

КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

О.В. Грінченко, М.В.Курило, В.А.Михайлов, Л.С.Михайлова,  
В.В.Огар, О.В.Омельчук, В.І.Шевченко, В.В.Шунько, Д.М.Щербак

# МЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ УКРАЇНИ

*Допущено Міністерством освіти та науки України  
як підручник  
для геологічних та гірничих спеціальностей вищих навчальних закладів*

ВПЦ "Київський університет"

2006

УДК 553.2 (477)  
ББК.....

Рецензенти:  
Чл.-кор РАН і НАН України Є.О.Куліш  
Професор Є.П.Ларченков  
Професор С.Є.Шнюков

**Науковий редактор: професор В.А.Михайлов**

Редакційна колегія:  
М.В.Гейченко, Д.С.Гурский, В.А.Михайлов, В.І.Шевченко, В.В.Шуньо

**Грінченко О.В., Курило М.В., Михайлов В.А., Михайлова Л.С., Огар В.В., Омельчук О.В., Шевченко В.І., Шуньо В.В., Щербак Д.М.**

Металічні корисні копалини України: Підручник. – К.: Видавничо-поліграфічний центр “Київський університет”, 2006. - .... С.

Наведені дані про геологічну будову найважливіших родовищ металічних корисних копалин України, їх систематику та класифікацію, виконана оцінка ресурсного потенціалу України, порівняно з світовим.

Призначено для студентів і фахівців з геології та економіки рудних родовищ.

In this book is summarized the data on geology and structure of the important types of Ukrainian ore deposits, their systematic and classification, resources and potential. The comparing with the world data and some recommendation of their utilization is given.

The book has been written for students and specialists of geology and economic of the ore deposits.

ISBN.....

## ЗМІСТ

ВСТУП (Михайлов В.А.) .....	4
-----------------------------	---

### ЗАГАЛЬНА ЧАСТИНА

1. Загальні терміни і поняття (Шевченко В.І., Щербак Д.М.).....	6
2. Генетична класифікація родовищ металічних корисних копалин (Шевченко В.І., Щербак Д.М.).	17
3. Мінерально-сировинна база металічних корисних копалин України (Михайлов В.А.).....	20
4. Металогенічні епохи і фактори контролю ендегенного зруденіння території України (Михайлов В.А., Щербак Д.М.).....	26

### СПЕЦІАЛЬНА ЧАСТИНА

РОЗДІЛ I. ЧОРНІ МЕТАЛИ.....	31
1.1. Залізо (Огар В.В.).....	38
1.2. Марганець (Огар В.В., Шевченко В.І.) .....	49
1.3. Хром (Грінченко О.В.) .....	55
1.4. Титан (Шунько В.В.) .....	60
1.5. Ванадій (Грінченко О.В.) .....	66
РОЗДІЛ II. ЛЕГКІ МЕТАЛИ.....	72
2.1. Алюміній (Омельчук О.В.).....	72
2.2. Магній (Омельчук О.В.).....	80
РОЗДІЛ III. КОЛЬОРОВІ МЕТАЛИ.....	86
3.1. Мідь (Михайлова Л.С., Курило М.В.).....	86
3.2. Свинець і цинк (Курило М.В.).....	92
3.3. Нікель (Грінченко О.В.).....	101
3.4. Кобальт (Грінченко О.В.).....	108
3.5. Молібден (Михайлов В.А., Шунько В.В.).....	113
3.6. Вольфрам (Шевченко В.І.).....	121
3.7. Олово (Шевченко В.І.).....	125
3.8. Ртуть (Шевченко В.І.) .....	130
3.9. Сурма (Шевченко В.І.).....	136
3.10. Вісмут (Михайлова Л.С.) .....	138
РОЗДІЛ IV. БЛАГОРОДНІ МЕТАЛИ .....	140
4.1. Золото (Михайлов В.А.) .....	140
4.2. Срібло (Курило М.В.).....	153
4.3. Платина і платиноїди (Михайлова Л.С., Михайлов В.А.).....	158
РОЗДІЛ V. РАДІОАКТИВНІ МЕТАЛИ .....	163
5.1. Уран (Михайлов В.А.).....	163
РОЗДІЛ VI. РІДКІСНІ ТА РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНІ МЕТАЛИ .....	174
6.1. Берилій (Курило М.В.) .....	174
6.2. Літій (Шунько В.В.).....	179
6.3. Рубідій і цезій (Михайлова Л.С.) .....	186
6.4. Германій (Курило М.В.).....	188
6.5. Тантал і ніобій (Курило М.В.).....	192
6.6. Цирконій і гафній (Шунько В.В.).....	197
6.7. Скандій (Шунько В.В.).....	204
6.8. Рідкісноземельні метали (Михайлов В.А.) .....	208
Додаток. Предметний покажчик родовищ України .....	217

## СПИСОК СКОРОЧЕНЬ

АЕС – атомна електрична станція  
ВДГМК – Вільногірський державний гірничо-металургійний комбінат  
ВО – виробниче об'єднання  
ГЗК – гірничо-збагачувальний комбінат  
ГРЕ – геологорозвідувальна експедиція  
ГРКК – геологія родовищ корисних копалин  
ГРР – гірничорудний район  
г/т – грам на тонну  
ДДЗ – Дніпровсько-Донецька западина  
ЄС – Європейська економічна спільнота  
ЗКП – зеленокам'яний пояс  
ЗКС – зеленокам'яна структура  
ЗРР – залізорудний район  
КМА – Курська магнітна аномалія  
КНДР – Кореїська Народно-Демократична республіка  
КНР – Китайська Народна республіка  
ЛПШ – лужний польовий шпат  
МАГАТЕ – міжнародна агенція з атомної енергетики  
млн т – мільйон тонн  
млрд т – мільярд тонн  
млрд р. – мільярд років  
МПГ – метали платинової групи  
ПАР – Південно-Африканська республіка  
ПВ – підземне вилуговування  
ПЗ – північно-західний  
ПНГ – Папуа Нова Гвінея  
ПМР – прибережно-морські розсипища  
ПС – північно-східний  
ПХЗ – Придніпровський хімічний завод  
РУ – рудоуправління  
РФ – Російська Федерація  
СЗФ – смугаста залізорудна формація  
СМЗ – структурно-металогенічна зона  
СНД – Співдружність Незалежних Держав  
СРСР – Союз Радянських Соціалістичних Республік  
США – Сполучені Штати Америки  
ТЕО – техніко-економічне обґрунтування  
ТЕС – тепло-електро станція  
ТЕЦ – тепло-електро централь  
ТМА – тектоно-магматична активізація  
ТМЦ – тектоно-магматичний цикл  
УРР – урановорудний район  
УЩ – Український щит  
ХМЗ – хіміко-металургійний завод  
TR – рідкісноземельні елементи

## ВСТУП

Життєдіяльність людства протягом всієї історії його існування тою чи іншою мірою була пов'язана з використанням природних ресурсів, у тому числі мінеральної сировини. З давніх часів людина використовувала різні гірські породи та руди, перш за все для виготовлення знарядь праці. Власне кажучи, саме виникнення людини пов'язане з умінням використовувати мінеральну сировину. Таким чином, корисні копалини становлять собою один з найважливіших засобів виробництва. Вчення про родовища корисних копалин тісно пов'язане з задоволенням практичних потреб людства і розвивалося на цьому підґрунті. Практика ж, у свою чергу, давала необхідний матеріал для подальшого розвитку вчення, можливість встановлення закономірностей розповсюдження корисних копалин в земній корі, умов їх утворення та ін. Залежно від використання тих чи інших корисних копалин одержували назви цілі віки (кам'яний, бронзовий, залізний, атомний) розвитку людського суспільства. Про використання скарбів земних надр у давні часи свідчать численні старовинні виробки та копальні – в країнах Середземномор'я, у Месопотамії, на Уралі (Чудські копальні), Закавказзі, Середній Азії, Алтаї, Україні та ін. місцях. Існує навіть відповідна пошукова прикмета: “шукати родовище того чи іншого корисного компонента там, де його вже розробляли стародавні”.

Людство розширювало свої знання у сфері геології родовищ корисних копалин в міру свого історичного розвитку. Спочатку використовувалися породи самі по собі (тобто звичайний камінь – граніт, базальт, кремій тощо) для роботи, полювання та війни (знов таки, починаючи з каменю, крем'яного ножа, і до наконечників стріл та списів), дорогоцінних та напівдорогоцінних каменів, благородних металів для прикрас та релігійних ритуалів. Потім почали добуватися руда та виплавлятися метали (Pb, Zn, Cu, Fe та ін.). З кожним періодом історії до промислового використання залучалися все нові й нові види мінеральної сировини, з кожним роком збільшувався обсяг видобутку корисних копалин.

Вірогідно, таке становище збережеться ще надовго і саме стан та рівень використання мінеральної сировини буде багато в чому зумовлювати національну безпеку і рівень життя населення багатьох країн світу. Це стосується й України, яка має потужну і розвинену мінерально-сировинну базу, що ставить її в ряд провідних видобувних країн світу. Найважливішими корисними копалинами України є залізні і марганцеві руди, поклади урану, титану, циркону, різноманітні неметалічні корисні копалини. Однак, ми відчуваємо нестачу нафти і газу, кобальту й нікелю, хрому і ванадію, золота й срібла, кольорових і рідкісних металів (алюмінію, міді, свинцю, цинку, олова, вольфраму, молібдену та ін.), іншої сировини, яку ми вимушені завозити з інших країн, витрачаючи на це великі об'єми валютних резервів. Різноманіття геологічних структур і прями пошукові ознаки свідчать про можливість відкриття в надрах України багатих родовищ, що в майбутньому допоможе створити власну мінерально-сировинну базу цих вкрай необхідних для економіки елементів, металів, мінералів. Саме тому для підготовки фахівців геологічної галузі України необхідна повна й об'єктивна інформація відносно стану її природних ресурсів і перспектив їх подальшого використання.

На території України приклади використання мінеральних речовин відомі з сивої давнини. До сьогодні нас цікавить походження скіфського золота, цілком можливо, що воно видобувалося на Донбасі (Нагольний кряж) та в Середньому Придніпров'ї. Розвиток грецьких міст тісно пов'язаний з видобутком будівельного та облицювального каміння; так, утворення одеських катакомб, за деякими даними, почалось ще у V-VI ст. до н.е. В VIII-XI століттях на півночі України розвивалася металургія на основі природнолегованих болотних руд. В Житомирській області збереглися назви від основи “рудня”. В ті ж часи на Україні видобувалася кухонна сіль (Прикарпаття та Сиваш – “жупа” – солеварня, солерозробка), вироблялося скло (“гута” – скляна майстерня) та поташ (“буда” – виробництво поташу). На жаль, у письмових джерелах ці факти згадуються нечасто. Згадати можна угоду Ігоря (944 р.), Руську Правду Ярослава (XI ст.), літописи Нестора (XII ст.), Руський Хронограф (XV ст.).

Починаючи з відкриття залізних руд Кривого Рогу, марганцевих руд Нікополя, вугільного Донецького басейну у XVIII ст., триває науковий період вивчення геологічної будови і рудоносності України. Серед геологів-вчених, що внесли великий вклад в рудну геологію України, В.І.Вернадський, О.Є.Ферсман, В.Г.Бондарчук та багато інших.

Не можна не відзначити значний внесок Київського університету у вітчизняну геологічну науку. Тут працювали такі видатні вчені як К.М.Феофілактів, О.С.Рогович, І.Ф.Шмальгаузен, П.Я.Армашевський, В.Ю.Тарасенко, П.А.Тутковський, В.І.Луцицький, Г.О.Радкевич, П.М.Венюков, В.І.Андрусов, В.М.Чирвинський, М.І.Безбородько, М.Г.Світальський, Б.С.Чернишов, К.І.Маков, І.Є.Жернов, М.П.Семененко, Я.М.Бєлевцев, О.Л.Ейнор, В.С.Заїка-Новацький, С.А.Мороз, Ю.В.Тимошин і багато інших.

З нашого університету виійшли відомі дослідники-геологи, академіки, директори інститутів, головні геологи виробничих підприємств, першовідкривачі родовищ Ф.Є.Апельцін, Д.С.Булаєвський, Р.Я.Бєлевцев, М.Т.Вадимов, О.О.Гойжевський, М.Д.Красножон, А.К.Ліхтар, О.Ф.Маківчук, В.М.Матвієнко, Ю.П.Мельнік, В.С.Металіді, Н.П.Михайлова, І.П.Незабитовський, Л.І.Орап, П.Д.Радущька, Ю.І.Селін, Н.Сибірська, А.В.Чекунов, Є.Ф.Шнюков, та багато інших [Нариси з історії..., 1999]. Їх праця є основою, на якій стоїть і розвивається геологічна школа Київського університету.

Ця книга є, по суті, другим томом підручника, присвяченого корисним копалинам України. Перший том – “Неметалічні корисні копалини України” – був підготовлений і виданий колективом кафедри геології родовищ корисних копалин Київського національного університету імені Тараса Шевченка в 2003 році, наступний – “Горючі корисні копалини України” – готується до друку. Таким чином, після закінчення цієї роботи ми зможемо запропонувати студентам геологічних спеціальностей вищих навчальних закладів, а також всім геологам України комплексне бачення сучасного стану її мінерально-сировинної бази і перспектив розвитку останньої, яке ґрунтується на останніх матеріалах. Таких підручників до цього часу не було.

В основу підручника покладені численні матеріали, надруковані у відкритій пресі (статті, монографії, огляди), пояснювальні записки до металогенічних карт України, інші дані, найголовнішими з яких є:

- "Геологія родовищ корисних копалин України" (В.Г. Бондарчук, 1969);
- "Кадастр мінеральних ресурсів в Українській РСР (рудна і нерудна сировина для чорної металургії)" (ред. акад. АН УССР Н.П. Семененко і доктор економ. наук В.Н. Кальченко, К.: Наук. думка, 1971, 419 с.);
- "Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления" (ред. акад. АН УССР Н.П. Семененко, К.: Наук. думка, 1974, 560 с.);
- "Металлогения Украины и Молдавии" (ред. акад. АН УССР Я.Н. Белевцев, К.: Наук. думка, 1974, 512 с.);
- "Минерально-сырьевой комплекс Украинской ССР" (В.С.Мищенко, К.: Наук. думка, 1987, 232 с.);
- "Минеральные ресурсы Украины (охрана и рациональное использование)" (А.Ч.Проскурко, Львов: Вища школа, 1989, 180 с.);
- "Минеральные ресурсы Украины. Современные проблемы и факторы развития минерально-сырьевого комплекса Украины" (Н.М. Гавриленко, Е.А. Кулиш, А.Н. Зарицкий, В.С. Мищенко, К, 1992, 122 с.);
- "Мінеральні ресурси України і світу" ("Геоінформ України, 2003, 427 с.);
- "Мінеральні ресурси України та світу" (К.: Геоінформ, 2005, 462 с.);
- "Комплексна металогенічна карта України м-бу 1:500 000" (А.С.Войновський, Л.В.Бочай, С.В.Нечаєв та ін., К., 2003, 336 с.) і багато інших.

Особливо слід відзначити фундаментальну монографію "Рудні родовища України" (ред. К.Ю.Єсипчук, К, 2005, ... с.), на даних якої базується цілий ряд підрозділів цього підручника.

Як підручник, робота має певні особливості і відрізняється від монографічних видань. По-перше, тут в скороченому вигляді наводяться загальні відомості з курсу геології родовищ корисних копалин, основні терміни та поняття, теоретичні основи систематики і класифікації рудних родовищ, розглядаються питання закономірностей розподілу родовищ в просторі і в часі. По-друге, для кожного виду сировини, окрім опису родовищ України, наводяться загальні відомості (характеристика елементу, його властивостей, геохімічних і інших особливостей, мінералогії тощо), галузі використання і вимоги до сировини, економічні дані, генетичні та геолого-промислові типи родовищ та інша інформація. Нарешті, для полегшення сприйняття тексту студентами посилання в тексті підручника є нечисленними, як це й прийнято в виданнях такого роду.

Підручник підготовлений колективом кафедри геології родовищ корисних копалин Київського національного університету імені Тараса Шевченка, авторство відображене в змісті. В процесі роботи автори користувалися консультаціями і порадами академіків НАН України М.П.Щербака, П.Ф.Гожика; чл.-кор. РАН і НАН України Є.К.Куліша; чл.-кор. НАН України О.Ю.Митропольського, докторів наук О.Б.Боброва, К.Ю.Єсипчука, В.М.Загнітка, С.Г.Кривдіка, В.О.Шумлянського та багатьох інших, яким автори висловлюють щирі вдячність. Ми хочемо подякувати співробітникам кафедри геології родовищ корисних копалин Київського національного університету за значну допомогу в оформленні роботи.

# ЗАГАЛЬНА ЧАСТИНА

## 1. ЗАГАЛЬНІ ТЕРМІНИ І ПОНЯТТЯ

Головним завданням предмету геологія родовищ корисних копалин (ГРКК) є вивчення геологічних особливостей, будови, структури, мінерального і хімічного складу, технологічних особливостей руд, фізико-хімічних умов утворення родовищ металічних, неметалічних та горючих корисних копалин. Метою є встановлення промислово-генетичного типу мінеральної сировини конкретного родовища, визначення доцільності його використання для промислової розробки. ГРКК невід'ємно пов'язана з такими науками, як загальна та історична геологія, геохімія, петрографія і петрологія, мінералогія тощо. До головних термінів цієї науки відносяться наступні.

**Родовищем** корисних копалин називається скупчення мінеральної речовини в надрах або на поверхні Землі, що за кількістю, якістю та умовами залягання придатне для промислового використання за наявного рівня технологічного розвитку суспільства, розробка якого при даній економічній кон'юнктурі може вважатися доцільною. За особливостями розробки та промислового використання родовища поділяються на рудні чи металічні (яким і присвячений цей підручник), нерудні або неметалічні, горючі або каустобіоліти та гідромінеральні.

**Геолого-промисловий тип** родовищ корисних копалин – сукупність родовищ, об'єднаних схожістю речовинного складу і спільністю геологічних умов утворення, що є реальними джерелами (не менше 1-3% світового видобутку) постачання даного виду мінеральної сировини на ринок.

**Рудопроє** – природне нагромадження в гірських породах корисних мінералів невеликих або нез'ясованих розмірів.

**Корисні копалини** – природні мінеральні утворення органічного і неорганічного походження в надрах, на поверхні землі, у джерелах вод та газів, на дні водоймищ, а також техногенні мінеральні утворення в місцях видалення відходів виробництва та втрат продуктів переробки мінеральної сировини, які в якісному та кількісному відношенні придатні для використання в економіці. За фізичним станом корисні копалини поділяються на тверді (вугілля, горючі сланці, торф, рудні та нерудні корисні копалини), рідкі (нафта, підземні та мінеральні води) і газові (горючі та інертні гази), за промисловим використанням – на рудні (металічні), нерудні (неметалічні), горючі (каустобіоліти) і газо-гідромінеральні; за рівнем організації речовини – на породи, мінерали й елементи.

**Мінеральна сировина** – корисна копалина, видобута і перероблена на товарну продукцію гірничого виробництва. В геологічній літературі терміни мінеральна сировина і корисна копалина часто вживаються як синоніми.

**Корисний компонент** – складова частина корисної копалини, вилучення якої з метою промислового використання технологічно можливе й економічно доцільне. За наявності двох або більше корисних компонентів корисна копалина є комплексною.

**Рудою** називається мінеральний агрегат, де вміст цінних компонентів достатній для промислового видобутку, а форма їх знаходження – можлива для вилучення за наявної технології. Це поняття включає природний, історичний і технолого-економічний аспекти. Як правило, до руд відносять мінеральні агрегати з підвищеним вмістом металів, але рудою називають також деякі типи неметалічної сировини: борні, графітові, баритові, сірчані, азбестові руди. Кількість мінеральної сировини в надрах називається її запасами, або ресурсами. Якість запасів визначається вмістом цінних і шкідливих компонентів.

За концентрацією цінних речовин руди можуть бути багатими, рядовими, бідними. Концентрація виражається у відсотках металу, його оксиду, корисного мінералу або ж у грамах на тонну (г/т чи ppm) для благородних і деяких рідкісних металів. В розсипищах вміст корисних компонентів вимірюється в  $\text{кг/м}^3$  і  $\text{г/м}^3$ ; в розсолах – в г/л і мг/л.

Руди бувають одно- і багатокомпонентними (комплексними). В останніх цінні речовини поділяються на основні і супутні. Руди можуть містити шкідливі і корисні домішки.

За мінеральним складом і будовою зустрічаються руди технологічно легкі для переробки і навпаки, важкі для збагачення – опірні. Наприклад, уран, ітрій і рідкісні землі легко десорбуються з уран-рідкісноземельних руд в глинах, збагачених фосфатизованими рештками риб, після їх гравітаційного збагачення. З іншого боку, з бранеритових руд уран і рідкісні землі піддаються вилученню тільки металургійним шляхом. Для більшості металів добре відомими є головні рудні мінерали, типи руд і схеми їх збагачення.

**Гірничотехнічні умови** – це елементи залягання рудних тіл, виявлена обводненість і загазованість родовищ, фізико-механічні властивості рудних покладів і вміщуючих порід.

До **географо-економічних умов** належать рельєф, клімат, виробнича інфраструктура, забезпеченість району розташування родовища енергією, будівельними матеріалами, трудовими ресурсами, а також вартість мінеральної сировини.

**Геоекологічні умови** включають цінність земель, котрі відводяться під розробку родовища, порівняно з іншими можливими напрямками їх використання (сільське господарство, рекреаційні потреби), витрати на очищення поверхневих і підземних вод, атмосферного повітря і рекультивуацію території після відпрацювання покладів.

**Промисловими кондиціями** називають мінімальну кількість корисної копалини і найнижчу якість (у тому числі найвищу кількість шкідливих компонентів), за яких можлива експлуатація родовища.

**Поклад корисної копалини** – скупчення в надрах чи на земній поверхні природної мінеральної сировини, яке має промислове значення.

**Закономірності розміщення родовищ** – просторові, часові і генетичні зв'язки родовищ певного типу з геологічними утвореннями різного рангу (тектонічними структурами, геологічними формаціями, магматичними комплексами, послідовністю розвитку тих чи інших структур та ін.).

**Фактори контролю зруденіння** – сприятливі геологічні умови, які впливають на закономірності розміщення родовищ і рудних тіл певного типу; виділяють структурні, магматичні, метаморфічні, метасоматичні, літологічні, стратиграфічні, кліматичні, геофізичні, геохімічні та інші групи факторів.

**Критерії зруденіння** – ознаки геологічних утворень (порід, формацій, структур тощо), які вказують на їх рудоносність; поділяються на прямі (прояви корисних копалин, літохімічні та геохімічні аномалії, шліхові ореоли розсіювання та ін.) і непрямі (наявність сприятливих гірських порід, гідротермально-змінених порід характерної формаційної належності та ін.).

**Рудоносна геологічна формація** – геологічна формація певного складу і будови, з якою генетично чи парагенетично пов'язане зруденіння того чи іншого типу.

**Рудна формація** – група рудних родовищ близького мінерального складу, сформована в схожих геологічних і фізико-хімічних умовах на поверхні чи в глибинних частинах Землі.

**Металогенічною формацією** називають комплекс парагенетично пов'язаних гірських порід (магматичних, осадочних, метаморфічних) та асоційованих з ним родовищ корисних копалин, об'єднаних спільними структурно-формаційними умовами походження.

**Металогенія** вивчає просторові і часові закономірності поширення в земній корі рудних родовищ.

**Запаси корисних копалин** – кількість корисних копалин і компонентів в надрах Землі, яка була встановлена за результатами геологорозвідувальних робіт чи в процесі розробки родовищ. Згідно з "Класифікацією запасів і ресурсів корисних копалин державного фонду надр" (затверджена постановою КМ України від 5.05.1997 р. № 432) за промисловим значенням, ступенем техніко-економічного і геологічного вивчення запаси і ресурси поділяються на 9 класів. В 1983-1997 рр. діяла попередня "Класифікація", в рамках якої запаси поділялися на категорії А, В, С<sub>1</sub> і С<sub>2</sub>, а ресурси на категорії Р<sub>1</sub>, Р<sub>2</sub> і Р<sub>3</sub>.

