряд залізорудних районів: Ангаро-Ілимський, Ангаро-Канський, Середньо-Ангарський, КанськоТасеєвський, Тунгуський, Бахтинський і Ілімпейський.

Найбільш відомими родовищами цієї групи є Коршуновське,Рудногорське, Нерюндинське і Татарське. Родовища залягають у палеозойських відкладах чохла платформи. Розподіл родовищ контролюється розташуванням зон розламів і інтенсивного прояву трапового магматизму.

По тектонічних розривах, а можливо, і трубках вибухів у вмісні породи проникали розчини, що викликали метасоматичні зміни порід і зруденіння.

Метасоматичні процеси обумовили розвиток скарноподібних і більш низькотемпературних хлорит-серпентиніт-карбонатних метасоматитів.

Руди представлені зонами вкрапленості магномагнетита в метасоматитах, жильними тілами і шароподібними покладами метасоматичного заміщення карбонатних порід.

Метаморфогенні родовища.

До цієї серії відносяться родовища залізистих кварцитів, приурочені до докембрійських складчастих областей.

В Україні залізисті кварцити зосереджені у Криворізькому залізорудному басейні (Інгулецьке, Новокриворізьке Первомайське, й ін.) в Росії - на Кольському півострові та у Карелії (Оленегорське, Кіровогорське, Костомукшське, Міжозерське й ін.), у басейні Курської магнітної аномалії (Коробковське, Лебединське, Салтиковське, Осколецьке, Михайлівське й ін.), у Казахстані (Карсакпайська група), на Далекому Сході (Малохинганська й Уссурійська групи родовищ).

В Північній Америці широко відомі великі райони поширення залізистих кварцитів - залізорудний пояс Лабрадору (Канада), велика група родовищ у районі оз. Верхнє (США). Відомі також родовища Бразилії, Індії, Китаю, Австралії.

Усі найбільші родовища залізистих кварцитів відносяться до нижньопротерозойських геосинклінальних утворень, що відчули низькотемпературний метаморфізм. Головними мінералами залізистих кварцитів цієї фації є кварц, магнетит, гематит, кумінгтоніт, біотит, хлорит, іноді сидерит, лужні амфіболи і піроксени. Родовища залягають в осадових і частково вулканогенно-осадових породах. Вони зазвичай іменуються родовищами криворізького типу.

Криворізький залізорудний басейн розташований на правобережжі р. Дніпро, протягаючи в північ-північно-східному напрямку на 100 км при ширині до 6-7 км. Рудовмісні породи входять до складу протерозойської криворізької серії й утворюють складноскладчасту смугу метаморфічних сланців і залізистих кварцитів, на захід і на схід якої поширені кристалічні сланці, гнейси і мігматити архею. Криворізька серія утворює складну синклінорну структуру, що складається із синклінальних і антиклінальних складок і ускладнену численними розривами.

Родовища, пов'язані з глибокометаморфізованими породами, представлені менш крупними і невеликими за запасами (сотні – десятки мільйонів тонн) рудними покладами (наприклад, ПАриазовська та Побузька групи в Україні, Тараташська група на Уралі та ін). Основними мінералами залізистих кварцитів у високотемпературних фаціях є кварц, магнетит, гематит, рогова обманка, діопсид, гіперстен, фаяліт.

Для залізистих кварцитів типові середні вмісти заліза в межах 20-40 (іноді до 55%).

*2.1.2. Родовища мангану (марганцю)*

Найважливішими мінералами мангану є: піролюзит МnО2, брауніт Мn2О3, манганіт МnO2Мn(OН)2, псиломелан МnO МnO2 nH2О, родохрозит МnCO3, родоніт (Мn, Са) SiO3.

Марганцеві руди в основному (90-95 %) використовуються в металургії для одержання спеціальних сортів сталей, у меншому ступені (5-10%) вони використовуються в хімічній промисловості або в іншому виробництві. Родоніт застосовується як коштовний декоративний камінь.

Екзогенні родовища. У цій серії родовищ відомі осадові, вулканогенно-осадові, родовища вивітрювання. Осадові родовища марганцевих руд утворилися в палеогенову епоху іпредставлені родохрозит-псиломелан-піролюзитовими родовищами серед прибережно-морських і лагунових покладів. До них відносяться українські родовища Нікопольського басейну, Чіатурське родовища в Грузії і родовище Оборище в Болгарії.

Нікопольський басейн включає ряд родовищ і рудоносних площ, витягнутих уздовж Дніпра в районі міст Нікополя і Запорожжя, у вигляді смуги довжиною 250 км і шириною до 5 км. Рудний шар потужністю в середньому 2,0- 3,5 м залягає майже горизонтально серед нижньоолігоценових піщано-алеврито-глинистих покладів.

Величезна кількість осадових марганцевих руд зосереджено в залізомарганцевих конкреціях, що вистилають великі площі дна Тихого, Атлантичного й Індійського океанів. Запаси їх складають 2,5.1012 т, що в сотні разів перевищує сумарні запаси, враховані у всіх родовищах континентів. До того ж запаси цих руд щорічно зростають на 10 млн. т. у зв'язку із сучасними процесами опадонакопичення.

Вулканогенно-осадові родовища марганцю приурочені до областей інтенсивного прояву підводного вулканізму, що характеризується нагромадженням лав і туфів з підлеглою кількістю осадових порід. Для них встановлений виразний зв'язок із кременистими, карбонатними і магнетитгематитовими породами і рудами. Надходження марганцю, заліза, кремнезему, міді, цинку, свинцю, барію, германія, і інших компонентів з утворенням осадових руд пов'язано з поствулканічною діяльністю підвідних вулканів.

Прикладом вулканогенно-осадових родовищ є родовище Атасу в Центральному Казахстані. Родовище присвячене до вулканогенно-осадових порід девонського віку, що складає лінійну витягнуту мульду. На родовищі відзначаються згодні пластові поклади залізомарганцевих руд, що складаються з гематиту, магнетиту, брауніта, псиломелану і піролюзиту, і січні тіла свинцево-цинково-баритових руд, накладені на пластове зруденіння.

Родовища вивітрювання утворюються по марганецьвмісних метаморфізованих силікатних і карбонатних породах. Поширені вони головним чином в Індії і Бразилії, а також у Канаді, Венесуелі, Габоні, Південно-Африканській республіці й Австралії.

Метаморфогенні родовища марганцю пов'язані з марганецьвмісними протерозойськими силікатними породами - гондитами і кодуритами. Гондити складені кварцом, спесартином, браунітом, гаусманітом і родонітом. Кодурити складаються з калієвого польового шпату, спесартину й апатиту. Вони перешаровуються з мармурами, кварцитами і сланцями. Гондити і кодурити поширені на великих площах у сотні квадратних кілометрів. Довжина марганценосних покладів досягає 3-8 км, потужність 3-60 м, середній вміст марганцю 10-20%. Найбільші родовища відомі в Індії і Бразилії.

*2.1.3. Родовища хрому*

Єдиною хромовою рудою є хромистий залізняк, або хроміт, під яким розуміється кілька мінералів групи шпінелі з загальною формулою (Mg,Fe)Ox(Cr,Al,Fe)2O3. Склад хромітів (%): Сr2О3- 18-65, МgО -до 16, FеO - до 18, Fе2О3 - 30, А12О3 - до 33.

Хроміти в основному використовуються в металургії, менше – у вогнетривкій і хімічній промисловості.

Промислові родовища хрому представлені в основному ранньо- і пізньомагматичними різновидами.

Ранньомагматичні родовища розміщуються в масивах розшарованих ультраосновних порід. Наприклад, Бушвельдський масив у Південній Африці складений численними горизонтами основних і ультраосновних порід, що мають потужність від декількох сантиметрів до декількох метрів. Родовища хромітів приурочені до двох рудоносних шарів. Поклади вкраплених і масивних руд мають форму рівноцінних прошарків, елементи залягання яких збігаються з розшаруванням вмісних порід.

Пізньомагматичні родовища хромітів поширені у Росії на Уралі, у Сибіру, на Чукотці, Камчатці, Сахаліні, а також у Албанії, Греції, Ірані та ін.

Важливою хромітоносною провінцією є Урал. Тут розташована Донська група родовищ, приурочена до Кемпірсайського масиву ультраосновних порід. Масив складений серпентинізованими перидотитами і дунітами. У межах масиву відомо більш 160 родовищ і рудопроявів хроміту.

Рудні тіла представлені в основному жилоподібними лінзами, розміри яких коливаються від десятків метрів до 1,5 км по простяганню, а за потужністю від декількох метрів до 150м.

При вивітрюванні корінних магматогенних родовищ утворюються елювіально-делювіальні розсипи хромітів.

*2.1.4. Родовища титану*

Головними промисловими мінералами титану є рутил ТіО2 і ільменіт FеTiO3.

Екзогенні (седиментогенні) родовища представлені розсипами прибережно-морського або континентального походження. Найбільшезначення мають прибережно-морські комплексні ільменіт-рутил-цирконієві розсипи. В Україні прибережно-морські розсипи поширені у покладах палеогену Придніпровської розсипної зони Малишевське (Самотканське), Зеленоярське, Тарасівське та ін. Континентальні розсипи ільменіту поширені в пролювіальноалювіальних і елювіальних утвореннях Іршанської групи родовищ.

Магматогенні родовища. Серед магматогенних родовищ титану І.І. Малишев виділяє родовища ільменітових, магнетит-ільменітових і гематитільменітових руд в анортозитах і габро-анортозитах і родовища ільменітмагнетитових руд у габро і габро-норитах. Прикладами є Мало-Тогульське родовище в Росії, Тегавус в США та Лак-Тіо в Канаді.

Метаморфогенні родовища. Метаморфізовані родовища утворюються при метаморфізмі древніх розсипів, як, наприклад, верхньопротерозойські розсипи західного схилу Уралу. Метаморфічні родовища титану утворюються в результаті метаморфізму титановмісних порід, наприклад, титаноносних габроїдів (Отанмяки, Фінляндія) чи рутилоносних еклогітів (Шубинське родовище на Уралі).

