

Міністерство освіти і науки України
Львівський національний університет імені Івана Франка

Збірник
змістовних модулів і тестових завдань з навчального курсу
“Геологія корисних копалин”
для студентів спеціальності “Геологія”

Львів
Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка
2012

Уклали: Юрій Васильович Ляхов
Микола Миколайович Павлунь

Відповідальний за випуск М.М. Павлунь

Редактор М.М. Мартиняк

У збірнику наведено змістовні модулі й тестові завдання з частини курсу “Геологія корисних копалин”, а саме:

теорії процесів рудогенезу в ендо- та екзогенних умовах земної кори;
геології родовищ металевих видів сировини.

Самостійна системна робота із тестовими завданнями дасть змогу студентам закріпити отримані на лекціях та лабораторних заняттях знання з геології корисних копалин для освітньо-кваліфікаційного рівня “бакалавр”.

Теоретичні основи вчення про родовища корисних копалин

Модуль I.1. Поняття та принципи систематики корисних копалин

| | |
|---|--|
| I.1.1. Визначення понять корисна копалина та родовище корисних копалин | I.1.1.1. Мінеральні утворення земної кори, які може використати людина безпосередньо або після переробки, <i>називають</i> : А – корисною копалиною; В – родовищем корисних копалин. |
| | I.1.1.2. Мінеральні утворення земної кори, які може використати людина тому, що вони мають певні кількісні та якісні характеристики <i>називають</i> : А – родовищем корисних копалин; В – корисною копалиною. |
| | I.1.1.3. Поняття “корисна копалина” та “родовище корисних копалин” є синонімами А – ні; В – так. |
| I.1.2. Систематика корисних копалин | I.1.2.1. За О.Г.Бетехтіним, родовища молібдену та вольфраму <i>належать</i> до підгрупи родовищ: А – чорних та легуючих металів; В – кольорових металів; С – рідкісних металів. |
| | I.1.2.2. Родовища осмію та іридію, за О.Г.Бетехтіним, <i>належать</i> до підгрупи родовищ: А – благородних металів; В – рідкісних металів; С – рідкісноземельних металів. |
| | I.1.2.3. Родовища селітри, глауконіту, цеолітів та калійних солей за О.Г. Бетехтіним, <i>належать</i> до підгрупи родовищ: А – аграрної, В – хімічної, С – металургійної сировини |
| | I.1.2.4. За О.Г.Бетехтіним, родовища бездоганих кристалів $Ca F_2$ <i>належать</i> до підгрупи родовищ: А – оптичної сировини, В – металургійної сировини, С – обробного каміння |

Модуль I.2. Базові поняття та методи дослідження родовищ корисних копалин

| | |
|--|---|
| I.2.1. Визначення понять “промислове родовище” і “промислові кондиції” корисної копалини | I.2.1.1. – Природне скупчення мінеральної речовини, яка може бути використана людиною безпосередньо або після переробки, <i>називають</i> : А – корисна копалина, В – промислове родовище, С – рудне тіло. |
| | I.2.1.2.- Спеціальні дослідження родовищ корисних копалин проводять, розпочинаючи з масштабу: А – 1:25 000; В – 1:50 000; С – 1:100 000; D – 1: 200 000. |
| | I.2.1.3. Для виділення генетичних типів або під час рудно-формаційного аналізу родовищ обов’язково застосовують метод: А – порівняльний; В – підрахунку запасів; С – кондиційних показників. |
| I.2.2. Визначення понять рудне | I.2.2.1. Руда обов’язково містить метал, який можна вилучити за допомогою певних технологій: А – так; В – ні. |

| | |
|-------------------------|--|
| тіло,рудний стовп, руда | I.2.2.2. “Відкритим” називають рудне тіло, що: А – виходить на денну поверхню; В – уперше знайдене геологом; С – розкриті гірничими виробками. |
| | I.2.2.3. Термін “рудний стовп” є поняттям: А – промислової якості ділянки рудного тіла; В – форми рудного тіла; С – розміру рудного тіла |
| | I.2.2.4. Рудний стовп завжди є крутоспадним і має стовпоподібну форму: А – так; В – ні |
| | I.2.2.5. У разі визначення рудоутворювальної ролі мінералів, серед багатьох показників щодо їхніх природних властивостей важливим є: А – здатність до нагромадження в природних ділянках і під час збагачення, В – високий вміст корисного компонента; С – схильність до утворення крупнозернистих агрегатів; D – повна відсутність шкідливих домішок. |

Модуль I.3. Умови залягання та морфологія рудних тіл.

| | |
|--|--|
| I.3.1. Елементи залягання і класифікація форм рудного тіла | I.3.1.1. Кут заломлення характеризує залягання: А –трубоподібного тіла; В – сідлоподібного тіла; С – східчастої жили; D – штоку; Е – штокверку. |
| | I.3.1.2. Грубоізометричний об’єм гірської породи зі складною мережею коротких різноорієнтованих прожилків і вкрапленням мінеральної речовини називають: А – штокверком; В – штоком; С – лінзою; D – стовпом. |

Модуль I.4. Мінеральні та текстурно-структурні типи руд.

| | |
|---|---|
| I.4.1. Мінералого-геохімічні типи руд та їхня природа | I.4.1.1. Оксидні та гідрооксидні руди притаманні родовищам: А – Fe, Mn, Sn, Al; В – Zn, Pb, Sb, As, Hg; С – Au, Ag, Pt, C, S. |
| I.4.2. Текстурно-структурні типи руд та їхня природа | I.4.1.2. Нодулярну текстуру мають магматогенні руди: А – хрому; В – апатиту; С – нікелю-міді. |
| | I.4.2.2. Структура розкристалізації гелю: А – коломорфна; В – евтектоїдна; С – крустифікаційна. |
| | I.4.2.3. Пегматитова структура кварц-польовошпатового агрегату є наслідком: А – співкристалізації двох мінералів; В – розпаду твердого розчину; С – заміщення одного мінералу іншим. |

Модуль I.5. Головні процеси рудоутворення та принципи генетичної класифікації родовищ корисних копалин.

| | |
|--|---|
| I.5.1 Ендогенні процеси | I.5.1.1. Процес не ізохімічного заміщення одних мінералів іншими зі збереженням початкового об'єму породи <i>називають</i> : А – метасоматозом; В – метаморфізмом; С – пневматолізом. |
| | I.5.1.2. Процес майже ізохімічного заміщення одних мінеральних фаз іншими зі зміною початкового об'єму породи <i>називають</i> : А – метасоматозом; В – метаморфізмом; С – пневматолізом. |
| | I.5.1.3. Процес пневматолізу можливий лише в умовах певного стану рудоутворювальної системи: А – надкритичного; В – докритичного; С – гетерогенного; D – двофазового |
| I.5.2. Екзогенні процеси | I.5.2.1. Процеси хемогенно-осадової диференціації мінеральної речовини в кінцевих водоймищах <i>регульовані</i> : А – окисно-відновними та кислотно-лужними умовами середовища; В – термобаричним режимом на різних глибинних рівнях; С – напруженням геологічних та гравітаційних полів земної кулі. |
| | I.5.2.2. Не правильно, що межа між зонами залишкового та інфільтраційного рудоутворення кори звітрювання визначена положенням: А – певної ізотермобари; В – рівня ґрунтових вод; С – кисневої межі; D – зони зміни відновно-окисного потенціалу; E – зони зміни кислотно-лужних умов середовища. |
| | I.5.2.3. Процеси механічно-осадової диференціації мінеральної речовини в кінцевих водоймищах регульовані: А – гравітаційним чинником; В – фізико-хімічним режимом; С – біохімічними обставинами; D – геолого-структурними умовами. |
| I.5.3 Генетична класифікація родовищ корисних копалин за В.І.Смірновим | I.5.3.1 У сучасній генетичній системі родовищ корисних копалин ієрархія класифікаційних таксонів визначена: А – серією; В – групою; С – класом і підкласом; D – джерелом енергії; E – типом рудотворного процесу; F – геолого-структурною ситуацією. |
| | I.5.3.2 Родовища, що займають проміжну генетичну позицію між ендо- та екзогенними утвореннями, <i>належать</i> до одного з класів групи: А – колчеданових; В – альбітит-грейзенових; С – скарбових; D – телетермальних. |
| | I.5.3.3. <i>Не правильно</i> , що до післямагматичних належать родовища класу: А – інфільтраційних; В – альбітитових; С – десиліфікованих пегматитів; D – магнезійних скарнів. |

Магматогенні процеси рудоутворення.

Модуль II. 1. Власне магматичні родовища

| | |
|---|--|
| <p>П.1.1. Енергетична модель і головні чинники формування магматичних родовищ</p> | <p>П.1.1.1. Власне магматичні родовища просторово і генетично не пов'язані з інтрузивами складу: А – кислого та середнього; В – лужного та основного; С – ультраосновного.</p> <p>П.1.1.2. Родовища ранньомагматичного класу формувалися внаслідок процесів магматичної диференціації: А – кристалізаційно-гравітаційної; В – кристалізаційно-фільтраційної; С – ліквідаційно-гравітаційної; D – ліквідаційно-фільтраційної.</p> <p>П.1.1.3. Родовища, що формуються внаслідок процесів кристалізаційно-фільтраційної диференціації розплавів, належать до генетичного класу: А – пізньомагматичного; В – ранньомагматичного; С – ліквідаційно-магматичного; D – сегрегативно-аккумулятивного.</p> <p>П.1.1.4. Процес магматичної ліквідації полягає у відокремленні від силікатного розплаву: А – краплин рудно-сульфідного розплаву; В – кристалів високотемпературних мінералів; С – газоподібних пухирців надкритичного флюїду.</p> <p>П.1.1.5. <i>Не правильно</i>, що одним з найважливіших чинників рудно-магматичної диференціації є: А – напруження та напрям геомагнітного поля; В – зниження температури і тиску; С – процеси асиміляції бокових порід; D – напруження гравітаційного поля; E – синмагматичні тектонічні рухи.</p> |
| <p>П.1.2. Геотектонічна позиція і тип рудоносних масивів</p> | <p>П.1.2.1. До геосинклінальних рудно-магматичних формацій належать родовища: А – хромшпінелідів, платини та ванадієносних титаномагнетитових руд, В – сульфідних мідно-нікелевих руд; С – алмазоносних кімберлітів; D – рідкіснометалевих (Ni, Zr, La, Ce) карбонатитів; E – апатит-нефелінів.</p> <p>П.1.2.2. <i>Не правильно</i>, що до платформних рудно-магматичних формацій належать родовища: А – хромшпінелідів, платини та ванадієносних титаномагнетитових руд, В – сульфідних мідно-нікелевих руд; С – алмазоносних кімберлітів; D – рідкіснометалевих (Ni, Zr, La, Ce) карбонатитів; E – апатит-нефелінів.</p> <p>П.1.2.3. Магматичні родовища, пов'язані з тілами вивержених порід, що мають форму: А – лаполіту, лаколіту, силу, дайки; В – гранітного батоліту; С – малі гіпабісального штоку; D – лавового покриву, конуса.</p> |
| <p>П.1.3. Генетичні класи і типи магматичних формацій</p> | <p>П.1.3.1. Наведені нижче типи родовищ належать до ранньо-магматичного класу, окрім А – мідно-нікелевих сульфідних у габро-норитах; В – хромітоносних, часто платиноносних дунітів-перидотитів (Бушвельдський підтип); С – алмазоносних кімберлітів-лерцолітів; D – апатит-нефелінових у сієнітах.</p> <p>П.1.3.2. Наведені нижче типи родовищ належать до пізньомагматичного класу, окрім: А – алмазоносних кімберлітів; В – хромітоносних дунітів (Уральський підтип); С – титаномагнетитових, часто ванадієносних, у габро-піроксенітах; D – рідкіснометалевих карбонатитів.</p> |

| | | |
|--|---|--|
| | <p>П.1.3.3. До ліквіційно-магматичного класу належать родовища: А – сульфідних мідно-нікелевих руд у габро-норитах; В – апатит-магнетитових у сієнітах; С – платиноносних дунітів (з осмієм та іридієм); D – апатит-нефелінові.</p> | |
| | <p>П.1.3.4. Для магматичних родовищ серед інтрузивів наведених типів <i>рудоутворювальними є мінерали:</i></p> | |
| | <p>інтрузиви А – ультраосновні; В – кислі; С – ультраосновні лужного ряду; D – габро-норити; E – габро-амфіболіти.</p> | <p>мінерали 1. (Mg, Fe) Cr₂O₄, платиноїди; 2. Родовища не трапляються 3. С (кубічна модифікація); 4. (Fe, Ni, Co)₉S₈-CuFeS₂-FeS; 5. (Fe,Ti)Fe₂O₄, FeTiO₃-TiO₂.</p> |
| | <p>П.1.3.5. Серед наведених металів власне магматичних родовищ <i>не утворюють лише:</i> А – Mo, W, Pb, Zn, Au; В – Fe, Ti, V, Cr, Pt; С – Zr, Ce, La, Y, Nb; D – Cu, Ni, Co, Os, Ir.</p> | |

Модуль П.2. Пегматитові родовища.