Якість запасів характеризується вмістом головних, другорядних (у випадку комплексних руд) і шкідливих компонентів, складом рудних і жильних мінералів; текстурами і структурами руд і технологічними показниками руд. Вимоги промисловості до якісних параметрів руд регламентуються "Інструкціями ДКЗ (Державної комісії з запасів)" із застосування "Класифікації" до родовищ окремих видів корисних копалин (металів). Тими ж інструкціями у межах груп за ступенем геологічного вивчення запасів і ресурсів корисних копалин виділяються категорії розвіданості запасів і достовірності ресурсів корисних копалин та визначаються їх ознаки.

**Ресурси корисних копалин** – кількість корисних копалин і компонентів невідкритих родовищ, які оцінені як можливі для видобутку і переробки за сучасного техніко-економічного рівня розробки родовищ даного виду мінеральної сировини.

Запаси і ресурси поділяються за промисловим значенням (балансові, умовно балансові, позабалансові), ступенем техніко-економічного вивчення (такі, де проведено детальну, попередню, чи початкову геолого-економічну оцінку ефективності їх промислового освоєння) та геологічного вивчення (розвідані або доведені запаси, попередньо розвідані або ймовірні запаси, перспективні ресурси, прогнозні ресурси).

**Промисловий концентрат** – продукт переробки і збагачення руди, котрий є предметом поставок для подальшого використання в промисловості.

**Хвости** – відходи переробки й збагачення руди. В більшості випадків залишаються обводнені чи мулисті хвости, котрі зливаються у хвостосховища, забруднюючи на тривалий час навколишнє середовище.

**Розкриті (пугті) породи** – гірські породи, які вилучаються з надр спільно з рудною масою. Часто вони складаються у вигляді техногенних гір – териконів.

## Форма покладів корисних копалин

Найважливішими характеристиками будь якого родовища є форма його рудних тіл і їх хімічний і мінеральний склад. За формою поклади твердих корисних копалин можна поділити на три морфологічних типи, а саме: ізометричні, плоскі і трубчасті.

До ізометричного типу відносяться штоки, штокверки і гнізда.

**Шток** – це поклад суцільної або майже суцільної мінеральної речовини. Широко відомими є штоки кам'яної солі у Дніпровсько-Донецькій западині (ДДЗ), а також штоки на різноманітних рудних родовищах. Особливим типом штокоподібних родовищ є порфірові (наприклад, мідно-порфірові родовища Чилі), а також масивні і вкрапленні руди магматичних родовищ (наприклад, мідно-нікелеві родовища Седбері чи Норильська).

**Штокверк** становить собою блок гірської породи, пронизаний густою сіткою дрібних жил і прожилків та насичений вкрапленістю цінних компонентів. Штокверки зустрічаються переважно на рудних об'єктах, наприклад, на відомому золоторудному родовищі Мурунтау в Узбекистані.

**Гніздо** – порівняно невелике за розміром суцільне скупчення рудної корисної копалини на родовищах золота, ртуті, хромітів тощо.

Плоский тип тіл корисних копалин відрізняється значними розмірами в довжину і ширину при незначній потужності; він представлений пластами і жилами.

**Пластом** називається плоский поклад, котрий поверхнями напластування (підшовою і покрівлею) відокремлюється від пластів, що залягають нижче і вище. Пластові поклади найтипівіші для осадочних родо-



вищ руди, вугілля та нерудних корисних копалин. Метасоматичні тіла, які поширені в окремих пластах осадових товщ, набувають характеру плаstopодібних покладів. Пласт корисної копалини інколи поділяється на пачки, відокремлені проверстками безрудної породи; пачки, у свою чергу, можуть розпадатися на шари. Відповідно до цього розрізняються пласти прості (без проверстків пустої породи) та складні (з проверстками пустих порід).

Основними елементами, що визначають положення пластів у просторі та їх розміри, є напрямок простягання, кут падіння, довжина за простяганням та падінням, а також потужність пласта. Звичайно пластові поклади мають велику довжину, яка досягає кількох десятків кілометрів, наприклад для вугільних пластів Донецького басейну. За падінням деякі пласти продовжуються на декілька кілометрів, наприклад золотоносні конгломерати Вітватерсранду у Південній Африці розробляються на глибині понад 3 км. Пласти поділяються на крутопадаючі з кутами падіння понад 45°, пологопадаючі з кутами падіння меншими 45°. Потужність пластів корисних копалин змінюється від ледь помітних проверстків до кількох сотень метрів. Наприклад, потужність робочих пластів вугілля у Донецькому басейні звичайно становить 0.45-2.5 м (середня 0.7 м), потужність пластів бурого вугілля третинних басейнів Південного Уралу – 150 м, а потужність покладу солі в Солікамську на Уралі досягає 500 м.

Родовища пластової форми бувають однопластовими і багатопластовими. В останньому випадку виділяють продуктивну товщу порід, яка містить серію пластів корисних копалин. Наприклад, Підмосковний вугільний басейн має два робочих пласти, Донецький – близько 100, Верхньосілезький – 140. Багатство продуктивної товщі визначається коефіцієнтом продуктивності – відношенням сумарної потужності пластів корисної копалини до загальної потужності товщі.

**Жили** – пластиноподібне геологічне тіло, утворене внаслідок заповнення мінеральною речовиною тріщин в гірських породах (жили виповнення) чи метасоматичного заміщення гірських порід мінеральною речовиною вздовж тріщин (жили заміщення). До простих жил належать поодинокі мінералізовані тріщини; до складних – мінералізовані пучки тріщин, зон дроблення та розсланцювання, які переплітаються між собою й інколи називаються жильною або рудною зоною. За особливостями морфології серед жил виділяють чоткоподібні, камерні, сідлоподібні, драбинчасті та оперені.

Поверхня контакту жили з вміщуючими породами називається зальбандом. Прилягаючі до жили породи часто бувають змінені та мінералізовані, внаслідок чого утворюється навколожильний ореол, який інколи містить промислову концентрацію цінних компонентів. Відгалуження, що відходять від жил у бокові породи, називаються апофізами. При нерівномірному розподілі мінералів, що складають жили, спостерігається чергування ділянок, збагачених цінними компонентами, та розубожених. Такі збагачені ділянки в тілі жили називаються рудними стовпами. Рудні стовпи бувають морфологічні і концентраційні. Перші утворені роздувами жили, другі – зонами підвищеної концентрації цінних компонентів, не зв'язаними із зміною морфології тіла корисної копалини.

Основними геологічними елементами, що визначають розміри та умови залягання жил, є напрямок простягання та довжина за простяганням, напрямок і кут падіння та довжина за падінням, схилення, а також потужність. Довжина жил корисних копалин коливається в дуже широких межах: від коротких прожилків розміром 1 м і менше до жил великої протяжності – 200 км (наприклад, жила золотих руд Мазер-Лоуд у Каліфорнії). Жили, як і пласти, поділяються на крутопадаючі (понад 45°) та пологопадаючі (менше 45°). За падінням деякі жили виклинюються неглибоко від земної поверхні, а інші, як наприклад Садонська жила свинцево-цинкових руд на Кавказі, простежуються на відстань понад 2 км; золотоносні кварцові жили Колар в Індії розробляються на глибині понад 3,5 км.

Схиленням називається занурення лінії виклинювання жили за її простяганням; кутами схилення – кути, утворені лініями схилення з лінією простягання.

Жильні родовища рідко мають одну жилу, а частіше складаються групами чи родинами жил. Рудні поля, утворені жильними родовищами, називаються жильними полями.

**Лінзи та лінзоподібні поклади** за морфологією належать до утворень, перехідних між ізометричними та плоскими тілами, характеризуються сочевицеподібною (лінзоподібною) формою.

Трубчастий тип особливо характерний для магматичних родовищ. Він включає поклади, видовжені в одному напрямку, тобто різноманітні **труби, трубки, трубоподібні поклади**. Морфологія та умови їх залягання визначаються кутом занурення, або пірнання, довжиною вздовж осі та поперечним перерізом. Кут падіння трубки корисної копалини вимірюється між її віссю та горизонтальною площиною. Він може змінюватись у широких межах: від 90° у вертикальних труб до 0° у горизонтальних. Поперечний переріз та довжина за віссю труб також мінливі. Наприклад, поперечний переріз алмазозонних трубок змінюється від 100 до 1000 м.

## Площі поширення корисних копалин

Залежно від розмірів площі поширення скупчень корисних копалин розрізняють металогенічні провінції і області, металогенічні зони і пояси, басейни, рудні райони і вузли, рудні зони, рудні поля, родовища, рудні тіла або поклади.

До **металогенічних провінцій** відносяться великі структурні елементи земної кори (площею до десятків і сотень тисяч квадратних кілометрів), що розміщуються в межах континентальних або океанічних платформ, складчастих систем, рифтів, орогенних поясів, зон тектоно-магматичної активізації та інших структур, які характеризуються певним набором осадових, магматичних та рудних формацій близького віку. Наприклад, виділяють Уральську і Кавказьку провінцію, пов'язані з відповідними складчастими поясами, провінції

Руської та Сибірської платформ, дна Тихого, Індійського та інших океанів тощо. Розрізняють металогенічні, вугленосні та нафтогазоносні провінції. Серед металогенічних виділяють провінції докембрійських платформ, каледонських, герцинських, кіммерійських та альпійських складчастих поясів, сучасних океанічних дуг та ін. Вугленосні провінції, або площі, поділяють за основними епохами масового вугленагромадження на карбонові, пермсько-юрські, верхньокрейдові-палеогенові та післяпалеогенові. Нафтогазоносні провінції групуються в провінції внутрішньоплатформних западин, западин крайових частин платформ, передгірських прогинів, периферичних частин гірських споруд та міжгірських западин.

**Металогенічні області** є частинами провінцій. Як правило, вони відзначаються більш-менш ізометричною формою, площею до кількох тисяч квадратних кілометрів, відзначаються набором певних типів родовищ корисних копалин, приурочених до одного чи групи тектонічних елементів першого порядку (складчасті області і системи, внутрішні та периферичні зони геосинкліналей, серединні масиви, накладені мульди, зони активізації, крайові прогини, синеклізи тощо).

**Металогенічні зони** від металогенічних областей відрізняються видовженою формою, їх довжина (до перших тисяч кілометрів) набагато перевищує ширину (до десятків і перших сотень кілометрів). Як правило, вони співпадають з великими структурними елементами складчастих поясів (антиклінорії, синклінорії та ін.), які характеризуються особливостями походження, складу порід, магматизму, типів родовищ тощо. У зв'язку з тим, що ці тектонічні елементи часто мають лінійно-видовжений характер, розподіл родовищ набуває поясового вигляду. Для металогенічних зон складчастих поясів характерною є зональність розміщення певних типів родовищ; так, наприклад, в Сіхоте-Алінській металогенічній області (яка співпадає з однойменною складчастою областю) виділяють (зі сходу на захід) Прибережну металогенічну зону з поліметалічною спеціалізацією, Головну – з олов'яною, Центральну – з вольфрамовою.

**Металогенічні пояси** корисних копалин за рангом і розмірами можуть відповідати металогенічним зонам, а можуть входити до їх складу. Як правило, вони об'єднують смуги розповсюдження однорідних формаційних типів корисних копалин або кілька їх типів. Розміри поясів коливаються в широких межах. Наприклад, поліметалічний пояс Рудного Алтаю простягається у довжину на 300 км при ширині близько 40 км, рудний пояс Кордильєр досягає довжини понад 2500 км при ширині не більше 100 км.

**Басейни** корисних копалин – це області неперервного або майже неперервного поширення пластових корисних копалин. Вони об'єднують родовища нафти, вугілля, солей, рудних родовищ, виникнення яких, як правило, пов'язане з процесами осадконакопичення. Площі басейнів корисних копалин вимірюються від кількох сотень (Криворізький басейн) до кількох сотень тисяч квадратних кілометрів (Тунгуський вугільний басейн).

**Рудним районом** називають відносно локальне, геологічно і географічно уособлене зосередження родовищ корисних копалин певного формаційного типу в межах рудних площ вищого рангу (металогенічних провінцій, областей, зон), обумовлене геологічними особливостями цих територій, а саме приуроченістю групи родовищ до певних тектоно-магматичних і літолого-фаціальних чинників, пов'язаних з умовами формування територій. Площа рудних районів досягає перших тисяч квадратних кілометрів.

Часто в межах рудних районів виділяють **рудні вузли** корисних копалин, що приурочені до локальних геологічних структур (вулкано-тектонічні депресії, інтрузивні масиви, зони перетину глибинних розломів тощо). Рудні вузли об'єднують обмежену кількість родовищ одного формаційного типу, їх розміри не перевищують перших сотень квадратних кілометрів. Прикладом може бути 29 рудних вузлів поліметалічних родовищ, виділених С.Смирновим у Східному Забайкаллі. Площі вузлів вугленагромадження мають більші розміри.

**Рудними зонами** називають смугоподібні площі розповсюдження корисних копалин (родовищ, проявів, рудоносних геологічних формацій тощо), об'єднаних сприятливими геологічними структурами (зони розломів, сприятливі для зруденіння даного типу стратиграфічні, магматичні, метасоматичні утворення та ін.).

**Рудне поле** – це скупчення рудних тіл корисних копалин одного формаційного типу в межах єдиної локальної геологічної структури, об'єднаних спільним походженням. Площі рудних полів звичайно мають розміри від кількох до десятків квадратних кілометрів. Рудні поля можуть включати одне, або кілька родовищ. В останньому випадку окремі родовища виділяються не стільки за геологічними, скільки за економічними чинниками.

**Родовище** становить скупчення рудних тіл, близьких за складом та технологічними особливостями руд, об'єднаних спільним походженням і приурочених до однієї локальної геологічної структури; воно може займати площу від перших до десятків квадратних кілометрів.

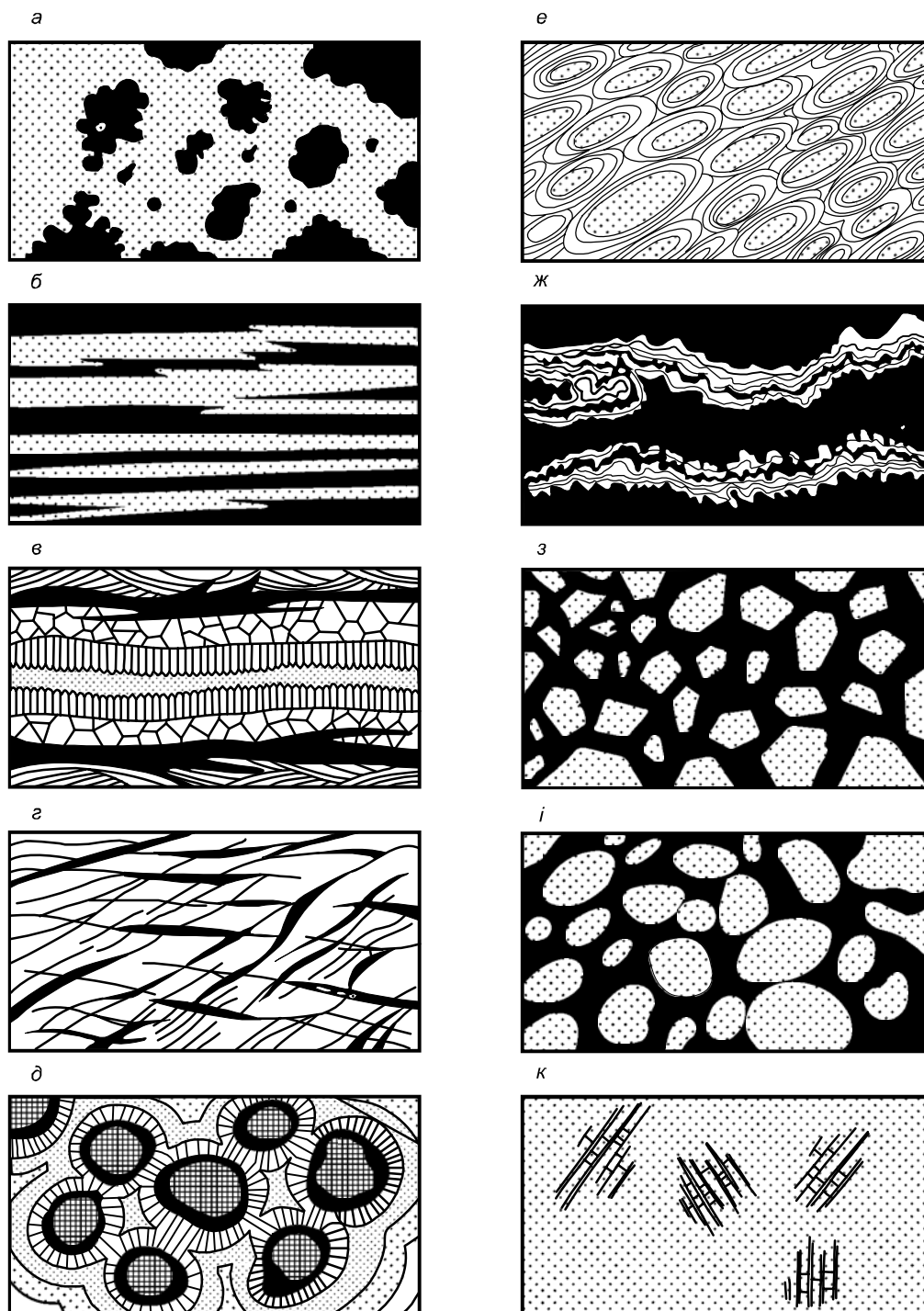
**Рудним тілом** або покладом корисної копалини називається локальне нагромадження природної мінеральної сировини, яке виділяється як єдине геологічне тіло з певною морфологією і однотипним мінеральним складом, має природні границі (які встановлюються або безпосередніми геологічними методами, або за результатами випробування), приурочене до певного структурно-геологічного елементу чи комбінації таких елементів (наприклад, розлом або перетином двох чи більше розломів, дайка, ендоконтакт інтрузії, жерловина палеовулкану та ін.).

Металогенічні області, рудні райони, рудні поля, родовища і тіла корисних копалин можуть повністю відслонюватися на поверхні землі і належати до відкритих, бути частково закритими перекриваючими їх породами і належати до напівзакритих чи бути повністю похованими і кваліфікуватися як закриті. Серед закритих (похованих, чи "сліпих") родовищ корисних копалин виділяються нерозкриті, до яких не дійшов рівень ерозійного зрізу після їх утворення в земних надрах, та перекриті, що були утворені на поверхні землі чи розкриті у минулі геологічні часи, а згодом поховані під товщею молодих відкладів.

## Текстурно-структурні особливості та якісний склад корисних копалин

Важливими компонентами оцінки руд, їх походження, технологічних якостей тощо є вивчення їх текстурно-структурних особливостей, які, враховуючи багатостадійність процесів рудоутворення, набагато складніші у порівнянні з гірськими породами.

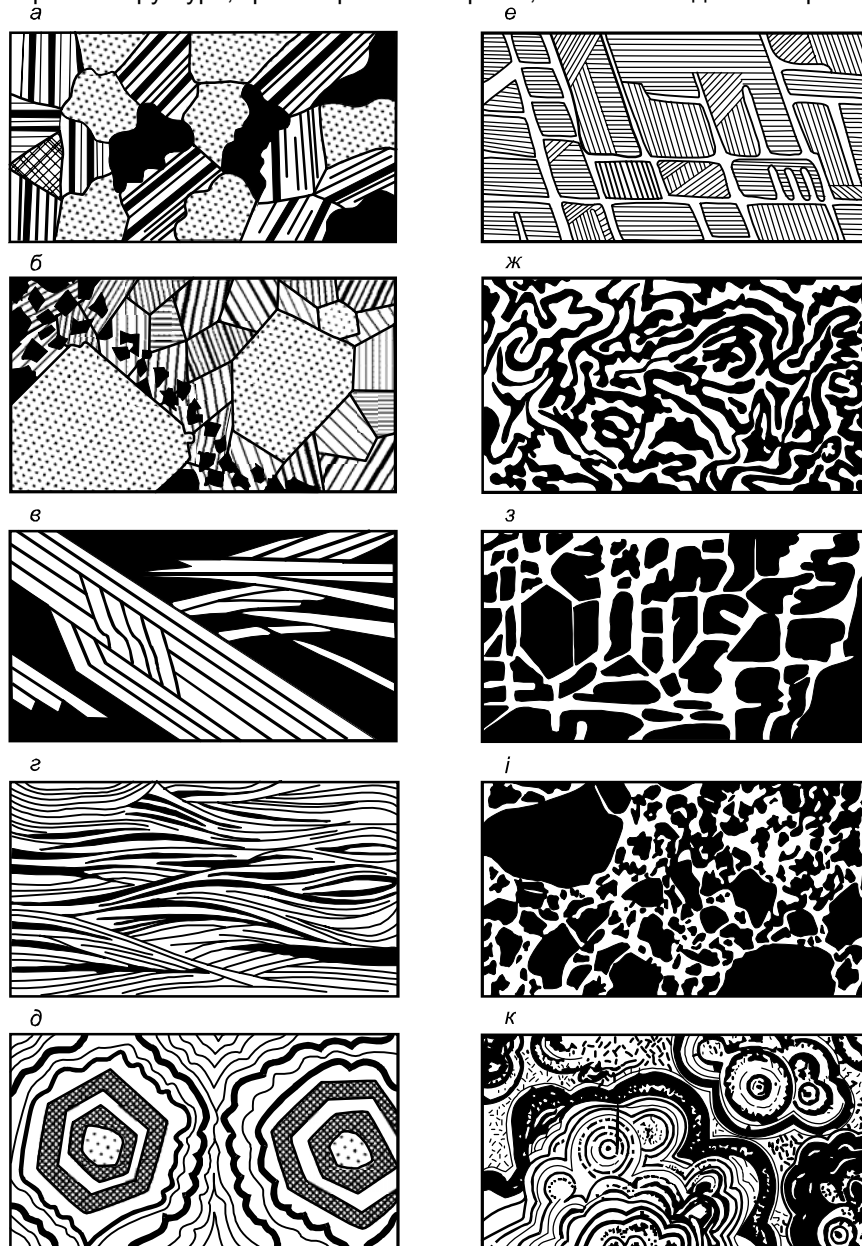
**Структура** мінеральної речовини визначається розміром та способом сполучення мінералів та їх уламків у просторово відокремлених мінеральних агрегатах. Розрізняють макроструктуру, що спостерігається в крупнозернистих мінеральних агрегатах на око, та мікроструктуру, яка виявляється в тонкозернистих агрегатах під мікроскопом. На рис. 1-2 зображені характерні приклади текстур і структур мінеральної речовини.



**Рис. 1** Характерні типи текстур руд

а – плямиста; б – смугнаста, в – крустифікаційна; г – прожилкова; д – кокардова; е – оолітова; ж – нирковидна; з – брекчієва; и – брекчієвидна; к – фрагменти каркасно-ящикової текстури

Основною особливістю структури рудних мінеральних агрегатів, на відміну від гірських порід, є її неоднорідність, обумовлена нерівномірним розподілом рудних мінералів. Як правило, особливо в рудах гідротермально-метасоматичних утворень, рудні мінерали розподіляються у просторі дуже по-різному, формують різко виражені скупчення на окремих ділянках, кожне з яких відрізняється особливостями структури (так звана "внутрішня структура"). Розміри мономінеральних ділянок змінюються в широких межах. Характерні нерівномірні тонкозернисті структури, зростки різних мінералів, включення одних мінералів в інші.



**Рис. 2 Характерні типи структур руд**

а – рівномірнoзерниста, б – нерівномірнoзерниста, в – пластинчастий,  
г – волокнистий, д – зональна, е – кристалографічно-орієнтована, ж – тісного зрощення,  
з – заміщення, і – дроблення, к – коломорфна

Особливо структура ускладнюється у випадку накладення одних стадій мінералізації на інші, одних типів зруденіння на інші, що є звичайним у рудному процесі. Часто структурні особливості руд обумовлені перекристалізацією ранніх мінеральних агрегатів з утворенням складних структур, реліктами коломорфних утворень стійкіших мінералів (наприклад, піриту, каситериту). В цьому випадку, тобто при перекристалізації первинної речовини, ступінь ідіоморфізму кристалів буде відображати не послідовність їх виділення з розчину (як в магматичних породах), а послідовність кристалізації в твердому стані (як у метаморфічних породах).