*2.1.5. Родовища ванадію*

Промисловими рудами ванадію є: титаномагнетит із вмістом 0,3-10% V2О5; роскоеліт, або ванадієва слюдка, КV2(АlSi3О10) (ОН)2; карнотит, або уранова слюдка К2U2(VO4)2O4·3Н2O; ванадініт Рb5(VО4)3С1; патроніт VS4.

Ванадій зазвичай одержують попутно з комплексних руд при видобуванні заліза, титана, урану й інших компонентів. Основною сировиною для виробництва ванадію служать титаномагнетитові руди.

Прикладами ванадійвмісних руд є родовища на Уралі, родовища Бушвельдського комплексу в Південній Африці й ін. Відомі родовища також у бітумах (патронітова жила потужністю до 8-12 м в асфальтитах Мінас Рагра (Перу)

***2.2. Родовища кольорових металів***

До цієї групи відносяться родовища металів, руди яких використовуються в кольоровій металургії. Кольорові метали - це алюміній, магній, купрум (мідь), плюмбум (свинець) і цинк, нікол (нікель) і кобальт, станум (олово), вольфрам, молібден, вісмут, стихій (сурма), меркурій (ртуть).

*2.2.1. Родовища алюмінію*

Найбільш важливою рудою на алюміній є боксити, що складаються з діаспора, беміту А12О3-Н2О і гідраргіліту А12О3.3Н2О. Останнім часом у якості джерела алюмінію усе більшого значення набувають нефелінові та алунітові руди.

Алюміній використовується в авіа- і автопромисловості, в електропромисловості і машинобудуванні, будівництві і багатьох інших галузях. Це другий після феруму метал за використанням.

Екзогенні (седиментогенні) родовища. Родовища цієї групи представлені бокситовими родовищами вивітрювання і осадовими (геосинклінальними і платформними).

Родовища вивітрювання, або латеритні родовища, утворюються при інтенсивному хімічному вивітрюванні алюмосилікатних порід в умовах тропічного і субтропічного клімату.

Найбільшим у світі родовищем бокситів латеритного типу є родовище Боке (Гвінея). Боксити утворилися в результаті хімічного розкладання силурійських граптолітових сланців у палеоген-неогеновий час. Потужність латеритної кори вивітрювання складає 10-15 м. Родовище відрізняється високою якістю руд і великими запасами.

Осадові геосинклінальні родовища утворилися в прибережно-морських умовах за рахунок перевідкладення продуктів кори вивітрювання. Прикладами є родовища Північно-уральського бокситоносного району. Вони приурочені до плоскої меридіонально-витягнутої депресії у вапняках і сланцях середнього палеозою. У межах рудного горизонту виділяються два підгоризонти: нижній - червоних марких, немарких і яшмоподібних бокситів потужністю до 20 м і верхній - яскравокольорових піритизованих бокситів потужністю до 3 м. У складі червоних бокситів переважає діаспор, а в яшмоподібних і яскравокольорових - діаспор-беміт.

Осадові платформні родовища бокситів утворюються в континентальних умовах і являють собою озерно-болотні відкладення, часто пов'язані з вугленосними осадами. Для цієї групи типові родовища Тихвинської групи, приурочені до нижньокам’яновугільних покладів Московської синеклізи. Промислові поклади бокситів розміщуються в депресіях дорудного рельєфу; утворилися вони за рахунок перевідкладення кори вивітрювання девонських глин. За мінеральним складом боксити відносяться до гібсит-беміт-каолінового типу.

*2.2.2. Родовища міді*

Найголовнішими мінералами міді є: самородна мідь Сu, халькопірит СuFeS2, борніт Сu5FеS4, халькозин Сu2S, ковелін СuS, бляклі руди (тенантит 3Cu2S.As2S3 і тетраедрит 3Cu2S . Sb2S3), куприт Сu2О, тенорит СuO, малахіт СuCO3 . Сu(OН)2 і ін.

Майже 90 % виплавки міді приходиться на сульфідні руди, інші – на самородну мідь, водні карбонати й інші вторинні мінерали. Важливою властивістю мідних руд є комплексність. Супутньо з міддю із сульфідних руд вилучаються золото, срібло, нікол, кобальт, станум, молібден, свинець, цинк, реній, індій, кадмій, вісмут, телур, селен, сірка й інші компоненти. Мідь широко використовується в електропромисловості, а також у машинобудуванні й автомобільній промисловості.

Екзогенні родовища. До них відносяться стратиформні верствуваті родовища, представлені великими покладами мідистих пісковиків (наприклад, Удоканське (Росія) і Джезказганське (Казахстан) і мідистих сланців (Мансфельд у ФРН).

Згідне шарувате залягання з теригенно-осадовими товщами, що вміщують, широкий площинний розвиток, ритмічність і багатоярусність будови рудних покладів, простий мінеральний склад руд, наявність у них шаруватих текстур, кореляція концентрації металів з органічним вуглецем - усе це свідчить про осадово-гідротермальний генезис стратиформних родовищ. Наприклад, на Удоканському родовищі рудні тіла являють собою кварцитоподібні пісковики або алевроліти з тонкою вкрапленістю сульфідів міді - халькозина, борніту, халькопіриту, а також піриту.

Магматогенні родовища. До цієї серії відносяться скарнові, колчеданні і мідно-порфірові родовища.

Скарнові родовища міді утворюються на контакті помірковано кислих гранітоїдів - гранодіоритів, плагіогранітів і плагіосієнітів з вапняками. Руднамінералізація - халькопірит, піротин, пірит і магнетит - розвивається після утворення вапняних скарнів гранат-піроксенового складу, накладаючись на них і утворюючи серед них лінзи, гнізда і стовбуваті поклади.

До скарнових родовищ міді відносяться Саякське в Казахстані, Тур’їнська група на Уралі, Кліфтон і Бісбі в США, Долорес у Мексиці й ін. Тур’їнські родовища розробляються із середини XVІІІ століття. Вони знаходяться на Північному Уралі, до північно-заходу від м. Сєрова на р. Тур’ї. Родовища розташовані в східному пологому крилі великої меридіональної синкліналі, складеної товщею пізнього силуру – середнього девону. У низах товщі розвинуті спіліти і діабази, вище рифові і шаруваті вапняки, перекриті вапняковими туфітами і роговообманковими порфіритами. Уся ця товща прорвана піздньопалеозойськими гранітами. Головний горизонт зруденілих скарнів розташовується під туфітами. Скарни приурочені до контактів вапняків із гранодіоритами. Форма рудних тіл - шароподібні поклади. Гнізда мідних руд приурочені до місць перетину скарнів більш пізніми тріщинами і розвиваються метасоматично по піроксенових скарнах.

Колчеданні родовища утворюються на ранніх стадіях розвитку геосинкліналей у субмарінних умовах у тісній асоціації з вулканогенними породами основного і кислого складу. Як відзначає академік В. І. Смирнов, виділення "рудоутворюючих речовин з вулканічних возгонів супроводжує усю вулканічну історію, але головна маса колчеданів накопичується наприкінці кожного вулканічного циклу, у період завершення виливу найбільш кислих лав, що змінюється тривалою поствулканічною газогідротермальною діяльністю". Колчеданні родовища контролюються локальними вулканічними структурами, що є елементами більших вулканічних побудов.

Рудні тіла мають форму згідних пластових покладів і лінз, а також неправильних жил, штокверків і штоків. Перші зазвичай складені масивними і шаруватими рудами, а другі - рудами прожилково-вкрапленого типу.

Відповідно виділяється два типи руд: вулканогенно-осадові, що утворилися осадовим шляхом, і вулканогенно-метасоматичні, що утворилися в результаті заміщень вмісних порід сульфідами.

Колчеданні руди складені в основному сульфідами заліза (на 80-90 %) - піритом, піротином, марказитом, з якими тісно асоціюють халькопірит, сфалерит, бляклі руди, борніт, галеніт, магнетит, гематит. Вмісні породи зазвичай змінені з боку лежачого боку рудних покладів і перетворені в піритизовані кварц-серицитові, кварц-хлоритові й інші метасоматити. До колчеданних родовищ міді відносяться Гайське, Сибайське, Учалінське, Урупське, Худесське й інші в Росії, Ріо-Тінто в Іспанії, Кід-Крик у Канаді, Бессі в Японії і багато інших.

Мідно-порфірові родовища утворюються в тісній асоціації з помірнокислими гранітоїдами - граніт-порфірами, гранодіорит-порфірами, діоритовими порфіритами в постмагматичну стадію їхнього становлення, у зв'язку з чим гранітоїди в апікальній зоні, що почасти містять вулканіти або осадові породи, піддані інтенсивним гідротермальним змінам. Руди являють собою тонку мережу кварцових і кварц-польовошпатових прожилків потужністю до перших сантиметрів, що містять пірит і халькопірит, рідше молібденіт, борніт, бляклі руди, галеніт, сфалерит, магнетит і гематит.

До мідно-порфірових родовищ відносяться Коунрадське в Казахстані, Каджаранське в Вірменії, Чукикамата в Чилі, Токепала в Перу й ін.

Коунрадське родовище розташоване до півночі від оз. Балхаш. На горі Коунрад шток гранодіорит-порфіру у верхній (апікальній) частині перетворений у серицитові кварцити з прожилками кварцу, у якому розвивається магнетит, рутил, халькопірит, пірит і турмалін. Ефузивноосадові породи, що вміщають шток, перетворені в серицит-андалузитові кварцити. Мідне зруденіння зосереджено в серицитових кварцитах, у верхній частині штока гранодіорит-порфіра. Головними рудними мінералами є пірит і халькопірит, менше тенантиту і молібденіту. Промислові руди, що складаються з халькозину, ковеліну і борніту, виникли в зв'язку з процесами окислювання і вторинного збагачення. Зона окислювання простягається до глибини 300-400 м, де розвинуті первинні убогі руди.

*2.2.3. Родовища плюмбуму (свинцю) і цинку*

Мінерали свинцю і цинку зазвичай зустрічаються разом у складі так званих поліметалевих руд. Найважливішими мінералами цих руд є галеніт РbS, сфалерит ZnS, буланжерит Pb5Sb4S11, джемсоніт Рb4FеSb6S14, церусит РbСО3, англезит РbSO4, смітсоніт ZnCO3.