| | | |
|--|---|--|
| П.2.1. Генетичні моделі та головні чинники утворення пегматитів | <p>П.2.1.1. Природу гранітних пегматитів пояснюють гіпотези, що висловлені в працях:</p> | |
| | <p>авторів: О. Ферсмана; К. Ландеса; О. Заварицького; Г. Рамберга;</p> | <p>гіпотези: 1. власне магматична; 2. магматично-метасоматична; 3. метасоматична; 4. метаморфічна.</p> |
| П.2.2. Геотектонічна позиція та зв'язок із магматичними формаціями | <p>П.2.1.2. Повнодиференційовані пегматити <i>формуються в умовах фізико-хімічної системи, що є:</i> А – відкритою; В – напіввідкритою; С – закритою; D – це не має значення.</p> | |
| | <p>П.2.1.3. Найбільш високobarні пегматити є <i>джерелом:</i> А – мусковіту та керамічної сировини; В – Li, Be, Sn, W, То, Nb; С – п'єзооптичної сировини, топазу, берилу; D – корунду, сапфіру, рубіну.</p> | |
| | <p>П.2.2.1. Пегматитові родовища просторово та генетично <i>пов'язані з магматичними утвореннями типу:</i> А – гранітний батоліт; В – лополіт ультрабазитів; С – силл габро-долеритів; D – покрив ліпаритів.</p> | |
| | <p>П.2.2.2. Промислові родовища пегматитового класу <i>пов'язані з магматичними формаціями:</i> А – абісальних зон; В – гіпабісальних зон; С – субвулканічними; D – вулканогенними.</p> | |
| | <p>П.2.2.3. Родовища гранітних пегматитів переважно <i>трапляються в зонах:</i> А – центральних геосинклінальних піднять і тектономагматичної активізації платформ; В – вулканогенних поясів; С – перед- та міжгірських прогинів; D – зеленокам'яних структур докембрійських щитів.</p> | |

| | |
|--|---|
| | <p>П.2.2.4. Тіла сингенетичних пегматитів, на відміну від епігенетичних, <i>мають форму</i> :</p> <p>А – амебоподібних штоків; В – дайок, жил, плит; С – лінз, труб.</p> |
| П.2.3. Генетичні класи і типи пегматитових родовищ | <p>П.2.3.1. Корундоносні плагіоклазити <i>належать до родовищ типу</i> :</p> <p>А – десиліфікованих гранітних пегматитів; В – лужних пегматитів; С – габро-пегматитів; D – узагалі не стосуються пегматитів.</p> |
| | <p>П.2.3.2. Родовища класу “простих” та “перекристалізованих” пегматитів <i>можна розробляти на</i> :</p> <p>А – мусковіт, керамічну сировину; В – Li, Be, Sn, W, Ta, Nb; С – п’єзооптичну сировину CaF₂, Al₂[SiO₄][FOH]₂ та Be₃Al₂[Si₆O₁₈]; D – Al₂O₃ (наждак, кристали).</p> |
| | <p>П.2.3.3. Пегматитові родовища п’єзооптичного SiO₂, ювелірних відмін Al₂[SiO₄][FOH]₂ та інших самоцвітів <i>належать до генетичного класу</i>:</p> <p>А – метасоматично заміщених; В – перекристалізованих; С – простих пегматитів; D – десиліфікованих.</p> |

Модуль П.3. Карбонатитові родовища.

| | | |
|--|---|--|
| П.3.1. Генетична модель та головні чинники утворення карбонатитів | <p>П.3.1.1. Карбонатити – це скупчення ендегенних карбонатів, що є:</p> <p>А – магматичною породою; В – мрамуром; С – скарном; D – хемогенним вапняком.</p> | |
| | <p>П.3.1.2. Карбонатити є породами процесів:</p> <p>А – :глибинного базальтоїдного магматизму; В – корового гранітоїдного магматизму; С – скарнування карбонатних відкладів; D – мармуризації вапняків.</p> | |
| | <p>П.3.1.3. Природу рудоносних карбонатитів пояснюють гіпотези, що висловлені в працях :</p> | |
| | <p>Х.Екерман Е.Сеттер</p> | <ol style="list-style-type: none"> 1. магматична 2. гідротермально-метасоматична 3. метаморфічна 4. хемогенно-осадова. |
| П.3.2. Геотектонічна позиція та зв’язок із магматичними формаціями | <p>П.3.2.1. Родовища карбонатитової групи трапляються виключно в межах:</p> <p>А – платформ; В – щитів; В – геосинклінальних зон; С – вулканогенних зон; D – штокверкових зон.</p> | |
| | <p>П.3.2.2. Карбонатити завжди перебувають у просторово-генетичній асоціації з:</p> <p>А – дунітами, йолітами, сінітами; В – гранітами, діоритами; С – габро-норитами, долеритами; D – дацит-ліпарит-андезитами.</p> | |
| | <p>П.3.1.3. Карбонатитові родовища не пов’язані з геологічними формаціями типу:</p> <p>А – вулканогенно-осадовою; В – моласовою; С – вулканогенно-інтрузивною; D – теригенно-осадовою.</p> | |

| | |
|--|---|
| П.3.3. Генетичні класи і типи карбонатитових родовищ | П.3.3.1. Карбонатитові родовища є одним із головних джерел постачання : A – Nb, Ce, La, Zr, Ta; B – Pb, Zn, Au, Ag; C – Hg, Sb, As, Bi; D – Mo, W, Sn, Be, Li. |
| | П.3.3.2. Радіальне дайкоподібне тіло із вкрапленістю (Na, Ca, Ce) ₂ (Nb, Ta, Ti) ₂ O ₆ (F, OH) - ZrO ₂ – (Ce,La)(CO ₃)F – CaTiO ₃ належить до утворень групи: A – інтрузивних карбонатитів; B – плутоногенно-гідротермальних; C – альбітит-грейзенових; D – вулканогенно-осадових. |
| | П.3.3.3. До групи карбонатитових родовищ належать: A – рідкіснометалево-рідкісноземельні (“ліпаритові”) та гематит-магнетитові; B – титаномагнетитові з кульсонітом; C – сульфідні мідно-нікелеві з платиноїдами; D – вольфрамів-молібденітові з колумбітом і танталітом. |

Модуль П.4. Скарнові родовища.

| | | |
|--|---|---|
| П.4.1. Генетична модель і головні чинники процесів скарноутворення | П.4.1.1. Скарнотворними мінералами можуть бути: A – гранат-піроксен-волостаніт; B – нефелін-рогова обманка; C – олівін-кварц; D – адуляр-глауконіт. | |
| | П.4.1.2. Члени ізоморфного ряду Ca ₃ Al ₂ [SiO ₄] ₃ – Ca ₃ Fe ₂ [SiO ₄] ₃ та CaMg[Si ₂ O ₆] – CaFe[Si ₂ O ₆] є головними складовими A – вапнякового скарну; B – магнезійного скарну; C – силікатного скарну; D – навколоскарнової породи. | |
| | П.4.1.3. Природу скарноворудних утворень пояснюють гіпотези, що висловлені в працях: | |
| | Д.Коржинського П.Пилипенка | 1. інфільтраційно-дифузійного метасоматозу 2. гідротермально-стадійна 3. контактово-метаморфічна 4. ліквідаційно-магматична. |
| П.4.2. Геотектонічна позиція та зв'язок з магматичними формаціями | П.4.2.1 Скарнові родовища характерні для зон: A – центральних геосинклінальних піднять або тектоно-магматичної активізації платформ; B – вулканогенних поясів; C – зеленокам'яних структур докембрійських щитів; D – передгірських та міжгірських прогинів. | |
| | П.4.2.2. Скарново-рудні утворення є продуктом післямагматичної діяльності помірно кислих інтрузивів: A – ультраабісальної зони; B – абісальної зони; C – гіпабісальної зони; D – аеральної зони. | |
| | П.4.2.3. Скарнові родовища просторово та генетично пов'язані з контактом: A – граніт - вапняк; B – дуніт - вапняк; C – граніт - алевроліт; D – базальт - мармур. | |
| П.4.3. Генетичні класи і типи скарнового зруденіння | П.4.3.1. Скарнові родовища можна розробляти на: A – Fe, W, Mo, Pb, Zn, Cu; B – Li, Ta, Nb, Zr, La, Ce; C – Mn, Al, Au, Ag, Pt, Os; D – Ba, St, S, P, Hg, Sb. | |

| | |
|--|--|
| | <p>П.4.3.3. Власне скарновими є родовища з рудотворними мінералами: A – Fe₂O₃, CaWO₄; CaBSiO₄(OH); B – HgS, Sb₂S₃, PbS, ZnS; C – MnO₂, Al₂O₃, Al(OH)₃; D – CuFeS₂, Cu₂S, CuS, Cu</p> |
| | <p>П.4.3.3. Накладене скарнове зруденіння представлене прожилками та вкрапленнями: A – PbS, ZnS, CuFeS₂; B – HgS, Sb₂S₃, MnO₂; C – Cu, Au, Ag, Bi; D – Al₂O₃, CaTiO₃, CaCO₃.</p> |

Модуль П.5. Альбітит-грейзенові родовища.

| | | |
|---|--|--|
| П.5.1. Генетична модель та головні чинники процесів рудоутворення | <p>П.5.1.1. Зони альбітитизації та грейзенізації порід є наслідком післямагматичних процесів гідротермального метасоматозу з огляду на зміни: A – кислотно-лужного режиму та активності K⁺ і Na⁺; B – окисно-відновного потенціалу середовища; C – напряму зниження температури і тиску.</p> | |
| | <p>П.5.1.2. Процеси альбітитизації та грейзенізації порід розвиваються в температурному інтервалі : A – 500 - 250° C; B – 800 - 600° C; C – 250 - 100° C.</p> | |
| | <p>П.5.1.3. Мінеральний склад альбітитів і грейзенів є специфічним:</p> | |
| | <p>породи A – альбітити B – грейзени</p> | <p>мінерали: 1. Na[AlSi₃O₈]-SiO₂-K[AlSi₃O₈]-егірін 2. KAl₂[AlSi₃O₁₀](OH)₂·SiO₂ – релікти польових шпатів, берил, топаз; 3. CaAl₂[SiO₄]-CaMgSi₂O₆.</p> |
| П.5.2. Геотектонічна позиція та зв'язок з магматичними формаціями | <p>П.5.2.1. Альбітит-грейзенові родовища притаманні зонам: A – тектономагматичної активізації та центральногеосинклінальних піднять; B – перед- та міжгірських прогинів; C – вулканогенних поясів; D – зеленокам'яних структур.</p> | |
| | <p>П.5.2.2. Зони альбітитів та грейзенів пов'язані з масивами вивержених порід типу: A – граніти, сієніти; B – дуніти, перидотити; C – габро, норити; D – андезити, дацити.</p> | |
| | <p>П.5.2.3. Альбітит-грейзенові родовища переважно розташовані в: A – куполах та апікальних частинах масивів; B – у придонній частині масивів; C – усередині масивів.</p> | |
| | <p>П.5.2.4. Просторове співвідношення зон альбітитів та грейзенів стосовно гранітних куполів завжди чітко витримане: A – альбітити в ендоконтакті, а грейзени в екзоконтакті масиву; B – альбітити в екзоконтакті, а грейзени в ендоконтакті масиву; C – обидва у межах ендоконтактною частини масиву; D – обидва в екзоконтакті масиву.</p> | |
| П.5.3. Генетичні класи та типи родовищ | <p>П.5.3.1. Одним із головних джерел рідкісних металів є родовища, утворені в купольних частинах масивів апогранітів та апосієнітів, а саме :</p> | |
| | <p>A – альбітитові B – грейзенові</p> | <p>1. Ta, Ni, Zr, U, Th 2. Be, W, Mo, Sn 3. La, Ce, Y, Hf 4. Ge, Ga, Cd, Re.</p> |

| | |
|--|--|
| | <p>П.5.3.2. До класу грейзенових належать усі, наведені нижче типи родовищ, окрім</p> <p>A – колумбіт-троктолітових;</p> <p>B – кварц-вольфрамітових;</p> <p>C – кварц-каситеритових;</p> <p>D – кварц-молібденітових.</p> |
| | <p>П.5.3.3. Родовища наведених нижче типів утворюють клас альбітитових, окрім :</p> <p>A – кварц-каситеритових;</p> <p>B – циркононосних метасоматитів;</p> <p>C – троктоліт-колумбітових;</p> <p>D – уранініт-торитових.</p> |
| | <p>П.5.3.4. Наведені рудотворні мінерали притаманні кварцовим жилам у грейзенах :</p> <p>A – $\text{SnO}_2\text{-MoS}_2\text{-(Fe,Mn)WO}_4$;</p> <p>B – ZrSiO_4;</p> <p>C – $\text{(Fe,Mn)Nb}_2\text{O}_6\text{- (Fe,Mn)Ta}_2\text{O}_6$;</p> <p>D – $\text{UO}_2\text{-(U,Th)O}_2\text{-ThO}_2$.</p> |
| | <p>П.5.3.5. Наведені мінерали в альбітитах можуть бути рудотворними, окрім:</p> <p>A – (Fe,Mn)WO_4;</p> <p>B – $\text{UO}_2\text{-ThO}_2$;</p> <p>C – $\text{(Fe,Mn)Nb}_2\text{O}_6$;</p> <p>D – ZrSiO_4.</p> |