Відносно однорідними структурами характеризуються вкраплені руди магматичного походження (наприклад, відносно рівномірна вкрапленість хроміту в дунітах Хабаровинського масиву на Уралі, титаномagnetиту – в піроксенітах та ін.). Для масивних хромітових і титаномagnetитових руд, як і для вміщуючих ультраосновних порід, характерні панідіоморфнозернисті та алотриоморфнозернисті, гіпідіоморфнозернисті структури, причому ідіоморфними можуть бути як рудні мінерали, так і силікати (наприклад, Норильське родовище).

Багато спільного в структурах руд осадового і метаморфогенного походження і структурах осадових і метаморфічних порід; наприклад, структури пластових сидеритових чи сидерит-шамозитових руд, деяких карбонатних марганцевих руд, залізистих кварцитів та ітабритів тощо.

Неоднорідністю, мінливістю характеризуються і структури руд екзогенного походження, особливо зони окиснення. Різко змінюється ступінь зернистості, відбувається зміна коломорфних, нерідко порошкових чи вохристих мас приховано- чи явнокристалічними агрегатами, друзовими утвореннями в порожнинах, лапчастими агрегатами мінеральної речовини.

**Текстура** мінеральної речовини визначається просторовим розташуванням мінеральних агрегатів, які відрізняються один від одного за формою, розмірами, складом та структурою. Текстура може виявлятися в крупному та дрібному плані, у зв'язку з чим розрізняють мегатекстуру, макротекстуру і мікротекстуру. Мегатекстура відрізняється взаємним розташуванням великих за площею мінеральних агрегатів, що спостерігаються у зрізах тіл корисних копалин (відшаруваннях, очисних просторах, забоях). Макротекстура розрізняється візуально в окремих штуфах. Мікротекстура спостерігається під мікроскопом.

Як правило, текстурні особливості руд тісно пов'язані з їх походженням. Так, для руд магматичних родовищ (наприклад, хромітових покладів, титаномагнетитових, апатито-нефелінових та інших руд) характерні однорідні масивні текстури, часто зустрічаються смугасті, плямоподібні, інколи брекчієві текстури.

Текстури осадових руд залежать від умов осадконагромадження і діагенетичних процесів, часто вони представлені тонко- і грубошаруватими текстурами, характерний розвиток конкреційних текстур.

Рудам метаморфогенних родовищ властиві текстури заміщення мінеральної речовини, зокрема, тонкоплойчасті, брекчієві та інші, інколи із збереженням реліктів первинних текстур (наприклад, реліктової верстуватості метаморфізованих осадових порід). Нерідкісними є випадки вилугування одних мінеральних речовин і накопичення інших, наприклад, для залізистих кварцитів Криворізького басейну. Перегрупування мінеральної речовини особливо часто відбувається в родовищах сульфідних руд.

Широке розмаїття текстур спостерігається в рудах контактово-метасоматичних і гідротермальних родовищ. Характерні стрічкові, жильні і прожилкові, сітчасті, інколи ґратчасті текстури, часто зустрічаються брекчієві, брекчієвидні, кокардові, коломорфні та інші текстури. При метасоматичних процесах утворюються різноманітні текстури, починаючи від масивних і суцільних і закінчуючи вкрапленими чи прожилковими. У випадку вибіркового заміщення верстуватих порід утворюються строкаті руди, текстура яких віддзеркалює реліктову шаруватість первинних порід. В масивних вапняках чи доломітах інколи спостерігаються грубоплетчасті текстури заміщення із залишками первинних порід, а також плямисті текстури. Для приповерхневих гідротермальних родовищ типовими є коломорфні, оолітові, сферолітові агрегати.

В зонах окиснення рудних, особливо сульфідних родовищ спостерігається значне розмаїття текстур: шарлупуваті, пізолітові, натічні, колоїдальні, друзові, пористі, кавернозні, землисті, порошкові та інші текстури.

Тіла корисних копалин складені мінеральними агрегатами. В мінеральному складі рудних та деякої частини нерудних родовищ виділяються мінерали-носії цінних елементів, які називаються рудними або цінними мінералами, та супутні їм так звані жильні мінерали. Співвідношення між рудними та жильними мінералами коливаються для руд різних металів та родовищ у дуже широких межах. Так, у золотоносних жилах кварцу кількість золота складає тисячні частки процента. Навпаки, багаті руди заліза цілком складаються з рудних мінералів (магнетит, гематит).

За складом переважаючої частини рудних мінералів розрізняють такі типи руд:

- 1) оксидні – у формі оксидів та гідроксидів, характерних для родовищ Fe, Mn, Sn, U, Cr, Al;
- 2) силікатні – найтипівіші для неметалічних корисних копалин (слюда, азбест та ін.);
- 3) сірчані – у вигляді сульфідів, арсенідів, антимонідів, рідше у формі сполук вісмуту, телуру та селену, до яких належать більшість руд кольорових металів (Cu, Zn, Pb, Ni, Sb та ін.);
- 4) карбонатні – властиві деяким родовищам заліза, марганцю, магнію, свинцю, цинку, міді);
- 5) сульфатні – до яких належать родовища бариту, стронцію та інших елементів;
- 6) фосфатні – утворюють родовища фосфору та пов'язаних з ним сполук;
- 7) галоїдні – типові для родовищ солей та флюориту;
- 8) самородні – складені самородними металами та сплавами, відомі для золота, платини, міді.

## Послідовність рудоутворення

Формування родовища – складний і тривалий процес, який може продовжуватися мільйони і десятки мільйонів років і співпадає з такими масштабними геологічними процесами, як формування зеленокамяних поясів чи геосинкліналей, орогенів чи зон тектоно-магматичної активізації, протоплатформних споруд чи великих басейнів осадконакопичення. Досить навести лише один приклад – формування золоторудних родовищ басейну Вітватерсранду в Південній Африці, яке продовжувалося протягом щонайменше 300 млн р.

Тривалість формування родовищ можна порівняти з протяжністю геологічних процесів, зокрема з часом утворення великих геологічних структур. Визначення абсолютного віку ранніх і пізніх рудних мінеральних асоціацій засвідчують часові інтервали рудоутворення від тисяч років до кількох десятків мільйонів років. Найшвидше (десятки тисяч років) виникають жильні і штокверкові родовища, пов'язані з гранітоїдним магматизмом. До 5-10 млн р. потрібно для нагромадження осадових залізорудних пластів чи рудних комплексів розшарованих ультраосновних масивів. Ще тривалішим є процес міграції деяких елементів, що беруть участь у створенні мінеральних комплексів тіл корисних копалин. Дослідження ізотопів свинцю в мінералах

гідротермальних родовищ показує, що частина цього металу могла брати участь у кругообігу мінеральних мас інколи протягом двох-трьох геологічних циклів, тобто протягом сотень мільйонів років.

Як правило, формування родовищ відбувається протягом ряду етапів та стадій. Відомо, що однією з характерних рис великих та унікальних родовищ є тривалість і багатоетапність їх становлення, сполучення і телескопування в межах єдиних геологічних структур мінералізації різних генетичних типів (наприклад, родовища Корнуолла, Мурунтау, колчеданні родовища Уралу, уранові родовища Канади і Австралії та багато інших).

**Етапом** називається тривалий період рудоутворення протягом єдиного генетичного процесу, наприклад, магматичного, пегматитового, гідротермального чи гіпергенного. Звичайно родовища корисних копалин формуються протягом одного етапу, рідше протягом двох і більше. Прикладом останнього можуть бути гіпергенні руди зон вивітрювання у верхніх частинах рудних тіл глибинного, зокрема, магматичного чи гідротермального етапу.

**Стадією** називається період часу в рамках одного етапу, протягом якого відбувалося нагромадження асоціації мінералів певного складу, відокремлений перервою в мінералізації від інших стадій. Перерва між стадіями рудоутворення звичайно відповідає тектонічному спокою, що завершується на початку нової стадії тектонічним розкриттям рудної порожнини, яке супроводжується дробленням мінеральної речовини попередньої стадії рудоутворення і початком формування нової мінеральної асоціації в нових фізико-хімічних і термодинамічних умовах.

За числом стадій рудоутворення виділяються родовища прості – одностадійні (моностадійні), та складні – багатостадійні (полістадійні). Критерієм для виділення стадій нагромадження речовини корисної копалини є: 1) перетин ранніх мінеральних скупчень жилами та прожилками мінеральної речовини наступних стадій; 2) брекчіювання мінеральних агрегатів ранньої стадії з цементацією їх уламків мінеральною масою нових стадій та інше.

**Мінеральними генераціями** називаються мінеральні асоціації послідовних стадій рудоутворення. В таких генераціях мінеральний склад може бути повністю різним, цілком однаковим або може частково повторюватись. В останніх двох випадках говорять про кілька генерацій одного й того ж мінералу, виділяючи, наприклад, пірит першої, другої, третьої і т.д. генерацій.

**Парагенезисом**, або парагенетичною мінеральною асоціацією, називають спільне розміщення мінералів, обумовлене єдністю походження і виражене певним порядком їх нагромадження.

Еволюцію процесу рудоутворення графічно зображають за допомогою діаграм послідовності виділення мінералів. Такі діаграми дають змогу судити про загальне формування мінералів, зміну етапів та стадій, про генерації мінералів. Інколи на такі діаграми наносять не тільки мінерали, але й хімічні елементи різної валентності та хімічних зв'язків, що сприяє наочному зображенню геохімічної еволюції процесу рудоутворення. Такі діаграми можна градувати за фізичними параметрами рудоутворення, наприклад, за температурою, що дає змогу простежити залежність між зміною фізичних умов та мінеральним складом у процесі формування родовища.

Особливості геологічної будови, мінерального складу та інших параметрів родовищ прямо залежать від глибини їх становлення. Виділяється чотири зони формування родовищ з різними геотектонічними, фізико-хімічними, термодинамічними умовами: приповерхнева (від поверхні землі до глибини 1.5 км), гіпабісальна (1.5-3.5 км), абісальна (3.5-10), ультраабісальна (понад 10).

Приповерхнева зона вміщує всі родовища корисних копалин екзогенної серії, а також частину ендегенних родовищ, з яких типовими є: 1) колчеданні родовища ранньої стадії розвитку геосинкліналей, пов'язані з базальт-ріолітовими асоціаціями; 2) вулканогенні гідротермальні родовища руд кольорових, рідкісних і благородних металів, що асоціюють з вулканогенними породами орогенної стадії; 3) карбонатити та алмазонасні кімберліти стадії тектоно-магматичної активізації древніх платформ.

Гіпабісальній зоні властиві: 1) скарнові родовища руд заліза та міді, пов'язані з плагіогранітами і сієнітами ранньої стадії геосинклінального розвитку; 2) різноманітні плутоногенні гідротермальні родовища, приурочені до гіпабісальних інтрузій орогенної стадії; 3) магматичні родовища сульфідних мідно-нікелевих руд, хромітів, платиноїдів і рідкісних металів у розшарованих масивах, гідротермальні родовища руд золота та інших металів, пов'язані з вулканічними і вулканоплутонічними утвореннями областей тектоно-магматичної активізації.

Абісальній зоні відповідають пегматитові, альбітитові, грейзенові і гідротермальні родовища, асоційовані з абісальними гранітоїдами середньої стадії геосинклінального розвитку, а також магматичні родовища хромітів і титаномagnetитів, пов'язані з ультраосновними та основними породами ранньої стадії розвитку геосинкліналей.

Ультраабісальна зона поширена глибше 10 км. Для неї відомі рідкісні родовища метаморфічного походження, такі як дістенкові, силіманітові, андалузитові сланці, скупчення рутилу, корунду, графіту, флогопіту тощо.

З переходом від поверхні землі на глибину змінюються термодинамічні та геохімічні умови формування корисних копалин. Зростають температура, тиск та щільність порід. Вода до глибини 6-8 км перебуває у твердій, рідкій та пароподібній фазах, до глибини 40-50 км – тільки в рідкому та пароподібному стані, ще глибше вода може знову перейти в рідку фазу щільністю 6-8 г/см<sup>3</sup>. Кисень міститься в достатку у приповерхневій зоні до рівня ґрунтових вод, нижче його концентрація різко зменшується. В міру заглиблення зменшується також кількість вугільної кислоти, а потім азоту, але концентрація CH<sub>4</sub> та H<sub>2</sub>S може зростати.

## Еволюція рудогенезу в історії Землі

Геохронологія розвитку Землі і земної кори з метою рудно-металогенічного аналізу на основі геосинклінальної концепції була обґрунтована В.І.Смирновим. Запропонована ним шкала геологічної еволюції має логарифмічний характер: чим ближче до нашого часу, тим коротшими є одиниці, що виділяються. Відрізки часу, протягом яких відбувається різномасштабне нагромадження корисних копалин у земній корі, представлені таким ієрархічним рядом: період – етап (епоха) – стадія.

Періоди фіксують часові інтервали з однорідним геологічним режимом у масштабі всієї Землі. Їх межі позначені кардинальними змінами геодинамічних умов рудоутворення.

Етапи (епохи) становлять собою відрізки геологічної історії, котрі визначають її циклічність на фоні спрямованого і незворотного розвитку земної кори.

Стадії виокремлюються в рамках етапів і є ланками одного циклічного процесу. Їм властивий певний тектонічний режим, розвиток конкретних магматичних, метаморфічних, метасоматичних та осадових формацій і пов'язаних з ними родовищ корисних копалин.

Згідно з уявленнями В.І.Смирнова, в геологічній історії Землі можна виділити шість періодів формування родовищ: місячний (понад 3.8 млрд. років); нуклеарний (3.8-3.0); протогоосинклінальний (3.0-1.9); інтрагеосинклінальний (1.9-1.5); неогосинклінальний (менше 1.5) та рифтовий (менше 0.25). Періоди, у свою чергу, поділяються на одинадцять етапів, або геолого-металогенічних циклів (гренландський, кольський, біломорський, карельський, готський, гренвільський). Кожен з етапів розпочинається базальтоїдним рудоутворенням в обстановці розтягнення і завершується гранітоїдним рудоутворенням в обстановці тимчасового стискання земної кори (рис. 3).

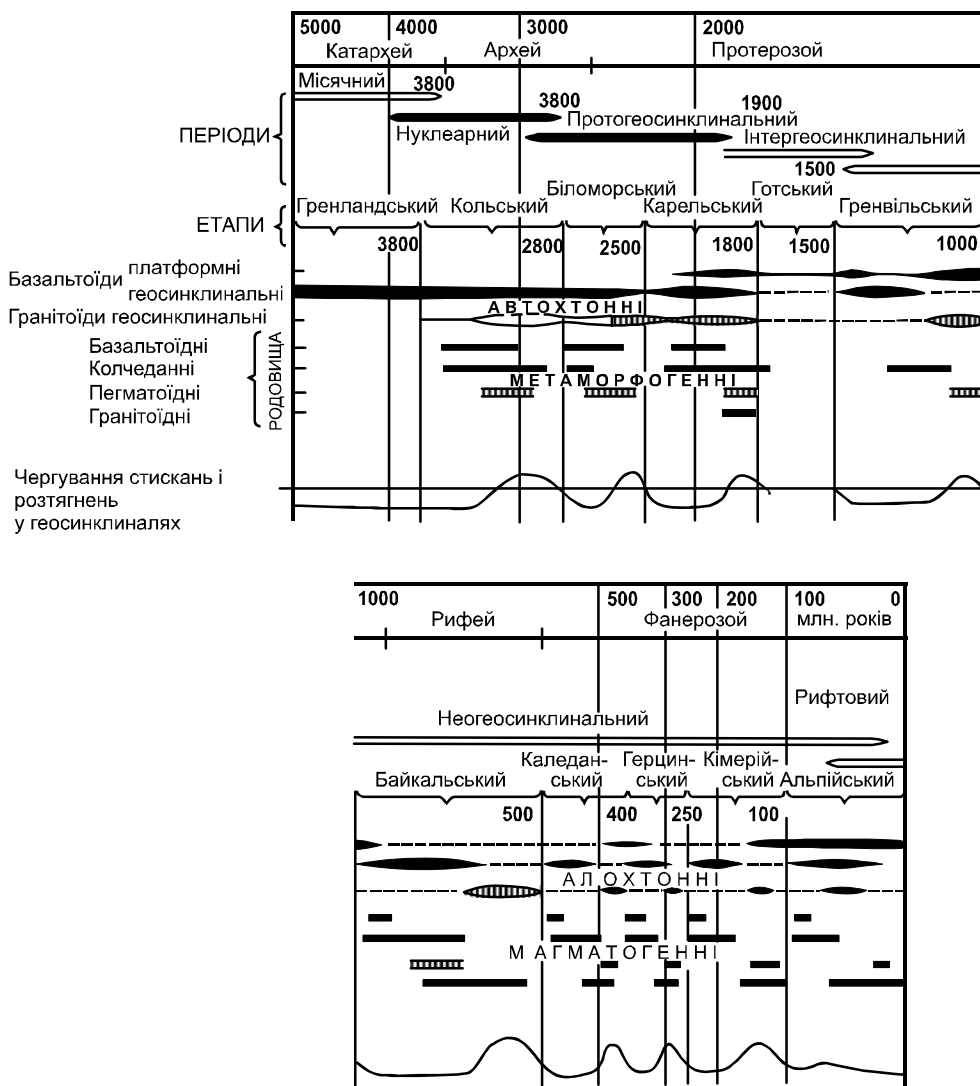


Рис. 3 Етапи ендогенного рудоутворення

В загальному вигляді металогенічний цикл представлений трьома послідовними елементами (підетапами), особливості формування родовищ яких обумовлені геотектонічними особливостями розвитку: 1) раннім чи власне геосинклінальним підетапом, для якого типовими є базальтофільні родовища – колчеданні, титаномагнетитові, хромітові і платинові; 2) орогенним, що відповідає орогенному етапу розвитку геосинкліна-

льно-складчастої системи з гранітофільним типом мінералізації – пегматитовими, альбітитовими, грейзеновими, гідротермальними (плутоногенними і вулканогенними) родовищами; 3) платформним з переважним розвитком екзогенних родовищ та ендегенними родовищами, пов'язаними з процесами тектоно-магматичної активізації.

**Місячний період** (понад 3.8 млрд р.) відповідає гренландському металогенічному етапу, характеризується умовами початкової стадії формування земної кори. Він відрізняється поширенням слабкодіференційованого базальтового вулканізму, відсутністю геосинкліналей та гранітоїдів. В цей період, як вважається, ще не виникли умови для утворення рудних родовищ.

**Нуклеарний період** (3.8 – 2.8 млрд р.) і відповідний йому кольський металогенічний етап визначають появу найбільш ранніх ендегенних рудних родовищ, які пов'язані з куполами "сірих гранітів" і з зеленокам'яними поясами палео- та мезоархею. До сірих гранітів тяжіють метаморфогенні слюдяні та рідкіснометальні пегматити. У зв'язку з розвитком зеленокам'яних поясів першої генерації (плюмтектонічні ЗКП) Південної Африки (Барбертон, Мурчисон, Стерленд), Австралії (блок Пілбара), України (Середньопридніпровський мегаблок), утворених внаслідок метаморфізму давніх базальтоїдів, утворюються магматичні родовища хромітів і сульфідних мідно-нікелевих руд, а також колчеданні родовища і гідротермальні родовища золота.

**Протогеосинклінальний період** охоплює період часу від 2.8 до 1.8 млрд р. і поділяється на два етапи – біломорський (2.8-2.3 млрд р.) і карельський (2.3-1.8 млрд р.). За поглядами В.І.Смирнова, визначається зародженням, розвитком і відмиранням ранньої серії геосинклінальних систем. За сучасними поглядами, цим етапам відповідає розвиток двох генерацій зеленокам'яних поясів: пермобільного типу неоархею і плейттектонічного – палеопротерозою [Михайлов, 2005].

З біломорським етапом пов'язаний розвиток ЗКП Північної Америки, Австралії, Зімбабве, Індії, де формуються колчеданні гідротермальні (Норанда в Канаді, Біг Стаббі в Австралії) і золоторудні (Калгурлі в Австралії, Колар в Індії та ін.) родовища. З заключними розшарованими інтрузивними серіями основного, ультраосновного і контрастного складу пов'язані магматогенні сульфідні мідно-нікелеві родовища Камбалда в Австралії, хроміт-титанові і платинові родовища Великої Дайки Зімбабве. Наприкінці стадії на території давніх ядер Сибірської, Африканської, Австралійської і Південноамериканської платформ іде формування слюдяних і рідкіснометальних пегматитів. В Південній Африці нагромаджуються унікальні золото- і уранвімісні конгломерати Вітватерсранду.

Карельський етап відповідає більшій частині палеопротерозою. Його металоносність пов'язана з розквітом третьої генерації ЗКП плюмтектонічного типу, котрим властивий потужний базальтоїдний вулканізм. Особливо широко ці процеси виявилися на Західно-Африканському, Гвіанському, Бразильському та ряді інших кратонів, де формуються гідротермальні родовища золота (Гана, Французька Гвіана, Венесуела), чорносланцеві товщі з стратиформним золотим зруденінням (Африка, США, Канада), магматичні сульфідні мідно-нікелеві руди (Седбері в Канаді), апатит-магнетитові руди типу Кіруна в Швеції. Формуються колчеданні руди (Брокен-Хілл і Маунт-Айза в Австралії, Боліден у Швеції), мідноносні карбонатити (Палабора у ПАР). Відбувається формування найбільших басейнів і родовищ залізистих кварцитів (Кривбас, КМА, провінція Великих Озер Канади і США, Бразилія й ін.). З карельськими гранітоїдами асоціюють слюдяно-рідкіснометальні пегматити Феноскандії і Сибіру, з ультраосновними комплексами - родовища хромових руд і платини (Бушвельдський комплекс у ПАР),

**Інтрагеосинклінальний період** з інтервалом часу від 1.8 до 1.5 млрд р. і відповідний йому готський етап відзначаються тимчасовим затуханням тектонічної, магматичної та металогенічної активізації між протогеосинклінальним і неогеоинклінальним періодами.

**Неогеоинклінальний період** у границях часу від 1500 до 100-50 млн р. відповідає відродженню геосинклінального режиму, його розквіту і поступовому згасанню. Він розпадається на п'ять етапів – гренвільський (1.5-1.0 млрд р.), байкальський (1.0-0.6), каледонський (0.6-0.4), герцинський (0.4-0.25) і кімерійський (0.25-0.05). Кожному з них відповідає початкова геосинклінальна стадія розвитку з базальтоїдним магматизмом та металогенією й орогенна стадія гранітоїдного магматизму та рудоутворення. Багатьом платформам цього періоду властиві явища геологічної активізації з утворенням відповідних родовищ корисних копалин, але не таких значних як ті, що виникли в умовах протоактивізації.

Гренвільський етап ще недостатньо вивчений. З ним пов'язане утворення уранових родовищ Канади (Еліот-Лейк), деяких колчеданних і колчедано-поліметалічних родовищ (Суліван у Канаді), мідних і поліметалічних у Східному Сибіру, залізорудних скарнових Норвегії та ін.

Байкальський етап відповідає пізньому протерозою. Тут також переважають ендегенні родовища базальтоїдного ряду ранньогеоинклінальної стадії: титаномангнетити Канади, Норвегії (Егерзунд), Уралу (Кусинський район), колчеданні родовища Північної Америки і Сибіру (Холдинське і Горівське); розвинені також олово-вольфрамові та рідкіснометальні пегматити і грейзени (Єгипет, Уганда, ПАР, Австралія) орогенної стадії та свинцево-цинкові руди в карбонатних товщах (Канада) стадії тектоно-магматичної активізації древніх платформ.

Каледонський етап приурочений до першої половини палеозойської ери. В цей час у геосинклінальних поясах Сибіру, Західної Європи, Австралії, Південно-Східної Азії відбуваються масштабні виливи підводних базальтоїдів, формуються численні колчеданні родовища (Фосен у Норвегії, Стекенець у Швеції, Ріо-Тінто в Іспанії, Бодвін у Бірмі). Менше розвинуті гідротермальні золоторудні і поліметалічні, рідкіснометальні родовища, пов'язані з грейзенами (Алтає-Саянська область), а також рідкіснометальні карбонатити (Скандинавія).