Свинець і цинк зустрічаються в різних генетичних типах родовищ. Відомі стратиформні родовища свинцю і цинку, приурочені до товщ карбонатних порід (Миргалімсай і ін. у Казахстані, район Міссісіпі-Міссурі в США, Пайн-Пойнт у Канаді й ін.); скарнові родовища свинцю і цинку, що утворилися в контакті гранодіорит-порфірів, граніт-порфірів з вулканогенноосадовими породами (Алтин-Топкан в Узбекистані, Кансай в Таджикистані, Верхнє й ін. у Росії, Лоуренс у США, Каміона в Японії й ін.); вулканогенногідротермальні родовища свинцево-цинкових руд зі сріблом, приурочені до вулканічних структур (Новоширокинське у Росії, Замбрак і ін. у Казахстані, Касапалка в Перу та ін.); колчеданні поліметалеві родовища, просторово і генетично пов'язані з вулканогенними породами, в основному з кислими похідними базальтоїдного вулканізму (Зиряновське, у Росії, Філізчайу Азербайджані, Жайрем у Казахстані, Ріо-Тінто в Іспанії й ін.); метаморфізовані родовища, що локалізуються в протерозойських і нижньопалеозойських метаморфічних сланцях і мармуризованих вапняках (Горевське, Росохинське в Росії, Брокен-Хілл в Австралії, Флін-Флон у Канаді й ін.). Родовище Міргалімсай розташоване на південно-західному схилі хр. Каратау на території Казахстану. На площі родовища розвинуті карбонатні верхньодевонські і кам'яновугільні породи, що утворюють брахіформну складчасту структуру.

Рудні тіла приурочені в основному до горизонту, складеному доломітами, вапняковими доломітами і вапняками. Потужність рудовмісного горизонту змінюється від 2-4 до 24-28 м. Рудні мінерали у вмісних породах утворюють розсіяну або пошарову вкрапленість, дрібні прожилки і дуже рідко невеликі скупчення суцільних сульфідів. За складом виділяються три типи руд: свинцеві, свинцево-баритові і баритові. Головними рудними мінералами є пірит, галеніт, сфалерит, а з нерудних - доломіт, кальцит, барит, анкерит і кварц. В Україні поліметалічні родовища (іноді з золотом) зосереджені, в основному в Закарпатті (Мужієвське, Берегівське та ін..) та на Донбасі (Бобриківське та ін..)

*2.2.4. Родовища ніколу (нікелю) і кобальту*

Найголовнішими мінералами нікелю є: пентландит (Fе, Nі)9S8, мілерит NiS, нікелін NiАs, герсдорфіт NiAsS, водні силікати нікелю –гарнієрит (Ni,Mg)4 (Si4O10) (OH)4; і кобальту - лінеїт Co3S4) кобальтин СоAsS, глаукодот (Co, Fе) АsS і ін.

Промислові родовища нікелю і кобальту пов'язані головним чином з основними й ультраосновними магматичними породами - перидотитами, піроксенiтами, габро, норитами і габро-діоритами; крім того, відомі родовища силікатних нікелевих руд кори вивітрювання, що розвивалася на масивах серпентинізованих ультраосновних порід в умовах жаркого вологого клімату. Відповідно виділяють магматогенні родовища, серед яких відомі магматичні і постмагматичні родовища і екзогенні (седиментогенні) родовища вивітрювання.

Магматичні родовища мідно-нікелевих сульфідних руд, що містять кобальт, відносяться до лікваційного типу. Вони утворюються в зонах активізації платформ при впровадженні і становленні трапів. Рудні тіла формуються при відокремленні в магмі сульфідного розплаву і його осадженні переважно в нижніх придонних частинах інтрузивів. Головні рудні мінерали - піротин, халькопірит, пентландит.

До магматичних родовищ відносяться Талнах, Жовтневе, Норильське, Печенга в Росії, Садбері в Канаді й ін.

Норильський рудний район займає крайню північно-західну окраїну Сибірської платформи, характерною геологічною рисою якої є широкий розвиток трапів. Траповий вулканізм у часі сполучений із впровадженням по зонах розламів основної магми. Диференційовані рудоносні інтрузії Норильського району являють собою глибинну галузь трапової магми. Форма інтрузивів шарувата, неправильна, коритоподібна.

*2.2.5. Родовища стануму (олова)*

З мінералів олова промислове значення мають каситерит SnO2 і станін Сu2FеSnS4.

Серед родовищ олова відомі розсипні, пегматитові, грейзенові і гідротермальні генетичні типи.

Екзогенні родовища олова представлені винятково розсипами. Виділяються елювіальні, делювіальні, алювіальні і прибережно-морські розсипи каситериту. Найбільш поширені алювіальні і прибережно-морські розсипи. Серед алювіальних розсипів виділяються долинні, що мають найбільше промислове значення, і терасові. У розрізі заплавних відкладів річкових долин розрізняють (знизу вгору): корінні породи - плотик, галечник з концентрацією каситериту - піски і торф, представлені зазвичай алювіальними мулами. Оловоносні розсипи відомі на Чукотці, у Примор'ї в Росії, у Малайзії, Індонезії, Таїланді, Бразилії та в інших місцях.

Ендогенні родовища представлені оловоносними пегматитами, грейзенами і гідротермальними жилами.

Пегматитові родовища розміщуються в крайових частинах гранітних масивів або у вісних породах на відстані до 2-3 км. Оловоносність пегматитів пов'язана з більш пізніми, накладеними процесами - альбітизацією і грейзенізацією. Руди зазвичай комплексні, містять окрім олова тантал, ніобій, скандій і рубідій.

Грейзенові родовища пов'язані з аляскітовими гранітами і розміщуються у верхніх частинах інтрузій і у вмісних породах, утворюючи штокверки і жильні поля. Родовища утворюються під впливом високотемпературних (500-300 °С) багатокомпонентних гідротермальних постмагматичних розчинів. Відповідно формуються комплексні руди, що містять олово, вольфрам, рідкісні елементи.

До грейзенових родовищ відносяться Шерлова гора, Екуг, Етика, Чапаєвське, Олонойське, Актас у Росії, Альтенбург у ФРН, Циновець у Чехії, Мауча в М’янмі й ін. Характерними мінералами грейзенових тіл є кварц, мусковіт, топаз, вольфраміт, сфалерит, молібденіт, вісмутин, арсенопірит, флюорит.

Гідротермальні родовища олова пов'язані з малими інтрузіями гранітоїдів підвищеної основності - дайками лампрофірів, діоритових і діабазових порфіритів. Рудні тіла розташовуються в масивах гранітоїдів і вмісних піщано-сланцьових товщах, і представлені головним чином жилами, рідше трубоподібними тілами. Навколожильні зміни - турмалінізація, окварцювання, серицитизація, хлоритизація, карбонатизація – проявлені досить широко. Рудні мінерали представлені каситеритом і піротином, жильні - кварцом, турмаліном, хлоритом. До гідротермальних родовищ відносяться Депутатське, Кришталеве, Валькумей, Хапчаранга в Росії, Маунт-Бішоф в Австралії, Маунт-Плезант у Канаді й ін.

*2.2.6. Родовища молібдену*

Найголовніший мінерал молібдену - молібденіт МоS2. Родовища молібдену мають в основному постмагматичне походження. Серед них виділяються скарнові, грейзенові і гідротермальні.

Скарнові родовища молібдену приурочені до вапняних скарнів, що утворюються в контакті гранітоїдів з карбонатними породами. Рудоутворення носить стадійний характер: у початкові стадії формуються скарни, збагачені шеєлітом; у середні - післяскарнові метасоматити з молібденітом, у пізні - сульфіди і магнетит.

Найбільш представницьким скарновим родовищем є Тирниаузське родовище розташоване на Північному Кавказі (Росія). Родовище локалізується в сильно дислокованих і контактово-метаморфізованих карбонатних і теригенних породах середнього палеозою на контакті з гранітоїдами і жильними ліпаритами. Кварц-молібденітова мінералізація прожилково-вкрапленого типу утворює штокверки як у скарнах, так і в вмісних мармурах, і лейкократових гранітах. До скарнових родовищ, крім Тирниауза, відносяться Каратас в Казахстані, Азегура в Марокко, Пайн-Крик у США та ін.

Грейзенові родовища утворюються в апікальних частинах масивів ліпаритових гранітів. Рудоутворення багатостадійне. Виділяються наступні основні стадії: 1) рання і пізня грейзенові; 2) кварцових і кварцпольовошпатових жил; 3) сульфідна; 4) післярудна кварц-карбонатна. Рудні мінерали представлені молібденітом і вольфрамітом, менше сульфідами, каситеритом, магнетитом.

До грейзенових родовищ відносяться Акчатау, Східний Коунрад (Казахстан), Першотравневе в Росії, Серро-Асперо в Аргентині, Югодзир у Монголії.

Гідротермальні родовища формуються в тісному просторовому і генетичному зв'язку з гранітами, граніт-порфірами, гранодіорит-порфірами, сієніт-порфірами. Рудні тіла представлені жилами і штокверками кварцмолібденітового або кварц-сульфідного складу. На гідротермальних родовищах виділяють 5-7 стадій мінералоутворення. Наприклад, на мідномолібденових родовищах Вірменії, за даними С.К. Мовсесяна і М.П. Ісаєнко (1974 р.), виділяються наступні стадії: 1) піритова; 2) кварцова і кварцмагнетитова (450-400 °С); 3) молібденітова і молібденіт-кварцова (320-280°С); 4) кварц-піритова і тенантит-енаргитова (230-190 °С); 5) кварцгаленіт-сфалеритова; 6) доломітова і доломіт-халцедонова (150-110°С); 7) ангідрит-гіпсова (110-80°С).

До гідротермальних родовищ відносяться Каджаран (Вірменія),Шахтама та Сорське в Росії, Кляймакс у США, Кнабен у Норвегії, Ендако в Канаді й ін.