Модуль П.6. – Гідротермальні родовища

| П.6.1. Генетична модель та головні чинники зруденіння | <p>П.6.1.1. Рудотворну гідротермальну систему називають пневматолітовою за РТ-умов понад:</p> <p>A – 218 атм. і $374,11^\circ\text{C}$;</p> <p>B – 515 атм. і $450,1^\circ\text{C}$;</p> <p>C – 72 атм. і 100°C;</p> <p>D – 375 атм. і 100°C.</p> | | | | | | | | | | | |
|--|--|------------|-----|------------|----------------|----------------------|-------------|----------------------------|---------------------|------------------------------|-------------|---------------------------------|
| | <p>П.6.1.2. Низькотемпературними називають рудотворні гідротерми з температурою до:</p> <p>A – 200°C;</p> <p>B – 150°C;</p> <p>C – 100°C;</p> <p>D – 250°C.</p> | | | | | | | | | | | |
| | <p>П.6.1.3. Низькобарними називають гідротермальні системи рудоутворення із внутрішнім тиском, нижчим за :</p> <p>A – 218 - 200 атм.;</p> <p>B – 120 - 100 атм.;</p> <p>C – 50 - 10 атм.;</p> <p>D – 400 - 350 атм.</p> | | | | | | | | | | | |
| | <p>П.6.1.4. Ювенільними називають розчини, що за походженням є:</p> <p>A – мантійними, післямагматичними;</p> <p>B – метаморфогенними ;</p> <p>C – метеорними;</p> <p>D – вадозними.</p> | | | | | | | | | | | |
| | <p>П.6.1.5. За природою рудогенерувальні розчини поділяють на:</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>тип</th> <th>походження</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>A – підкорові;</td> <td>1– дегазация мантії;</td> </tr> <tr> <td>B – корові;</td> <td>2– магматична дистилляція;</td> </tr> <tr> <td>C – метаморфогенні;</td> <td>3– дегідратація гідроксидів;</td> </tr> <tr> <td>D – вадозні</td> <td>4 – інфільтрація метеорних вод.</td> </tr> </tbody> </table> | | тип | походження | A – підкорові; | 1– дегазация мантії; | B – корові; | 2– магматична дистилляція; | C – метаморфогенні; | 3– дегідратація гідроксидів; | D – вадозні | 4 – інфільтрація метеорних вод. |
| | тип | походження | | | | | | | | | | |
| A – підкорові; | 1– дегазация мантії; | | | | | | | | | | | |
| B – корові; | 2– магматична дистилляція; | | | | | | | | | | | |
| C – метаморфогенні; | 3– дегідратація гідроксидів; | | | | | | | | | | | |
| D – вадозні | 4 – інфільтрація метеорних вод. | | | | | | | | | | | |
| <p>П.6.1.6. Вадозні розчини виникають унаслідок :</p> <p>A – опадів, морів, океанів;</p> <p>B – мантії, що дегазує;</p> <p>C – розплаву, що остигає;</p> <p>D – осадових порід, що метаморфізуються.</p> | | | | | | | | | | | | |

| | | |
|---|--|---|
| | <p>П.6.1.7. Рудотворна роль розчинів колоїдного типу найреальніша в умовах: А – приповерхневих зон; В – абісальних зон; С – контактово-інтрузивних зон; D – гіпабісальних зон.</p> | |
| | <p>П.6.1.8. Головною причиною виникнення колоїдної фази гідротерм є: А – різке зниження їхніх Т і Р; В – зміна рН-розчину; С – поступове охолодження розплаву; D – настрій Творця.</p> | |
| <p>П.6.2 Геолого-структурна позиція та зв'язок із магматичними формаціями</p> | <p>П.6.2. Переважна більшість гідротермальних родовищ так чи інакше пов'язана з післямагматичною діяльністю вогнищ: А – кислого або лужного складу; В – основного складу; С – ультраосновного складу.</p> | |
| | <p>П.6.2.2. За характером залежності гідротермального зруденіння від магматичного вогнища розрізняють зв'язки:</p> | |
| | <p>назва А – генетичні; В – парагенетичні; С – енергетичні; D – структурні; Е – амагматичні</p> | <p>сутність 1 – прямий (материнський); 2 – непрямий (братерський); 3 – запозичено-тепловий; 4 – просторовий; 5 – нема ознак такого зв'язку.</p> |
| | <p>П.6.2.3. Гідротермальні родовища металів генетично можуть бути пов'язані з тілами наведених магматичних порід, крім: А – дунітів, перидотитів; В – гранітів, гранодіоритів; С – сієнітів, монзонітів; D – андезитів, дацитів, ліпаритів.</p> | |
| <p>П.6.3. Генетичні класи та типи гідротермального зруденіння</p> | <p>П.6.3.1. Гідротермальні родовища поділяють на класи залежно від типу їхніх генетичних зв'язків і стану рудогенерувальної системи:</p> | |
| | <p>тип зв'язку А – матаморфогенний В – плутоногенний С – вулканогенний D – телетермальний</p> | <p>тип системи 1 – високobarний надкритично-гідротермальний; 2 – середньobarний, пневматолітово-гідротермальний; 3 – малobarний гетерогенно-гідротермальний; 4 – середньо-малobarний гомогенно-гідротермальний</p> |
| | <p>П.6.3.2. Плутоногенно-гідротермальний клас представлений родовищами майже всіх груп металів, окрім : А – Cr, V, Zr, Pt, Os; В – Au, Ag, Pb, Zn, Cu; С – Fe, Co, U, Th, Re; D – W, Mo, Sn, Nb, Ta.</p> | |
| | <p>П.6.3.3. Вулканогенно-гідротермальний клас представлений родовищами: А – Au, Ag, Te, Se, S; В – Cu, Pb, Zn, Cd, In; С – Fe, Cr, Mn, V, Ti; D – W, Mo, Sn, Nb, Ta.</p> | |
| | <p>П.6.3.4. Матаморфогенно-гідротермальний клас представлений родовищами: А – Au, графіт, U; В – W, Sn, Mo; С – Nb, Ta, Be; D – Cr, V, Ti.</p> | |
| | <p>П.6.3.5. Телетермально-гідротермальний клас представлений родовищами: А – HgS, Sb₂S₃, CaF₂; В – PbS, ZnS, SiO₂; MgCO₂; С – Fe₂O₃, Fe₃O₄, MnCO₃ D – SnO₂, MoS₂, (Fe,Mn)WO₄.</p> | |

Модуль П.7. Колчеданові родовища.

| | |
|---|---|
| П.7.1 – Генетична модель та головні чинники зруденіння | П.7.1.1. Колчедановими називають родовища, складені колчеданами металів: А – Fe, Cu, Pb, Zn; В – Ti, Cr, V, Mn; С – Al, W, Sn, Mo; D – Au, Ag, Pt, Co. |
| | П.7.1.2. За природою колчеданові родовища є: А – гідротермально-метасоматичними; В – ліквацийно-магматичними; С – винятково осадовими; D – метаморфічними. |
| | П.7.1.3. За глибиною формування колчеданові родовища є: А – приповерхневими, субмаринними; В – середньо- та більш глибинними; С – пов'язаними з корою звітрювання. |
| | П.7.1.4. Головні рудотворні мінерали колчеданових родовищ: А – FeS-FeS ₂ -Cu FeS ₂ ; В – Fe ₂ O ₃ -Fe ₃ O ₄ -Cu ₂ O; С – PbSO ₄ -ZnSO ₄ -CuSO ₄ ; D – FeS-(Ni,Fe) ₉ S ₈ -Cu ₅ FeS ₄ . |
| | П.7.1.5. Колчеданові родовища є похідними процесів: А – глибинного базальтоїдного магматизму в умовах субмаринної фації; В – інтрузивно-магматичної діяльності гранітних батолітів; С – екструзивно-ефузивної діяльності наземних вулканічних центрів. |
| П.7.2. Геотектонічна позиція та зв'язок із магматичними формаціями | П.7.2.1. Колчеданові родовища трапляються лише в межах геосинклінальних зон: А – у трюгах раннього етапу геосинклінального розвитку; В – в зоні центрально-геосинклінальних піднять; С – у міжгірських прогинах; D – у передгірських прогинах. |
| | П.7.2.2. Колчеданові родовища просторово та парагенетично пов'язані з проявами ранньогосинклінального: А – субмаринного базальтоїдного магматизму; В – ліпарито-дацитового вулканізму; С – граніто-батолітового процесу; D – дополітоутворення гіпербазитів. |
| | П.7.2.3. У складі вулканогенно-осадових товщ руди тісно асоціюють з магматичними породами, що належать до формації: А – спіліто-кератофірів; В – андезито-дацитів; С – трапів. |
| П.7.3. Генетичні класи та зони колчеданового зруденіння | П.7.3.1. Колчеданові родовища є важливим джерелом видобутку (окрім сірки): А – Cu, Pb, Zn; В – Fe, Ni, Co; С – W, Mo, Sn. |
| | П.7.3.2. У класифікації колчеданових родовищ перш за все враховуються: А – глибинно-фаціальні відмінності; В – термобаричні параметри; С – мінеральні відміни руд; D – морфометричні особливості. |
| | П.7.3.3. Гіпсометричні співвідношення колчеданових покладів різних фацій завжди витримані: А – субвулканічні нижче, субмаринні вище; В – навпаки. |
| | П.7.3.4. Колчеданові родовища типу “Куроко” відрізняються тим, що в їхніх межах фаціальні відміни: А – дуже наближені і вивлені в одному рудному покладі; В – дуже рознесені у вертикальному розрізі; С – взагалі не виявлені. |

Екзогенні процеси рудоутворення

Модуль III.1 – Родовища кори звітрювання

| | |
|---|---|
| III.1.1. Генетична модель та головні чинники рудоутворення | III.1.1.1. Кора звітрювання <i>формується</i> під впливом чинників: A – атмосферних та біогенних; B – сейсмічно-гравітаційних; C – електромагнітних; D – соціально-екологічних. |
| | III.1.1.2. З корамаи звітрювання <i>пов'язані</i> промислові родовища металів: A – Fe, Al, Mn, Ni, V, Cu; B – Pb, Zn, Sb, Hg, Au, Ag; C – Ti, Cr, Pt, Os, Ir, Ce; D – Mo, W, Sn, Be, Ta, Nb. |
| | III.1.1.3. <i>Відомі</i> декілька морфотипів кір звірювання, окрім A – контактово-метасоматичного; B – контактово-карстового; C – лінійного; D – площинного; E – площинно-лінійного. |
| | III.1.1.4. Розвиток процесів звітрювання гірських порід і руд обмежений: A – рівнем ґрунтових вод; B – зонами поширення бактерій; C – ізотермою +1 ⁰ C; D – зоною корінних порід. |
| | III.1.1.5. Звітрювання з дезінтеграцією порід до стану окремих елементів та їхніх сполук, <i>називають</i> : A – хімічним; B – фізичним; C – розчиненням. |
| | III.1.1.6. За визначенням Вернадського, кора звітрювання – це особлива термодинамічна оболонка земної кориякій властиві: A – низькі значення Т - Р та висока активність O ₂ ; B – висока активність живих організмів; C – активна діяльність людини; D – середні порядки Р - Т за активності CO ₂ . |
| | III.1.1.7. Зони поширення вторинно змінених порід <i>називають зоною</i> : A – гіпергенезу; B – гіпогенезу; C – гальміролізу; D – дефляції. |
| | III.1.1.8. <i>Головними чинниками</i> процесів хімічного звітрювання є всі наведені нижче, крім : A – атмосферного тиску; B – температури середовища; C – вуглекислоти та гумусових кислот; D – флори, фауни, бактерій. |
| III.1.2. Геолого-геоморфологічні та кліматичні закономірності поширення і принципи генетичної класифікації | III.1.2.1. У корах звітрювання масивів основних та ультраосновних порід <i>можуть виникати родовища</i> : A – Fe, Mn, Ni, Co; B – Al, Mg, Cr, V; C – Pb, Zn, Cu, Mo. |
| | III.1.2.2. У корах звітрювання кислих та лужних масивів <i>можуть виникнути</i> родовища типу: A – залишкових бокситів; B – осадових бокситів; C – лімонітових руд; D – манганіт-піролюзитових руд. |

| | |
|--|--|
| | <p>III.1.2.3. Профіль кори звітрювання є <i>поняттям</i> :</p> <p>A – мінералогічним; B – геоморфологічним; C – геофізичним; D – геодезичним.</p> |
| | <p>III.1.2.4. Найбільш сприятливими для утворення родовищ металів (Al, Fe, Mn, Ni, Co) є профіль звітрювання :</p> <p>A – латеритний; B – глинистий; C – рівнинний; D – типу горбогір'я.</p> |
| | <p>III.1.2.5. Найбільш сприятливими для утворення родовищ каоліну, нонтроніту, галуазиту є <i>профіль звітрювання</i> :</p> <p>A – глинистий; B – пісковиковий; C – латеридний; D – рівнинний.</p> |
| | <p>III.1.2.6. Найбільш сприятливим для формування родовищ, що пов'язані з корама звітрювання, є <i>рельєф типу</i> :</p> <p>A – легкого горбогір'я; B – середньогір'я; C – високогір'я; D – рівнина.</p> |
| | <p>III.1.2.7. Найбільш сприятливими для формування родовищ, що пов'язані з корама вивітрювання, є <i>кліматичні умови</i> :</p> <p>A – тропіків-субтропіків; B – аридні зони пустель; C – нівальні та приарктичні; D – помірно-континентальні.</p> |
| | <p>III.1.2.8. Генетична класифікація родовищ кори звітрювання <i>грунтується на уявленнях</i> про тип рудоутворювальної системи, зокрема, про її :</p> <p>A – Eh та PT-режим; B – PT-режим; C – положення відносно поверхні; D – рухомість (або застійність).</p> |

Модуль III.2 – Залишкові родовища.