Герцинський етап відповідає пізньому палеозою, коли широко проявилися процеси геосинклінального тектогенезу, які супроводжувались інтенсивним магматизмом і рудоутворенням. З герцинськими базальтоїдами пов'язані магматичні родовища хромових і титанових руд Уралу, колчедано-поліметалічні - Уралу, Рудного Алтаю, Західної Європи. Орогенний гранітоїдний магматизм обумовив формування численних після-



магматичних рудних родовищ: рідкіснометальних пегматитів, альбітитів, грейзенів, скарнів, гідротермальних родовищ. Процеси активізації платформ супроводжуються проникненням лужних порід з рідкіснометальною спеціалізацією (Кольський півострів, Норвегія), алмазозонних кімберлітів і рідкіснометальних карбонатитів Африканської і Сибірської платформ, траповим вулканізмом Сибірської платформи, з яким пов'язані магматичні сульфідні мідно-нікелеві родовища.

Кіммерійський етап у цілому відповідає мезозою. В першу чергу він проявився в Тихоокеанському і Середземноморському рухливих поясах формуванням гранітоїдних серій з вулканогенними і післямагматичними родовищами руд кольорових, рідкісних, благородних і радіоактивних металів, а також розвитком масштабної рідкісноземельної мінералізації у зв'язку з процесами магматичної активізації Центральної Азії.

Рифтовий період відповідає альпійському етапу, для якого характерний широкий розвиток вулканічних поясів Тихоокеанського вогненного кільця з численними гідротермальними і гідротермальними метасоматичними родовищами Au, Ag, Sn, Pb, Zn, Cu, рифтових систем, зон ТМА давніх платформ і областей завершеної складчастості. В межах Сибірської, Африканської і Північноамериканської платформ знову формуються рудоносні карбонатити й алмазозонні кімберліти.

Відзначають два найважливіших рубежі зародження ендегенного рудоутворення:

- 1) 3.8 млрд р. – початок формування магматичних та колчеданних утворень базальтоїдної серії і метаморфогенних пегматитів;
- 2) 2.5 млрд р. – початок утворення постмагматичних гранітоїдних родовищ альбітитової, грейзенової, скарнової і гідротермальної груп.

Таким чином, ендегенний рудогенез різної інтенсивності продовжувався протягом всієї геологічної історії Землі: він зростає від місячного періоду, досягаючи максимуму протягом протогоєосинклінального періоду, зменшувався на готському етапі інтрагеосинклінального періоду, гренвільському, байкальському і каледонському етапах неогосинклінального періоду, а потім знову посилювався для різних видів корисних копалин протягом герцинського, кіммерійського і альпійського етапів. Для ранніх періодів особливо характерні родовища сидерофільних елементів (Fe, Cr, Mn, V, Ti, Pt, Au) і урану, а для пізніх – літофільних (W, Sn, TR, Mo) і халькофільних (Co, Sb, Cu, Ag, Hg, Au) елементів. Тому, в першому наближенні, місячний період можна назвати безрудним (?), протогоєосинклінальний – періодом наростання сидерофільного зруденіння, неогосинклінальний – сидерофільним, рифтовий – літофільно-халькофільним. Така стадійність ендегенного зруденіння відображає загальну етапність розвитку земної кори, який супроводжується нарощуванням континентальної земної кори і її переробкою в зонах субдукції. Загальна спрямованість еволюції ендегенного зруденіння збігається з ростом значення гранітофільних родовищ і продуктів пізніх стадій розвитку геосинкліналей і зон активізації.

Д.В.Рундквіст та ін. [Критерии, 1986] вважає, що еволюція ендегенного рудогенезу відбувається шляхом переходу від глибинних родовищ до приповерхневих, від типових магматичних до пегматитових, скарнових, гідротермальних, високо-, середньо- і низькотемпературних, збільшення різноманіття генетичних видів родовищ, ускладнення їх складу і будови. Відзначається тісна кореляція рудогенезу з еволюцією геологічних структур. Так, В.І.Казанський поділяє рудоносні структури на конструктивні, пов'язані з архейськими супра-квартальними, палеопротерозойськими рухливими і рифейсько-фанерозойськими складчастими поясами (характерні субмаринні колчеданні родовища), стабільні, пов'язані з давніми і молодими платформами (особливо характерні екзогенні родовища, у тому числі розсіпні і палеорозсіпні) і деструктивні, до яких відносяться області протоактивізації, активізації і континентального рифтогенезу (характерні поліформаційні магматичні комплекси).

## 2. ГЕНЕТИЧНА КЛАСИФІКАЦІЯ РОДОВИЩ МЕТАЛІЧНИХ КОРИСНИХ КОПАЛИН

Питанням систематики і класифікації родовищ корисних копалин присвячені труди багатьох видатних вчених, у тому числі російських, серед яких широко відомі праці В.А.Обручева, А.Г.Бетехтіна, В.Емонса, А.І.Светальського, М.А.Усова, В.А.Вахромєєва, В.І.Смирнова, П.М.Татарінова, О.Є.Ферсмана, В.І.Старостіна та багато інших. Класифікації можуть бути побудовані на різних принципах: геологічних, морфологічних, геотектонічних, генетичних, за глибиною формування, за технологічними особливостями руд та інших. Кожен з них має свої переваги та недоліки. Найважливішими є генетичні і геолого-промислові класифікації.

В генетичних класифікаціях головною класифікаційною ознакою є особливості походження родовищ. Це обумовлює широке використання таких класифікацій насамперед з науковою метою. Однією з них є запропонована у 1975 р. класифікація П.М.Татарінова, яка включає:

### А. Ендогенні родовища

#### I. Власне магматичні

- 1.1. Ранньомагматичні (сегрегаційні, акумулятивні)
- 1.2. Пізньомагматичні (гістеромагматичні, ефузивні)
- 1.3. Ліквацийні.

#### II. Пегматитові

#### III. Карбонатитові

#### IV. Постмагматичні

- 4.1. Контактково-метасоматичні (скарнові)
- 4.2. Гідротермальні
  - 4.2.1. Помірних і значних глибин – високо-, середньо- і низькотемпературні
  - 4.2.2. Малих глибин і приповерхневі – високо-, середньо- і низькотемпературні

#### V. Екзгаляційні

### Б. Екзогенні родовища

#### I. Родовища вивітрювання

- 1.1. Уламкові: елювіальні і делювіальні розсипища
- 1.2. Залишкові:
  - а) родовища кори вивітрювання (глини, каоліни і латерити);
  - б) типу залізних шляп (залізисті, марганцеві, гіпсові, галунові шляпи)
- 1.3. Інфільтраційні

#### II. Осадкові (осадочні) родовища

- 2.1. Механічні осадкові (осадочні) родовища
  - а) алювіальні, узбережно-морські розсипи і конгломерати;
  - б) перевідкладені осадки (осади) тонкодисперсних продуктів вивітрювання.
- 2.2. Хімічні осадкові (осадочні) родовища:
  - а) з справжніх розчинів;
  - б) з колоїдних розчинів;
  - в) біохімічні
- 2.3. Вулканогенно-осадкові (осадочні)

### В. Метаморфогенні родовища

#### I. Метаморфізовані

#### II. Метаморфічні

Дещо відрізняється класифікація В.І.Смирнова, розроблена у 1965 р. і доповнена у 1982 р. (табл.1). Саме вона взята авторами за основу в цьому підручнику (з деякими доповненнями).

Таблиця 1

Генетична класифікація родовищ корисних копалин (за матеріалами В.І. Смирнова, 1965, 1989)

Серія	Група	Клас (підклас)
Ендогенна (магматогенна)	Магматична	Ліквацийний Ранньомагматичний Пізньомагматичний
	Карбонатитова	Магматичний Метасоматичний Комбінований
	Пегматитова	Прості пегматити Перекристалізовані пегматити Метасоматично заміщені пегматити
	Альбітит-грейзенова	Альбітитовий Грейзеновий
	Скарнова	Вапняних скарнів Магнезіальних скарнів Силікатних скарнів

	Гідротермальна	Плутоногенний Вулканогенний Амагματοгенний (телетермальний, стратиформний)
	Колчеданна	Гідротермально-метасоматичний Гідротермально-осадковий Комбінований
	Вивітрювання	Залишковий Інфільтраційний
Екзогенна (седиментогенна)	Розсипна	Елювіальний Делювіальний Пролювіальний Алювіальний (косовий, русловий, долинний, дельтовий, терасовий, озерний, морський, океанічний) Літоральний (озерний, морський, океанічний) Гляціальний (моренний, флювіогляціальний)
	Осадова	Механічний Хімічний Біохімічний Вулканогенний
	Метаморфізована	Регіонально-метаморфізований Контактово-метаморфізований
Метаморфогенна	Метаморфічна	-

Докладний опис геологічних, фізико-хімічних та інших умов утворення різних генетичних груп родовищ наводиться в спеціальних підручниках та посібниках (В.І.Смирнов, 1995; В.І.Старостин, П.А.Игнатов, 2004 та ін.), до яких може і повинен звернутися зацікавлений читач. В цьому розділі підручника наводиться стисла інформація щодо поширення генетичних груп родовищ в межах території України.

Група **власне магматичних родовищ** представлена родовищами і проявами хрому, титану і ванадію, нікелю і міді, алюмінію та деякими іншими.

Хромове зруденіння у вигляді покладів хромітів у масивах ультрабазитів поширене в Середньому Побужжі (захід Кіровоградської області, Капітанівське родовище).

Фосфор-ванадій-титанова формація виявлена в межах Коростенського і Корсунь-Новомиргородського плутонів Українського щита. На Кропивенському родовищі (Коростенський плутон) в основних і ультраосновних породах руди апатит-ільменіт-титаномagnetит-ульвошпінелевого мінерального типу містять  $TiO_2$  – 8-10%,  $P_2O_5$  – 2-4%,  $V_2O_5$  – до 0.41%.

Прикладом об'єктів з сульфідним мідно-нікелевим зруденінням в базитах і гіпербазитах може бути Прутівське родовище (Житомирська область). Руди в габродолеритах містять (максимум, %): Ni – 1.48, Cu – 2.88; Pt – 4.9 г/т, Au і Pd – 10 г/т.

В лужних породах Октябрського масиву (Мазурівське родовище комплексних руд, Приазов'я) і Покрово-Кирейвського масиву (зона сполучення складчастого Донбасу з Приазов'ям) середній вміст  $Al_2O_3$  становить, відповідно, 22.4% і 18.3%, ресурси руд, альтернативних бокситам, в обох випадках перевищують 1 млрд т.

Рідкісноземельно-цирконієві руди Яструбецького (північний захід УЩ) й Азовського (Приазов'я) родовищ відносяться до фтор-рідкіснометально-рідкісноземельної в лужних сієнітах формації.

Група **карбонатних родовищ** на території України представлена фосфор-рідкісноземельно-рідкіснометальною формацією (TR, Nb, Zr) на Новополтавському родовищі і Бегим-Чокракському прояві Чернігівської металогенічної зони у Приазов'ї.

**Пегматитові родовища** вельми поширені на УЩ, де представлені формацією рідкіснометальних пегматитів. Вона поділяється на рідкіснометальні заміщені мікроклін-альбітові та альбіт-сподуменові і рідкісноземельні пегматити. Рідкіснометальні заміщені пегматити, зокрема, включають такі мінеральні типи: танталіт-колумбітовий із сподуменом (Кочерівське, Петроострівське, Комендантівське, Південносорокинське рудні поля); хризоберил-петаліт-сподуменовий з фосфатами і тантало-ніобітами (Полохівське, Станкуватське, Шевченківське поля); уранініт-каситерит-колумбіт-танталітовий (рудопрояви Вись, Мостове, Копанка).

**Скарнові об'єкти** представлені проявами заліза, міді, вольфраму й молібдену УЩ. Вони не мають певного практичного значення на сьогодні і потребують подальшого вивчення. Руди невеликого Молдовського (Середнє Побужжя) залізорудного родовища карбонат-магнетитового і карбонат-мартитового типів не потребують збагачення. Прояви міді (халькопірит-піротиниовий і халькопіритовий мінеральні типи) відомі в Побужжі (Калинівський, Кумарівський) і Середньому Придніпров'ї. Вольфрамова формація з шеєлітовим типом зруденіння представлена цікавими рудопроявами Коростишівського поля та іншими.

Групу **альбітитових і грейзенових родовищ** для території України краще розглядати за класами. До класу грейзенів належить вольфрам-олов'яна формація, поширена в Пержанському рудному районі (північний захід УЩ), де може бути виявлене значне родовище вольфраму й олова. В різних регіонах УЩ в грейзенах відомі також прояви молібдену. Альбітитовий клас представлений лінійними альбітитами на УЩ з численними, важливими у практичному відношенні, родовищами ураново-натрієвої гідротермально-метасоматичної формації (Жовторіченське, Северинівське, Ватутінське, Мічуринське родовища).

**Гідротермальна група** представлена родовищами кольорових, благородних, радіоактивних, рідкісних та рідкісноземельних металів. Розповсюджені ці родовища як у фанерозойських складчастих областях (Закарпатті й Донбасі), так і на Українському щиті. До телетермального (амагματοгенного) класу гідротермаль-

ної групи відноситься, наприклад, відоме, найбільше в колишньому СРСР, Микитівське ртутне родовище в Центральному Донбасі.

**Колчеданні родовища** на території України достовірно не встановлені.

Рудні родовища в **корі вивітрювання** розповсюджені у південному районі Кривбасу, де вони представлені лімонітовими і гематит-мартитовими багатими рудами на поверхні залізистих кварцитів, у Побужжі – піролюзит-псиломелан-гідрогетитовими залізо-марганцевими покладами за кальцифірами і мармурами (Хашувацьке родовище) і об'єктами силікатної кобальт-нікелевої формації в корі вивітрювання серпентинітів за ультрабазитами (Капітанівське та інші родовища). Боксити, котрі є основним видом руд алюмінію, утворюють 12 невеликих родовищ і понад 80 проявів на території України; офіційно затверджені запаси тільки Високопільського родовища у Дніпропетровській області. В корях вивітрювання виявлені рідкіснометальна (тантал і ніобій – Мазурівське родовище – Октябрський масив у Приазов'ї, Новополтавське родовище – карбонатити Чернігівської зони там же та інші об'єкти), рідкісноземельна (наприклад, рідкісні землі з цирконом у сієнітах Азовського масиву в Приазов'ї) і фосфор-рідкісноземельно-рідкіснометальна (Новополтавське родовище) рудні формації.

Група **розсипних родовищ** представлена комплексними покладами титану і цирконію (алювіально-делювіальна формація з ванадієм, скандієм, танталом, ніобієм, гафнієм – Іршанська група родовищ у Житомирській області й узбережно-морська формація давніх – Малишівське родовище в Дніпропетровській області – та сучасних розсипищ – північний берег Чорного та Азовського морів. На північному заході УЩ і в Приазов'ї відома також олов'яна розсипна алювіально-делювіальна формація, а формація золотоносних розсипищ поширена в платформному чохлі УЩ від нижньокрейдових до четвертинних відкладів та в Карпатському регіоні.

**Осадочне** походження мають численні родовища і прояви заліза, марганцю, міді, алюмінію, германію та урану. Залізорудна оолітова формація представлена родовищами Керченського залізорудного басейну в морських відкладах нижнього пліоцену. Важливе практичне значення має марганцева теригенно-морська формація осадочного й осадочно-діагенетичного генезису Нікопольського рудного басейну олігоценного віку; незначні її прояви різного віку відомі в інших регіонах України. Осадочна формація мідистих пісковиків і сланців поширена в Донбасі (перм) і Придністров'ї (девон). До нижньокрейдових і палеоцен-середньоеоценових континентальних утворень, що заповнюють зниження рельєфу докембрійського фундаменту УЩ, приурочені перевідкладені боксити латеритних кір вивітрювання (Смілянське родовище в Черкаській області). Германієносні лігніти, які мають промислове значення, виявлені в неогенових відкладах Закарпаття (Біганське родовище). Уранове зруденіння (кілька родовищ відпрацьовані способом підземного вилуговування) поширене в бурому вугіллі, вуглистих глинах і пісках буцацького ярусу середнього палеогену осадочного чохла УЩ.

**Метаморфогенна серія** представлена як групою метаморфізованих (залізо, марганець, уран), так і групою метаморфічних (залізо, золото) родовищ. Серед метаморфізованих практичне значення мають тільки родовища заліза: осадочно-метаморфізована (тип "Сюперіор") і вулканогенно-осадочна метаморфізована (тип "Алгома") формації у центральній і південно-східній частинах УЩ. "Поза конкурсом" знаходяться Криворізькі родовища залізорудної метаморфічної формації мартит-магнетитового, хлорит-магнетитового (дрібні та середні об'єкти з багатими рудами) і гематит-мартитового (великі родовища багатих руд) мінеральних типів. За останні півтора десяти років (1991-2005) виявлені численні перспективні типи золотого зруденіння (золото-кварцовий – родовища Сергіївське, Балка Золота, Балка Широка; золото-сульфідно-кварцовий разом із золото-кварцовим – Клишівське і Юріївське родовища; золото-сульфідний; золото-скарновий, золото-срібно-поліметалічний; золото-сульфідно-кварцовий і золото-сульфідний в залізистих кварцитах і золотоносних конгломератах) в метаморфічних комплексах Українського щита і Мармароського масиву в Карпатах.

Для практичних потреб гірничорудної галузі використовують насамперед геолого-промислові класифікації, які також можуть бути побудовані на різних класифікаційних ознаках: елементному складі, морфологічних типах родовищ, технологічних особливостях руд та ін.

У промисловості та рудній геології всі метали поділяються на кілька категорій (груп). Ці групи виділяються досить умовно, без певних чітких границь та класифікаційних ознак, але є широко визнаними, і тому їх доцільно дотримуватися у вивченні родовищ металічних корисних копалин. В цьому підручнику прийнята наступна класифікація металічних корисних копалин, яка відповідає практиці геологорозвідувальних робіт, що склалася в нашій країні за останні роки, хоча треба мати на увазі, що існують і інші класифікації:

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

**Група II. Легкі метали** – алюміній (Al), магній (Mg);

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

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

**Група V.** Радіоактивні метали – уран (U);

**Група VI. 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), гольмій (Ho), ербій (Er), тулій (Tm), ітербій (Ib), лютецій (Lu), ітрій (Y) – 39.

### 3. МІНЕРАЛЬНО-СИРОВИННА БАЗА МЕТАЛІЧНИХ КОРИСНИХ КОПАЛИН УКРАЇНИ

Україна має унікальну мінерально-сировинну базу і за цим показником входить до провідних країн світу (США, ПАР, Китай, Канада, Австралія, Росія, Індія, Бразилія, Казахстан, Узбекистан та ін.). Це, в першу чергу, обумовлене різноманітням геологічної будови і складною багатоетапною історією її розвитку. Експлуатація мінерально-сировинної бази багато в чому забезпечує добробут нашої держави, зокрема, за рахунок експорту рудної продукції країна отримує понад 60% валютних надходжень. Це пов'язане з розмаїттям видів і типів родовищ корисних копалин в межах Українського щита, Карпатської складчастої області та інших геологічних структур України.

Всього, як вважається, на території України виявлено близько 8 тисяч родовищ і понад 20 тисяч проявів 120 видів корисних копалин, значна частина з яких розробляється чи розроблялася раніше (понад 3300 родовищ), у тому числі різноманітні родовища і прояви металічної сировини: чорні (залізо, марганець, хром), кольорові (алюміній, мідь, цинк, свинець, нікель, титан, магній), благородні (золото, срібло, платина і платиноїди), радіоактивні (уран), рідкісні (ртуть, берилій, літій, цирконій, гафній, тантал, ніобій, кобальт, олово, вольфрам, молібден, ванадій), рідкісноземельні (ітрій, лантаноїди, германій, скандій) метали та елементи. Крім металічних, відомі родовища горючих корисних копалин (нафта, газ, вугілля, торф, горючі сланці), які будуть розглянуті в 3-му томі підручника, а також безліч родовищ неметалічної сировини.

Основу мінерально-сировинної бази України складають рудні родовища. Зараз розробляються родовища залізних, марганцевих, уранових, титанових, цирконієвих руд; відомі родовища золота, берилію, літію, ванадію, скандію, свинцю, цинку, ніобію, танталу, стронцію, гафнію, кадмію, срібла, рідкісноземельних елементів, які за параметрами наближаються до промислових, що обумовлює можливість їх залучення у виробництво найближчим часом; прогнозується можливість виявлення родовищ міді, хрому, вольфраму, олова, молібдену, сурми, алюмінію, нікелю, платиноїдів, рідкісних металів та ін. (табл. 2).

Таблиця 2

Основні види металічних корисних копалин України

Сировина (руда; * - метал)	Кількість родовищ (* - розробл.)	Запаси	Ресурси	Видобуток (2000)	Експорт (+), імпорт (-)	Перспективні потреби	Світові запаси	Світові ресурси	Видобуток у світі
<b>ЧОРНІ МЕТАЛИ</b>									
Fe, млн т	52 (24*)	28770	30000	125	+18	50	166000	679000	1060
Mn, млн т	3 (2*)	2260	1100	2.7	Н/зв	Н/зв	5122	21270	20.3
Cr, млн т	1	-	37	-	-0.06	0.3 (Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	4394	1540	15
Ti, тис т*	40 (4*)	Н/зв	Н/зв	700	+300	800	800000	1230000	9884
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , тис т*	"	255	1295	-	0.7	1.7	10000	120000	70
<b>ЛЕГКІ МЕТАЛИ</b>									
Al, млн т	1	413	72	-	-4	0.7 (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	22201	80100	135
Mg, тис т	19 (5)	Значні	Значні	Н/зв	-	13.6	Н/зв	Н/зв	410
<b>КОЛЬОРОВІ МЕТАЛИ</b>									
Cu, тис т	-	-	31500	-	Н/зв	170	664200	2120000	12000
Pb, тис т*	3	1515	3200	-	-11.9	14	115000	1400000	3000
Zn, тис т*	4	3448	7000	-	-20.8	66	261000	1900000	8878
Ni, тис т*	10	328	208	-	-5.3	6.6	52000	210000	1192
Co, тис т*	10	9	9	-	Н/зв	0.14	6107	11000	34
Mo, тис т*	-	-	57	-	-0.125	0.145	9647	29440	137
W, тис т*	-	-	105	-	-0.43	0.48	1945	20900	38.3
Sn, тис т*	-	-	-	-	-0.7	0.8	8160	30000	234
Hg, тис т*	11	5.2	Н/зв	-	Н/зв	Н/зв	147	694	1.4
Sb, тис т*	1	4.2	30	-	Н/зв	Н/зв	4300	7600	116
<b>БЛАГОРОДНІ МЕТАЛИ</b>									
Au, тис т*	2	Н/зв	Н/зв	-	Н/зв	Н/зв	100	130	2.5
Ag, тис т*	1	Н/зв	Н/зв	Н/зв	Н/зв	Н/зв	580	1400	17
Pt, тис т*	-	-	-	-	Н/зв	Н/зв	72	140	0.37
<b>РАДІОАКТИВНІ МЕТАЛИ</b>									
U, тис т*	21	31	366	0.5	Н/зв	1.9	3653	14890	36
<b>РІДКІСНІ І РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНІ МЕТАЛИ</b>									
Be, тис т*	-	Значні	Значні	Н/зв	-1 т	3 т	191	1079	9.1
Li, тис т*	4	Значні	Значні	Н/зв	Н/зв	Н/зв	9400	13000	15
Ge, т*	204 (87)	91000	Значні	3	Н/зв	2	4600	Н/зв	76
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , тис т*	2	-	30	-	Н/зв	35 т	85	808	1.4
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , тис т*	2	-	1800	-	Н/зв	0.25	10803	179000	23.5
ZrO <sub>2</sub> , тис т*	7 (1)	Значні	Значні	Н/зв	+0.03	Н/зв	36000	62000	1030
HfO <sub>2</sub> , тис т*	1	Значні	Значні	Н/зв	Н/зв	Н/зв	560	1000	0.13
Sc, т*	4	Н/зв	Значні	Н/зв	Н/зв	Н/зв	Н/зв	6000	Н/зв
TR, тис т*	6	Н/зв	Значні	-	Н/зв	Н/зв	100	Н/зв	81

Однак, Україна не забезпечена власною мінерально-сировинною базою таких металів, як хром, алюміній, мідь, цинк, свинець, олово, вольфрам, молібден, золото, срібло, платиноїди, які доводиться імпортувати з Росії та інших країн. Розвитку мінерально-сировинної бази заважає недосконала законодавча база і помилкова інвестиційна політика кінця 90-х – початку 2000-х років, застарілі технології видобутку і вилучення корисних компонентів, відсутність економічної оцінки багатьох видів корисних копалин і їх родовищ з врахуванням механізмів ринкової економіки. Це обумовлює необхідність розвивати прагматичний підхід до оцінки нашої мінерально-сировинної бази з врахуванням реалій сьогодення, зокрема, виходом України на світовий ринок мінеральної сировини. Головним завданням геологічної галузі України на найближчі роки є переоцінка власної мінерально-сировинної бази за сучасними економічними критеріями, головним з яких є забезпечення прибутку від розробки родовищ (з врахуванням екологічних факторів).