*2.2.7. Родовища вольфраму*

Основними мінералами вольфраму є вольфраміт (Мn, Fе)WO4, шеєліт СаWO4.

Вольфрам тісно асоціює з молібденом і оловом і зустрічається в тих же генетичних типах родовищ, що і ці метали. Виділяються наступні промислові родовища вольфраму: скарнові (Інгічка, Восток-ІІ у Росії, Тирниауз, СанДонг у Південній Кореї, Пайн-Крик у США й ін.), грейзенові (Акчатау, КараОба (Казахстан), Спокойнінське в Росії, Циновець у Чехії, Вольфрам-Кемп в Австралії й ін.), гідротермальні (Букука, Богуті в Росії, Корнуолл у Великобританії, Ред-Роуз у Канаді й ін.).

З корінними родовищами тісно пов'язані вольфрамітові і каситеритвольфрамітові розсипи, що утворюються за рахунок руйнування головним чином грейзенових і гідротермальних родовищ вольфраму.

*2.2.8. Родовища бісмуту (вісмуту)*

Мінерали вісмуту, що мають промислове значення, зустрічаються головним чином у комплексних рудах разом з вольфрамом, оловом, миш'яком або ураном. Відповідно виділяються скарнові (з вольфрамом), грейзенові (з вольфрамом і оловом) і гідротермальні (з арсеном або ураном) родовища вісмуту.

*2.2.9. Родовища стибію (сурми)*

Найголовнішим мінералом сурми є антимоніт Sb2S3. Серед родовищ сурми виділяються седиментогенно-гідротермальні (стратиформні) і магматогенно-гідротермальні родовища.

Стратиформні родовища тісно пов'язані з карбонатними відкладами, перекритими сланцями. По карбонатних породах розвивається окварцювання з утворенням специфічних порід джаспероїдів, у яких розміщуються рудні тіла пласто- або лінзоподібної форми. Рудні поклади мають довжину біляперших кілометрів при потужності від декількох метрів до 40-50 м. Основними мінералами є антимоніт і кварц; другорядні - кіновар, марказит, пірит, арсенопірит, кальцит, серицит, барит. До стратиформних родовищ відносяться Кадамджай у Киргизії, Рибново в Болгарії, Перетта в Італії й ін.

Гідротермальні родовища утворилися в результаті впливу на вмісні алюмосилікатні породи низькотемпературних гідротермальних розчинів, що відокремлювалися з осередків базальтоїдної магми. Рудні тіла мають жильну форму і присвячені до тектонічних або вулкано-тектонічних структур. За мінеральним складом виділяються кварц-антимонітові монометалеві сурм'яні руди і комплексні руди, що містять олово, миш'як, вольфрам, мідь, свинець, инк і ін. До гідротермальних родовищ відносяться Удерейське, Сарилах, СариБулак у Таджикистані, Пезинок у Чехії, Ездимір у Туреччині й ін.

*2.2.10. Родовища ртуті (меркурію)*

Найголовнішими мінералами ртуті є кіновар НgS і самородна ртуть Нg.

Рідкий стан при нормальній температурі, здатність розчиняти (амальгамувати) золото, срібло, олово, кадмій, свинець, вісмут, випромінювання в пароподібному стані ультрафіолетових променів і вибуховість деяких з'єднань, обумовили різноманітне застосування ртуті в електро- і радіотехніці, у медицині.

Родовища ртуті є переважно постмагматичними низькотемпературними гідротермальними утвореннями. Відсутність на ряді родовищ ртуті ознак безпосереднього зв'язку з магматичними породами дозволяє віднести їх до амагматогенних (стратиформних) родовищ.

Стратиформні родовища розвинуті серед теригенних або карбонатних відкладень, зібраних у складчасті структури й ускладнених розривними порушеннями. Рудні тіла мають в основному шаруватоподібну форму, значну довжину при потужності від декількох метрів до 30-40 м. Мінералоутворення має стадійний характер. У передрудну стадію відбувалося окварцювання з утворенням джаспероїдів, на які накладається рудна мінералізація у вигляді антимоніту і кіноварі. Післярудна стадія характеризувалася утворенням кварц-флюорит-кальцитових прожилків. До стратиформних родовищ відносяться Микитівка в Україні, Хайдаркан у Киргизії, Альмаден в Іспанії й ін.

Микитівське родовище відкрите наприкінці XІ століття. Знаходиться воно в Донбасі і приурочене до головної Донецької антикліналі. Зруденіння розміщується в товщі середнього карбону, складеної глинистими сланцями, пісковиками, вапняками і прошарками кам'яного вугілля. Найбільш сприятливими для локалізації ртутного зруденіння виявилися потужні шари пісковиків, що піддалися дробленню в результаті складчастих і розривних порушень. За формою рудних тіл виділяються жили, лінзи і лінзоподібні тіла, рудні штокверки, шаруватоподібні поклади, гнізда. Рудні мінерали - кіновар, антимоніт, арсенопірит, пірит, марказит; нерудні - кварц, карбонати, хлорит, гідрослюда.

Гідротермальні родовища розвинуті переважно в областях сучасного або молодого вулканізму і тісно пов'язані з похідними базальтової магми. Родовища контролюються вулканічними або вулкано-тектонічними структурами. Форма рудних тіл переважно складна. Руди мають полімінеральний склад. Серед ртутних мінералів спостерігаються кіновар і самородна ртуть.

До вулканогенних і гідротермальних родовищ відносяться Полум'яне, Чемпура, Ланське в Росії, Монте-Аміата в Італії, Ісмаіл в Алжиру, Опаліт у США й ін.

***2.3. Родовища благородних, рідкісних, рідкісноземельних і радіоактивних металів***

До благородних металів відносяться золото, срібло, платина і метали її групи - паладій, іридій, родій, осмій, рутеній. До рідкісних металів відносяться більш 30 елементів, що підрозділяються на рідкісні лужні елементи - літій, рубідій і цезій; рідкісні тугоплавкі елементи - тантал, ніобій, гафній і цирконій; легкі елементи - берилій; рідкісноземельні елементи - лантан, церій, самарій, ітрій, скандій; розсіяні елементи - германій, реній, талій, кадмій, індій, галій, селен, телур і ін. До радіоактивних елементів відносяться уран і торій.

*2.3.1. Родовища золота*

Основним мінералом золота є самородне золото Аu, а також електрум природна суміш золота та срібла.

Золото зустрічається в різних генетичних типах родовищ, але найбільше промислове значення мають розсипні, гідротермальні і метаморфогенні родовища.

Розсипні родовища. У цій групі відомі алювіальні, елювіальні, делювіальні, пролювіальні і прибережно-морські розсипи, що утворюються при руйнуванні корінних родовищ у процесі їхнього вивітрювання.

Гідротермальні родовища золота розділяються на плутоногенні гідротермальні родовища, пов'язані з гранітоїдними батолітами і малими інтрузіями, і вулканогенні гідротермальні родовища, пов'язані з проявами вулканізму. Типовим представником першої групи є Березовське родовище на Уралі (Росія). Рудні жили родовища зосереджені в межах дайок, що залягають серед пісковиків, сланців і туфітів середнього палеозою з присутніми серед них шаруватоподібними тілами серпентинізованих перидотитів і піроксенітів. Вмісні породи складають положисту синкліналь, розбиту скидами і прорвану дайками. Останні впроваджувалися, як установили в 1947 р. Н.І. і М.Б. Бородаєвські, у наступному порядку: плагіосієніт-порфіри, лампрофіри, гранодіорит-порфіри, граніт-порфіри, плагіограніт-порфіри.

Рудні жили складені друзоподібним кварцом, що містить пірит, а також турмалін, шеєліт, анкерит, доломіт, кальцит, халькопірит, галеніт, тетраедрит, айкиніт. Виділяються чотири стадії мінералоутворення: кварцова, кварц-піритова, тетраедрит-галеніт-айкінітова і карбонатна. Рудовмісні дайки гранітоїдів перетворені в агрегат кварцу, серициту і піриту.

До плутоногенних гідротермальних родовищ відносяться, крім того, Дарасунське, Кочкарське, Джетигаринське в Росії, Колар в Індії, Бендиго в Австралії і багато інших.

Представником вулканогенних гідротермальних родовищ є Балейське родовище в Забайкаллі. Родовище приурочене до грабену, виповненому континентальними теригенними покладами пізньої крейди і палеогенового часу потужністю до 650 м. Підстилаються ці поклади верхньоюрськими конгломератами і палеозойськими гранітами. Серед осадових порід широко розвинуті малі тіла і дайки діоритових порфірів, туфів і туфобрекчій, що є продуктами нижньокрейдового вулканізму і з осередками яких зв'язується золоте зруденіння Балейського родовища. Рудні жили локалізовані під екрануючими зонами зминання і окварцювання. Н.В. Петровська в 1973 р. виділила наступні стадії мінералоутворення: 1) кварц-халцедонову; 2) кварц-адуляр-каолінітову; 3) кварц-карбонатну; 4) кварц-сульфідну; 5) золото-піраргіритову; 6) кварцантимонітову.

До вулканогенних гідротермальних відносяться родовища Мужієвське в Україні, Карамкен у Росії, Крипл-Крик у США, Поркьюпайн у Канаді й ін.

Метаморфогенні родовища представлені унікальним родовищем метаморфізованих золотоносних конгломератів - Вітватерсранд і широко розповсюдженим типом прожилково-вкраплених золоторудних родовищ у чорносланцьових товщах.

Родовище Вітватерсранд знаходиться на території ПівденноАфриканської Республіки, до півдня від м. Йоганнесбурга. Родовище являє собою протерозойський дельтовий розсип, перетворений згодом процесами метаморфізму в умовах фації зелених сланців з локальним перегрупуванням рудної речовини. Рудні тіла складаються з пачок золотоносних конгломератів, розділених прошарками кварцитів.

Золотоносні конгломерати складені в основному галькою світлого кварцу, кварциту і сланцю. Цемент складається з кварцу, хлориту, біотиту, хлоритоїду, серициту, епідоту, карбонатів, вуглистої речовини і рудних мінералів. Вміст золота в середньому складає 10 г/т, пробність його 900-935.