| | |
|--|---|
| <p>III.2.1. – Умови утворення та місцезнаходження в зоні гіпергенезу</p> | <p>III.2.1.1. Залишкові родовища кори звітрювання <i>формуються в зоні</i> :</p> <p>A – максимальної аерації та просочування вод; B – повного насичення з активним водообміном; C – повного насичення з уповільненим водообміном; D – застійних вод.</p> |
| | <p>III.2.1.2. Для виникнення залишкових родовищ кори звітрювання <i>визначальними є умови середовища</i> :</p> <p>A – окисні; B – нейтральні; C – відновні; D – мінливі.</p> |
| | <p>III.2.1.3. <i>Типовою формою</i> залишкових рудних тіл є :</p> <p>A – пологі поклади, лінзи, гнізда; B – жили, штоки; C – штокверки, сідлоподібні.</p> |
| | <p>III.2.1.4. Залишкові родовища Fe, Ni, Co <i>пов'язані з корама звітрювання</i> :</p> <p>A – гіпербазитів; B – гранітоїдів; C – сієнітів; D – кімберлітів.</p> |

| | |
|--|--|
| | <p>III.2.1.5. Залишкові родовища алюмінію <i>пов'язані</i> з корами звітрювання: A – гранітоїдів, сієнітів; B – кімберлітів.; C – дуніт-перидотитів; D – габро-норитів.</p> |
| <p>III.2.2. Особливості речовинного складу і типи зруденіння</p> | <p>III.2.2.1. Руди родовищ залишкового класу <i>належать до типу</i>: A – окисдно-гідрооксидних – гідросилікатних; B – сульфідно-сульфосольових; C – карбонатних; D – галоїдних.</p> |
| | <p>III.2.2.2. <i>Головними мінералами</i> залишкових руд заліза є : A – HFeO_2 та $\text{HFeO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$; B – FeCO_3; C – FeS, FeS_2, FeAsS_2; D – FeFe_2O_4, Fe_3O_4.</p> |
| | <p>III.2.2.3. З текстурно-структурного погляду залишкові руди <i>представлені</i> агрегатами типу : A – землисто-грудкуватих; B – крустифікаційних; C – крупнокристалічних масивних; D – брекчієвих.</p> |
| | <p>III.2.2.4. Для залишкових родовищ алюмінію <i>характерні руди</i> переважно: A – бокситові; B – лімонітові; C – гарнієрит-ревденськітові; D – асболан-псиломеланові.</p> |

Модуль III.3. Інфільтраційні родовища

| | |
|---|--|
| <p>III.3.1. Умови утворення і місцезнаходження в зоні гіпергенезу</p> | <p>III.3.1.1. Інфільтраційні родовища кори звітрювання <i>формується</i> в зоні їхнього : A – повного насичення з уповільненим водообміном; B – повного обміну з активним водообміном; C – максимальної аерації просочуваних вод; D – застійних вод.</p> |
| | <p>III.3.1.2. Для виникнення інфільтраційних родовищ кори звітрювання <i>визначальною умовою</i> є зміна: A – окисненого режиму на відновний; B – відновного на окиснений; C – лужного на кислотний; D – лужного на нейтральний.</p> |
| | <p>III.3.1.3. На відміну від залишкових, інфільтраційні родовища кори звітрювання <i>формується</i> в нижній частині зони гіпергенезу з огляду на зміни: A – кислотного режиму зони окиснення на лужний режим зони відновлення; B – лужного режиму зони відновлення на кислотний режим зони окиснення; C – важливішим є настрої Всевишнього Творця.</p> |
| | <p>III.3.1.4 У нижній частині зони гіпергенезу з відновним режимом слабо лужного середовища <i>формується родовища</i>: A – інфільтраційного класу; B – залишкового класу; C – рудоутворення не відбувається.</p> |
| <p>III.3.2. Особливості речовинного складу та типи зруденіння</p> | <p>III.3.2.1. У відновних умовах нижньої частини зони гіпергенезу <i>формується</i> інфільтраційні родовища: A – Cu, V, U, Mo; B – Fe, Mn, Ni, Co; C – Pb, Zn, Au, Cd; D – W, Sn, Ta, Nb.</p> |

| | |
|--|---|
| | <p>III.3.2.2. У відновних умовах інфільтраційного зруденіння <i>нагромаджуються мінерали з участю:</i> A – U^{4+}, Cu^0, V^3, Mo^{4+}; B – U^{6+}, Cu^2, V^{5+}, Mo^{6+}; C – Fe^{3+}, Mn^{4+}, Al^{3+}, Sn^{4+}; D – Sb^{3+}, Hg^{2+}, Pt^0, Au^0.</p> |
| | <p>III.3.2.3. Руди інфільтраційного походження щодо залишкових <i>завжди залягають</i> гіпсометрично: A – нижче; B – вище; C – на одному рівні; D – з правого боку.</p> |

Модуль III.4. Розсипні родовища.

| | |
|---|--|
| <p>III.4.1. Генетичні моделі та головні чинники рудоутворення</p> | <p>III.4.1.1. <i>Головним чинником</i> формування рудоносних розсипищ є: A – гравітаційний; B – геомагнітний; C – термодинамічний; D – біохімічний.</p> |
| | <p>III.4.1.2. У складі розсипищ цінні мінерали <i>диференційовані</i> за: A – розміром та масою частинок; B – хімічним складом і структурою; C – електромагнітними властивостями; D – кольором і твердістю.</p> |
| | <p>III.4.1.3. У розсипищах <i>здатні концентруватися</i> корисні мінерали, що мають A – значну питому вагу і важкорозчинні; B – значну питому вагу і легко окиснюються; C – досконалу спайність або велику крихкість; D – високу твердість та розчинність.</p> |
| | <p>III.4.1.4. У разі формування родовищ типу алювіального розсипища під час <i>межені відбувається:</i> A – сортування і збагачення матеріалу; B – нагромадження уламкового матеріалу; C – розмивання і руйнування матеріалу; D – процеси перевідкладення.</p> |
| | <p>III.4.1.5. – Металоносні літоральні розсипища <i>формуються</i> в умовах морського берега: A – стабільного типу; B – акумулятивного типу; C – абразійного типу.</p> |
| <p>III.4.2. Геолого-геоморфологічні та кліматичні умови місцезнаходження</p> | <p>III.4.2.1. До групи “силових” <i>належать розсипища:</i> A – колювіальні, пролювіальні; B – елювіальні, латеральні; C – алювіальні, флювіо-гляціальні.</p> |
| | <p>III.4.2.2. Головний металоносний пласт алювіального розсипища <i>називають:</i> A – пісками; B – торфами; C – плащем.</p> |
| | <p>III.4.2.3. Кліматично <i>найсприятливішими</i> для формування еолових розсипищ є зони: A – пустельно-аридні; B – субарктичні (нівальні); C – субтропічні й тропічні; D – помірно континентальні.</p> |
| | <p>III.4.2.4. Головний металоносний пласт <i>залягає</i> на поверхні лише в межах розсипищ, що <i>належать до класу:</i> A – прибережно-морських; B – елювіальних; C – алювіальних (крім косових); D – делювіальних.</p> |

| | |
|--|--|
| III.4.3. Генетична класифікація та типи розсипного зруденіння | III.4.3.1. Генетична систематика розсипних родовищ <i>базується на уявленнях про:</i> А – природу самого розсипища; В – про його промислове значення; С – про тип його речовинного джерела; D – про фізико-хімічні умови кристалізації його корисних мінералів. |
| | III.4.3.2. Родовища типу елювіальних розсипищ від “залишкових” <i>відрізняються</i> тим, що складені мінералами різного походження: А – перші ендегенними, другі екзогенними; В – перші екзогенними, другі ендегенними; С – перші сульфідами, другі оксидами; D – перші вторинними, другі гіпергенними. |
| | III.4.3.3. У розсипищах <i>не здатні нагромаджуватися</i> такі мінерали, як: А – MoS ₂ , PbS, ZnS, CaF ₂ ; В – SnO ₂ , TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeTiO ₃ ; С – Pt, Au, Zr[SiO ₄], (Ce, La)PO ₄ , С (куб.); D – (Fe, Mn)WO ₄ , (Fe, Mn)(Nb, Ta) ₂ O ₆ . |
| | III.4.3.4. Родовища підкласу гляціальних розсипищ <i>мають промислове значення</i> як джерело: А – будівельного матеріалу; В – Au, SnO ₂ , TiO ₂ ; С – алмазів, гранату, циркону; D – W, Mo, Be, Li. |

Модуль III.5. Механічно-осадові родовища.

| | |
|--|--|
| III.5.1. Генетична модель та головні чинники рудоутворення | III.5.1.1. Речовинно-механічно-осадові родовища <i>пов'язані з</i> : А – корама звітрювання; В – зонами підводного вулканізму та гальпіризму; С – областями наземно-вибухового вулканізму; D – прибережно-морськими зонами руйнування конгломератів та пісковиків. |
| | III.5.1.2. – <i>Визначальним чинником</i> механічно-осадового рудогенезу є: А – сили гравітації і швидкості течії; В – інтенсивність звітрювання порід; С – домінування фізичного або хімічного звітрювання порід; D – кліматичні умови нивальних зон. |
| | III.5.1.3. – Сутність процесів формування механічно-осадових родовищ <i>полягає в:</i> А – гранулометричній диференціації уламкового матеріалу; В – обкатуванні уламкового матеріалу; С – цементації уламкового матеріалу; D – дефляції або суфозії відкладів. |
| III.5.2. Геологічні умови місцезнаходження та типізація родовищ | III.5.2.1. До механічно-осадового класу <i>належать родовища:</i> А – глини, пісків та гравію; В – вапняків і доломітів; С – пісковиків і конгломератів; D – глинистих і горючих сланців. |
| | III.5.2.2. За умовами утворення генетичний клас механічно-осадових родовищ <i>поділяють на підкласи:</i> А – морських та озерних; В – річкових, косових, долинних; С – хемогенних та біогенних; D – енде- та екзогенних. |
| | III.5.2.3. Родовища глини переважно осадового походження, крім: А – бокситових, гарнієритових; В – бентонітових, монтморилонітових; С – нонтроніт-галуазитових; D – радіолярієвих, діатомітових. |

Модуль III.6. – Хемогенно-осадові родовища.

| | |
|--|--|
| <p>III.6.1. Генетична модель і головні чинники рудоутворення</p> | <p>III.6.1.1. Сутність процесів формування хомогенно-осадових родовищ <i>полягає</i> у : A – диференціації мінеральних речовин за розчинністю та стійкістю у середовищі з різними Eh і рН; B – гранулометричній диференціації речовини; C – у вибіркового поглинанні розчинних сполук мікро- та макроорганізмами; D – хімічно-реактивній взаємодії речовин у різних РТ-зонах водоймища.</p> |
| | <p>III.6.1.2. <i>Визначальним чинником</i> процесів хомогенно-осадових рудогенних гумідних зон є: A – зміна Eh і рН водного середовища; B – зміна Т і Р на різних глибинах; C – інтенсивність випаровування води; D – маса і розмір мінеральних частинок, що осаджуються.</p> |
| | <p>III.6.1.3. <i>Визначальним чинником</i> процесів хомогенно-осадового рудогенезу аридних зон є: A – інтенсивність випаровування води; B – зміна Eh і рН водного середовища; C – зміна Т і Р на різних глибинах; D – життєдіяльність мікроорганізмів.</p> |
| | <p>III.6.1.4. Metали, що утворюють хомогенно-осадові родовища гумідних зон, <i>постачують річки</i> у вигляді : A – істинних розчинів; B – колоїдних розчинів; C – дрібно -уламкового матеріалу; D – за допомогою мікроорганізмів.</p> |
| | <p>III.6.1.5. Мінеральні компоненти, що утворюють хомогенно-осадові родовища аридних зон, <i>постачаються до басейнів</i> у вигляді: A – істинних розчинів; B – колоїдних розчинів C – дрібноуламкового матеріалу; D – грубодисперсних систем.</p> |
| <p>III.6.2. Геолого-кліматичні умови формування родовищ</p> | <p>III.6.2.1. Хомогенно-осадові родовища аридних зон переважно <i>розміщені серед</i>: A – відкладів лагун, озер, лиманів; B – грубокластичних фацій морського шельфу; C – вапнякових фацій континентального шельфу; D – глибоководних мулів і глин.</p> |
| | <p>III.6.2.2. Хомогенно-осадові родовища металів переважно <i>розміщені</i> в гумідних зонах серед відкладів: A – кластичних фацій морського шельфу; B – лагун, лиманів, озер; C – карбонатних фацій континентального схилу; D – глибоководних мулів і глин.</p> |
| | <p>III.6.2.3. Хомогенно-осадові родовища аридних зон, як звичайно, <i>злягають</i> серед відкладів: A – сульфат-карбонатної фації; B – кременисто-карбонатної фації; C – залізисто-кременистої фації; D – бітумінозних сланців.</p> |
| <p>III.6.3. Особливості речовинного складу й типи зруденіння</p> | <p>III.6.3.1. До хомогенно-осадового класу аридних зон <i>належать</i> родовища: A – NaCl, KCl, CaSO₄ H₂O, самородної сірки; B – Fe₂O₃ n H₂O, Al₂O₃ n H₂O, MnO₂ n H₂O; C – FeCO₃, MnCO₃, Al₂(CO₃)₃; D – PbSO₄, CuSO₄, ZnSO₄.</p> |
| | <p>III.6.3.2. До хомогенно-осадового класу гумідних зон <i>належать</i> родовища: A – гідрооксидів Fe, Mn, Al; B – карбонатів Pb, Zn, Cu; C – галоїдних солей, самородної сірки; D – NaCl, KCl, CaSO₄ 2H₂O.</p> |

| | |
|--|---|
| | <p>III.6.3.3. Для хемогенно-осадових руд гумідних зон <i>типоморфною є будова</i>: A – оолітова, органогенна; B – уламково-брекчієва; C – масивна середньозерниста; D – прожилково-вкраплена.</p> |
| | <p>III.6.3.4. Осадові родовища металів з фаціальними переходами від гідроокисних до карбонатних <i>належать до класу</i>: A – хемогенних – Fe, Mn або Al в гумідних зонах; B – хемогенних – NaCl, KCl в аридних зонах; C – вулканогенно-осадових – Fe-Mn; D – залишкових Fe, Mn або Al.</p> |
| | <p>III.6.3.5. У межах хемогенно-осадових родовищ з віддаленням від берега та з поглибленням морського басейну <i>формується рудні зони</i>: A – гідроокисна, потім карбонатна; B – карбонатна, потім гідроокисна; C – обидві на однаковій глибині; D – одна – правіше, інша – лівіше.</p> |
| | <p>III.6.3.6. Пластоподібні родовища Fe, Mn або Al з фаціальним переходом від гідроокисних до карбонатних руд <i>належать до класу</i>: A – хемогенно-осадових гумідних зон; B – хемогенно-осадових аридних зон; C – біогенно-осадових; D – залишкових кір звітрювання по гіпербазитах.</p> |
| | <p>III.6.3.7. В Україні <i>найбільшим</i> серед хемогенно-осадових родовищ заліза є: A – Керченське; B – Волинське; C – Нікопольське, D – Криворізьке.</p> |
| | <p>III.6.3.8. В Україні <i>найбільшим</i> серед хемогенно-осадових родовищ марганцю є: A – Нікополь – Великий Токмак; B – Кривий Ріг; C – Чіатурі; D – Завалля.</p> |
| | <p>III.6.3.9. З віддаленням від берега моря (з глибиною) розміщені родовища руд: A – Al, потім Fe і Mn; B – Fe, потім Al і Mn; C – Mn, потім Fe і Al.</p> |