Україна є важливим експортером заліза, марганцю, титану, цирконію. У той же час вона імпортує алюміній, хром, вольфрам, молібден та інші метали (табл. 3), і хоча сальдо експортно-імпортних операцій за рудами металів є позитивним, це не виключає необхідності розвитку власної мінерально-сировинної бази тих металів, котрі імпортуються. Тим більш, що загальне сальдо від експорту-імпорту мінеральної сировини, в першу чергу за рахунок значних витрат на закупівлю палива, є негативним, наприклад, у 2000 р. загальний експорт мінерально-сировинної продукції України становив близько \$3 млрд, а імпорт – понад \$ 6.5 млрд.

Таблиця 3

**Структура експорту та імпорту рудної сировини України в 2000 р. [Мінеральні ресурси..., 2003]**

Сировина	Експорт		Імпорт	
	Тон	\$ тис.	Тон	\$ тис.
Руди і концентрати заліза	18737248	403719	7413440	190026
Руди і концентрати марганцю	19019	1293	220447	19685
Руди і концентрати алюмінію	1671	309	4043524	189308
Руди і концентрати хрому	-	-	59495	10926
Руди і концентрати вольфраму	-	-	61	144
Руди і концентрати молібдену	-	-	40	135
Руди і концентрати титану	340389	42505	36133	3305
Руди і концентрати ніобію, танталу, ванадію, циркону	32083	10487	44	57
Руди і концентрати інші	1598	84	-	-
Шлак гранульований	251817	758	20	1
Шлак дрос, окалина та ін.	129597	920	17851	131
Зола та інші залишки	18804	5118	33475	7039
Шлак і зола інші	2838	241	152	7
Чавун	1612051	178645	10398	1306
Феросплави	351207	351207	38531	39661
Відходи і брухт чорних металів	5188159	438528	23198	1244
Мідь нерафінована	20957	28863	0.08	0.4
Мідь рафінована і сплави	76894	105379	13023	25031
Брухт і відходи мідні	53485	53750	20	14
Нікель необроблений	294	1918	3623	36232
Алюміній необроблений	374847	416183	1059	3631
Відходи і брухт алюмінієві	41377	31693	-	-
Фольга алюмінієва	-	-	6509	23555
Свинець необроблений	11068	4072	11932	6821
Цинк необроблений	1236	939	20744	25608
Олово необроблене	301	1503	407	2448
Вольфрам і вироби з нього	7	151	33	1296
Молібден і вироби з нього	2	100	93	1466
Тантал і вироби з нього	-	-	0.03	9.9
Кадмій	-	-	7	8
Штейн кобальтовий	-	-	55	1777
Вісмут	-	-	4	55
Сурма	-	-	47	145
Берилій, хром, германій	5	185	145	682
Титан і відходи з нього	-	-	216	2834
Металокераміка	159	399	10	36

До найважливіших гірничорудних районів (ГРР) України, де провадиться видобуток і функціонують підприємства з видобутку металічної сировини відносяться:

- залізорудні Криворізький (Східний ГЗК), Кременчузький (Вільногірський ГЗК), Білозерський (ВО "Просянакоалін") і Керченський (ВАТ "Дружківське рудоуправління") ГРР;
- марганцеворудні Нікопольський (Таврійський ГЗК) і Токмацький (ЗАТ "Запорізький залізорудний комбінат") ГРР;
- титан-цирконієвий Самотканський ГРР (ВАТ "Полтавський ГЗК");
- титан-апатитовий Іршанський ГРР (Іршанський ГЗК);
- урановорудні Кіровоградський і Центральноукраїнський (Східний ГЗК) ГРР;

- ртутний Микитівський ГРР;
- нікелевий Побузький ГРР (ВАТ “Центральний ГЗК”);
- золото-поліметалічний Мужіївський ГРР (Мужіївський золото-поліметалічний рудник).

**З чорних металів** в Україні є родовища і прояви заліза, марганцю, хрому, титану й ванадію.

Україна має потужну мінерально-сировинну базу **залізних руд**, прогнозні ресурси якої перевищують 30 млрд т, а розвідані запаси оцінюються як 28 млрд т. Вони зосереджені переважно в межах Криворізького ГРР (67.5%), меншою мірою – Кременчуцького і Керченського ГРР, де розвідано 52 родовища, 26 з яких експлуатуються. Сумарний річний видобуток залізних руд у 2000 р. сягав 125 млн т, що вдвічі менше максимального видобутку в 269.5 млн т у 1974 р.

Залізні руди представлені трьома найважливішими технологічними типами: 1) багатими магнетит-мартизовими рудами, які видобувають підземним способом на 13-ти родовищах (Жовторіченське, РУ ім. 1 Мая, РУ ім. Леніна, РУ ім. Р.Люксембург, РУ Суха Балка, РУ ім. Фрунзе, РУ ім. Комінтерну, РУ ім. К.Лібкнехта, РУ ім. Кірова, РУ ім. Держинського, РУ ім. Ілліча, Ігулецькому, Південнобілозерському); 2) залізистими кварцитами, які видобуваються відкритим способом на 11-ти родовищах (Горішньо-Плавнинське, Лавриківське, Первомайське, Ганнівське, Велика Глеєватка, Петрівське, Новокриворізьке, Валявкінське, Скелеватське, Магнетитове, Ігулецьке), а підземним – на 4-х (ім. Держинського, РУ ім. Леніна, РУ ім. 1 Мая, Жовторіченське); 3) оолітовими бурими залізняками Керченського басейну. До найкрупніших резервних родовищ належать Біланівське, Єристівське, і Галецинське в Кременчуцькому ГРР; Переверзівське і Васинівське – у Білозерському ГРР; Східновалявкінське і Шиманівське – в Криворізькому ГРР; Куксунгурське, Маріупольське і Гуляйпільське – у Приазов'ї.

Основні проблеми розвитку залізорудної мінерально-сировинної бази України пов'язані з низьким вмістом заліза і високим кремнезему в рудах, що обумовлює недостатню конкурентоздатність вітчизняної продукції на світових ринках і не забезпечує можливість переходу українських металургійних заводів на нові прогресивні технології; необхідністю переоцінки запасів з врахуванням вимог і кондицій ринкової економіки; екологічними проблемами галузі.

За загальними запасами **марганцевих руд** (2.26 млрд т) Україна займає друге місце в світі після ПАР, однак за їх якістю вона значно поступається більшості закордонних країн з потужною марганцеворудною базою. Справа в тім, що лівова частка марганцевих руд України представлена важко збагачуваними карбонатними рудами (76.5%), де середній вміст марганцю становить 20.7% і лише незначна частка – порівняно легко збагачуваними оксидними (15.8%) і оксидно-карбонатними (7.7%) рудами, де вміст марганцю, відповідно, сягає 28.6% і 25.0%. Середній вміст металу в усіх балансових запасах дорівнює 23.9%, тоді як в інших країнах видобувають руди з вмістом марганцю 35-62% (найчастіше 40-45%). Концентрати оксидних руд містять 37-45% марганцю, а карбонатних – тільки 29-31%, у той час як на закордонних підприємствах виробляють концентрати з вмістом марганцю не нижче 48-50%. Це обумовлює потенційну загрозу неконкурентоспроможності вітчизняної марганцеворудної промисловості, особливо через випереджаюче відпрацювання запасів відносно багатих оксидних руд. Ситуація загострюється також екологічними проблемами, пов'язаними з кар'єрним способом розробки рудних покладів, який призводить до вилучення багатих орних земель.

Головні запаси марганцевих руд України зосереджені в Нікопольському марганцеворудному басейні, де розвідані і розробляються Нікопольське й Велико-Токмацьке родовища. Перспективи розвитку марганцеворудної промисловості України пов'язуються з підготовкою до промислового освоєння Федорівського родовища оксидних та змішаних оксидно-карбонатних руд на заході Нікопольського басейну. Руди цього родовища мають підвищений вміст манганіту і піролюзиту, що зумовлює високу якість концентратів з вмістом марганцю до 49%. Крім того, останнім часом рудопрояви залізисто-марганцевих і марганцевих залізних руд виявлені у Середньому Побужжі на Хашувацькому рудному полі. Вони також можуть стати резервом розвитку марганцеворудної промисловості України.

Власною базою **хромових руд** Україна не забезпечена, перспективи пов'язуються з Капітанівським родовищем Побужжя в гіпербазитах, прогнозні ресурси якого оцінюються як 6.5-7 млн т руди за середнього вмісту  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  28%. Родовища такого ж типу додатково можуть бути виявлені в інших тілах гіпербазитів цього району, загальний рудний потенціал котрого оцінюється як 30 млн т руди за середнього вмісту  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  26-28%. Доцільність розробки родовища підвищується можливістю додаткового видобутку силікатних нікелевих руд з кір вивітрювання, які містять ще й золото (0.7-0.9 г/т).

Україна є одним з найпотужніших у світі виробників **титанових** (ільменітових) концентратів (близько 20% світового випуску), який здійснюється на Іршанському і Верхньодніпровському комбінатах (близько 700 тис т концентрату на рік). Їх мінерально-сировинною базою є розсіпні родовища, пов'язані з корою вивітрювання титаносних основних порід: Малишівське, Вовчанське, Тарасівське, Червонокутське – у Середньому Придніпров'ї; Лемнінське, Межиріченське, Лівобережне, Правобережне – на північному заході УЩ.

Перспективи розвитку титановидобувної промисловості України пов'язуються з корінними магматичними апатит-ільменітовими родовищами (Стремигородське, Федорівське, Видибозьке та ін.), родовищами в корах вивітрювання (Торчинське) та розробкою нижніх пластів розсіпних родовищ, хоча слід мати на увазі, що є певні технологічні проблеми розробки корінних родовищ комплексних апатит-ільменітових руд, з яких можна отримувати апатитові концентрати, рідкісні землі, ванадій і скандій.

В Україні відсутні власне **ванадієві родовища**; потенційним джерелом ванадію є титанові руди (де середній вміст  $\text{V}_2\text{O}_5$  складає 0.22-0.25%), але технологію вилучення ванадію з них досі не реалізовано в промислових умовах, хоча вона відома. Таким чином, джерелом ванадію можуть бути практично всі родовища титанових руд. Запаси ванадію підраховані на Стремигородському (222.9 тис т) і Торчинському (32.7 тис т) родовищах, загальні запаси і ресурси досліджених корінних і розсіпних родовищ УЩ оцінюють як 1295 тис т. Додаткові перспективи пов'язані з титаномагнетитовими рудами Кропивенського родовища і комплексни-

ми уран-ванадієво-скандієвими рудами Жовторіченського родовища, запаси якого перевищують 20 млн т руди за вмісту  $V_2O_5$  – 0.21%, TR – 0.5%, Sc – 100 г/т. Щорічні потреби промисловості України становлять 0.6-0.7 тис т  $V_2O_5$ , вони задовольняються за рахунок поставок з Росії і Казахстану, перспективні – 1.0-1.7 тис т.

**Легкі метали** в Україні представлені родовищами і проявами алюмінію і магнію.

**Алюмінієві руди** зараз імпортуються, переважно з Гвінеї, оскільки поклади високоякісної глиноземистої сировини в Україні не виявлені. Перспективи забезпечення власною сировиною пов'язані з низькоякісними залізистими бокситами кір вивітрювання Високопільського та Південнонікопольського родовищ, а також іншими об'єктами такого ж типу на території Середнього Придніпров'я. Ресурси Високопільського родовища оцінюються як 72 млн т руди, а запаси – 17 млн т з середнім вмістом  $Al_2O_3$  38%. Крім цього, як потенціальна глиноземиста сировина можуть розглядатися алуніти Берегівського рудного району, де запаси руди попередньо розвіданих Біганського та Берегівського родовищ становлять відповідно 290 і 51 млн т руди з вмістом алюмінію понад 30%, а також нефелінові сієніти Приазов'я, де в межах Октябрського масиву комплексні рідкіснометальні руди містять до 21%  $Al_2O_3$ .

**Магнієві руди** в Україні представлені магнієвими солями Передкарпатського передового прогину (Капуш-Голинське, Бориславське, Стебницьке, Блажівське, Росильнянське, Марківське, Молодківське, Ясениця Сольна, Ніневське, Дрогобицьке, Тростянецьке, Беліна Велика, Довголука-Гірне, Делятинське, Ославське та ін. родовища), Дніпрово-Донецької западини (Затуринське і Новоподільське родовища), а також рапою соляних озер і лиманів Кримського півострова (Сиваське, Сасик-Сиваське і Старе родовища). Запаси магнієвих руд і запаси рапи соляних озер і лиманів дуже значні і дозволяють цілком задовольняти потреби України в цій сировині.

**Кольорові метали** в Україні представлені проявами міді, свинцю і цинку, нікелю й кобальту, молібдену, вольфраму, олова, сурми, ртуті.

Розвіданих родовищ **мідних руд** в Україні також поки що немає, хоча є перспективні прояви, пов'язані з рифейською траповою формацією Волині (Жирич та ін.) з прогнозними ресурсами до 28 млн т міді; ранньопермською червонобарвною формацією Донбасу (Берестянський, Гладосівський та ін.), де прогнозні ресурси міді оцінюються в 3.5 млн т; ранньодевонською і крейда-палеогеновою теригенними формаціями Придністров'я і Карпат; комплексні сульфідні мідно-нікелеві (Прутівське) і мідно-колчеданні (Краснобалківський) прояви УЩ. Прогнозні потреби України на думку фахівців складають 160-170 тис т на рік на період до 2010 р.

Промислові **свинцево-цинкові руди** відомі в Закарпатті та ДДЗ. В першому випадку вони складають рудні тіла комплексних жильних золото-срібло-поліметалічних (Мужиївське, Берегівське) і поліметалічних (Біганське) родовищ, де середній вміст Pb дорівнює 2-3%, Zn – 5-6%, вміст Au інколи сягає 3-4 г/т, а Ag – 60-70 г/т. Запаси руди оцінюються як 38.7 млн т, у тому числі: Pb – 1250 тис т, Zn – 2830 тис т; прогнозні ресурси Pb можуть сягати 3000 тис т, Zn – 6000 тис т. В ДДЗ практичний інтерес може становити Біляївське родовище, та ряд рудопояв (Новодмитрівський, Степнянський та ін.) прожилково-вкрапленого типу, які локалізуються в кепроках соляних штоків тріасу. Розвідані запаси Pb тут складають 265 тис т, Zn – 618 тис т, а прогнозні ресурси можуть сягати 200 тис т Pb та 1000 тис т Zn. В Донбасі здавна відомий цілий ряд проявів поліметалів (Єсаулівський, Центрально-Нагольний та ін.), але самостійного значення вони не мають. Промислові прояви свинцю й цинку відомі також на УЩ. Однак, незважаючи на наявність власної мінерально-сировинної бази свинцю й цинку, Україна вимушена зараз імпортувати ці метали в кількості 11.9 тис т Pb і 20.8 тис т Zn (2000 р.). Перспективні потреби України складають: до 14 тис т Pb і до 66 тис т Zn (до 2020 р.).

Родовища **руд нікелю і кобальту** пов'язані з корою вивітрювання докембрійських ультраосновних порід Побузького і Придніпровського районів (Девладівське, Деренюхинське, Липовенківське та ін. родовища), де загальні балансові запаси становлять: Ni – 200 тис т (за вмісту 1.01%), Co – 0.74 тис т (0.045% металу), а забалансові – Ni – 127.9 тис т, Co – 8.4 тис т. Руди характеризуються низькою якістю і придатні лише для виплавки феронікелю.

Певні перспективи пов'язані з проявами сульфідних мідно-нікелевих руд Північно-Західного району УЩ (Прутівське родовище і Камінський прояви), а також з проявами в межах зеленокам'яних структур УЩ. Прогнозні ресурси Прутівського родовища оцінюються як 36 млн т руди з вмістом Ni 0.58%, Co 0.025%, Cu 0.26%, Au 0.5 г/т, Ag 1.8 г/т, Pt 0.3 г/т (208 тис т Ni, 9 тис т Co).

Видобуток руд нікелю в незначній кількості (нікелю – 5 тис т, кобальту – 316 т) здійснювався до 1997 р., зараз вся нікелева продукція імпортується з Росії. Потреби України в нікелі дорівнюють 5.3 тис т, перспективні (до 2010 р. – Ni – 6.6 тис т, Co – 0.14 тис т).

Україна не має розвіданих запасів **молібдену**, її щорічні потреби (на рівні 125 т) забезпечуються поставками з Росії, Казахстану, Узбекистану. Перспективи створення власної мінерально-сировинної бази молібдену пов'язуються з проявами Північно-Західної частини УЩ (Вербинський і Устинівський прояви), Середнього Придніпров'я (Східно-Сергіївський прояв), та Приазов'я (Новоселівський та ін. прояви). Прогнозні ресурси молібдену оцінюються як 57 тис т, прогнозні потреби – 145 т (2010 р.).

В Україні відомі лише **прояви вольфраму** з неясними перспективами: Вербівське і Капланівське – в Приазов'ї, Селищанський – в Кіровоградському районі, ряд зруденілих зон грейзенізації в Пержанському і Кочерівському районах та ін. Їх загальні прогнозні ресурси не перевищують 105 тис т вольфраму. Потреби України у вольфрамі (0.43 тис т на рік) задовольняються за рахунок поставок з Росії, країн Західної Європи, Китаю та ін. Перспективні потреби передбачаються на рівні 0.48 тис т (2010 р.).

Власна мінерально-сировинна база **олов'яних руд** в Україні відсутня, щорічна потреба – 700-800 т олова задовольняється за рахунок поставок з Росії та інших країн. Певні перспективи відкриття промислових родовищ олова пов'язуються з рудовміщуючими структурами Суцано-Пержанської зони (прояви Кар'єр, Західне, Гірничне та ін.), а також оловоносними масивами Приазовського блоку (Кам'яномогильський, Катеринівський та ін.).



Сировинну базу **ртуті** України представляють родовища Донбасу (Микитівське, Дружківсько-Костянтинівське, Слов'янське). Перше з них експлуатувалося довгий час (1885-1995 рр.), але в середині 90-х років видобуток ртуті було припинено з економічних міркувань – собівартість видобутку значно перевищувала світовий рівень цін у зв'язку з низкою якістю руд. Крім цих родовищ невеликі родовища ртуті відомі в Закарпатті (Грендеш, Колгоспне, Марангош, Кам'яний Кар'єр). Загальні запаси ртуті в Україні дорівнюють 5.2 тис т, але низька якість руд не сприяє їх видобутку.

Прояви **сурми** тісно пов'язані з родовищами ртуті Донбасу (Микитівське рудне поле), де підраховані її запаси – 4.2 тис т, та оцінені ресурси – 30 тис т. Але вміст сурми в рудах низький (0.4-1%), технологія вилучення не розроблена, що перешкоджає її видобутку навіть як супутнього елемента разом із ртуттю.

Крім згаданих кольорових металів, як супутній компонент в молібденових проявах Суцано-Пержанської зони (Вербинське, Устинівське та ін.) та Східного Приазов'я наявний **вісмут**. Зараз Україна імпортує вісмут з Казахстану в кількості 8-8.5 т/рік.

**Благороднометальне зрудення** в Україні представлено проявами і родовищами золота, срібла, платини і платиноідів.

Україна не має власної **золоторудної** мінерально-сировинної бази, але передумови для її створення є. Тут встановлені три основні золоторудних провінції: Українського щита, Донецької і Карпатської складчастих областей. Родовища золота УЩ пов'язані з глибокометаморфізованими докембрійськими комплексами зеленокам'яних структур мезоархею (Сергіївське, Балка Золота, Балка Широка, Южне та ін.) і структурами активізації палеопротерозою (Майське, Клинецьке, Юріївське, Сурозьке). В Карпатській провінції встановлені два найважливіших генетичних типів золоторудної мінералізації: 1) золото-поліметалічні родовища Берегівського рудного поля (Мужіївське, Берегівське, Куклянське), пов'язані з неогеновим вулканізмом обрмлення Панонського масиву; 2) золоторудна мінералізація Рахівського рудного району, приурочена до метаморфічних товщ пізнього докембрію – раннього палеозою Мармароського кристалічного масиву (родовище Сауляк). В Донбасі родовища і прояви золоторудної і комплексної золото-срібло-свинцево-цинкової мінералізації приурочені до видовжених рудоносних зон серед складчастих товщ палеозою; вони представлені жилами і штокверками (Бобриківське, Гострий Бугор, Нижньо-Нагольчанське та ін. родовища). Крім того, останнім часом з'явилися відомості відносно можливості золоторудної мінералізації, пов'язаної з чорносланцевими товщами палеозою Донбасу. Очікується, що загальний золоторудний потенціал України може сягати кількох тисяч тонн золота, однак об'єктивна геолого-економічна оцінка як окремих родовищ, так і мінерально-сировинної бази золота України відсутня.

Рудний потенціал **срібла** України пов'язаний з проявами як власне руд срібла (Квасівське рудне поле Закарпаття), де в деяких перетинах вміст срібла сягає 200-300 г/т, але частіше дорівнює 60-70 г/т; так і з комплексними поліметалічними рудами родовищ Закарпаття (Мужіївське, Берегівське, Куклянське) і Донбасу (Нагольно-Тарасівське, Єсаулівське, Журавське) з порівняно невисоким вмістом срібла (зазвичай, до 100 г/т). Крім того, підвищений вміст срібла відзначається в золоторудних та інших проявах УЩ (Балка Широка, Вербинське та інші родовища). Реальна оцінка сріблоносності України відсутня, видобуток срібла можливий тільки в якості супутнього елемента при розробці поліметалічних родовищ.

В Україні відомі лише непромислові прояви **платинової мінералізації** в рифейській траповій формації Волині (прояв Жиричі), сульфідних мідно-нікелевих рудах (Прутівський прояв), основних-ультраосновних комплексах докембрію УЩ, альпінотипних гіпербазитах Карпат, ультрабазитах і залізородних формаціях Кривбасу, метасоматитах УЩ, рудоносних скарнах Побужжя, вугленосних і червонобарвних відкладах і метасоматитах Донбасу, корях вивітрювання на базит-ультрабазитових масивах УЩ, а також знахідки платинових мінералів в розсипах. Однак, перспективи виявлення промислових об'єктів з платиноїдною мінералізацією в межах України мають поки що гіпотетичний характер.

В Україні відомі родовища **радіоактивних металів**, представлені урановими об'єктами.

Україна належить до провідних **урановидобувних** країн світу, ресурси уранових руд оцінюються як 366 тис т, розвідані запаси урану складають 31 тис. т. В Україні виявлене 21 уранове родовище, а виробництво уранового концентрату, за оцінкою міжнародних експертів, становить близько 500 т на рік. Головні запаси зосереджені в Кіровоградському УРР, де вони пов'язані з докембрійськими структурами УЩ (родовища Северинівське, Мічуринське, Компаніївське), в Центральноукраїнському УРР (родовище Ватутинське), в Побузьському УРР (Лозоватське, Южне та Калинівське родовища). Крім того, в залізистих породах докембрію відомі Жовторіченське та Первомайське родовища, а також прояви урану в давніх докембрійських конгломератах (Микола-Козельське родовище). Таким чином, наявність великих запасів урану забезпечує урановорудну галузь України, однак відносно низький вміст металу в рудах, витратний підземний спосіб видобутку ставлять проблему її подальшого розвитку. Тому, якщо найближчим часом в Україні не будуть виявлені родовища нових геолого-промислових типів ("незгідності" і пісковикового), можна чекати різкого скорочення видобутку урану з надр України.