*2.3.2. Родовища срібла*

Найважливішими мінералами срібла є самородне срібло Ag і аргентит Ag2S та прустит Ag3AsS3.

Основна частина срібла знаходиться в комплексних срібловміcних рудах гідротермальних родовищ, найбільш значними з яких є вулканогенні золото-срібні родовища. Крім того, срібло міститься в рудах свинцовоцинково-сріблястих, колчеданно-поліметалевих, скарнових, міднопорфірових родовищах і в мідистих сланцях.

Вулканогенні гідротермальні родовища срібла приурочені до вулканічних поясів. Зокрема, поліметалеві золото-срібні родовища тяжіють до пояса палеоген-неогенових вулканічних порід Північної і Південної Америки азіатської частини Тихоокеанського кільця, до внутрішньої зони Карпат у Європі й ін. Родовища розміщаються серед вулканогенних порід кислого і середнього складу зазвичай у вигляді пучків жил, що прорізають вулканічні жерла або приурочених до конічних і радіальних тріщин. У мінеральному складі рудних тіл відзначаються кварц, халцедон, опал, адуляр, карбонати, з рудних мінералів - пірит, халькопірит, арсенопірит, галеніт, сфалерит, а також срібловмісні мінерали (аргентит, стефаніт і ін.). До вулканогенних гідротермальних родовищ срібла відносяться Пачука в Мексиці, Комсток у США, Тітосі в Японії й ін.

*2.3.3. Родовища платини і платиноїдів*

Відомо близько 50 мінералів платиноїдів. Найважливіше значення мають самородна платина, іридій і паладій; поліксен PtFe; паладиста платина PtPd; іридиста платина PtІr.

Серед родовищ платини виділяються розсипні і магматогенні (ранньо- і пізньомагматичні) родовища.

Розсипні родовища утворилися в результаті руйнування платиноносних масивів ультраосновних порід. Основне промислове значення мають пізночетвертинні алювіальні розсипи, розповсюджені на території Росії, США, Колумбії, Заїра, Ефіопії й інших країн.

Найбільші у світі родовища платиноїдів (до 85 % світових запасів) зосереджені у Бушвельдскому масиві (ПАР), де серед базитів виділяється збагачений платиноїдами шар – т.зв. «риф Меренського», що простежений практично по всій площі цього велетенського лополіту.

Лікваційні родовища являють собою сульфідні мідно-нікелеві розшаровані інтрузії, у рудах яких, як домішки, міститься платина, паладій і родій.

Пізньомагматичні родовища платини пов'язані з масивами диференційованих ультраосновних порід. Зокрема, на Уралі родовище платиноїдів приурочене до Нижньо-Тагильського масиву, центральна частина якого складена платиноносними дунітами, а по периферії розвинуті піроксеніти і габро. Платиноїди присутні як у вигляді розсіяної вкрапленості, так і у формі гнізд хромітів з підвищеною концентрацією платиноїдів.

*2.3.4. Родовища рідкісних та розсіяних металів*

Основними мінералами рідкісних металів є: літію- сподумен LіAl[Sі2O6], літієва слюда - лепідоліт, петаліт Lі[AlSі4O10],берилію- берил ВЗА12[Si6O18], хризоберил ВеA12О4, Ніобію та Танталу- колумбіт-танталіт (Fe, Mn)Nb2O6= (Fe, Mn)Ta2O6, Цирконію- циркон ZrSіO4, баделеїт ZrO2.

*Родовища літію.* Основним джерелом літію є мінералізувані води і гранітні пегматити. Серед мінералізованих вод розрізняються міжкристалізаційна рапа висохлих солоних озер (Салар-де-Атакама, Чилі), розсоли басейнів, які висихають, підземні розсоли, підземні води нафтових і газових родовищ і термальні води областей сучасного вулканізму.

Серед літієвих пегматитів виділяються наступні різновиди: 1) круто падаючі протяжні жильні тіла сподумен-альбітового складу; 2) пологозалягаючі тіла мікроклін-сподумен-альбітового складу; 3) потужні круті трубоподібні і лінзоподібні тіла мікроклін-сподумен-альбітового складу.

До пегматитових родовищ літію відносяться Квебек, Онтаріо в Канаді, Бікіта в Зімбабве, Лондондері в Австралії й ін.

*Родовища берилію.* Основними генетичними типами промислових родовищ є:

1) пегматитові, пов'язані з гранітами, на частку яких до останнього часу приходився практично весь світовий видобуток; 2) грейзенові, приурочені до апікальних частин гранітних куполів і порід покрівлі (Пержанське родовище, Україна); 3) плутоногенні і вулканогенні гідротермальні, пов'язані з лужними гранітоїдами і кислими ефузивами; 4) польовошпатові метасоматити, що розвиваються в зонах древніх глибинних розламів.

*Родовища танталу і ніобію*. Одним з основних джерел танталу є розсипні родовища, серед яких виділяються делювіально-алювіальні й алювіальні розсипи.

Серед корінних родовищ істотне значення мають гранітні пегматити, з яких тантал добувається супутньо з іншими рідкісними металами; польовошпатові метасоматити і карбонатити (Ковдор, Ловозерський масив, Росія) що є важливим джерелом одержання ніобію й інших рідкісних металів.

*Родовища цирконію і гафнію*. Основним промисловим типом родовищ цирконію є сучасні і древні морські розсипи, широко розповсюджені в Австралії, США, Індії, Бразилії, КНДР і КНР. В Україні присутні як розсипні цирконові розсипища . Гафній - типовий розсіяний елемент, власних мінералів не утворює, добувається супутно з цирконієм.

*Родовища розсіяних металів*. Так само, як і гафній, ці метали (цезій, рубідій, скандій, галій, германій, селен, телур, індій, кадмій і ін.) майже не утворюють самостійних мінералів і родовищ; добуваються попутно при переробці інших корисних копалин. Практично весь цезій одержують при переробці лепідолітових і сподуменових концентратів (літієві руди); рубідій - з калійних солей і лепідолітових концентратів; скандій - з вольфрамітових і каситеритових концентратів; галій - добувають супутньо при одержанні алюмінію з бокситів; германій - з мідно-свинцево-цинкових руд і германій вмісного вугілля і залізних руд осадового та магматогенного генезису; селен і телур – з мідних, поліметалевих і нікелевих руд; індій і кадмій добуваються з металургійного пилу і газу; що виділяються при виплавці цинку зі сфалеритових концентратів.

*2.3.5. Родовища рідкісноземельних металів*.

До групи рідкісноземельних елементів (РЗЕ) входять: лантан (La), церій (Ce), празеодим (Pr), неодим (Nd), прометій (Pm), самарій (Sm), європій (Eu), гадоліній (Gd), тербій (Tb), диспрозій (Dy), гольмій (Ho), ербій (Er), тулій (Tm), ітербій (Ib), лютецій (Lu), ітрій (Y) .

Ці метали називають «вітамінами промисловості», оскільки ні одна із високотехнологічних схем не працює без них. Зараз відомо біля 100 областей застосування цих елементів, зокрема: потужні магніти, каталізатори крекінгу нафти, лазери, мазери, кинескопи, люмінофори і багато ін.. Основні промислові мінерали: баснезит, паризит, монацит, ксенотим, ортит, лопарит та ін. Найбагатщі за вмістом та запасами РЗЕ-карбонатитові родовища БаяньОбо (Китай) та Маунтін-Пас (США), які разом володіють запасами, що перевищують всі інші у світі. Важливе промислове значення мають родовища кір вивітрювання на лужних і особливо карбонатитових масивах (наприклад Араша в Бразилії), а також магматичні, зокрема розшаровані ультраосновно-лужні інтрузії із лопаритовим зруденінням.

*2.3.6. Родовища радіоактивних металів*

До цієї групи відносяться родовища радіоактивних металів - урану і торію. Формально до цієї групи треба було б віднести і вісмут, який повністю складається із радіоактивного ізотопу 209Ві, але традиційно його вважають кольоровим металом, період його напіврозпаду надто великий (2.7’1017р.), застосування його не пов’язане з радіоактивністю, як урану і торію, тому ми теж не будемо розглядати його в цій групі.

Уран видобувається як із самостійних уранових родовищ, так і з комплексних руд. З уранвмісних мінералів найбільше практичне значення має уранініт UО2. Серед родовищ урану виділяються екзогенні, магматогенні і метаморфогенні родовища.

Екзогенні родовища представлені осадовими нагромадженнями урану в карбонатних, вуглисто-кременистих, фосфатвмісних породах, торфовищах, бурому вугіллі, лігнітах, твердих бітумах, а також в уламкових породах (пісках, пісковиках та конгломератах). Найбільш відомі із них – це родовища «пісковикового типу» та «типу незгідності» (канадська провінція Атабаска, Джабілука, Австралія,Хайленд, США та ін..)

Серед ендогенних родовищ виділяються пегматитові, гідротермальні плутоногенні (зокрема родовища т.зв. «п’ятиелементної формації) і вулканогенні родовища, а також альбітитові, до яких належать майже всі діючі уранові родовища України.

Серед матаморфогенних відоме унікальне комплексне мідно-золотоуранове родовище Олімпік-Дам в Австралії.

Торій не утворює самостійних родовищ і добувається супутньо з комплексних руд інших корисних копалин. Торієві і торійвмісні мінерали трапляються в пегматитах, карбонатитах, у розсипах і метаморфізованих конгломератах.

3. Родовища неметалевих корисних копалин

У групу неметалевих корисних копалин входять мінеральні утворення, що не є сировиною для видобутку металу і не є горючими. Вони вживаються в народному господарстві цілком як гірська порода без порушення первинної цілісності або використовуються для добування з них визначених мінералів.

Неметалічні корисні копалини умовно розділяються на три групи: 1) хімічна сировина (апатит, фосфорит, солі, сірка, барит і ін.); 2) індустріальна сировина (алмаз, азбест, тальк, кварц, слюда, графіт і ін.); 3) будівельні матеріали (граніт, вапняк, мармур, гіпс, глина, пісок, пісковик, гравій і ін.).