Модуль III.7. Біохімічно-осадові родовища.

| | |
|--|--|
| III.7.1. Особливості походження та речовинного складу | <p>III.7.1.1. Біохімічно-осадове <i>походження мають</i> усі наведені типи родовищ, окрім: A – апатиту і карбонатиту; B – фосфориту і вуглеводнів; C – кременистих та карбонатних порід; D – “аспідних” сланців з Mo-V-U.</p> |
| | <p>III.7.1.2. Біохімічно-осадові процеси з активною участю анаеробних бактерій <i>сприяють виникненню родовищ</i>: A – Si-пісковиків та Mo-V-U; B – діатомітів, трепелу, опоки; C – мергелів, доломітів, вапняків; D – лимонітів, бокситив, піролузитів.</p> |

| | |
|--|---|
| III.7.2. Геологічні умови місцезнаход- ження та галузі використання | III.7.2.1. Біохімічно-осадові руди типу “черепашників” <i>не можуть бути використані як:</i> A – металургійна сировина (флюс); B – руда на фосфор; C – будівельний матеріал; D – облицювальний камінь. |
| | III.7.2.2. Переважна більшість родовищ біохімічно-осадового походження <i>пов’язана з відкладами:</i> A – континентального шельфу; B – глибоководних западин; C – серединно-океанічних хребтів; D – рифтових зон. |
| | III.7.2.3. З біохімічно-осадовими родовищами вуглеводнів <i>можуть бути пов’язані промислові концентрації :</i> A – Ge, V, Be, U, Sc, Se; B – Fe, Mn, Al, Ti, Cr; C – Cu, Pb, Zn, Cd, Ag; D – W, Mo, Sn, Ta, Nb. |

Модуль III.8. – Вулканогенно-осадові родовища.

| | |
|--|---|
| III.8.1. Генетична та геотектоніч на позиція | III.8.1.1. Генетично родовища вулканогенно-осадового складу є <i>найближчими до :</i> A – колчеданових субмаринної фації; B – колчеданових субвулканічної фації; C – вулканогенно-гідротермальних; D – хемогенно-осадових. |
| | III.8.1.2. <i>Головним речовинним джерелом</i> вулканогенно-осадових руд є: A – центри підводно-вулканічної та гідротермальної діяльності; B – кори звітрювання та продукти наземного вулканізму; C – зони окиснення та руйнування сульфідних руд різного походження; D – зони окиснення та руйнування оксидних руд різних металів. |
| | III.8.1.3. Вулканогенно-осадове зруденіння <i>пов’язане з процесами підводного вулканізму в зонах:</i> A – рифтів та геосинклінальних трогів; B – тектоно-магматичної активізації платформ; C – вулканогенних поясів; D – прибережного рудогенезу. |
| III.8.2. Особливості речовинного складу та типи зруденіння | III.8.2.1. До класу вулканогенно-осадових <i>можуть належати руди:</i> A – Fe-Mn-оксидні та Cu-Pb-Zn-сульфідні; B – Fe-Mn-карбонатні та сульфідні; C – бурозалізнякові та бокситові; D – сульфідні Cu-Ni (з Co, Pt, Au). |
| | III.8.2.2. Нагромадження Fe-Mn конкрецій сучасних морів та океанів <i>мають походження:</i> A – вулканогенно-осадове; B – хемогено-осадове; C – біохімічно-осадове; D – механічно-осадове з метеоритів. |
| | III.8.2.3. Вулканогенно-осадові родовища сульфідних Pb-Zn-Cu руд субмаринної фації (тип “Куроко”) <i>можуть мати поступові переходи до:</i> A – гідротермально-метасоматичних руд субвулканічної фації; B – хемогено-осадових; C – біохімічно-осадових; D – механічно-осадових. |

| | |
|--|--|
| | <p>III.8.2.4. Пластові тіла оксидних Fe-Mn або сульфідних Pb-Zn-Cu руд, що залягають серед вулканогенно-осадових товщ ранньогеосинклінальних типів (інколи в асоціації з породами спіліт-кератофірової формації) <i>належать</i>, найімовірніше, до утворень класу:</p> <p>A – вулканогенно-осадових; B – хемогенно-осадових; C – метаморфізованих; D – власне магматичних.</p> |
|--|--|

Метаморфогенні процеси рудоутворення

Модуль IV.1. Фації метаморфізму та принципи класифікації метаморфогенних родовищ

| | | | |
|--|---|---|---|
| IV.1.1. Базові поняття про фізично-хімічну сутність процесів метаморфізму | IV.1.1.1. Родовища, створені або перетворені внаслідок перекристалізації гірських порід та руд за умов високих P і T, <i>називають</i> : | | |
| | <p>A – метаморфогенними; B – метаморфічними; C – метаморфізованими; D – метасоматичними.</p> | | |
| | IV.1.1.2. Процес заміщення старих породо- або рудотворних мінералів новими, але зі збереженням твердого стану мінерального агрегату в цілому, <i>називають</i> : | | |
| | <p>процес: A – нормальним метаморфізмом; B – гідротермальним метасоматозом</p> | <p>у разі: 1 – збереження вихідного хімічного складу породи (руди) зі значним зменшенням її об'єму; 2 – радикальної зміни вихідного хімічного складу породи (руди) зі збереженням її об'єму</p> | |
| | IV.1.1.3. Процес заміщення старих породо- або рудотворних мінералів новими, зі збереженням твердого стану мінерального агрегату в цілому, <i>називають</i> : | | |
| | <p>процес: A – гідротермальним метасоматозом; B – нормальним метаморфізмом</p> | <p>схема процесу: 1. – +C +D → +AB↑ 2. – → AB + H₂O + CO₂↑</p> | |
| IV.1.2. Головні чинники метаморфізму та його рудо-генерувальна роль | IV.1.2.1. Залежно від масштабу прояву та характеру дії головних чинників <i>розрізняють</i> типи метаморфізму: | | |
| | <p>масштаб A – локальний; B – регіональний</p> | <p>чинники 1 – T (термальний) 2 – P (динамічний) 3 – PT (термодинамічний)</p> | <p>тип a – контактний (ореольний); b – дислокаційний (лінійний); c – об'ємний.</p> |
| | IV.1.2.2. Процеси рудоутворення <i>неможливі</i> на етапі перетворення типу: A – анатексії; B – прогресивного метаморфізму; C – регресивного метаморфізму. | | |
| | IV.1.2.3. Ступені метаморфізму <i>визначають</i> за наявності мінералів-індикаторів, стійких у мінеральних температурних межах: | | |
| <p>мінерал A – каолінит; B – хлорит; C – мусковіт; D – гіперстен, санідин</p> | <p>межа T⁰C 1 – до 400 – 450°C; 2 – до 550 – 600°C; 3 – до 700 – 750°C; 4 – до 900 – 950°C.</p> | | |
| IV.1.2.4. Ступінь метаморфогенної зміни гірських порід, що за певних PT-умов досягли повної внутрішньої рівноваги всіх мінеральних фаз, <i>називають</i> : A – фацією метаморфізму; B – фазою метаморфізму; C – палінгенезом; D – анатексисом. | | | |

| | |
|--|---|
| | <p>IV.1.2.5. З “цеолітовою” фацією метаморфізму базальтів <i>пов’язані</i> родовища: A – самородної міді; B – Cu–колчеданові, деякі золоторудні; C – Pb, Zn, Mn; D – залістистих кварцитів; E – корунду та Al-сировини.</p> |
| | <p>IV.1.2.6. В умовах метаморфічної фації <i>формуються</i> родовища: A – залістистих кварцитів, золоторудні фації “зелених сланців” морфогенно-гідротермальні; B – самородної міді та Cu-колчеданові; C – Mn, Pb-Zn; D – графіту, корунду.</p> |
| | <p>IV.1.2.7. В умовах “амфіболітової” фації метаморфізму <i>формуються</i> родовища: A – графіту, наждаку, дистену-силіманіту; B – залістистих кварцитів, деякі золоторудні; C – Mn, Pb-Zn; D – самородної міді.</p> |

Модуль IV.2. Власне метаморфічні родовища.

| | |
|---|---|
| IV.2.1. Загальні поняття та умови місцезнаходження | <p>IV.2.1.1. – Родовища, що виникають унаслідок внутрішнього перерозподілу компонентів мінеральної речовини гірських порід за умов високих P і T, <i>називають</i>: A – метаморфічними; B – метаморфізованими; C – збірно-перекристалізованими; D – метасоматично заміщеними.</p> |
| IV.2.2. Головні рудні формації, зв’язок із фаціями метаморфізму | <p>IV.2.2.1. – До власне метаморфічних родовищ “гранулітової” фації <i>належать</i> поклади: A – кварцитові, кристалічні сланці з альмандином або піропом; B – залістисті кварцити, деякі золоторудні; C – мармури, покрівельні сланці.</p> |
| | <p>IV.2.2.2. – До власне метаморфічних родовищ “зелених сланців” <i>належать</i> поклади: A – мрамурів, покрівельних сланців; B – залістистих кварцитів; C – кристалічних дистен-силіманітових сланців; D – гранат-ставролітових кристалічних сланців.</p> |

Модуль IV.3. Метаморфізовані родовища

| | |
|--|---|
| IV.3.1. Загальні поняття та умови місцезнаходження | <p>IV.3.1.1. Родовища енто- або екзогенних руд, що були перетворені (під дією високих P і T) разом із навколишніми породами, <i>називають</i>: A – метаморфізованими; B – метаморфічними; C – метасоматичними; D – рекристалізованими; E – регенерованими.</p> |
| IV.3.2. Головні рудні формації контактово-метаморфізованих родовищ | <p>IV.3.2.1 До класу контактово-метаморфізованих <i>належать</i> родовища: A – корундитів, брауніт-гаусманітових руд, графітізованого вугілля; B – залістистих кварцитів; C – графітоносних гнейсів; D – дистен-силіманітових сланців.</p> |
| | <p>IV.3.2.2. З контактово-метаморфізованими родовищами <i>пов’язані</i> промислові концентрації: A – Mn, наждаків, прихованокристалічного графіту; B – Fe, Au, Bi; C – Al, Ti, Cr; D – Cu, Pb, Zn.</p> |

| | |
|---|--|
| IV.3.3. Головні рудні формації регіонально-метаморфізованих родовищ | IV.3.3.1. До класу регіонально-метаморфізованих належать родовища таких металів: A – Fe, Mn, Au-U, Pb-Zn; B – Al, Ti, Cr, V; C – Ni-Co-Cu, Pt-Os; D – Mo-W-Sn-Be. |
| | IV.3.3.2. До класу регіонально-метаморфізованих належать родовища таких неметалів: A – апатиту, графіту; B – гранату, слюди; C – фосфориту, флюориту; D – польового шпату і кварцу. |
| | IV.3.3.3. До класу регіонально-метаморфізованих з фації “зелених сланців” належать родовища: A – залізистих кварцитів; B – брауніт-гаусманітових руд Mn та сульфідних руд Pb і Zn; C – графітизованого вугілля; D – корундованих бокситів. |
| | IV.3.3.3. До класу регіонально-метаморфізованих в амфіболіт-гранулітовій фації належать родовища: A – брауніт-гаусманітових руд Mn та сульфідних руд Pb і Zn; B – залізистих кварцитів та золото-ураноносних докембрійських конгломератів; C – графітизованого вугілля; D – корундованих бокситів. |

Модуль V.1.1. Родовища заліза.