**Рідкісні метали** представлені родовищами і проявами берилію, літію, рубідію і цезію, германію, танталу, ніобію, цирконію, гафнію, скандію, які пов'язані з берилієносними лужними метасоматитами (Пержанське родовище); рідкіснометальними нефеліновими сієнітами (Мазурівське); рідкіснометальними лужними сієнітами (Азовське та Ястребецьке); фосфор-рідкіснометальними ультраосновними лужними породами і карбонатитами (Новополтавське); рідкіснометальними пегматитами (Крута Балка, Полохівське, Станкуватське, Шевченківське, Надія); рідкіснометальними урановорудними метасоматитами (Жовторіченське). За розвіданими запасами і ресурсами деякі з них відносяться до крупних і унікальних (Пержанське, Азовське, Жовторіченське). Це обумовлює важливе значення мінерально-сировинної бази рідкісних земель України, де видобувається і виробляється цирконій, гафній, германій, а з привезених концентратів – тантал і ніобій. Тут працює кілька великих підприємств з виробництва рідкісноземельної продукції: Вільногірський державний гірничо-металургійний комбінат (ВДГМК), де

випускається гафній, цирконієві сплави та ін.; ВО “Придніпровський хімічний завод” (ПХЗ), де також виробляється гафній, цирконій та різноманітні сплави з рідкісних металів.

**Берилій** представлений в першу чергу унікальними фенакіт-гентгельвіновими рудами Пержанського родовища, де також знаходяться значні концентрації рідкісних земель, цирконію, ніобію, танталу, олова, ітрію, флюориту, кадмію, індію, срібла, золота, осмію.

**Літієві руди** приурочені переважно до літієносних гранітних пегматитів (родовища Шевченківське, Полохівське, Станкуватське, Надія, Балка Крута), хоча й відомі в лужних гранітах і метасоматитах (Пержанське рудне поле), грейзенах (Вербинський прояв), а ознаки літієвої мінералізації відзначалися в теригенних відкладах Поділля, гідротермалітах і підземних водах Донбасу.

Непромислові прояви **рубідію і цезію** відомі в рідкіснометальних пегматитах Жовторіченського родовища (Кривбас), в зонах біотитизації Станкуватського родовища, екоконтактах пегматитових тіл Полохівського родовища, в зонах флогопітизації Новомосковського масиву гранітів, в деяких малих інтрузіях Приазовського і Волинського блоків, в гідротермально змінених гранітах Пержанського рудного поля.

**Германій** є супутним компонентом у вугіллі Донбасу і Львівсько-Волинського басейну, де його вміст складає від 0.3 до 9.2 г/т. Його запаси (91 тис т) підраховані на 204 шахтних полях, виробництво провадиться на 13 коксохімічних заводах. Крім того великі ресурси германію сконцентровані в залізних рудах Кременчуцького залізорудного району і Кривбасу, обкатиші Полтавського ГОК з вмістом Ge 11-38 г/т експортуються. Перспективним джерелом вилучення германію є лігніти Малобіганського родовища в Закарпатті.

Вважається, що за ресурсним потенціалом **танталу та ніобію** Україна посідає перше місце в Європі, має потужну виробничу базу переробки тантало-ніобатів (Придніпровський хімзавод у м. Дніпродзержинську), але зараз не видобуває тантал-ніобієву сировину, а виробничі потужності ВО “ПХЗ” простоюють через скорочення поставок з Росії. Основні запаси тантало-ніобатів України приурочені до Новополтавського карбонатитового і Мазурівського (в нефелінових сієнітах Октябрського масиву) родовищ. Крім них тантал-ніобієві руди відомі на родовищі Балка Крута в пегматитах Приазов'я, а також на деяких проявах Суцано-Пержанської зони.

Україна має потужну мінерально-сировинну базу **цирконієвих і гафнієвих руд**, зосереджених в комплексних розсипних (Малишівське, Вовчанське, Воскресенське, Тарасівське, Краснокутське, Мариупільське, Мокри Яли), Мазурівському, Азовському та Новополтавському корінних родовищах. Виробництво цирконію і гафнію здійснюється Верхньодніпровським гірничо-металургійним комбінатом на базі Малишівського родовища.

Україна має значні ресурси **скандію**, котрий як супутній компонент оцінений на чотирьох родовищах: Жовторіченському (уран-ванадій-скандієві руди), Стремигородському й Торчинському (корінні апатит-титаномагнетит-ільменітові руди та їх кори вивітряння) та Злобицькому розсипному родовищі ільменіту. Крім того, значні ресурси скандію зосереджені в розсипних ільменітових і рutil-циркон-ільменітових родовищах УЩ Малишівське та ін. родовища), ільменітових, ільменіт-апатитових і титаномагнетитових рудах, пов'язаних з габроїдами Коростенського і Корсунь-Новомиргородського плутонів. Всі родовища скандію є комплексними (Ti, Fe, U, V, Zr, TR і ін.), з яких скандій може вилучатися як побічний, або як головний компонент.

Крім описаних рідкісних металів, в Україні відомі непромислові прояви **рубідію і цезію**, приурочені до рідкіснометальних пегматитів (зі сподуменом і полуцитом) на флангах Жовторіченського родовища; підвищений вміст цих елементів зафіксовано в зонах біотитизації на родовищах Станкуватське і Надія, метасоматитах Полохівського родовища, гідротермально змінених гранітах Пержанського рудного поля, в мезократових гранітах кам'яномогильського комплексу Приазов'я. Підвищені концентрації **кадмію** встановлені в берилієвих рудах Пержанського родовища, та в золото-срібло-поліметалічних рудах Мужіївського родовища. Мінерали **індію, талію і телуру** встановлені в деяких рідкіснометальних і золоторудних родовищах УЩ. **Селен** може бути отриманий за рахунок переробки анодних шламів мідного виробництва, шламів – свинцевого. **Реній** може бути пов'язаний з молібденовими родовищами і проявами УЩ та уран-бітумними родовищами, де також виявлені значні концентрації талію і селену.

Україна має значні ресурси **рідкісних земель**, хоча поки що не видобуває їх. Відомі родовища як традиційних типів, пов'язаних з карбонатитами (Ново-Полтавське) і маріуполітами (Октябрське), так і нетрадиційних: багаті цирконієві і рідкісноземельно-цирконієві руди безнефелінових сієнітів (Азовське і Ястребецьке). Крім цього, в Приазов'ї відоме родовище багатих руд церієвої групи (Петрово-Гнутівське), складених паризитом, кальцитом і флюоритом. За вмістом і складом TR, воно подібне до таких родовищ світового класу як Маунтин-Пас і Байан-Обо. Виділяється чотири найважливіших райони розвитку ендегенної рідкісноземельної мінералізації: 1) Подільський, де вона пов'язана з гранітами бердичівського і житомирського комплексів, діоритами і гранодіоритами звенигородського; 2) Пержанський рудний вузол Житомирської області – з пержанськими гранітами, сієнітами і калієвими метасоматитами з цирконом і бритоїтом (Ястребецьке родовище); 4) Криворізький урановорудний район – з калієвими і натрієвими метасоматитами, сієнітами корсунь-новомиргородського комплексу; 4) Приазовська область – з гранітами і пегматитами салтичанського, анадольського (Анадольське родовище), кам'яномогильського комплексів, карбонатитами чернігівського комплексу (Новополтавське), сієнітами південнокальчицького комплексу (Азовське).

Крім ендегенної, в Україні відомі прояви рідкісноземельної мінералізації, пов'язаної з кораами вивітряння а також монацитвмісними розсипищами (Волино-Подільський і Приазовський райони).

Таким чином, перспективи подальшого розвитку мінерально-сировинного комплексу України пов'язані, у першу чергу, з залізними, марганцевими, урановими, цирконієвими і титановими рудами, які традиційно видобуваються з надр України; з залученням до промислової розробки комплексних рідкіснометальних і рідкісноземельних руд (Пержанське, Мазурівське, Новополтавське, Азовське та інші родовища); пошуками та оцінкою родовищ кольорових і благородних металів. Загальними проблемами, котрі необхідно розв'язати найближчими роками, є пошук родовищ нових геолого-промислових типів, вирішення технологічних проблем комплексного вилучення корисних компонентів, геолого-економічна оцінка об'єктів з врахуванням вимог ринкової економіки.

## 4. МЕТАЛОГЕНІЧНІ ЕПОХИ І ФАКТОРИ КОНТРОЛЮ ЕНДОГЕННОГО ЗРУДЕНІННЯ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

В геологічній історії Землі виявляється металогенічна спеціалізація головних тектонічних епох та циклів. Так, родовища міді, олова, вольфраму, свинцю, цинку, ртуті, сурми розвинуті переважно у фанерозої, урану та заліза – в протерозої, а золота – в пізньому археї та мезозої. Що стосується УЩ, то тут також існує нерівномірність рудоутворення родовищ основних корисних копалин в різні епохи. Так, родовища заліза максимально розвинуті в палеопротерозої, урану – в палео-мезопротерозої, золота – в мезоархеї та палеопротерозої. Для палеопротерозою характерні також родовища молібдену та графіту; мезопротерозою – рідкісних металів (Sc, Y, TR), молібдену та нікелю, титану, хрому, берилію, коштовного каміння.

Відповідно, в **докембрії УЩ** виділяється ряд металогенічних епох з характерними геотектонічними умовами формування, структурними особливостями і рудними формаціями. Під металогенічною епохою ми розуміємо відрізок геологічного часу, протягом якого формується асоціація рудоносних магматичних та інших формацій, що відповідають рудоносному тектоно-магматичному циклу (ТМЦ). Їх початок звичайно збігається з седиментацією і вулканізмом, а завершення – з магматизмом і метаморфізмом. Ендогенне рудоутворення в ранньому докембрії звичайно супроводжує всі ці процеси. Воно по різному проявляється у найважливіших структурно-формаційних зонах чи мегаблоках УЩ, до яких, згідно з існуючими схемами його структурного районування належать: Волинський, Росинсько-Тікицький, Дністровсько-Бузький, Інгульський, Середньопридніпровський і Приазовський. Схеми їх стратиграфії прийняті відповідно кореляційній стратиграфічній схемі докембрійських утворень Українського щита, затвердженій Національним стратиграфічним комітетом України 13 червня 2003 р., хоча границі металогенічних епох можуть і не збігатися з віковими границями підрозділів загальної геохронологічної шкали.

В **палеоархейську епоху** (понад 3.2 млрд р.) на УЩ формуються грануліт-гнейсові асоціації дністровсько-бузької (Волинський, Дністровсько-Бузький Росинсько-Тікицький і Інгульській блоки), акульської (Середньопридніпровський блок) і західноприазовської (Приазовський блок) серій; іде формування ультраметаморфічних гайворонського (Дністровсько-Бузький блок), дніпропетровського і ташлицького (Інгульський блок), дніпропетровського і славгородського (Середньопридніпровський блок), ремівського (Приазовський блок) комплексів; вкорінюються основні-ультраосновні інтрузії сабарівського (Дністровсько-Бузький блок), олександрівського (Середньопридніпровський блок), тоналітові – новопавлівського комплексу (Приазовський блок) з дрібними проявами заліза (Куксунгурське, Липовенське та ін.). Великих родовищ корисних копалин, пов'язаних з цією епохою, немає, лише в Орьово-Павлоградській зоні група однойменних непромислових залізрудних родовищ пов'язана із західноприазовською серією.

Таким чином, вже на ранніх стадіях розвитку УЩ починається формування залізородної мінералізації – провідного типу ендогенного зруденіння УЩ – найважливішим фактором контролю якої виступає літолого-стратиграфічний, а саме наявність пластів і шарів магнетитових кварцитів (кварц-магнетитових, амфібол-піроксен-магнетитових) у розрізах західноприазовської серії.

В **мезоархейську епоху** (3.2-2.8 млрд р.) починається розвиток зеленокам'яних структур (ЗКС) УЩ, складених осадовчо-вулканогенними породами конкської серії (Інгульський і Середньопридніпровський блоки, осипенківської серії (Приазовський блок), метаморфізованими в зеленосланцевій фації, йде нагромадження залізисто-метабазитових формацій білозерської серії (Приазовський блок); утворюються ендербіти і чарнокіти літинського комплексу (Дністровсько-Бузький блок), плагіограніти й плагіомігатити інгульського (Інгульський блок); численні ультраметаморфічні (саксаганський, демуринський, мокромосковський, токівський) та інтрузивні (сурський, варварівський, девладівський) комплекси Середньопридніпровського блоку; граніти шевченківського, ендербіти й чарнокіти токмацького, базит-ультрабазитові інтрузії гайчурського і сорокинського, а також тоналіти добропільського комплексів Приазовського блоку.

З цим етапом пов'язані родовища залізистих кварцитів (Правобережні аномалії, Чортомлицьке, Північно-Білозерське, Південно-Білозерське, Переверзівське), родовища золота, пов'язаних з ЗКС, зокрема, утворення сингенетичних золото-сульфідно-залізистих руд родовища Балка Широка, полістадійне рудоутворення родовища Сергіївського (3.2-2.9 млрд р.), прояви талько-магнетитів, а також прояви нікелю, кобальту, міді, молібдену та ін.

Найважливішими металогенічними факторами цієї епохи є: для залізородної мінералізації – наявність шарів магнетитових, мартит-гематитових і магнетит-гематитових кварцитів білозерської серії; для золоторудної – зеленокам'яні пояси і пов'язані з ними субвулканічні інтрузивні комплекси, які також контролюють розміщення проявів кольорових металів.

**Неоархейська епоха** (2.8-2.5 млрд р.) на УЩ проявлена формуванням осадових і вулканогенно-осадових порід росинсько-тікицької (в однойменному блоці), бузької (в Дністровсько-Бузькому блоці) і центрально-приазовської (в Приазовському блоці) серій; гіпербазитових інтрузій капітанівсько-деренюхінського (в Дністровсько-Бузькому блоці), юрівського (в Росинсько-Тікицькому блоці) і мангуського (в Приазовському блоці), а також гранітоїдів тетіївського (в Росинсько-Тікицькому блоці) інтрузивних комплексів.

В графітових гнейсах бузької серії локалізовані родовища графіту (Заваллівське), в залізистих кварцитах росинсько-тікицької та центральноприазовської серій – прояви залізних руд (Володарська і Білоцерківська магнітні аномалії; родовища Куксунгур, Корсак-Могила, Кам'яна Могила в Приазов'ї), а з тілами основних і ультраосновних порід пов'язані прояви хромітових і нікелевих руд (Капітанівське і Тернувацьке родовища).

Найважливішими факторами контролю рудної мінералізації цієї епохи є літолого-стратиграфічні, а саме наявність шарів графітових гнейсів бузької серії і залізистих кварцитів – росинсько-тікицької – для родовищ і

проявів графіту і заліза відповідно; а також інтрузивні, а саме присутність малих інтрузій основно-ультраосновного складу – для проявів хрому і нікелю.

**Палеопротерозойській епосі** (2.5-1.6 млрд р.) на УЩ відповідають два металогенічні етапи: ранній – криворізький (2.5-2.0 млрд р.) і пізній – клесівський (2.0-1.6 млрд р.) [Щербак та ін., 2002].

Перший відповідає формуванню вулканогенних порід новоград-волинської товщі, метаосадочних порід тетерівської (Волинський блок), інгуло-інгулецької (Інгульський блок), криворізької (Інгуло-Криворізька шовна зона) серій, дібровської, гуляйпільської та садової світ (Приазовський блок). Широко розповсюджені різноманітні ультраметаморфічні й інтрузивні комплекси: у Волинському блоці – гранітоїди шереметівського, бердичівського і житомирського комплексів, габро-монзоніти, кварцові діорити та гранодіорити – букинського, габроїди – прутівського, ймовірно – гранітоїди осницького, лужно-ультраосновні породи городницького, сублужні граніти кишинського та основні-ультраосновні утворення кам'янського комплексів; у Дністровсько-Бузькому блоці – гранітоїди побузького, бердичівського і хмельницького, габроїди і лужні породи проскурівського комплексів; у Росинсько-Тікицькому блоці – гранітоїди звенигородського, гайсинського, ставищенського та уманського комплексів, габроїди і сублужні гранітоїди фастівського комплексу; в Інгульському блоці – гранітоїди Кіровоградського і новоукраїнського комплексів; у Середньопридніпровському блоці – лужні породи малотерсянського комплексу; у Приазовському блоці – плагіограніти каратюцького комплексу, ультраметаморфічні гранітоїди анадольського і салтичанського комплексів, складно диференційовані інтрузії обіточенського, лужно-ультраосновні породи чернігівського і лужно-основні – хлібодарівського комплексів.

Насиченість етапу різноманітними породними комплексами обумовила надзвичайну інтенсивність ендегенного зруденіння. Безумовно, найважливішим типом останнього є унікальні родовища залізистих кварцитів (джеспілітів) Інгулецько-Криворізької шовної зони, пов'язані із залізисто-кременистою формацією криворізької серії. Крім того в моласоїдах скелеватської світи тієї ж зони локалізовані невеликі родовища урану осадового походження. Із скарноїдами кочерівської світи, які розміщені на контактах гранітоїдних інтрузій Волинського блоку асоціюють прояви вольфраму (Західний, Кочерівський, Глушковицький, Бехівський, Березова Гатка). У тому ж блоці у зв'язку з аплітами і пегматитами житомирського комплексу встановлені прояви рідкісних металів, родовища слюди та керамічної сировини; з основно-ультраосновними породами букинського, прутівського та кам'янського комплексів – прояви міді, нікелю, платиноїдів; з аплітами і пегматитами осницького комплексу – прояви молібденової і поліметалічної мінералізації (Вирівський); а з метасоматитами городницького комплексу – прояви благородних металів, міді й урану. У Дністровсько-Бузькому блоці широко розповсюджені високотемпературні калієві метасоматити, часто з рідкіснометальною спеціалізацією, з якими пов'язані золоторудні й урановорудні родовища Первомайського урановорудного поля, а також прояви Sc, Y, Yb, Ba, Sr тощо. В Інгулецькому блоці головне металогенічне значення мають утворення кіровоградського комплексу, зокрема високотемпературні калієві метасоматити останніх етапів його становлення, з котрими пов'язана золоторудна (Клинцівське, Юрїївське родовища), рідкіснометальна і рідкісноземельна мінералізація, а також прояви урану. В Приазовському блоці з залізистими кварцитами гуляйпільської світи пов'язане однойменне залізорудне родовище, з карбонатитами чернігівського інтрузивного комплексу – рідкіснометальне зруденіння (Новополтавське родовище), а гранітоїди і альбітитами анадольського і хлібодарівського комплексів несуть ознаки торієвої мінералізації.

Протягом другого етапу, який відповідає протоплатформній стадії розвитку УЩ, в межах Волинського блоку формуються осадові і вулканогенні породи клесівської і топільнянської серій, пугачівської товщі та збранківської світи. Їм за часом відповідає вкорінення поліфазного і поліфаціального коростенського комплексу, сублужних гранітів та утворення високотемпературних калієвих метасоматитів пержанського комплексу. Інтенсивна інтрузивна діяльність відбувається в Інгульському блоці, де вкорінюється багатofазний Корсунь-Новомиргородський плутон, в межах Приазовського блоку, де відома ціла серія інтрузивних масивів лужного і сублужного складу (Октябрьський, Кальміуський, Південно-Кальчицький та ін.), які відносяться до кам'яномогильського, октябрьського і південнокальчицького інтрузивних комплексів. У Дністровсько-Бузькому і Середньопридніпровському блоках УЩ цьому етапу відповідає формування дайкових комплексів, складених переважно габроїдами, лампрофірами, інколи – граніт-порфірами і ріолітами.

Ендегенна мінералізація другого етапу пов'язана у першу чергу з вкоріненням крупних складно диференційованих інтрузивних масивів і тими метасоматичними процесами, які супроводжували їх становлення, чи відбувалися незалежно, але одночасно з їх утворенням. У Волинському блоці це Коростенський плутон, з пегматитами якого пов'язане Волинське родовище п'єзокварцу і ювелірних каменів, а з анортозитами – титанова мінералізація і метасоматити пержанського комплексу з рідкіснометальною і супутньою поліметалічною мінералізацією (Пержанське родовище). В Інгульському блоці на початку етапу відбувався інтенсивний натровий метасоматоз, що обумовив виникнення численних уранових родовищ (Северинівське, Ватутинське та ін.), а з корсунь-новомиргородським інтрузивним комплексом пов'язані апатит-титанові прояви. Нарешті, в Приазовському блоці з лужними масивами центрального типу (Октябрьський, Володарський та ін.) пов'язані родовища рідкісних металів та рідкісних земель (Мазурівське, Азовське та ін.).

**Мезопротерозойська епоха** (менш 1.6 млрд р.) обмежено проявлена в межах Волинського блоку, де їй відповідає накопичення супракрystalльних вулканогенно-осадочних відкладів Овруцької серії, а також формуванням дайкових комплексів на всіх блоках УЩ, складених переважно діабазами і габро-діабазами. Як правило, вони формують дайкові пояси, котрі складені поліетапними комплексами дайок як палео-, так і мезопротерозойського віку, а за напрямком співпадають з найважливішими розривними порушеннями: Новоград-Волинський, Ємільчинський, Городський, Томашгородський, Горинський (Волинський блок), Хмільницький (Дністровсько-Бузький), Суботсько-Мошоринський, Бобринецький, Розанівський (Інгульський), Кузнецово-Михайлівський, Антон-Тарамський, Павлополь-Октябрьський, Малоянісольський, Кам'яномогильський, Єлисеєвський (Приазовський). Рудна мінералізація цієї епохи має тільки мінералогічний інтерес.

Таким чином, **золоторудна мінералізація** докембрію УЩ інтенсивніше проявилась протягом двох металогенічних епох: мезоархейської і палеопротерозойської.

Мезоархейська золота мінералізація (3.2-2.9 млрд. р.) пов'язана з зеленокам'яними поясами Середньо-придніпровського (Конкська, Білозерська, Чортомлицька, Верхівцівська, Білозерська, Томаківська, Дерезоватська ЗКС) і Приазовського (Сорокинська) блоків. Епоха представлена золоторудними родовищами Сергіївським, Балка Золота, Балка Широка й іншими. Золоте зруденіння супроводжується метасоматичними процесами: лиственізацією, березитизацією, інколи лужно-польовошпатовим метасоматозом. Вік золотої мінералізації визначений за сингенетичним галенітом з родовищ Сергіївське і Балка Широка, де присутні дві його генерації віком  $2.9 \pm 0.2$  і  $2.6 \pm 0.2$  млрд р.

Не менш активні процеси золоторудної мінералізації пов'язані і з палеопротерозойською епохою, що особливо проявилися у віковому інтервалі 2.2-1.9 млрд р. Тут виникають родовища, обумовлені процесами активізації, гранітоїдного магматизму (Майське, Клинцівське, Юрїївське). Д.М.Щербак та ін. [2002] в рамках цієї епохи виділяють два золоторудних етапи: первомайський (2.05-1.963 млрд р.) і кіровоградський (1.97-1.975 млрд р.).

На першому сформувалося Майське родовище і кілька рудопроявів (Савранське рудне поле). Вміщуючі біотитові гнейси, плагіограніти і плагіомігматити (вік близько 3.0 млрд. р.) густо перетинаються прожилками аплітів (2.05 млрд р.) й істотно калієвих пегматоїдних гранітів (1.963 млрд р.). Крім того, спостерігаються зони інтенсивної біотитизації та скварцування, що безпосередньо пов'язані з золотим зруденінням. Часом пегматоїдні граніти переходять у безкварцові високотемпературні метасоматити. Подібні жильні гранітоїди розповсюджені південніше, в районі м. Первомайська, де утворюють широкі поля. Таким чином, цей процес має регіональний характер і саме він міг визначити формування золоторудних родовищ.

На кіровоградському етапі виникли родовища й рудопрояви клинцівського типу, приурочені до Кіровоградської та Звенигород-Аннівської тектонічних зон. Найперспективніші з них Юрїївське та Клинцівське. Ізохронним методом за цирконами з істотно скварцованих апліт-пегматоїдних гранітів та кварц-польовошпатових прожилків визначено ізотопний вік  $1.975 \pm 0.05$  та  $1.970 \pm 0.01$  млрд р., відповідно. Ізотопні дослідження сульфідів з золотоносних дільниць Клинцівського та Юрїївського рудних полів показали, що їх вік наближається до  $2.0 \pm 0.15$  млрд р..

**Уранова мінералізація**, пов'язана з протоплатформними моласоїдними серіями, на УЩ починає формуватися в палеопротерозої. Родовища цього типу відомі в конгломератах скелеватської світи (2.3-2.1 млрд. р.) криворізької серії (Микола-Козельське родовище).