*3.1. Хімічна сировина*

*3.1.1. Родовища фосфатної сировини*

Так звані агрономічні руди, що служать для одержання фосфатних добрив, відносяться до двох генетичних груп - магматичної й осадової. Перша представлена родовищами апатиту, друга - фосфоритів.

Магматичні родовища апатиту Хібінських тундр просторово і генетично пов'язані з великими масивами лужних порід. Апатитові руди складають протяжні жили і лінзоподібні горизонти у висячому боці інтрузивних тіл.

Підвищені вмісти апатиту нерідко пов'язані з рудами магматичних родовищ заліза і міді. Так, на Волковському родовищі мідно-залізованадієвих руд, приуроченому до східної частини Баранчинського масивуосновних порід на Середньому Уралі, апатит присутній в габро у вигляді вкрапленості разом з основними рудними компонентами: титаномагнетитом, ільменітом, халькопіритом, борнітом, халькозином і ковеліном. Місцями габро сильно збагачене апатитом, аж до утворення магнетит-апатитової руди.Вміст апатиту в рудах 6-8 %.

До найважливіших осадових фосфоритоносних покладів, у яких виявлені великі й унікальні родовища, відносяться:

а) яскраво-кольорові піщано-алевроліто-мергелисті товщі крайових прогинів палеогену і неогену (Вятсько-Камський і Актюбінський басейни);

б) теригенно-глинянокарбонатні товщі молодих платформ (родовища Ашинське, Белкінське в Росії, Флориди і Північної Кароліни в США з великими покладами карстових фосфоритів);

в) кременисто-доломітові товщі геосинклінальних прогинів верхнього протерозою і нижнього кембрію, до якої відносяться Каратауськийбасейн у Казахстані і недавно відкритий і розвіданий басейн Джорджина в Австралії, що містить великі родовища зернисто-оолітових фосфоритів.

Новоукраїнське родовище розташоване в Актюбінській області Казахстану. Продуктивна товща складається з двох горизонтів, розділених однометровим шаром безрудного піску. Верхній горизонт потужністю близько 2 м включає чотири прошарки фосфоритів. Нижній горизонт потужністю 0,3 м лежить на розмитій поверхні пісків, що підстилають товщу. Фосфорити галечниково-жовнового і піщанистого типів.

Фосфорити найчастіше складаються зі слабко розкристалізованих фосфатних стягнень, оолітів, зерен кварцу, польового шпату, опалу, глауконіту, глинистих часток, карбонатів, скріплених фосфатним, рідше кременисто-карбонатним цементом. Вміст P2O5 у рудах складає 11 -16%.

*3.1.2. Родовища мінеральних солей*

Комплекс викопних мінеральних солей, представлений в основному хлоридами і сульфатами натрію, калію і магнію, пов'язаний з галогенними відкладами.

Промислові поклади калійно-магнієвих солей зазвичай приурочені до найбільш великих за площею і потужних галогенних товщ. Такі товщі виявлені серед покладів кембрію, верхнього девону, нижньої пермі, верхньої юри - нижньої крейди і неогену.

Галогенні товщі, що вміщують родовища різних мінеральних солей, є осадовими утвореннями, у яких зазвичай переважають хімічні осадки. Їх ще називають евапорітами, тобто покладами, що виникають при випарі морської води і розсолів. Галогенні товщі підстилаються і перекриваються карбонатними або строкато-кольоровими покладами.

Серед сучасних солеродних басейнів відомі три типи: континентальний - озерний і два морських: лагунний і закритих заток (наприклад, Кара-БогазГол). Для колишніх епох було характерно грандіозне соленакопичення у відкритих затоках і у внутріконтинентальних солеродних морях. До числа великих родовищ калійних солей морського походження відноситься Верхньокамське родовище в Пермській області. У розрізі соленосних покладів виділяються (знизу вгору) ангідрит-карбонатна пачка, що підстилає кам'яну сіль, сильвинітова пачка, сильвиніт-карналітова пачка і покривна кам'яна сіль. Потужність кам'яної солі, що підстилає товщу, (у мм) 250-450, сильвинітової пачки 20-25 і сильвиніткарналітової 20-115.

Поклади калійних солей характеризуються простим мінеральним складом: крім сильвіну і карналіту з власне галогенних мінералів у них присутні тільки галіт, гіпс і ангідрит. Соляні породи складені галітом (кам'яною сіллю), сильвіном, що входить разом з галітом до складу сильвініту, і карналітом, що утворює разом з галітом карналітову породу.

У порівнянні з морськими, континентальним галогенним відкладенням зазвичай властиві менші площі поширення і більша глинястість.

Представлені континентальні галогенні відклади чотирма основними підтипами: хлоридним, хлоридно-сульфатним, содовим і нітратним. Хлоридні і хлоридно-сульфатні галогенні поклади поширені в міжгірських западинах, а содовий і нітратний підтипи континентальних покладів відомі лише в областях сучасного солончаково-озерного соленакопичення. Серед континентальних соленосних покладів відомі об'єкти великого солевидобутку в Донбасі, Прикаспії (Ілецьк), Закарпатті (Солотвіно) і Закавказзі (Аван). Крім того, із соленосними покладами пов'язані величезні ресурси ангідритової (гіпсового) і карбонатної сировини.

*3.1.3. Родовища сірки*

Сірка в природі поширена переважно у вигляді сірчистих і кисневих з'єднань, представлених сульфідами і сульфатами, а також є присутньою у природних газах, нафті і водах деяких мінеральних джерел, входить до складу білків і утримується в організмах тварин і рослин. Лише невелика частина сірки зустрічається в самородному вигляді, але саме вона має головне промислове значення, тому що видобувається найбільш просто і дешево.

Усі найбільші осадові родовища сірки є інфільтраційнометасоматичними. Вони утворюються епігенетично, за рахунок сульфату кальцію (ангідриту, гіпсу) материнських галогенних товщ і є продуктом заміщення цих сульфатів новоутвореннями сірки і кальцію (родовища Прикарпаття, Середнього Поволжя, Середньої Азії й ін.).

Усі відомі родовища вулканічної сірки розвинуті в областях молодого і сучасного вулканізму (п-ів Камчатка, Курильські острови, Японія). Утворення основної маси сірчаних родовищ пов'язано тут з гідротермальними процесами, що обумовили утворення сірки серед вторинних кварцитів (опалітів).

*3.2. Індустріальна сировина*

*3.2.1. Родовища алмазів*

Усі відомі корінні родовища алмазу пов'язані з кімберлітами та лампроїтами, що являють собою похідні ультраосновної магми і утворюються в платформних умовах. Вони широко розвинуті на Сибірській, Африканській, Північно- та Південноамериканській, Індійській та інших платформах. Кімберліти утворюють переважно трубки вибуху (діатреми), рідше – дайки. Трубки вибуху виповнені еруптивною брекчією, що складається з уламків (або включень) і магматичної маси. Первинний мінеральний склад останньої був істотно олівіновим. Порфірові вкрапленики представлені олівіном, основна маса - олівіном, піроксеном і флогопітом, перетвореними в агрегат серпентину, хлориту і карбонату.

Крупні родовища алмазів розташовуються на території Якутії. Тут у 1954 р. відкрите корінне родовище алмазів - кімберлітова трубка "Зарниця". В даний час у межах Сибірської платформи відкрито багато кімберлітових тіл, частина з яких алмазоносні.

Наприклад, трубка "Удачна" відкрита в 1955 р. Кімберліти трубки представлені трьома різновидами: кімберлітовою брекчією, кімберлітами базальтового складу і кімберлітами приконтактової зони. У брекчії зустрічаються у великій кількості включення вапняків, доломітів, аргілітів, метаморфічних порід. Розмір включень коливається від часток міліметра до 0,5 м. Кімберліти базальтового складу являють собою щільну породу порфіровидної будови від темно-зеленого до чорно-зеленого кольору. У породі зустрічаються у великій кількості уламки свіжого олівіну. Освітлені і пухкі породи проміжної зони дуже сильно змінені гідротермальними процесами, пронизані густою мережею жил і прожилків кальциту і гіпсу й озалізнені. До складу кімберлітів входять алмаз, олівін, піроп, піроксени, хроміт, магнетит, графіт, гранати та ін. Алмаз присутній у вигляді ізольованих, добре виражених кристалів і їхніх уламків.

Осадові алмазоносні породи представлені переважно грубоуламковими різновидами - галечниками, гравелітами, конгломератами, приуроченими до нижніх горизонтів різновікових теригенних товщ.

Найбільшу практичну цінність мають поліміктові континентальні алмазоносні товщі четвертинного віку. З ними пов'язана переважна більшість розсипних родовищ промислового значення.

*3.2.2. Родовища азбесту*

Азбестами іменуються мінерали, які легко розщеплюються на найтонші міцні і гнучкі волокна. Розрізняють дві групи азбестів: хризотил-азбест і амфібол-азбест. На долю хризотилу-азбесту приходиться близько 95 % усього видобутку і споживання азбестів.

Родовища хризотилу-азбесту складають дві групи. У першу входять родовища в ультраосновних магматичних породах, у другу - родовища в магнезіальних карбонатних породах. Найважливіше значення для народного господарства має перший тип родовищ хризотилу-азбесту. Родовища цього типу приурочені до частково серпентинізованих ультраосновних масивів і характеризуються значними розмірами азбестових покладів, що облямовують перидотитові ядра. Руди представлені простими і складними облямованими жилами, великою і дрібною сітками жил, складними (без облямівок) жилами в серпентинітах. Хризотил-азбестизація, за даними К.К. Золоева, є однією зі стадій процесу гідротермального метаморфізму ультраосновних порід, пов'язаного з впливом на останні постмагматичних розчинів. Великі родовища хризотилу-азбесту в Росії: Баженовське, Джетигаринське, ІстБроутон у Канаді, Лоуелл у США й ін.