| | | | |
|----------|--|---|---|
| V.1.1.1. | Головна частина (понад 80%) світових запасів залізних руд <i>представлена родовищами</i> , що належать до двох генетичних типів: A – морські прибережно-осадові та регіонально-метаморфізовані; B – пізньомагматичні та контактово-метасоматичні; C – гідротермальні та грейзенові; D – залишкові та континентально-осадові. | | |
| V.1.1.2. | Головні світові запаси заліза <i>представлені</i> двома формаціями руд: A – джеспітровою та прибережною бурозалізнякаво-сидеритовою; B – титаномагнетитовою та апатит-магнетитовою; C – магномагнетитовою та сидеритовою (гідротермальною); D – магнетитоносних скарнів та природно легованою бурозалізнякавою . | | |
| V.1.1.3. | Залізорудні родовища пізньо-магматичного класу <i>представлені</i> двома формаціями, що відрізняються за характером магматичних зв'язків та геотектонічних позицій: | | |
| | рудна формація A – титаномагнетитова; B – апатит-магнетитова; C – магномагнетитова; D – скарново-магнетитова. | магматичні масиви 1 – піроксеніти, габро; 2 – сієніти; 3 – гранодіорити; 4 – трапи. | позиція а – зони геосинкліналей; б – платформи, щити; в – зони тектономагматичної активізації; г – платформи. |
| V.1.1.4. | Залізорудні родовища комплексних руд <i>трапляються лише у складі</i> власне магматичної формації: A – титаномагнетитової; B – апатит-магнетитової; C – магномагнетитової; D – гематит-магнетитової (з мартитом); E – скарново-магнетитової. | | |
| V.1.1.5. | Родовища заліза, що виникли на контакті гіпабісальних гранодіоритів з вапняками, <i>досить специфічні за мінеральним складом руд</i> , а саме: A – магнетит-гранат-піроксенові; B – апатит-магнетитові; C – титаномагнетит-кульсонітові; D – пірит-піротинові (інколи з арсенопіритом) | | |
| V.1.1.6. | У родовищах заліза <i>рудотворними мінералами можуть бути</i> всі, наведені нижче, окрім: A – пірит, піротин, арсенопірит; | | |

| | |
|-----------|--|
| | В – магнетит, гематит, лимоніт; С – тюрингіт, шамозит, мартит; D – сидерит, гетит, гідроветит; Е – яковсит, кульсоніт, ільменіт. |
| V.1.1.7. | <i>Рудотворними мінералами родовищ заліза можуть бути</i> всі наведені нижче, окрім: А – FeS ₂ , FeS, FeAsS; В – Fe ₄ Al [AlSi ₃ O ₁₀] [OH] ₆ nH ₂ O; С – (Fe, Ti), Fe ₂ O ₄ , (Mn,Fe) Fe ₂ O ₄ ; D – HFeO ₂ - HFeO ₂ nH ₂ O; Е – FeCO ₃ , FeTiO ₃ , Fe ₂ O ₃ . |
| V.1.1.8. | За походженням <i>природно леговані руди заліза є</i> : А – залишковими латеритної кори звітрювання; В – пізньо-магматичними; С – гідротермальними помірних глибин; D – прибережноосадовими; Е – метаморфізованими. |
| V.1.1.9. | Воронкоподібні родовища типу вибухових брекчій з магнетитовим цементом <i>належать до генетичної групи</i> : А – гідротермальних приповерхневих, що асоціюють із трапами; В – гідротермально-метасоматичних, помірно глибинних серед доломітизованих вапняків; С – пізньомагматичних у піроксенітах; D – контактово-метасоматичних. |
| V.1.1.10. | Брекчіїв магнетитові руди трапляються в залізорудних родовищах типу: А – гідротермальних приповерхневих магномагнетитової формації; В – гідротермальних помірно глибинних сидеритової формації; С – пізньомагматичних титано-магнетитової формації; D – пізньомагматичних апатит-магнетитової формації. |
| V.1.1.11. | Залишкові родовища природно легованих руд заліза <i>пов'язані з латеритними кора</i> ми звітрювання вивержених порід типу: А – основних та ультраосновних; В – кислих та ультраосновних; С – середніх та лужних; D – ефузивних та екструзивних. |
| V.1.1.12. | <i>Промислове значення мають</i> ендегенні родовища заліза всіх наведених типів, окрім: А – ліквіційно-магматичних; В – пізньо-магматичних; С – скарнових; D – гідротермальних. |
| V.1.1.13. | <i>Промислове значення мають</i> екзогенні родовища заліза усіх наведених типів, окрім: А – залишкових в латеритних корах звітрювання по гранітах; В – залишкових латеритних корах звітрювання по дунітах; С – осадових прибережно-морських; D – Fe-Mn – конкрецій в океанічних западинах; Е – континентально-осадових (фація “болотних руд”). |

Модуль V.1.2. Родовища марганцю

| | |
|----------|--|
| V.1.2.1. | Головна частина світових запасів марганцевих руд <i>представлена родовищами</i> , що належать до двох генетичних типів: А – осадові та залишкові; В – гідротермальні та скарнові; С – альбітитові та грейзенові; D – високометаморфізовані; Е – власне магматичні. |
| V.1.2.2. | Провідне промислове значення мають <i>родовища</i> піролюзит-манганіт-родохрозитових руд, що належать до типу: А – осадових прибережно-морських (кластофілітів); В – залишкових у зонах латеритного звітрювання; С – хемогенно-осадових серед вапняків; D – гідротермально-метасоматичних; Е – слабометаморфізованих. |
| V.1.2.3. | З віддаленням від палеоберега та зі збільшенням глибини басейну хемогенно-осадові руди Al, |

| | |
|----------|--|
| | Fe, Mn здатні утворювати промислові концентрації цих металів у такій послідовності: A – Al-Fe-Mn; D – Fe-Al-Mn; C – Fe-Mn-Al; D – Mn-Fe-Al; E – Al-Mn-Fe. |
| V.1.2.4. | <i>Рудотворними мінералами</i> залишкових родовищ марганцю <i>можуть бути</i> : A – піролюзит, манганіт, псиломелан; B – брауніт, гаусманіт; C – родохрозит, родоніт, бустаніт; D – тефроїт, спесартин, п'ємонтит. |
| V.1.2.5. | <i>Рудотворними мінералами</i> залишкових родовищ марганцю є: A – MnO ₂ - MnO ₂ Mn(OH) ₂ - nMnO MnO ₂ nH ₂ O; B – Mn ₂ O ₃ - Mn ₂ O ₄ ; C – MnCO ₃ - MnSiO ₃ -(Mn,Ca)SiO ₃ ; D – Mn ₂ SiO ₄ - MnAl ₂ [SiO ₄] ₃ . |
| V.1.2.6. | Зі зміною глибини формування хемогенно-осадових руд марганцю у бік моря (тобто від палеоберега) <i>протежується фаціальна мінеральна зональність</i> типу: A – MnO ₂ - MnO ₂ Mn(OH) ₂ - CaCO ₃ ; B – Mn ₃ O ₄ - Mn ₂ O ₃ - MnO ₂ - MnO - CaCO ₃ ; C – CaCO ₃ - MnO ₂ - Mn(OH) ₂ - MnO ₂ ; D – MnO ₂ - Mn CO ₃ - MnSiO ₃ . |

Модуль V.1.3. Родовища хрому

| | | | |
|----------|---|--|--|
| V.1.3.1. | Усі великі родовища хрому <i>належать до генотипу</i> : A – власне магматичних; B – елювіальних та прибережних розсипищ; C – пегматитових та грейзенових; D – хемогенно-осадових. | | |
| V.1.3.2. | Усі великі родовища хромшпінелідів просторово та генетично <i>пов'язані</i> з інтрузивами: A – дунітів, перидотитів, піроксенітів; B – габро-норитів, долеритів; C – гранітів, діоритів, аляскітів; D – сієнітів, нефелінових сієнітів, монцонітів. | | |
| V.1.3.3. | Залежно від типу рудно-магматичної диференціації <i>виділяють</i> два генетичні класи родовищ хромшпінелідів, що відрізняються типом рудних покладів і мають назву: | | |
| | класи A – ранньомагматичні; B – пізньомагматичні; C – ліквацийно-магматичні | рудні поклади 1 – донні вкраплені (сингенні); 2 – масивні жильні (епігенні); 3 – густо вкраплені (син- та епігенні) | типи а – Бушвельдський; в – Уральський; с – Норильський (або сульфідний). |
| V.1.3.4. | Головними рудотворними мінералами хромшпінелідових руд є: A – (Mg, Fe)Cr ₂ O ₄ та (MgFe)(CrAl) ₂ O ₄ ; B – FeCr ₂ O ₄ та Ca ₃ Cr ₂ [SiO ₄] ₃ ; C – хроміт, шпінель, уваровіт. | | |
| V.1.3.5. | <i>Промислова цінність</i> (сортність) хромшпінелідових руд визначена: A – вмістом Cr ₂ O ₃ та Cr ₂ O ₃ /FeO; B – вмістом Cr ₂ O ₃ та Cr ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ ; C – тільки вмістом Cr ₂ O ₃ ; D – лише співвідношенням Cr/Fe ²⁺ . | | |
| V.1.3.6. | Хромітоносні дуніти, перидотити, піроксеніти зазвичай <i>є в складі</i> магматичних утворень, що мають форму: A – лополіту, лаколіту, силу; B – батоліту, малого інтрузиву, штоку; C – штокверку, сідлоподібного покладу, лінзи. | | |

Модуль V.1.4. Родовища ванадію

| | | | |
|----------|--|---|--|
| V.1.4.1. | Головним джерелом ванадію є родовища, що мають походження: А – осадове або інфільтраційне (кори звітрування); В – ранньо- та ліквацийно-магматичне; С – гідротермальне або скарнове; D – механічно-осадове або розсипне. | | |
| V.1.4.2. | Осадові родовища ванадію <i>представлені</i> : А – пластами вуглисто-бітумінозних глинистих сланців; В – лінзами пісковиків (інколи конгломератів); С – пластами алевролітів і аргілітів; D – лінзами вугілля (типи лігнітів). | | |
| V.1.4.3. | Головні ванадієві родовища типу карнотит-роскаелітових пісковиків <i>належать (за походженням)</i> до: А – інфільтраційних (латеритні кори звітрування); В – біохімічно-осадових; С – прибережних механічно-осадових; D – контактово-метаморфізованих. | | |
| V.1.4.4. | Родовища ванадію (різного походження) часто є комплексними, і їх супутньо <i>розробляють</i> на: | | |
| | генетичний тип А – пізньо-магматичний; В – інфільтраційний; С – осадовий | мінеральний тип 1 – кульсонітовий; 2 – карнотит-роскаелітовий; 3 – бітумінозно-вуглисті; глинистих сланців із сульфідами | супутні метали Ti-Fe; U; U-Mo-Cu-Pb- Zn-Ni-Co-Re |
| V.1.4.5. | Пізньомагматичні родовища ванадію генетично і просторово <i>пов'язані з інтрузивами</i> : А – основних та ультраосновних порід; В – гранітоїдів та сієнітів; С – дацитів-андезитів; D – ліпаритів або базальтів. | | |

Модуль V.1.5. Родовища титану

| | | | |
|----------|--|---|---|
| V.1.5.1. | Головна частина світових запасів титанових руд <i>представлена родовищами</i> , що належать до двох генетичних типів: А – власне магматичного та розсипного; В – метаморфічного та осадового; С – пегматитового та скарнового; D – гідротермального та вулканогенно-осадового. | | |
| V.1.5.2. | Пізньомагматичні родовища титану <i>представлені двома формаціями</i> , що відрізняються речовинно, за характером магматичних зв'язків та геотектонічної позиції: | | |
| | рудні формації А – титаномagnetитова; В – перовськіт-ільменітова; С – рідкіснометалева | магматичні масиви 1 –габро, піроксеніти; 2 –сієніти, нефелінові сієніти; 3 – пегматити | позиція 1 – геосинклінальні зони; 2 – щити, області консолідованої складчастості; 3 – антиклінорні зони. |
| V.1.5.3. | У родовищах титану, що пов'язані з сієнітами (нефеліновими сієнітами) або з габро-піроксенітами, амфіболітами), <i>рудотворними мінералами можуть бути</i> або-або: | | |
| | споріднені магнетити А – сієніти, нефелінові сієніти В – габро-піроксеніти | мінерали 1 – перовськіт, ільменіт, сфен 2 – титаномagnetит, рутил, анатаз; 3 – лопарит, пірохлор | формули мінералів 1 – CaTiO ₃ , FeTiO ₃ , CaTiSiO ₅ 2 – (Te,Ti)Fe ₂ O ₄ 3 – (Na ₂ ,Ce,Ca)(NiTiO ₃) 4 - (Na,Ce,Ca) ₂ (Nb,Ta,Ti) ₂ O ₆ . |
| V.1.5.4. | У комплексних розсипних родовищах титану <i>рудотворними</i> є всі наведені мінерали, окрім: А – лопариту, пірохлору В – ільменіту, рутилу, лейкоксену С – ZrSiO ₄ , Ce(PO) ₄ , Y(PO) ₄ . | | |

Модуль V.1.6. Родовища нікелю-кобальту.