Однак, основна промислова урановорудна мінералізація УЩ пов'язана з формуванням істотно калієвих пегматитів і ураноносних високотемпературних калієвих метасоматитів первомайського етапу Побузького урановорудного району (2.0 млрд р.) (Лозоватське, Южне, Калинівське родовища калій-уранової формації) і, особливо, натрієвих ураноносних метасоматитів кіровоградського етапу, широко розповсюджених у Криворізько-Кременчуцькій зоні та Інгулецькому мегаблоці (1.81-1.78 млрд р.) (Жовторіченське, Первомайське та інші родовища). Вони контролюються тектоно-метасоматичними зонами, які, як правило, співпадають з зонами глибинних розломів (Кіровоградська, Новокостянтинівська, Звенигород-Аннівська, Адабаська, Априлівсько-Літня).

**Залізорудна мінералізація**, пов'язана з нагромадженням залістих кварцитів, має найбільший часовий розмах і так чи інакше проявилась протягом практично всього раннього докембрію, хоча найбільшої інтенсивності вона досягає в палеопротерозойську епоху. Виділяється чотири металогенічних епохи, сприятливих для формування родовищ заліза: палео-, мезо- і неоархейська та палеопротерозойська, з яких найпродуктивнішою є палеопротерозойська.

Найдавніші палеоархейські залізо-кременисті формації пов'язані з новопавлівським комплексом. Руди відносяться до залізо-кременисто-евлізитової формації – високоглиноземистих порід гранулітової фації метаморфізму незначної потужності (перші метри, рідко до десятків метрів). Мезоархейська епоха представлена ранньою косівцевською залізо-метабазитовою, середньою конкською залізо-кременисто-метабазитовою та пізньою білозерською залізо-кременисто-лептитовою формаціями. Неоархейська епоха представлена проявами залізних руд (Володарська і Білоцерківська магнітні аномалії; родовища Куксунгур, Корсак-Могила, Кам'яна Могила в Приазов'ї) в залістих кварцитах росинсько-тікицької та центальноприазовської серій. Палеопротерозойська епоха є найпродуктивнішою, до неї приурочені криворізька залізо-кременисто-сланцева і фрунзенська залізо-кременисто-кластогенна формації, розвинені в межах Інгулецько-Криворізької шовної зони.

**Рідкіснометальне зруденіння**. Палеоархейська епоха мало перспективна для утворення рідкіснометального зруденіння. Зустрічаються лише незначні рудопрояви, пов'язані з монацит-вмісними гранітами Дністровсько-Бузького мегаблоку та ортитовими метасоматитами Середньопридніпровського мегаблоку.

Мезоархейській епосі відповідає два етапи: ранній конксько-верхівцівський, та пізній токівський. Перший характеризується рідкіснометальною спеціалізацією (Mo, Pb, Bi) вулканогенно-осадочних порід зеленокам'яних структур Середньопридніпровського та Приазовського блоків. З токівським етапом пов'язані граніти демуриного та токівського типів (2.85-2.7 млрд р.), які супроводжуються рідкіснометальним зруденінням (TR, Mo, Th).

Родовищ рідкісних металів, пов'язаних з неоархейською епохою, не виявлено.

Перша половина палеопротерозойської епохи небагата на рідкіснометальне зруденіння, лише спостерігається підвищений вміст Ge в деяких залістих кварцитах Правобережного району. Там же в тектонічних зонах виявлена вольфрамітова та шеелітова мінералізація, що розвивається в кристалосланцях і гнейсах та супроводжується підвищеним вмістом Mo, Cu, Nb, Co, Bi.

Особливо багата на рідкіснометальне зруденіння друга половина палеопротерозою. Формуються численні рідкіснометальні та рідкісноземельні родовища, пов'язані з початковими та кінцевими етапами розвитку рухливих зон. Д.М.Щербаком та ін. [2002] виділяється два етапи розвитку мінералізації: ранній первомайський і пізній кіровоградський. З першим пов'язане формування калієвих пегматитів та метасоматитів, з підвищеним вміст La, TR, Bi, Tl, Th. Другий відзначається широким розвитком натрієвого метасоматозу, який супроводжується привнесенням Y, La, Th, Sc, іноді Nb, Ta, Sr, V. Значні концентрації цих елементів відомі на родовищах залізисто-уранової формації (Жовторіченське родовище). З пегматитами цього етапу пов'язані підвищені концентрації Li. Найперспективнішими є петаліт-сподуменові пегматити північно-західного обрамлення Корсунь-Новомиргородського плутону, де, крім Li, присутні Nb, Ta, Cs.

Наприкінці палеопротерозою утворились Коростенський і Корсунь-Новомиргородський плутони, масиви лужних та нефелінових сієнітів, з якими асоціюють комплексні рідкіснометальні родовища (Пержанське, Азовське, Мазурівське). З лужними породами пов'язані цирконій-рідкісноземельні (лужні сієніти), цирконій-танталові (нефелінові сієніти) та фосфор-рідкісноземельно-рідкіснометальні (карбонатити) руди, що поширені у Приазовському мегаблоці. В зонах тектоно-метасоматичної активізації утворюються рідкіснометальні родовища, приурочені до метасоматитів (лужних грейзенів та ін.). Наприклад, Пержанське родовище берилію сформувалось у результаті процесу високотемпературного калієвого метасоматозу і має підвищений вміст Nb, Ta, Sr, TR.

Основні металогенічні епохи **фанерозойського етапу розвитку** геологічних структур України представлені рифейською, каледонською, герцинською, кіммерійською і альпійською епохами.

З формуванням платформного чохла (поліська серія) у середньому рифеї в межах Волино-Оршанського авлакогену, в будові якого беруть участь базальтоїди і габроїдні інтрузії трапової формації, пов'язане формування проявів самородної міді з підвищеним вмістом срібла, золота і платиноїдів **рифейської епохи**. Ймовірно, з рифейською епохою в Карпатах пов'язані невеликі родовища золота (Сауляк), колчеданів (Чивчинські гори), а також свинцю і цинку (Рахівський район).

**Каледонська епоха** обмежено проявлена мідистими пісковиками і сланцями в строкастобарвних відкладах нижнього (Наддніпрянина) і середнього девону (Південний Донбас), що накопичувалися в умовах передгірних прогинів.

**Герцинська металогенічна епоха** пов'язана з формуванням і розвитком Дніпровсько-Донецького авлакогену, де накопичувалися германієносне вугілля карбону Донецького басейну, великі ресурси міді в нижньопермській товщі пісковиків і аргілітів Бахмутської улоговини ДДЗ, а також магнієвої сировини (бишофіту) – в соленосній товщі нижньої пермі Дніпровського грабена.

Наприкінці епохи виникли золото- і срібло-поліметалічні, а також свинцево-цинкові прояви Нагольного кряжу, часто з літєвою мінералізацією (донбасит, кукеїт), барит-галеніт-сфалеритові родовища солянокупольного типу в ДДЗ. Епоха ендегенного рудоутворення завершилася формуванням сур'яно-ртутних і ртутно-бітумних родовищ (Микитівське і Слов'янське рудні поля). З останніми просторово і генетично пов'язані уран-бітумні родовища (Адамівське) і прояви Самаро-Торецького рудного району зони переходу від ДДЗ до Донецької складчастої області.

З **кіммерійською епохою** на УЩ пов'язані родовища і прояви бокситів і розсипного золота в континентальних (алювіальних, яружно-балкових) відкладах нижньої крейди, а в Криму – невеликі прояви ртуті, сурми і золота.

**Альпійська металогенічна епоха** проявилася у формуванні ендегенних родовищ Закарпатського прогину й екзогенних – інших структурно-формаційних регіонів України.

В Закарпатському прогині до цієї епохи належать міоценові вулканогенно-гідротермальні родовища золота, срібла і поліметалів Берегівсько-Біганського рудного району і невеликі, але багаті родовища ртуті Вишківського й Оленівського рудних полів. Золото-срібло-поліметалічні родовища супроводжуються великими запасами алюмінієвої сировини – алуніту (Мужіївське і Біганське родовища), а також бариту (Бігань). Невелике Трускавецьке стратиформне свинцево-цинкове родовище у відкладах неогену відоме в Передкарпатському прогині, де також виявлені родовища самородної сірки, прояви целестину і бариту.

Екзогенне рудоутворення представлене родовищами чорних металів Азово-Керченського залізорудного басейну в морських відкладах пліоцену (з супутнім ванадієм), оксидного і карбонатного марганцю у відкладах олігоцену Придніпровського регіону, великими розсипними родовищами титану і цирконію у відкладах олігоцену-міоцену ДДЗ і Наддніпрянини.

В міоцені Передкарпатського прогину відомі родовища калію і магнію (карналіт), прояви марганцю, мідноносні пісковики й аргіліти, а в Закарпатському прогині у відкладах неогену виявлені германієносні лігніти (Біганське родовище).

Алювіальні й алювіально-делювіальні прояви золота відомі в четвертинних відкладах Азово-Чорноморського району, Карпат і Нагольного кряжу Донбасу. В алювіальних відкладах еоцену в чохлі УЩ і олігоцену-міоцену – ДДВ відомі невеликі інфільтраційні родовища урану.

Таким чином, найбільш продуктивними металогенічними епохами у фанерозої на території України були герцинська й альпійська. З першою пов'язане формування Дніпровсько-Донецького авлакогену, з другою – Карпатської системи й Азово-Чорноморського регіону. Для герцинської епохи типові ендегенні родовища Pb, Zn, Ag, Au і Hg, екзогенні родовища Ge, Mg і Cu. Для альпійської епохи характерні ендегенні родовища тієї ж групи металів, а також Al і Ba. Екзогенний клас представлений родовищами Fe, Mn, V, Ti, Zr, K-Mg сировини, Ge, Au й U.

### Література до розділу “Загальна частина”

1. Бетехтин А.Г. и др. Курс месторождений полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1946.
2. Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1958. 435 с.
3. Бетехтин А.Г., Голиков А.С. и др. Курс месторождений полезных ископаемых / Под ред. П.М.Татарина, А.Г.Бетехтина. М.: Недра, 1964. 590 с.
4. Богданович К.И. Рудные месторождения. Изд-во Петербург. горн. ин-та, 1912.
5. Бокситы, их минералогия и генезис / Гл. ред. Н.М.Страхов. М.: Из-во АН СССР, 1958. 488 с.
6. Бондарчук В.Г. Геологія родовищ корисних копалин України. 1969.
7. Вахромеев С.А. Месторождения полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 462 с.
8. Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В. Главнейшие типы рудных месторождений. М.:Недра,1982. 384 с.
9. Гавриленко Н.М., Кулиш Е.А., Зарицкий А.Н., Мищенко В.С. Минеральные ресурсы Украины. Современные проблемы и факторы развития минерально-сырьевого комплекса Украины. К., 1992. 122 с.
10. Генезис эндогенных рудных месторождений / Ред. В.И.Смирнов. М.: Недра, 1968. 719 с.
11. Кадастр мінеральних ресурсів в Українській РСР (рудна і нерудна сировина для чорної металургії) / ред. Н.П.Семененко, В.Н. Кальченко. К.: Наук. думка, 1971. 419 с.
12. Комплексна металогенічна карта України м-ба 1:500 000 / Войновський А.С., Бочай Л.В., Нечаєв С.В. та ін. К., 2003. 336 с.
13. Курс месторождений твердых полезных ископаемых / ред. П.М.Татарин, А.Е.Карякин. Л.:Недра, 1975. 631 с.
14. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л., 1986. 750 с.
15. Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления / ред. акад. АН УССР Н.П.Семененко. К.: Наук. думка, 1974. 560 с.
16. Кулиш Е.А. Проблемы минерально-сырьевого комплекса Украины. К., 1992. 51 с.
17. Линдгрэн В. Минеральные месторождения. М.: ОНТИ НКТП СССР, 1934. 187 с.
18. Металлогения Украины и Молдавии” / ред. акад. АН УССР Я.Н. Белевцев. К.: Наук. думка, 1974, 512 с.
19. Метасоматизм и рудообразование. М.: Недра, 1975. 280 с.
20. Минеральные ресурсы мира на 1.01.2000 г. Статистический справочник. М: Минерал, 2001. 383 с.
21. Минеральные ресурсы мира на 01.01.2002 г. Статистический справочник. Уран. М: Аэрогеология, 2003. С. 76-81.
22. Минеральные ресурсы Украины. Современные проблемы и факторы развития минерально-сырьевого комплекса Украины” / Н.М. Гавриленко, Е.А. Кулиш, А.Н. Зарицкий, В.С. Мищенко. К.:, 1992, 122 с.
23. Михайлов Б.М. Рудоносные коры выветривания. Л.: Надра, 1986. 238 с.
24. Мищенко В.С. Минерально-сырьевой комплекс Украинской ССР. К.: Наук. думка, 1987. 232 с.
25. Мінеральні ресурси України і світу. К.: Геоінформ, 2003. 427 с.
26. Мінеральні ресурси України та світу. К.: Геоінформ, 2005. 462 с.
27. Мінерально-сировинна база чорних та кольорових металів. Стан та перспективи // Матеріали наук.-техн. наради. К., 2002. 153 с.
28. Нариси з історії геологічних досліджень у Київському університеті. К.: “Рада”, 1999. 327 с.
29. Никольский И.Л., Панов Б.С., Корченогин В.А. и др. Введение в геологию и разведку месторождений полезных ископаемых. К.: Вища школа, 1979. 302 с.
30. Нобл Дж. Классификация рудных месторождений / Проблемы рудных месторождений. М.: Изд-во Иностранной лит-ры, 1959. С.150-163.
31. Обручев В.А. Рудные месторождения. М.: Изд-во Моск. горн. академии, 1926. Ч.1.
32. Обручев В.А. Рудные месторождения (часть описательная). М.: Горн.-геол. нефт. изд-во., 1934.
33. Проскурко А.Ч. Минеральные ресурсы Украины (охрана и рациональное использование) Львов: Вища школа, 1989. 180 с.
34. Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974. Т. 2. 392 с.
35. Рудні родовища України / ред. К.Ю.Єсипчук. Київ, 2005. ... с.
36. Свительский Н.И. Курс рудных месторождений. Горн.-геол. нефт. изд-во, 1933. Т.1, II.
37. Синяков В.И. Основы теории рудогенеза. Л.: Недра, 1987. 192 с.
38. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с.
39. Смирнов В.И., Гинзбург А.И., Григорьев В.М., Яковлев Г.Ф. Курс рудных месторождений. М.: Недра, 1986. 360 с.
40. Смирнов В.И. Геологія корисних копалин: Підручник для вузів. К.: Вища школа, 1995. 295 с.
41. Смирнов М.М. Периодичность рудообразования в геологической истории // Металлогения и рудные месторождения. 27-й МГК. М.: Наука, 1984. С. 3-10.
42. Старостин В.И. Геология полезных ископаемых: Учебник для вузов. М.: МТУ, 1997. 304 с.
43. Танатар И.И. Теоретические основы учения о рудных месторождениях. К.: Гостехиздат Украины, 1950. 262 с.
44. Усов М.А. Краткий курс рудных месторождений. Томск, 1931.
45. Успенский Н.М. Негранитные пегматиты. М.: Недра, 1965. 336 с.
46. Федчук В.Я., Корсаков А.К., Соколовский А.К., Михайлов В.А. Металлогенические особенности основных генетических типов зеленокаменных поясов. М.: МГГРУ, 2003. 153 с.
47. Ферсман А.Е. Пегматиты. М.: Изд-во АН СССР, Избранные труды, 1960. Т.VI. 742 с.
48. Щербак Д.М., Курило М.В., Шевченко В.І. Металогенічні епохи та корисні копалини України: Навчальний посібник. К.: ВПЦ “Київський університет”, 2002. 90 с.
49. Щербак Д.М., Огар В.В. Стратиграфія Українського щита та його схилів. Навчальний посібник. К.: ВПЦ “Київський університет”, 2005. 86 с.
50. Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985. 328 с.
51. Minerals Yearbook. Area Reports: International 2000. US Geol. Surv., 2002. Vol.3. N 1-3.
52. Minerals Yearbook. US Geol. Surv., 2002. Vol. 1,2.

# РОЗДІЛ 1. ЧОРНІ МЕТАЛИ

## 1.1. ЗАЛІЗО

### 1.1.1. Загальні відомості

Залізо – хімічний елемент VIII групи періодичної системи Менделєєва, атомний номер 26, атомна маса 55.847. Природне залізо складається з чотирьох стабільних ізотопів  $^{54}\text{Fe}$  (5.84%),  $^{56}\text{Fe}$  (91.68%),  $^{57}\text{Fe}$  (2.17%) і  $^{58}\text{Fe}$  (0.31%). Утворює поліморфні модифікації, при звичайній температурі стійкою є модифікація  $\alpha\text{-Fe}$  зі щільністю  $7.874 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ ,  $t_{\text{пл}} 1539^\circ \text{C}$ ,  $t_{\text{кип}} 2880^\circ \text{C}$ . Вона має феромагнітні властивості, які зберігаються до  $769^\circ \text{C}$  (точка Кюрі).

Залізо – це пластичний сріблясто-білий метал. У вологому повітрі окислюється з утворенням іржі ( $\text{FeO} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ). Ступені окиснення заліза: +1, +2, +3, +4, +6. Найбільш стійкі сполуки утворює 2-х і 3-х валентне залізо. Добре розчиняється в розбавлених кислотах і практично не розчиняється в лугах. Залізо легко утворює різноманітні сплави з вуглецем (чавун, сталь), манганом (фероманган), кремнієм (ферокремній), хромом (ферохром), а також з вольфрамом, ванадієм, ніобієм та іншими хімічними елементами.

Кларк заліза в земній корі (за О.П.Виноградовим) 4.65%, найбільші концентрації пов'язані з ультраосновними породами (9.85%). За поширеністю у земній корі залізо займає четверте місце серед хімічних елементів. Самородне залізо (метеоритне і телуричне) зустрічається в природі рідко. Відомо понад 300 мінералів, що вміщують залізо. Найважливіші та найпоширеніші серед них:

- оксиди заліза: *магнетит*  $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{O}_4$  (Fe 72.4%), *гематит* і *мартит* (псевдоморфоза гематиту по магнетиту)  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Fe 70%), оксид заліза і титану – *ільменіт*  $\text{FeTiO}_3$  (Fe 36.8%, Ti 31.6%);
- гідроксиди: *гетит*  $\text{FeOOH}$  (Fe 62.9%), *лепідокрокит*  $\text{FeO}(\text{OH})$  (Fe 62.9%), *гідрогетит* (лімоніт)  $\text{HFeO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  (Fe 40-62%);
- карбонати: *сидерит*  $\text{FeCO}_3$  (Fe 48.2%);
- силікати: (залізисті хлорити) *шамозит*  $(\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+})[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2(\text{Fe}, \text{Mg})_3(\text{O}, \text{OH})$  (34-42% FeO), *тюрингіт*  $(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{MgAl})_6(\text{SiAl}, \text{I})\text{O}_{10}(\text{O}, \text{OH})_8$  і *лептохлорит*;
- водний фосфат – *вівіаніт*  $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$  (43% FeO);
- гідрат арсеніда заліза – *скородит*  $\text{Fe}(\text{AsO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  34.6%);
- сульфат заліза – *язозит*  $\text{KFe}_3(\text{OH})_6[\text{SO}_4]_2$  (47.9%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ );
- сульфід: *пірит*  $\text{FeS}_2$  (Fe 44.6%), *піротин*  $\text{FeS}$  (Fe 63.6%) та ін.

### 1.1.2. Галузі використання і вимоги до сировини

Залізо за об'ємом видобутку руд та виплавці, за найширшим застосуванням у різних галузях промислового виробництва далеко випередило всі інші метали. Залізні руди є вихідною сировиною для виплавки чавуну (C > 2%), сталі (C < 2%), а також заліза (C 0.04-0.2%). Залізівуглецеві сплави є основою конструкційних матеріалів, що використовуються практично у всіх галузях промисловості. Залізо є матеріалом для сердечників електромагнітів і якорів, пластин акумуляторів. Залізний порошок застосовується при електросварці; оксиди заліза – як мінеральні фарби; сульфат заліза  $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$  – в текстильній промисловості, виробництві берлінської лазури й чорнил;  $\text{FeSO}_4$  – як коагулянт для очистки води. Залізо використовується також в поліграфії, медицині, штучні радіоактивні ізотопи заліза – як індикатори при вивченні хіміко-технологічних і біологічних процесів.

Залізні руди – це природні мінеральні утворення, що вміщують залізо у таких кількостях і сполуках, промислове вилучення заліза з яких є можливим і економічно доцільним. Залізні руди різноманітні за мінеральним складом, вмістом заліза, корисних та шкідливих домішок, умовами утворення і промисловим властивостям. У промислових рудах вміст заліза коливається від 16 до 72%. До корисних домішок відносяться Ni, Co, Mn, W, Mo, Cr, V та ін., до шкідливих – S, P, Zn, Pb, As, Cu.

Серед великої кількості мінералів заліза, що існують у природі, головними рудними мінералами є магнетит, гематит, мартит, гетит і гідрогетит, сидерит, шамозит, тюрингіт і лептохлорит.

За мінеральним складом виділяються промислові типи залізних руд.

**Магнетитові руди** складені магнетитом (інколи магнєзіальним магномангнетитом), часто окиснені до гематиту (мартитизовані). Характерні для карбонатитових, скарнових і гідротермальних родовищ. Особливий різновид являють комплексні (Fe-Ti-V) титаномангнетитові руди магматичних родовищ.

**Гематитові руди** складені головним чином гематитом, у незначних кількостях магнетитом. Поширені в корах вивітрювання залізистих кварцитів (мартитові руди), скарнових, гідротермальних та вулканогенно-осадових руд. Багаті гематитові руди вміщують 55-65% Fe і до 15-18% Mn.

**Сидеритові руди** поділяються на кристалічні сидеритові руди і глинисті шпатові залізнякаи. Різновидом сидеритових руд є магнєзіальні – магносидерити. Зустрічаються в гідротермальних, осадових і вулканогенно-осадових родовищах. Середній вміст заліза 30-35%. В зонах окиснення сидеритові руди перетворюються на бурі залізнякаи.

**Силікатні залізні руди** складені залізистими хлоритами (тюрингіт, шамозит, лептохлорит та ін.), що супроводжуються гідроксидами заліза, інколи сидеритом. Утворюють осадові поклади. Середній вміст заліза



в них 25-40%. Часто мають оолітову текстуру. В корі вивітрювання перетворюються на бурі, інколи червоні (гідрогематитові) залізнякаи.

**Бурі залізнякаи** складені гідрооксидами заліза, найчастіше гідрогетитом. Утворюють осадові поклади (морські й континентальні) і родовища кори вивітрювання. Осадові руди часто мають оолітову текстуру. Середній вміст заліза в рудах 30-35%. Бурі залізнякаи деяких родовищ вміщують до 1-2% Mn. Природно-леговані бурі залізнякаи, що утворились в корах вивітрювання ультраосновних порід, вміщують 32-48% Fe, до 1% Ni, до 2% Cr, соті долі відсотка Co, V. З таких руд без добавок виплавляються хромо-нікелеві чавуни і низьколеговані сталі.

**Залізисті кварцити** (джеспіліти і залізисті роговики) – бідні та середні за вмістом заліза (12-36%) докембрійські метаморфізовані залізні руди, складені тонкими кварцовими, магнетитовими, магнетит-гематитовими і сидеритовими прошарками, що чергуються між собою, ділянками з домішками силікатів і карбонатів. Утворюють родовища з унікальними (більше 10 млрд т) і крупними (більше 1 млрд т) запасами залізних руд. Характеризуються низьким вмістом шкідливих домішок (сірки і фосфору).

За вмістом заліза руди поділяються на багаті (більше 50%) і бідні (менше 25%). Для якісної характеристики багатих руд важливе значення має вміст і співвідношення нерудних домішок (шлакоутворюючих компонентів), що виражаються коефіцієнтом основності і кремнеземним модулем. За величиною коефіцієнта основності (відношення суми вмісту оксидів кальцію і магнію до суми оксидів кремнію й алюмінію), залізні руди та їх концентрати поділяються на кислі (менше 0,7), такі, що самофлюсуються (0,7-1,1), і основні (більше 1,1). Найкращими вважаються руди, що самофлюсуються; кислі руди у порівнянні з основними потребують введення в доменну шихту підвищеної кількості вапняку (флюсу). За кремнеземним модулем ( $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ) використання залізних руд обмежується рудами з модулем нижчим за 2.