Баженовське родовище розташоване безпосередньо в районі м. Азбесту, у 57 км на північно-захід від Свердловська. Родовище приурочене до однойменного масиву ультраосновних порід. Цей масив пронизаний численними жилами гранітів. У результаті процесів метаморфізму ультраосновні породи серпентинизировані, карбонатизировані й отальковані. У серпентинітах розвинуті жили азбесту, що у сукупності утворюють азбестові поклади, які мають концентрично-зональну будову, навколо перидотитових ядер масиву.

Родовища другої групи приурочені до ділянок розвитку магнезіальних карбонатних порід (доломітів і доломітизованих вапняків), прорваних інтрузіями кислого або основного складу. Руди представлені одиночними жилами або серіями рівнобіжних жил іноді значної довжини. Родовища зазвичай невеликі, однак руди їх містять малозалізистий азбест. Завдяки низькій електропровідності такий азбест незамінний у деяких областях промисловості.

Родовища антофіліт-азбесту залягають у метаморфізованих ультраосновних породах. Антофіліт-азбест розвивається у високомагнезіальних ультраосновних породах, що відповідають за початковим складом перидотитам і дунітам. Вони легше піддаються метасоматичним перетворенням в умовах привносу кремнезему і двоокису вуглецю в порівнянні з іншими породами. Геологічна позиція родовищ нтофіліт-азбесту, за даними Г.А. Кейльмана, визначається приуроченістю їх до складно- і глибокометаморфізованих гнейсово-мігматитових комплексів.

Наприклад, азбестоносні тіла Терсутського родовища що розташоване в 20 км на захід від м. Сисерть Свердловської області, складаються в різному ступені серпентинізованими, оталькованими й антофілітизованими дунітами і перидотитами. Найбільшим розвитком користуються тальк-карбонатантофілітові і тальк-антофілітові породи, що утворюють поклади потужністю від декількох метрів до 120 м. Антофіліт-азбестове зруденіння приурочене в основному до найбільш змінених порід.

*3.2.3. Родовища тальку*

Тальквмісні породи досить поширені в природі. Деякі їхні різновиди містять тальк (зазвичай в асоціації з карбонатами, хлоритом, тремолітом, серпентином) у кількості, достатній для його промислового добутку (більш 35-40 %).

Ультраосновні породи, за рахунок яких утворюються талькові і тальккарбонатні породи, зазвичай залягають серед слабко метаморфізованих теригенно-осадових товщ, складених філітовими, вуглисто-філітовими, кременистими, серицито-кварцовими, карбонатно-кварцовими й іншими метаморфічними сланцями, що представляють віддалене обрамлення мігматитових комплексів.

Наприклад, відоме Шабровське родовище тальк-магнезитового каменю на Уралі приурочене до смуги метаморфізованих осадово-вулканогенних порід ордовику і силуру, що вміщують шаруватоподібні тіла основних і ультраосновних порід. Вмісні породи складають Шабровську грабенсинкліналь, розташовану на північному фланзі Сисертського мігматитового комплексу, і представлені кременистими, філітовими, слюдистокварцитовими сланцями і мармурами. Основні й ультраосновні породи, що залягають згідно із вмісними сланцями, і вапняками, представлені піроксенітами, дунітами і габроїдами. У результаті регіональних і локальних метаморфічних і метасоматичних процесів ці породи перетворені в серпентиніти, талько-магнезитові, хлорито-магнезитові, талькові і хлоритові породи.

Шабровське родовище являє собою складну за формою, витягнуту згідно з вмісними породами, поклад, що має круте падіння, у загальному згідне з падінням вмісних порід. Складна форма покладу обумовлена розгалуженням на два тіла, названих Старою і Великою лінзами, які зливаються в південно-східній частині родовища, утворюють Нову лінзу. Рудний поклад має довжину 2,5 км при потужності 200-350 м.

*3.2.4. Родовища слюд*

Із мінералів групи слюд практичне застосування мають мусковіт і флогопіт.

Усі промислові родовища крупнолистуватого мусковіту розташовуються в гнейсово-мігматитових комплексах. Головна маса великих кристалів мусковіту знаходиться в пегматитах або пегматоїдних утвореннях, що представляють собою перекристалізовані мігматити. Відомі випадки, коли великі кристали мусковіту розташовуються в жильних гранітах і гнейсах, що свідчить про накладений характер основного ослюденіння. Положення слюдоносних зон у мігматитових комплексах контролюється проявом високотемпературного метаморфізму, що є повторним стосовно раннього, ще більш високотемпературному метаморфізмові. Слюдоутворення відбувається метасоматичним шляхом в умовах підвищеної кислотності, характерних для зон тектонічного стиску. Крупнокристалічний мусковіт у пегматитах і в вміщуючих породах, утвориться за рахунок збірної перекристалізації дрібнолускуватого мусковіту, розкладання і гідролізу плагіоклазу в умовах орієнтованого тиску.

Родовища флогопіту представлені двома генетичними типами. Перший тип родовищ флоготіпу - скарновий - утворився на контактах вапнянодоломітових порід із гранітоїдами. Родовища цього типу знаходяться в Східному Сибіру (Слюдянка, Алдан). Другий тип флогопітових родовищ пов'язаний з комплексом ультраосновних - лужних порід, що розвиваються в платформних умовах у процесі метасоматичної зміни ультраосновних порід з утворенням флогопіту під впливом постмагматичних розчинів лужних інтрузій. Представниками цього типу є Ковдорське і Гулинське карбонатитові родовища.

*3.2.5. Родовища кварцу*

Кварц - один з найбільш розповсюджених мінералів у земній корі. Найбільшу цінність має прозорий крупнокристалічний кварц – гірський кришталь, який застосовуваний як п’єзооптичний матеріал.

Серед промислових родовищ кварцу виділяють наступні генетичні типи: пегматитові, гідротермальні, розсипні.

Пегматитові тіла з кристалами кварцу характеризуються наявністювідособленого кварцового ядра, що займає іноді значну частину обсягу жильного тіла. В окремих випадках спостерігаються переходи від пегматитів до кварц-польовошпатових і істотно кварцових жил. Кристали кварцу зустрічаються в порожнинах, названих кришталевосними гніздами, заноришами, льохами.

Формування криштелевоносних гнізд відбувається, очевидно, не в одну стадію. Просторові і генетичні гідротермальні кришталевоносні жили пов'язані з зонами прояву метаморфізму, сполученого з гранітоутворенням.

При руйнуванні корінних родовищ гірського кришталю, він завдяки високій твердості і міцності переходить в розсипи, утворюючи в ряді випадків промислово-коштовні вторинні родовища.

В останні роки в сферу промислового використання залучений ще один різновид кварцової сировини - гранульований кварц. Дослідженнями Г.Н. Вертушкова, Г.А. Кейльмана, В.І. Якшина та ін. установлено, що гранульований зернистий жильний кварц, пов'язаний із гнейсовомігматитовими комплексами і звільнений від шкідливих домішок, може замінити дефіцитний гірський кришталь при виробництві високоякісного кварцового скла. В даний час родовища і прояв гранульованого кварцу виявлені на Середньому, Південному Уралі, у Казахстані й інших регіонах. Поки єдиним промисловим з них є Киштимське родовище, розташоване в межах Уфалейського гнейсово-мігматитового комплексу на Середньому Уралі.

*3.2.6. Родовища графіту*

Відомі три генетичні групи родовищ цієї сировини – магматогенні, контактово-метаморфізовані і власне метаморфічні.

Контактово-метаморфизовані родовища аморфного графіту розміщуються серед вугленосних покладів поблизу контактів гранітних інтрузій або трапових лав. Наприклад, Боєвське родовище аморфного графіту на Уралі залягає серед вуглисто-кварц-серицитових сланців і приурочене до східного екзоконтакту Коневсько-Карасьовської гранітної інтрузії.

Іншим прикладом може служити Курейське родовище, генетично пов'язане із шарами кам'яного вугілля Тунгуського басейну в Красноярському краї. Кам'яні вугілля палеозойського віку піддалися сильному контактовому метаморфізму під впливом трапових лав, у результаті чого відбулося утворення графіту

Метаморфогенні родовища гнейсово-сланцевих комплексів найбільш розповсюджені, у них нерідко можна бачити всі різновиди твердих мінеральних виділень вільного вуглецю - від вуглистої речовини до крупнолускуватого графіту. Промислово-цінним вважається явнокристалічний, лускатий різновид графіту, використовуваний в електротехніці, хімічній, металургійній і інших галузях промисловості. Типовим представником родовищ крупнолускуватого графіту є Тайгінське родовище, розташоване в центральній частині Сисертсько-Ільменогорського комплексу на Уралі.

У районі родовища графітоносними в тому або іншому ступені є самі різноманітні породи: біотитові, біотит-амфіболові, амфіболові гнейси і слюдисті кварцити. У приконтактових частинах пегматитів, що залягають у графітвмісних гнейсах, також спостерігаються лусочки графіту у зрощенні з мусковітом і біотитом. Промислову ж цінність представляють лише біотитові графітвмісні гнейси.

Потужність графітвміщуючих прошарків і шарів варіює в межах від 5 до 130 м. Графіт у гнейсах має форму подовжених або округлих лусочок, звичайно з нерівними краями. Розміри лусочок у поперечнику - від часток міліметра до 1 - 1,5 мм, рідше 4-5 мм, товщина 0,03-0,1 мм. Графіт часто асоціює з біотитом, серицитом і хлоритом, а в амфіболових гнейсах – із зернами рогової обманки. Крупне родовище високоякісного графіту знаходиться в Середньому Побужжі Українського щита – в біотитових гнейсах т.зв. «бузької серії». Родовище довгий час експлуатувалося, зараз частково законсервоване

3.3. Будівельні матеріали

До будівельних матеріалів відносяться корисні копалини, використовувані в багатьох галузях народного господарства в якості природних будівельних каменів (гірські породи з високими міцними властивостями - граніти, кварцити і т.д.), для виробництва цегли, цементу, посуду, глинистих розчинів (пемза, перліти, глинисті породи), в'яжучих речовин (вапняки, гіпси й ангідрити), у хімічній, нафтовій промисловості (каоліни, бентоніти, діатоміти, трепели й опоки), для каменелитварного виробництва (базальти, діабази), при будівництві доріг (пісок, гравій, щебінь) і ін.