| | |
|----------|---|
| V.1.6.1. | Головні світові запаси нікелю <i>представлені двома формаціями</i> руд, що відповідають двом головним генетичним типам родовищ: |
|----------|---|

| | | |
|----------|---|--|
| | рудна формація А – сульфідна Co-Ni; В – гідросилікатна гарнієрит-ревденскітова; С – кобальтин-лінеїтова-халькопіритова у мідистих пісковиках | генетичний тип 1 – ліквіційно-магматичний; 2 – залишковий (латеритні кори); 3 – хомогенно-осадовий; 4 – інфільтраційний (латеритні кори); 5 – пізньомагматичні. |
| V.1.6.2. | Головні світові запаси (~50%) кобальту <i>представлені родовищами</i> певного мінерального складу, що належать до генетичного типу: | |
| | генетичний тип А – гідротермальні; В – контактово-метасоматичний; С – контактово-осадовий | мінеральний склад 1 – лінеїт-халькопіритовий у мідистих пісковиках; 2 – даніт-глаукодот-кобальтиновий; 3 – шмальтин-хлоантит-нікелін-аргентитовий у скарнах |
| V.1.6.3. | Родовища сульфідних Co-Ni руд генетично і просторово пов'язані з лополітами та пластовими тілами: А – габро-норитів, перидотитів; В – аляскітів, гранодіоритів, кварцових діоритів; С – нефелінових сієнітів, монзонітів; D – андезит-дацитів, базальтів. | |
| V.1.6.4. | Родовища сульфідних Co-Ni руд <i>супутньо розробляють</i> на: А – Co, Pt, Os, Ir, Au; В – Fe, Ti, V, Cr; С – Al, Fe, Mn; D – W, Mo, Sn, Ta, Nb. | |
| V.1.6.5. | Головним мінеральним парагенезисом сульфідних Co-Ni руд ліквіційного походження є: А – FeS-(Fe, Ni, Co) ₉ S ₈ -CuFeS ₂ ; В – FeS ₂ -(Ns, Co) AsS-Cu ₃ FeS ₄ ; С – FeAsS-CoAsS-NiAs-Cu ₂ S. | |
| V.1.6.6. | Мінеральний парагенезис FeS-(Fe, Ni, Co) ₉ S ₈ -CuFeS ₂ -CuFe ₂ S ₃ , що утворює прожилково-вкраплений тип руд, інколи суцільні руди серед габро-норитів, перидотитів, гіперстенітів, є <i>типовим для родовищ</i> генетичного типу: А – ліквіційно-магматичних; В – пізньомагматичних; С – ранньомагматичних; D – гідротермальних; Е – накладено-скарнових | |
| V.1.6.7. | Родовища гідросилікатних руд нікелю та кобальту (гарнієрит-ревденскіт-асболанова формація) <i>належать до</i> : А – залишкових у складі латеральної кори звітрявання; В – інфільтраційних у складі сіалітової кори звітрявання; D – хомогенно-осадових зон шельфу. | |
| V.1.6.8. | Залишкові родовища високоякісних (гарнієрит-ревденскіт-асболанових) руд <i>формуються</i> у складі латеритної кори звітрявання по масивах: А – основних та ультраосновних порід; В – гранодіоритів та кварцових діоритів; С – нефелінових сієнітів, монзонітів; D – аляскітів, аплітів, пегматитів. | |

Модуль V.1.7. – Родовища вольфраму-молібдену

| | |
|----------|--|
| V.1.7.1. | Головні світові запаси вольфраму та молібдену <i>представлені родовищами</i> , генетичні типи яких наведені нижче, окрім: А – власне магматичного; В – скарнового; С – грейзенового; D – гідротермального. |
| V.1.7.2. | <i>Провідним генетичним типом</i> родовищ вольфраму є: А – грейзеновий; В – власне магматичний; С – гідротермальний середньотемпературний; D – розсипний; Е – скарновий. |

| | | |
|----------|--|---|
| V.1.7.3. | <i>Провідним генетичним типом</i> родовищ молібдену є: А – гідротермальний середньотемпературний; В – гідротермальний високотемпературний; С – власне магматичний; D – скарновий; Е – осадовий. | |
| V.1.7.4. | Шееліт-гранат-піроксенові руди з кварц-молібденітовими прожилками і жилами в зоні контакту гранодіоритів з вапняками <i>належать до генетичного типу</i> : А – скарнів; В – грейзенів; С – середньотемпературних гідротермалітів; D – пегматитів. | |
| V.1.7.5. | Зони поширення серицит-кварцових метасоматитів (нерідко з топазом, берилом, турмаліном), що містять серії кварцових жил з вкрапленістю MoS ₂ , SnO ₂ , (Fe, Mn) WO ₄ , Bi ₂ S ₃ тощо, <i>притаманні родовищам</i> : А – грейзенового типу; В – середньотемпературного гідротермального типу; С – скарнового типу; D – альбітитового типу. | |
| V.1.7.6. | Грейзенові родовища кварц-вольфрамітової формації просторово і генетично <i>пов'язані з тілами</i> : А – калієвих гранітів значних та помірних глибин; В – помірно кислих гранітів і монзонітів субвулканічних фацій; С – спілітів та кератофірів; D – габро-норитів або дунітів. | |
| V.1.7.7. | Середньотемпературні родовища гідротермального типу прожилково-вкраплених молібденових та мідно-молібденових руд просторово і генетично <i>пов'язані з тілами</i> : А – помірно кислих гранітів і монзонітів субвулканічних формацій; В – калієвих гранітів значних і помірних глибин; С – габро-норитів, піроксенітів, дунітів; D – андезитів, дацитів, ліпаритів. | |
| V.1.7.8. | Унікально великими родовищами за запасами власне молібденових, вольфрамових та вольфрам-молібденових руд є: | |
| | тип родовищ А – Мо (гідротермальний); В – W (грейзеновий); С – W-Мо (скарновий) | назва родовища 1 – Кляймакс (США); 2 – Верхне Кайракти (Казахстан); 3 – Сан-Донг (Корея); 4 – Садбері (Канада); 5 – Брокен-Хіл (Австралія); 6 – Саліван (Канада). |
| V.1.7.9. | Зони поширення прожилково-вкраплених молібденових та мідно-молібденових руд серед вторинних кварцитів, що <i>пов'язані</i> із субвулканічними тілами помірно кислих гранітів, є типовими для родовищ типу: А – гідротермального середньотемпературного; В – гідротермального високотемпературного; С – контактово-метаморфічного; D – грейзенового. | |

Модуль V.2.1. – Родовища міді.

| | | |
|----------|--|--|
| V.2.1.1. | Промислові родовища міді <i>відомі серед усіх наведених генетичних типів</i> , окрім: А – магматитового, грейзенового; В – ліквацийно-магматичного; С – колчеданного, інфільтраційного; D – біохімічно-осадового, вулканогенно-осадового. | |
| V.2.1.2. | Сульфідні мідно-нікелеві родовища (з Со, Pt, Au) просторово і генетично <i>пов'язані з інтрузивами</i> : А – габро-норитів, піроксенітів, перидотитів, діабазів; В – гранітів, гранодіоритів, кварцових діоритів; С – сієнітів, нефелінових сієнітів, монзонітів; D – дацит-андезитів, ріолітів. | |
| V.2.1.3. | Мідно-рудні родовища з провідним мінеральним парагенезисом CuFeS ₂ – CuFe ₂ S ₃ – FeS – (Fe, Ni) ₉ S ₈ , найімовірніше, <i>належать до</i> : | |

| | <p>A – ліквіційно-магматичних; B – скарбових; C – грейзенових; D – вулканогенно-осадових.</p> | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|--|--------------|----------------|------------------------------|--|---|--|---|---|----------------------------------|---|--------------------------------|--|--|-----------------------------|
| V.2.1.4. | <p>Головна частина (понад 70%) світових запасів мідних руд <i>представлена родовищами</i>, що належать до генетичного типу: A – гідротермальних високих та середніх глибин; B – гідротермальних малих глибин; C – скарнових; D – біохімічно-осадових..</p> | | | | | | | | | | | | | | | |
| V.2.1.5. | <p>Найбільші родовища бідних мідних руд <i>притаманні формації</i>: A – мідно-молібденових “порфірових” руд у вторинних кварцитах; B – “мідних пісковиків” серед строкатих теригенних товщ; C – “мідно-цеолітової” в базальтах; D – “мідно-колчеданової” серед спіліто-кератофірів.</p> | | | | | | | | | | | | | | | |
| V.2.1.6. | <p>Серед родовищ формації “мідистих пісковиків” <i>найважливішими промислово</i> (близько 30% світових запасів) є ті, що належать до: A – гідротермальних; B – біохімічно-осадових; C – інфільтраційних; D – механічно-осадових.</p> | | | | | | | | | | | | | | | |
| V.2.1.7. | <p><i>Унікальними великими родовищами за запасами власне мідних та свинцево-цинкових руд є:</i></p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>тип родовища</th> <th>назва родовища</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>A – мідне (гідротермальний);</td> <td>1 – Чукікамата (Перу);</td> </tr> <tr> <td>B – свинцево-цинкове (гідротермальний)</td> <td>2 – Саліван (Канада), Брокен-Хілл (США);</td> </tr> <tr> <td></td> <td>3 – Садбері (Канада);</td> </tr> <tr> <td></td> <td>4 – Сичуань-шань (Китай);</td> </tr> <tr> <td></td> <td>5 – Удокан (Росія);</td> </tr> <tr> <td></td> <td>6 – Джекказган (Казахстан).</td> </tr> </tbody> </table> | | тип родовища | назва родовища | A – мідне (гідротермальний); | 1 – Чукікамата (Перу); | B – свинцево-цинкове (гідротермальний) | 2 – Саліван (Канада), Брокен-Хілл (США); | | 3 – Садбері (Канада); | | 4 – Сичуань-шань (Китай); | | 5 – Удокан (Росія); | | 6 – Джекказган (Казахстан). |
| тип родовища | назва родовища | | | | | | | | | | | | | | | |
| A – мідне (гідротермальний); | 1 – Чукікамата (Перу); | | | | | | | | | | | | | | | |
| B – свинцево-цинкове (гідротермальний) | 2 – Саліван (Канада), Брокен-Хілл (США); | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 3 – Садбері (Канада); | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 4 – Сичуань-шань (Китай); | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 5 – Удокан (Росія); | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 6 – Джекказган (Казахстан). | | | | | | | | | | | | | | | |
| V.2.1.8. | <p>Родовища міді різного походження <i>притаманні</i> лише парагенезисам рудотворних мінералів, зокрема:</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>тип родовища</th> <th>парагенезиси</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>A – ліквіційно-магматичні;</td> <td>1 – $\text{FeS-CuFeS}_2\text{-(Fe, Ni)}_9\text{S}_8$;</td> </tr> <tr> <td>B – гідротермальні “мідисті пісковики”;</td> <td>2 – $\text{CuFeS}_2\text{-Cu}_2\text{S-Cu}_5\text{-FeS}_4$;</td> </tr> <tr> <td>C – інфільтраційні “мідисті пісковики”;</td> <td>3 – $\text{CuSiO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O-Cu-CuCO}_3 \text{ Cu(OH)}_2$;</td> </tr> <tr> <td>D – осадові “мідисті пісковики”;</td> <td>4 – $\text{FeS}_2\text{- CuFeS}_2\text{-FeS}$;</td> </tr> <tr> <td>E – колчеданові (різних фацій)</td> <td>5 – $\text{Cu-Cu}_2\text{S}$ – цеоліт.</td> </tr> </tbody> </table> | | тип родовища | парагенезиси | A – ліквіційно-магматичні; | 1 – $\text{FeS-CuFeS}_2\text{-(Fe, Ni)}_9\text{S}_8$; | B – гідротермальні “мідисті пісковики”; | 2 – $\text{CuFeS}_2\text{-Cu}_2\text{S-Cu}_5\text{-FeS}_4$; | C – інфільтраційні “мідисті пісковики”; | 3 – $\text{CuSiO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O-Cu-CuCO}_3 \text{ Cu(OH)}_2$; | D – осадові “мідисті пісковики”; | 4 – $\text{FeS}_2\text{- CuFeS}_2\text{-FeS}$; | E – колчеданові (різних фацій) | 5 – $\text{Cu-Cu}_2\text{S}$ – цеоліт. | | |
| тип родовища | парагенезиси | | | | | | | | | | | | | | | |
| A – ліквіційно-магматичні; | 1 – $\text{FeS-CuFeS}_2\text{-(Fe, Ni)}_9\text{S}_8$; | | | | | | | | | | | | | | | |
| B – гідротермальні “мідисті пісковики”; | 2 – $\text{CuFeS}_2\text{-Cu}_2\text{S-Cu}_5\text{-FeS}_4$; | | | | | | | | | | | | | | | |
| C – інфільтраційні “мідисті пісковики”; | 3 – $\text{CuSiO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O-Cu-CuCO}_3 \text{ Cu(OH)}_2$; | | | | | | | | | | | | | | | |
| D – осадові “мідисті пісковики”; | 4 – $\text{FeS}_2\text{- CuFeS}_2\text{-FeS}$; | | | | | | | | | | | | | | | |
| E – колчеданові (різних фацій) | 5 – $\text{Cu-Cu}_2\text{S}$ – цеоліт. | | | | | | | | | | | | | | | |
| V.2.1.9. | <p>Дуже дрібнозернисті мідні руди, що мають масивну, смугасту, часто коломорфну текстуру, <i>притаманні</i> лише родовищам типу: A – вулканогенно-осадових колчеданних; B – магматогенних сульфідно-мідно-нікелевих; C – гідротермальних мідно-молібденових; D – гідротермальних мідно-цеолітових.</p> | | | | | | | | | | | | | | | |

Модуль V 2.2. Родовища свинцю-цинку-срібла

| | | | |
|----------|---|---|--|
| V.2.2.1. | Промислові родовища свинцево-цинкових руд <i>відомі</i> лише серед: A – магматичних і розсипних; B – скарнових і гідротермальних; C – вулканогенно-осадових; D – гіпергенних утворень. | | |
| V.2.2.2. | Руди переважної більшості типів свинцево-цинкових родовищ є <i>головним або єдиним джерелом супутнього видобутку</i> (разом із Pb, Zn, Cu, Au) таких металів: A – Ag, Cd, In, Ge, Ga; B – W, Mo, Sn, Ta, Nb; C – Fe, V, Ti, Mn, Cr; D – U, Th, Li, Rb, Cs. | | |
| V.2.2.3. | Більша частина (80-90%) світових запасів свинцево-цинкових руд <i>представлена родовищами</i> , що належать до: A – гідротермальних та осадово-гідротермальних; B – ранньо- та пізньомагматичних; C – альбітитових та грейзенових; D – залишкових та інфільтраційних; E – контактово-метасоматичних. | | |
| V.2.2.4. | Алтин-топканський та тетюхінський підтипи свинцево-цинкових руд є генетично однотипними і <i>представляють родовища</i> : A – приконтактові та віддалено скарнові; B – вапняково- та магнезійно-скарнові; C – високо- та низько скарнові; D – власне та накладено-скарнові. | | |
| V.2.2.5. | Усі промислові родовища Pb-Zn-Ag руд є <i>похідними</i> після магматичних процесів розвитку вогнищ типу: A – гранітоїдних гіпабісальної зони; B – базальтоїдних різних глибин; C – гранітно-батолітового типу; D – лужно-екструзивного типу. | | |
| V.2.2.6. | Середньотемпературні гідротермальні родовища Pb-Zn-Ag руд (близько 60% світового видобутку) <i>представлені формаціями</i> , що відрізняються речовинним складом, характером рудовмісних товщ та морфоструктурно: | | |
| | рудна формація A – галеніт-сфалеритова (приаргунський підтип); B – колчеданово-поліметалева (рудноалтайський підтип); C – кварц-галеніт-сфалеритова (садонський або фрайберзький підтип). | морфоструктура 1 – метасоматичні тіла неправильної форми; 2 – метасоматичні лінзоподібні тіла; 3 – жили виповнення. | рудовмісна товща а – карбонатні; б – вулканогенно-осадові; в – силікатні породи, переважно кислі або середні мігматити. |
| V.2.2.7. | Великі метасоматичні поклади багатих Pb-Zn руд, що мають гідротермально-осадове походження, є досить специфічними морфоструктурно та <i>залагають серед</i> : | | |
| | рудовмісна товща A – флішоподібна з горизонтами карбонатних порід; B – пісковики, конгломерати з лінзами мергелів та гіпсів. | типи рудних тіл 1 – лінзи, пласти смугасто-вкраплених руд; 2 – незгідні зони прожилково-вкраплених руд; 3 – штоки, гнізда суцільних руд; 4 – жили, штокверки. | |

| | | |
|-----------------|---|---|
| V.2.2.8. | Головним рудотворним мінералом власне цинкових руд є ZnS у вигляді відмін, що відрізняються: | |
| | властивості А – високим вмістом Fe; В – низьким вмістом Fe; С – високим вмістом Cd; D – кристалізується в кубічній структурі; Е – кристалізується у гексагональній структурі. | відміна 1 – марматит; 2 – клейофан; 3 – пшибраніт; 4 – сфалерит; 5 – вюрцит. |
| V.2.2.9. | У родовищах Pb-Zn-Ag руд срібло може бути у вигляді: | |
| | мінерал А – кюстеліт; В – електрум; С – прустит; D – піраргірит; Е – полібазит. | формула мінералу 1 – срібло із 20-30% золота; 2 – срібло із близько 50% золота; 3 – Ag ₃ AsS ₃ ; 4 – Ag ₃ SbS ₃ ; 5 – (Ag, Cu) ₃ SbS ₃ . |
| V.2.2.10. | Одна тонна колчеданово-поліметалевої руди у порівнянні зі звичайною свинцево-цинковою коштує приблизно у п'ять разів дорожче, тому що з неї (крім Pb, Zn) супутньо можна вилучати : А – Au, Ag, Cu, Cd, In, Ge, Ga, Se, Te; В – W, Mo, Sn, Ta, Ni, Be, Li; С – Fe, Cu, Ni, Co, Pt, Os, Ir; D – Ti, Cr, V, Mn, Al, Fe. | |

Модуль V 2.3. Родовища олова – сурьми - ртуті

| | | | |
|----------|--|--|--|
| V.2.3.1. | Промислові родовища олов'яних руд <i>невідомі лише серед порід</i> : А – магматичних і осадових; В – скарнових і магматитових; С – гідротермальних і грейзенових; D – алювіальних і прибережно-морських. | | |
| V.2.3.2. | Головні ендегенні типи родовищ олова є <i>похідними</i> післямагматичних процесів становлення інтрузивів: А – калієвий лейкократовий граніт; В – дуніт-піроксеніт-перидотитовий; С – нефелінових сієнітів, монзонітів; D – андезитів-дацитів-ріолітів. | | |
| V.2.3.3. | Головними генетичними типами родовищ олова є: А – грейзенові та середньотемпературно-гідротермальні; В – оловоносні скарни; С – рідкіснометалеві пегматити; D – залишкові та інфільтраційні. | | |
| V.2.3.4. | Обидва головні типи родовищ олова, що генетично пов'язані з інтрузивами калієвих гранітів, <i>суттєво відрізняються</i> за речовинним складом, глибиною та умовами формування, а саме: | | |
| | рудна формація А – кварц-каситеритова; В – сульфідно-каситеритова; С – оловоносно-скарнова; D – рідкіснометалевих пегматитів. | генетичний тип 1 – грейзеновий порівняно глибинний; 2 – середньотемпературно-гідротермальний помірних і малих глибин; 3 – низькотемпературно-гідротермальний приповерхневі. | вмісна порода а – кварц-слюдисті метасоматити, іноді з топазом, берилом; в – зони метасоматитів із залістими відмінами турмаліну та хлориту. |
| V.2.3.5. | Розсіпні родовища олова (близько 70% світового видобутку) <i>представлені переважно</i> класом: А – алювіальних; В – елювіальних; С – делювіальних; D – прибережних. | | |
| V.2.3.6. | Для родовищ кварц-каситеритової формації <i>дуже характерні парагенезиси мінералів</i> : | | |

| | | | |
|----------|---|--------------------------------|------------------|
| | A – $\text{SiO}_2\text{-SnO}_2\text{-MoS}_2\text{-(Mn.Fe)WO}_4$ – мусковіт-берил-топаз; B – $\text{FeAsS-FeS}_2\text{(FeS)-CuFeS}_2\text{-ZnS-PbS-SiO}_2\text{-SnO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ – шерл-шамозит-тюрингіт. | | |
| V.2.3.7. | Головним генетичним типом власне ртутних, сурм'яних та ртутно-сурм'яних родовищ є: A – гідротермальний низькотемпературний помірних глибин; B – гідротермальний високотемпературний значних глибин; C – гідротермальний середньотемпературний малих глибин; D – вулканогенно-гідротермальний. | | |
| V.2.3.8. | Головні світові запаси руд ртуті та сурми сконцентровані у родовищах, що належать до: A – гідротермальних телетермальних; B – скарнових та грейзенових; C – плутоногенних та пегматитових; D – плутоногенно-гідротермальних; E – залишкових та розсипних. | | |
| V.2.3.9. | Головні світові запаси руд ртуті та сурми складені сульфідами, що створюють промислові концентрації переважно у температурних інтервалах: | | |
| | мінерали | формація | температура (°C) |
| | A – антимоніт | 1 – Sb_2S_3 | a – 170-140°C |
| | B – кіновар | 2 – HgS (тригональна) | б – 140-70°C |
| | C – метацинобарит | 3 – HgS (кубічна) | в – 200-170°C. |

Модуль V 2.4. Родовища алюмінію та магнію

| | | | |
|----------|--|--|--|
| V.2.4.1. | Альтернативною бокситовим рудам <i>можуть бути</i> : A – силіманіт-дістенові кристалічні сланці або нефелін-лейцитові породи; B – гранат-ставролітові кристалічні сланці або нонтронітові руди; C – алюмосилікатні породи кислого ряду або корундові плагіоклазити; D – гіпербазити лужного ряду або глауконітові глини. | | |
| V.2.4.2. | Найважливіші екзогенні типи родовищ алюмінію <i>представлені рудами типу</i> : | | |
| | родовища A – залишкові (латеритні); B – осадові (континентальні); C – хемогенно-осадові (геосинклінальні) | руди 1 – гідраргілітові боксити; 2 – тригідратні боксити; 3 – діаспор-б'ємітові боксити (моногідратні). | |
| V.2.4.3. | Ендогенні родовища алюмінію <i>представлені рудами, що складені мінералами</i> : | | |
| | родовище A – магматичні; B – гідротермально-метасоматичні у вторинних кварцитах; C – метаморфічні | рудотворні мінерали 1 – $\text{Na[AlSiO}_4\text{]-K[AlSi}_2\text{O}_6\text{]}$; 2 – $\text{KAl}_3\text{[SO}_4\text{]}_2\text{(OH)}_6$; 3 – Al_2SiO_5 ; 4 – $\text{HAlO}_2\text{-AlO[OH]-Al(OH)}_3$; 5 – $\text{Al}_2\text{[Si}_2\text{O}_5\text{]}(\text{OH})$. | |
| V.2.4.4. | Магматичні типи родовищ алюмінію <i>представлені інтрузивними породами типу</i> : A – ургіт, йоліт, нефеліновий сіеніт; B – дуніт, перидотит, піроксеніт; C – аляскіт, монзоніт, апліт; D – габро, пірит, долерит; E – граніт, гранодіорит, кварцовий діорит. | | |
| V.2.4.5. | Родовища, що складені нефеліновмісними уртітами, йолітами, сіенітами <i>можна розробляти на</i> : A – Al, Ti; B – керамічну сировину; C – Fe, Co, Ni; D – Na, K. | | |
| V.2.4.6. | Родовища латеритних бокситів <i>пов'язані, як звичайно, з виходом на денну поверхню</i> : A – сіеніт, інколи дуніт; B – хемогенних вапняків, мергелів; C – граніт, кварцових діоритів; D – аркозових пісковиків, каолінитів. | | |
| V.2.4.7. | Латеритні та континентально-осадові боксити <i>відрізняються від інших руд алюмінію тригідратним складом з перевагою</i> : | | |

| | | |
|----------|--|---|
| | мінерал А – гідраргіриту (гібситу); В – діаспору; С – б'єміту; D – алуніту | формула 1 – $Al(OH)_3$; 2 – $HAIO_2$; 3 – $AlO(OH)$; 4 – $KAl_3[SO_4]_2(OH)_6$. |
| V.2.4.8. | Родовища осадових бокситів геосинклінального підтипу <i>відрізняються від інших родовищ</i> домінуванням моногідратів з перевагою: А – діаспору, б'єміту; В – гідраргіриту (гібситу); С – каолініту, алуніту; D – корунду. | |

Модуль V 3.1. Родовища золота і срібла

| | | | | |
|----------|--|--|--|---|
| V.3.1.1. | Власне золоторудні родовища, що сформовані розчинами різного походження, часто <i>відрізняються геохімічними типами</i> : | | | |
| | А – метаморфогенно-гідротермальні; В – плутоногенно-гідротермальні; С – вулканогенно-гідротермальні. | 1 – Au-Fe, Au-As; 2 – Au-Fe, Au-As, Au-Bi, Au-Cu-Zn (Pb); 3 – Au-Ag, Au-Ag-Sb (As), Au-Te (Se), Au-Ag-Pb (Zn). | | |
| V.3.1.2. | Головні світові запаси золота <i>представлені запасами родовищ</i> типу А – давніх метаморфізованих конгломератів; В – алювіальних і прибережно-морських розсипищ; С – пізньо- і ліквацийно-магматичних; D – скарнових і грейзенових. | | | |
| V.3.1.3. | Головні генетичні типи гідротермальних родовищ золота досить чітко <i>розрізняються</i> за формаційною належністю і сульфідністю руд у цілому: | | | |
| | генотип А – метаморфогенно-гідротермальні; В – плутоногенно-гідротермальні; С – вулканогенно-гідротермальні; D – амагматичні | рудна формація 1 – Au-Cu; 2 – Au-S-Q; 3 – Au-Ag-Q; 4 – Au-S. | сульфідність руд а – малосульфідні (1-5%); б – помірносульфідні (10-20%); с – убогосульфідні (0,5-1,5%); d – суттєвосульфідні (>40 %). | |
| V.3.1.4. | Гідротермальні типи власне золоторудних родовищ досить чітко <i>розрізняють</i> за глибиною формування, баричним режимом та ступенем термостатування палеогідросистеми з градієнтом Δt (°C на 100 м по вертикалі): | | | |
| | генотип А – метаморфогенно-гідротермальні; В – плутоногенно-гідротермальні; С – вулканогенно-гідротермальні; D – амагматичні | глибина 1 – значна (3-4 км); 2 – середня (3-1,5 км); 3 – мала (0,1-1,5 км); 4 – можлива різна | баричий тип а – високobarні (350-200 МПа); в – середньobarні (200-30 МПа); с – помірнобарні (30-20 до 0,1 МПа) | Δt (°C на 100 м) 1 – 6-10°C; 2 – 12-25°C; 3 – 25-40°C; 4 – 40-60°C. |
| V.3.1.5. | Переважна більшість гідротермальних родовищ золота так чи інакше (просторово, генетично, парагенетично або енергетично) <i>пов'язана</i> з магматичними вогнищами: А – гранітоїдного типу; В – базальтоїдного типу; С – карбонатноутворювального типу; D – лужно-вуглекислотного типу. | | | |
| V.3.1.6. | Переважна більшість вулканогенно-гідротермальних родовищ золота і срібла має певну сульфідність <i>та пов'язана</i> з формаціями порід: | | | |
| | руди А – убогосульфідні; В – помірносульфідні; С – малосульфідні; D – суттєво сульфідні | формації 1 – ріоліт-андезит-дацитова; 2 – базальтоїдна; 3 – спіліт-кератофірова; 4 – габро-норитова. | | |