*3.3.1. Родовища будівельного каменю*

Природними кам'яними матеріалами, придатними для одержання буту і щебеню для бетону і дорожнього будівництва, для нарізки лицювальних плит та ін., є в основному вивержені гірські породи - граніти, сієніти, порфірити, габро й ін. Як будівельний матеріал використовуються також осадові карбонатні породи (мармури, доломіти, вапняки). Особливо багатим на різноманітні родовища гранітів є древні щити, в тому числі і Український. Тут видобувають більш як 30 різновидів гранітів, габро, анортозитів та лабрадоритів різного кольору в основному палеопротерозойського віку.

Присутні на території щита і родовища мармурів (Гнилецьке, Негребівське). Мармур Негребівського родовища, що знаходится в Житомирській області, грубозернистий, білий, ділянками сніжнобілого фарбування, досить монолітний. Моноліти, що нерідко добувалися, мали розміри 20-30 м3. Високі технічні властивості мармуру в зв'язку з великою монолітністю забезпечують його широке застосування для архітектурно будівельних цілей, в електротехніці, для виготовлення різних технічних і господарських виробів, але на даний час родовище законсервоване.

*3.3.2. Родовища цементної сировини, гіпсу й ангідриту*

Як цементну сировину використовуються вапняки, мергелі, опоки, глини, широко розвинуті в товщах осадових порід різного віку, починаючи від найдавніших верхньопротерозойських до наймолодших четвертинних відкладів. Практично запаси їх невичерпні. У зв'язку з цим пошуки нових родовищ цементної сировини в основному визначаються не особливостями природного розміщення сировини, а умовами економіки і географії його споживання.

Родовища гіпсу й ангідриту, використовуваних як в'яжучі речовини, для одержання будівельних, формувальних, медичних і виробних матеріалів, належать до осадових утворень, і тільки незначна частина родовищ гіпсу відноситься до групи родовищ вивітрювання. Гіпс у родовищах осадового типу є вторинним утворенням, що виникає в результаті гідратації ангідриту ґрунтовими водами.

Гіпс і ангідрит широко розвинуті на західному схилі Уралу, основна маса їхніх родовищ приурочена до потужної гіпс-ангідритової товщі пермського віку, що простягається широкою смугою (40-60 км) уздовж західного схилу Уралу від Верхньопечорського Приуралля до Каспійського моря, часто утворюючи високі скелясті відслонення. На території України великі прояви гіпсових покладів знаходяться у Передкарпатті. Часто в них утворюються карстові печери, що іноді сягають рекордних протяжностей (десятки кілометрів)

*3.3.3. Родовища глин*

Глини, як корисні копалини, є однією з найпоширеніших різновидів осадових порід. Гідрослюдисті глини і глини строкатого мінерального складу, що не є вогнетривкими, застосовуються для виготовлення грубої кераміки (будівельна цегла, черепиця й ін.), а також в цементній промисловості.

Каоліни і каолінітові глини зустрічаються відносно рідко, являють собою цінні корисні копалини. Вони необхідні для керамічної (фарфорофаянсової), вогнетривкої, паперової, гумової, миловарної, косметичної та інших галузей промисловості.

Глини монтморилонітової групи раніше називалися сукновальними в зв'язку з їхнім застосуванням для знежирення сукна. Крім того, вони використовуються в нафтовій промисловості для очищення нафтопродуктів, у харчовій промисловості для очищення рослинних олій, тваринних жирів, оцту, вин і фруктових соків. Широке застосування монтморилонітові глини знаходять для приготування глинистих розчинів, необхідних для проходження свердловин.

Глини утворюються в різноманітних фізико-географічних умовах. Гідрослюдисті глини поширені як у континентальних, так і в морських покладах. Каолінітові глини типові в основному для континентальних покладів, формуються переважно в корі вивітрювання. Монтморилонітові глини в більшості випадків є продуктами підводного вивітрювання (гальміроліза) вулканічного попелу, однак виникають і на суші при вивітрюванні основних порід.

4. **Горючі корисні копалини**

Горючі корисні копалини – це природні [органічні сполуки](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%9E%D1%80%D0%B3%D0%B0%D0%BD%D1%96%D1%87%D0%BD%D1%96_%D1%81%D0%BF%D0%BE%D0%BB%D1%83%D0%BA%D0%B8), що мають здатність горіти і використовуються як джерело теплової енергії. Поширені в природі у твердому ([кам'яне](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%9A%D0%B0%D0%BC%27%D1%8F%D0%BD%D0%B5_%D0%B2%D1%83%D0%B3%D1%96%D0%BB%D0%BB%D1%8F) та [буре](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%91%D1%83%D1%80%D0%B5_%D0%B2%D1%83%D0%B3%D1%96%D0%BB%D0%BB%D1%8F) [вугілля](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%92%D1%83%D0%B3%D1%96%D0%BB%D0%BB%D1%8F), [торф](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%A2%D0%BE%D1%80%D1%84), [горючі сланці](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%93%D0%BE%D1%80%D1%8E%D1%87%D1%96_%D1%81%D0%BB%D0%B0%D0%BD%D1%86%D1%96), [сапропеліти](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%A1%D0%B0%D0%BF%D1%80%D0%BE%D0%BF%D0%B5%D0%BB%D1%96%D1%82%D0%B8)), рідкому ([нафта](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%9D%D0%B0%D1%84%D1%82%D0%B0)) й газоподібному (природні горючі [гази](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%9F%D1%80%D0%B8%D1%80%D0%BE%D0%B4%D0%BD%D0%B8%D0%B9_%D0%B3%D0%B0%D0%B7)) стані.

Горючі корисні копалини складаються з горючої маси (вуглець, водень, кисень, сірка) і баласту (золи). Згідно з даними Управління з енергетичної інформації у 2007 році як первинні джерела енергії використовувались: нафта – 36,0%, вугілля – 27,4%, природний газ – 23,0%, у цілому частка викопного палива становила 86,4% від усіх джерел (викопних та невикопних) первинної енергії, що використовувалась у світі. Слід додати, що у склад невикопних джерел енергії включено: гідроелектростанції – 6,3%, ядерна – 8,5%, та інші (геотермальна, сонячна, припливна, енергія вітру, спалювання деревини та відходів) у обсязі 0,9%.

*Нафта* – складна суміш вуглеводнів різних класів з невеликою кількістю органічних кисневих, сірчистих і азотних сполук, що являє собою густу оліїсту рідину. Забарвлення в неї червоно-коричневе, буває жовто-зелене і чорне, іноді зустрічається безбарвна нафта. Нафта має характерний запах, легша за воду, у воді нерозчинна.

*Вугілля* – тверда порода, горюча копалина, утворена шляхом вуглефікації рослинних залишків без доступу кисню. Викопне вугілля – переважно чорна, блискуча, тьмяно-блискуча, матова речовина, що характеризується різними відтінками кольору і блиску, різною текстурою (землистою, шаруватою, монолітною) та структурою (смугастою, штриховою, однорідною тощо) та поверхнею зламу (зернистою, гладенькою, напівраковинною), різною тріщинністю з плитчастою, кутасто-грудкуватою та ін. ознаками; поодинокими включеннями вуглефікованих фрагментів різних частин рослин; прошарками осадових порід та мінеральних включень. У складі викопного вугілля виділяють фітерали (залишки рослинного матеріалу) та мацерали (вуглеутворюючі компоненти). Колір – від бурого до чорного. Густина 1,2-1,7. Виділяють гумоліти (кам'яне вугілля, буре вугілля та антрацити), сапропеліти й сапрогумоліти. Викопне вугілля – один з найпоширеніших видів корисних копалин, що виявлені на всіх континентах земної кулі.

*Горючі сланці* – тверді горючі корисні копалини, осадові породи, що містять в основному аквагенну органічну речовину (вимерлих морських і озерних тварин, альгу тощо), що ріднить їх з нафтою. Горючі сланці – осадові (глинисті, вапнякові та піщанисті) гірські породи карбонатно-глинистого (мергелистого), глинистого або кременистого складу, що містять 10-50%, рідше до 60% органічної речовини (керогену), сингенетичної з осадонакопиченням. Зазвичай, це рештки найпростіших водоростей. Залежно від переважання в них мінеральних речовин, сланці забарвлені в різний колір – темно-сірий, жовтий, коричневий і чорний. В грудках всі сланці є досить твердими і щільними утвореннями, що іноді розшаровуються на плитки. Горючі сланці, крім того, легко спалахують і горять полум'ям, що коптить. Сланцевий газ і нафтоподібна рідина, умовно звана сланцевою нафтою, добуваються з горючих сланців.

*Природний газ* – суміш газів, що утворилася в надрах Землі при анаеробному розкладанні органічних речовин. Зазвичай, це суміш газоподібних вуглеводнів (метану, етану, пропану, бутану тощо), що утворюється в земній корі та широко використовується як високо-економічне паливо а також, як сировина для отримання багатьох органічних сполук. Природний газ часто є побічним газом при видобутку нафти. Природний газ у пластових умовах (умовах залягання в земних надрах) знаходиться в газоподібному стані у вигляді окремих скупчень (газові поклади) або у вигляді газової шапки нафтогазових родовищ – це вільний газ, або в розчиненому стані в нафті чи воді (у пластових умовах). За нормальних умов перебуває лише в газоподібному стані. Також природний газ може перебувати у вигляді кристалічних природних газогідратів.

*Торф* – органічні частково мінералізовані відклади, які формуються в умовах застійного надмірного зволоження із залишків розкладання болотних рослин (трав, мохів та деревини) і мінеральних речовин. Містить 50-60% вуглецю. Використовується комплексно як паливо, добриво, теплоізоляційний матеріал тощо. Усі торф'яники зазвичай дуже заводнені й заболочені. Для боліт характерним є відкладення на поверхні ґрунту органічної речовини, що розклалася неповністю й перетворюється в подальшому в торф. Шар торфу в болотах становить не менше 30 см (якщо менше, то це вважається заболоченими землями).