До бідних руд, що потребують збагачення, відносяться титаномagnetитові, magnetитові та magnetитові кварцити (Fe magnetитове понад 10-20%); мартитові, гематитові і гематитові кварцити (вміст заліза загального понад 30%); сидеритові, гідрогетитові і гідрогетит-лептохлоритові руди (понад 25%). Нижня межа вмісту заліза для кожного родовища з врахуванням його масштабів, гірничотехнічних і економічних умов встановлюється кондиціями.

Руди, які потребують збагачення, поділяються на легкозбагачувані й важкозбагачувані, що залежить від їх мінерального складу і текстурно-структурних особливостей. До легкозбагачуваних відносяться magnetитові руди і magnetитові кварцити, до важкозбагачуваних – залізні руди, де залізо зв'язане з приховано-кристалічними і колоїдальними утвореннями, при подрібненні яких не вдається розкрити рудні мінерали через їх дуже дрібні розміри і тонке проростання з нерудними мінералами.

Основними способами, що застосовуються для збагачення залізних руд, є гравітаційні, магнітна сепарація, флотація, випалювання та їх комбінації. При переробці залізистих кварцитів і скарново-magnetитових руд звичайно отримують концентрати з вмістом заліза 62-66%, в кондиційних концентратах мокрої магнітної сепарації із апатит-magnetитових і магноmagnetитових руд вміст заліза – не менше 62-64%. У концентратах, що призначаються для подальшої електрометалургійної переробки, вміст заліза не повинен бути нижчим за 69,5%, а вміст оксиду кремнію не може перевищувати 2,5%. Концентрати гравітаційного і гравітаційно-magnetитного збагачення оолітових бурих залізнякаів вважаються кондиційними при вмісті заліза 48-49%. Разом з вдосконаленням методів збагачення вимоги до концентратів підвищуються.

За способом рудопідготовки і застосування у металургійній промисловості розрізняють мартенівські і доменні руди. До мартенівських руд, що використовуються безпосередньо для виплавки сталі, відносять magnetитові, мартитові, гематитові і гідрогематитові з вмістом заліза більше 57%, сірки і фосфору менше 0,15% кожного, оксиду кремнію не більше 5%, Cu, Zn, Pb, Sn, As, Ni і Cr не більше 0,04% кожного, Mn менше 0,5% при мартенівському і менше 2% при конверторному і електроплавильному способах виплавки. У сталеплавильні установки завантажується крупнокускова руда з розмірами кусків 10-250 мм, при їх вмісті в рудах не менше 70%.

До доменних руд відносяться magnetитові, мартитові і гематитові з вмістом Fe більше 50%, а також гідрогематитові і гідрогетитові з вмістом Fe більше 45%. Вміст S і P в них не повинен перевищувати 0,3% кожного, Cu – 0,2%, Pb і Zn – 0,1% кожного, SnO – 0,08%, As – 0,07%. Вміст крупно-кускового класу (10-100 мм) в рудах не повинен бути меншим за 70-75%. Залізорудний дріб'язок, що залишається після просіювання доменних руд з розміром кусків менше 10 мм, і грудкуваті руди з вмістом сірки вище вимог кондицій (більше 3%) потребують агломерації.

### 1.1.3. Економічні відомості

Родовища залізних руд відомі більш як у 130 країнах світу. На початок 2000 року загальні запаси заліза оцінювались в 679 млн т, з яких понад 39% припадало на Америку, 16,2% - на Азію, 11,8% - на Австралію і 8,4% на Європу (без Росії) [Мінеральні ресурси..., 2003]. Найбільшими ресурсами володіють (млрд т): Росія (114), США (110), Бразилія (100), Австралія (80). Від 25 до 40 млрд т зосереджено в надрах України, Канади, Індії, Китаю.

Найбільші підтверджені запаси (більш 3 млрд т) розміщуються в дев'яти країнах: Росії, Україні, Австралії, США, Канаді, Бразилії, Китаї, Казахстані і Швеції (табл. 1.1). Розробляються переважно родовища magnetит-гематитових (метаморфогенний генетичний тип) і гідрогетит-шамозит-сидеритових (осадовий генетичний тип) руд. Доля перших у світових підтверджених запасах складає 71%. Майже 70% метаморфогенних і 60% осадових родовищ розробляється відкритим способом.

**Структура запасів і виробництво залізних руд у деяких країнах світу  
[Мінеральні ресурси ..., 2003]**

Країна	Підтверджені запаси (млн т)	Середній вміст заліза, %	Виробництво залізних руд (млн т)
Росія	29460	36	87.1
Україна	25850	36	55.6
Австралія	18000	64	171.5
Китай	15000	33	288.3
США	10000	24	63.0
Бразилія	7600	58	210.0
Канада	6000	40	37.5
Казахстан	4153	39	16.2
Швеція	3500	53	20.6
Індія	2800	61	79.2

Основні обсяги (понад 83%) виробництва товарних залізних руд зосереджено в 10 країнах світу: Китаї – 23%, Бразилії – 19%, Австралії – 15%, Росії, США, Індії, Україні – від 5 до 8%; на долю Канади, ПАР і Швеції припадає від 1 до 4 % світового виробництва (табл. 1.2).

Таблиця 1.2

**Виробництво залізних руд, залізорудних концентратів і агломератів у 2000 р. (тис т) у деяких країнах світу [Kirk, William, 2002]**

Країна	Загальний обсяг	За вмістом заліза	Країна	Загальний обсяг	За вмістом заліза
Китай	224	67	Канада	35	23
Бразилія	195	125	ПАР	30	21
Австралія	168	104	Швеція	19	13
Росія	81	50	Казахстан	16	9
Індія	75	48	Мавританія	11	8
США	60	40	Мексика	11	7
Україна	48	31	Іран	11	5
<b>Всього в світі</b>			<b>1018</b>		<b>580</b>

Сумарний світовий обсяг торгівлі товарними залізними рудами (експорт й імпорт) коливається у межах 425-470 млн т на рік. Залізорудна сировина представлена порошкоподібною і кусковою рудами, залізорудним концентратом, обкатанцями і агломератом.

У 2000 р. експортовано 46% залізних руд, видобутих у світі. У світовому експорті залізних руд домінують Австралія і Бразилія (67%). Найбільшими імпортерами залізних руд є Японія (27%), Китай (14%), Німеччина (10%) і Республіка Корея (8%).

На західноєвропейському ринку ціни складають (\$/т): на залізорудні обкатанці 0.51-0.55, на кускову залізну руду 0.36-0.4, на порошкоподібну руду (залізорудний дріб'язок) 0.29-0.37 [Мінеральні ресурси ..., 2003]. За підсумками 2000 фінансового року ціни австралійських руд на ринку Японії складали (\$/т): 0.27 (порошкоподібні руди); 0.36 (кускові руди) [Kirk, William, 2002].

#### 1.1.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

Промислові концентрації залізних руд утворювались в різноманітних геологічних умовах (ендогенних, екзогенних, метаморфогенних) протягом усієї історії розвитку земної кори. Найважливішу роль в їх формуванні відігравали осадові і метаморфогенні процеси. Найбільші запаси залізних руд сконцентровані в цих типах родовищ. У видобутку залізних руд на метаморфогенні типи родовищ припадає 60%, екзогенні – 30%, ендегенні – 10%.

Залізні руди нерівномірно поширені у головних структурах земної кори і металогенічних епохах. Збагачена залізом докембрійська епоха, особливо протерозой, у зв'язку з чим головні запаси залізних руд зосереджені у межах докембрійських платформ, значно бідніші залізом палеозойські (каледонські й герцинські) складчасті структури, відносно багата кімерійсько-альпійська епоха.

Серед ендегенних родовищ виділяють: магматичні, в т.ч. карбонатитові, скарнові, гідротермальні, вулканогенно-осадові; серед екзогенних – осадові і залишкові (залізні шляпи і латерити). Окремий генетичний тип утворюють метаморфогенні родовища.

Власне **магматичні родовища** представлені титаномагнетитовими і апатит-магнетитовими рудами. Титаномагнетитові руди звичайно пов'язані з диференційованими масивами ультраосновних і основних порід. Родовища являють собою крупні поклади вкраплених руд магнетиту, ільменіту та титаномагнетиту, часто вміщують супутні цінні компоненти – титан і ванадій. Крупні запаси титаномагнетитових руд відомі в ПАР (Бушвельдський комплекс), Танзанії (Ліганта), США (Тегавус), Норвегії (Телонес), Швеції (Таберг), на Уралі (Качканарське, Кусинське).

Родовища апатит-магнетитових руд зустрічаються рідко. Найвідоміше серед них Кірунавара (Швеція) пов'язане з сінітовим масивом, де розміщується крупне плитоподібне тіло суцільних магнетитових руд. Останнє вміщує 55-70% заліза та 2-4% фосфору.

*Карбонатитові* родовища пов'язані з лужно-ультраосновними інтрузивами центрального типу, що розташовуються на древніх платформах. Це переважно вкраплені і прожилково-вкраплені перовскіт-титаномангнетитові й апатит-магнетитові руди. Найвідоміші родовища цього генетичного типу розміщуються в Росії (Ковдорське), Уганді (Сукулу), Зімбабве (Дорова), в ПАР (Люлекоп).

*Скарнові* родовища утворювались на контактах помірно-кислих інтрузивів (гранодіорити, кварцові діорити) з карбонатними породами і представлені пластоподібними покладами, лінзами, гніздами суцільних руд і вкрапленістю магнетиту в скарнах різного складу (гранатові, піроксен-гранатові, гранат-епідотові, епідот-хлоритові, актинолітові скарни). Вміст заліза в рудах коливається у широких межах – від 20 до 70%. Нерідко в них зустрічається сірка (до 3%) та кобальт. Великі скарнові родовища відомі на Уралі (гора Магнітна, Благодать, Висока), Казахстані (Соколовське, Сарбайське), Закавказзі (Дашкесан), Румунії (Банат), Марокко (Риф) США (Маунт-Айрон) та ін.

*Гідротермальні* родовища порівняно мало поширені. Вони поділяються на високо- і середньотемпературні. Перші складені магнезіоферритовими рудами. Рудні тіла мають жилоподібну, лінзоподібну і неправильну форму, складені суцільними, брекчійовидно-вкрапленими та вкрапленими рудами. Вміст заліза в рудах – від 25 до 62%. Родовища цього типу відомі на Сибірській платформі, де пов'язані з траповим магматизмом (Ангаро-Ілімська і Ангаро-Катська групи).

Середньотемпературні родовища складені сидеритовими рудами, що у вигляді жил, пластоподібних тіл залягають переважно серед карбонатних порід. Вміст заліза в них складає 27-40%. В зоні окиснення по сидеритовим рудам розвиваються потужні бурозалізнякові шляпи, складені в основному лімонітом. Вміст заліза в лімонітових рудах збільшується до 40-60%. Типовими родовищами цього типу вважаються Зігерланд (Німеччина), Бокальське на Південному Уралі та інші.

*Вулканогенно-осадові* родовища тісно пов'язані з вулканічною діяльністю та утворенням пластових покладів на дні водоймищ, що часто залягають серед підводних ефузивних утворень. Переважають гематитові та гематит-магнетитові руди. До родовищ цього типу належать Атасуйське та Каржальське (Казахстан), Лан-Діль (Німеччина), Холзунське (Росія), Тара-Джеблет (Алжир).

**Залишкові родовища кори вивітрювання** представлені родовищами типу залізних шляп і латеритів. *Залізні шляпи* виникали при окисненні сидеритових і сульфідних руд. Руди складені гідроксидами заліза і мають пористу, комірчасту, кавернозну або коломорфну будову. У лімонітових шляпах, що виникли при окисненні сульфідних руд, додаткову цінність являють домішки золота та ін. металів. Родовища цього типу відомі на Уралі, Балканському півострові та ін.

*Залістисті латерити* утворювались при вивітрюванні ультраосновних порід в умовах тропічного клімату. Руди складені пористими гідроксидами заліза (лімонітами), утворюють плащеподібні скупчення. Промислове значення цих руд невелике, хоча відомі окремі крупні родовища, серед них Моа-Бей і Майарі (Куба), Конакрі (Гвінея), Кемпірсайська група (Росія, Урал).

**Осадові родовища** дуже поширені, за економічним значенням займають друге місце після метаморфогенних родовищ. Вони утворювались у морських, зрідка озерних басейнах за рахунок коагуляції колоїдних сполук заліза, що переносились поверхневими водами, при зустрічі з морськими водами в прибережній смузі. В залежності від глибини басейну, кислотного режиму та інших факторів утворювались окисні чи силікатні руди. Рудам властива оолітова структура. Вміст заліза коливається від 20 до 50%. Осадові родовища утворювались на різних етапах геологічної історії. Серед них Керченське (Україна), Лисаківське і Нижньоангарське (Росія), Аятське (Казахстан), родовища Лотарінгії, ПАР, Франції (Нормандія), Чехії (Богемія), Канади (Ньюфаундленд) та ін.

**Метаморфогенні родовища** складають левову частку світових запасів і видобутку заліза. Вони представлені архейськими і протерозойськими товщами смугастих залістистих кварцитів і пов'язаними з ними стовпо- і пластоподібними покладами багатих мартитових, гематитових і магнетитових руд. Залістисті кварцити – це порівняно бідні руди з вмістом заліза 25-40%. У багатих рудах вміст заліза складає 50-70% при незначному вмісті шкідливих домішок – сірки і фосфору. Їх часто називають мартенівськими, оскільки вони придатні для безпосереднього використання в мартенах. Вважається, що залістисті кварцити (залістисті роговики і джеспіліти) утворились в результаті динамометаморфізму шаруватих колоїдальних кременисто-залістистих осадків, а скупчення багатих руд – у процесі переробки цих порід гідротермальними, метаморфічними чи метеорними водами, які вилуговували кварц, відкладаючи на його місці магнетит, мартит, гідроксиди заліза, сидерит. Найбільші залізорудні басейни цього типу розміщені в США (оз. Верхне), Індії (Сінгбум), Бразилії (Ітабіра), Австралії (Айрон-Ноб, Айрон-Монах), Росії (Курський басейн), Україні (Кривий Ріг), а також у ПАР, Китаї та інших країнах.

Найважливішим геолого-промисловим типом залізорудних родовищ є метаморфогенні родовища з магнетит-гематитовими рудами. На їх долю приходиться 72% запасів і 76.5% світового видобутку залізних руд [Галецький, Хмара, 1995; Мінеральні ресурси ..., 2003]. Другим за важливістю геолого-промисловим типом є осадові та вулканогенно-осадові родовища з фідрогетит-шамозит-сидеритовими рудами (13.5% запасів і 11.5% видобутку). Магматичні ільменіт-магнетитові й апатит-магнетитові родовища знаходяться на третьому місці (5.6% запасів і 5.3% видобутку), а скарнові й гідротермальні магнетитові і магнетит-гематитові – на четвертому. На долю решти геолого-промислових типів приходиться лише біля 4% запасів і видобутку.

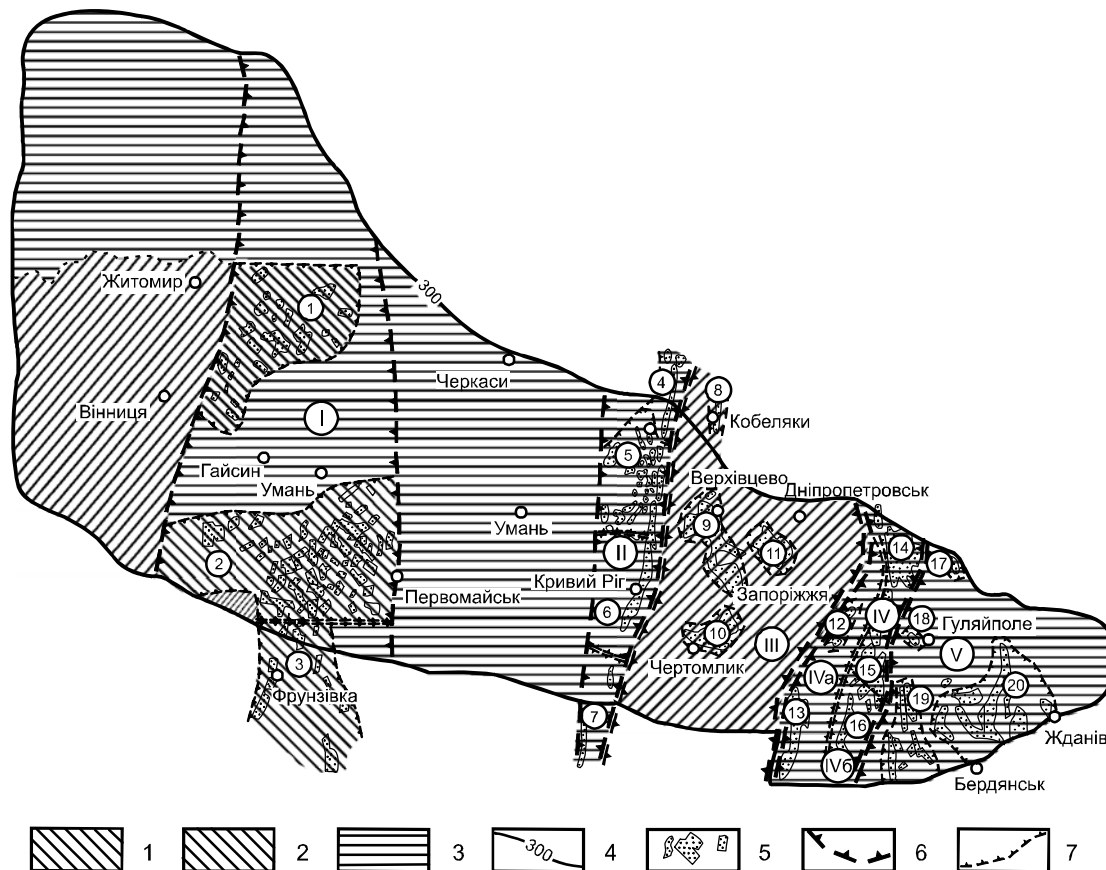
### 1.1.5. Родовища України

На території УЩ розташована одна з найбільших у світі залізорудних провінцій, у межах якої виділяються Криворізько-Кременчуцька, Білозерсько-Оріхівська, Одесько-Білоцерківська металогенічні зони, Придніпровська і Приазовська металогенічні області (рис. 1.1). Вони складаються із залізорудних басейнів і районів. Особливе положення займає Азово-Чорноморська залізорудна провінція [Шнюков, 1965].

Відомо п'ять основних залізорудних басейнів і районів (ЗРР): Криворізький і Білозерський багатих гематит-мартитових і магнетитових руд та магнетитових кварцитів; Кременчуцький і Приазовський – магнетитових кварцитів; Керченський – бурих залізняків. Криворізький басейн і Кременчуцький район утворюють єдину Криворізько-Кременчуцьку металогенічну зону, а разом з Білозерським ЗРР – Великий Кривий Ріг, на який припадає основний обсяг видобутку і з яким пов'язані найбільші перспективи залізорудної бази України. Переважна більшість руд (95%) відноситься до докембрійських кварцитів і багатих руд.

В Україні розвідано 53 родовища залізних руд, 30 експлуатуються. В основному розробляються багаті залізні руди, що використовуються без збагачення, та легко збагачувані магнетитові кварцити. Вони видобуваються на 21 родовищі за допомогою 10 шахт та 11 кар'єрів [Калінін, 2004].

Запаси, категорії та типи залізних руд України показані в табл. 1.3 і 1.4.



**Рис.1.1** Схема розміщення залізорудних районів Українського щита  
 1 – вулканогенна формація (ізотопний вік 3,5-2,7 млрд років); 2 – вулканогенно-осадочна формація (3,5-2,7); 3 – осадочна (терігенно-хемогенна) формація (2,6-1,8); 4 – умовна межа УЩ за відміткою 300 м від поверхні фундаменту;  
 5 – площі розповсюдження залізистих порід; 6 – межі металогенічних зон і областей; 7 – межі районів  
 Римські цифри – металогенічні області і зони: I – Одесько-Білоцерківська, II – Криворізько-Кременчуцька, III – Придніпровська, IV – Білозерсько-Оріхівська (підзони: IVa – Конксько-Білозерська, IVб – Оріхово-Павлоградська), V – Приазовська  
 Арабські цифри – залізорудні райони й райони магнітних аномалій: 1 – Білоцерківсько-Володарський, 2 – Середньопобузький, 3 – Одесько-Ананівський, 4 – Кременчуцький, 5 – Правобережний, 6 – Криворізький, 7 – Херсонський, 8 – Кобелякський, 9 – Верхівцевський, 10 – Чортомлицький, 11 – Сурський, 12 – Конкський, 13 – Білозерський, 14 – Павлоградський, 15 – Оріховський, 16 – Молочанський, 17 – Волчанський, 18 – Гуляйпільський, 19 – Західно-Приазовський, 20 – Східно-Приазовський

Таблиця 1.3

Басейн, район	Запаси на 01.02.2000 р., млн т	
	загальні	Підтвержені
Криворізький басейн	20236.0	17346.8
Кременчуцький район	4619.3	4437.6
Приазовський район	2955.7	2258.7
Білозерський район	670.9	524.4
Керченський басейн	1182.0	868.7
За межами районів	485.5	413.5
<b>Всього</b>	<b>30149.4</b>	<b>25849.7</b>

Таблиця 1.4

**Розподіл запасів залізних руд за категоріями і типами руд [Мінеральні ресурси..., 2003]**

Вид залізорудної сировини	Запаси на 01.01.2001 р., млн т				Вміст Fe %	Видобуто у 2000 р.
	Загальні	Підтверджені	розробляються			
			Загальні	підтверджені		
Всього	28770.8	24633.1	17266.2	15409.9	35	120.9
Залізисті кварцити:	25319.1	22022.0	15876.1	14330.6	30.5	10.7
у тому числі:						
- окиснені	4241.9	3665.8	2629.9	2296.6		6.8
- первинні руди	21077.2	18356.2	13246.2	12034.0	34.4	100.3
Багаті руди	2258.3	1732.3	1390.1	1079.3	58.3	13.3
Бурі залізнякаи	1193.4	878.8	-	-	-	-

Залізні руди є основою чорної металургії України. У 2000 році в Україні працювало 52 агломашини загальною потужністю 43.6 млн т, які виробляли 38.8 т агломерату. Виплавка чавуну (доменне виробництво) у 2000 р. проводилася на 40 з 48 доменних печей загальною потужністю 39.5 млн т, які випустили 25.7 млн т чавуну). Крім того функціонували:

- сталеплавильне виробництво (54 мартенівських печей і 19 конверторів у 2000 р. діяло відповідно 41 і 14 з об'ємом виробництва 31.8 млн т сталі);
- трубне виробництво (випускалися труби великого, середнього і малого діаметрів);
- виробництво металовиробів (9 підприємств з виробництва металовиробів загальною потужністю понад 1 млн т на рік);
- виробництво феросплавів (марганцеві феросплави, феросиліцій, феронікель і в невеликих об'ємах феросплавів малої групи – з титаном, молібденом, ванадієм та ін.

Баланс виробництва і споживання основних видів продукції наведений в табл. 1.5.

Таблиця 1.5

**Баланс виробництва і споживання залізорудної продукції, млн т [Мінеральні ресурси ..., 2003]**

Вид продукції	Виробництво	Споживання	Експорт	Імпорт
Залізна руда товарна	55.9	43.9	19.4	7.4
Чавун	25.7	24.1	1.6	...
Сталь	31.8	31.3	...	...
Готовий прокат	22.5	4.6	22.2	0.4

Виділяються три основні металогеїні епохи формування залізорудних родовищ України: архейська, палеопротерозойська, киммерійська. Головне значення мають докембрійські родовища, зосереджені на УЩ, другорядне – киммерійські, що розміщуються в основному на Керченському півострові.

**Провідні рудні формації** України пов'язані з докембрієм (95%) та неогеном. Головне промислове значення мають руди осадово-метаморфічної та метаморфічної формацій (табл. 1.6).

*Залізорудна скарнова формація* найменш поширена. Рудний тип – карбонат-магнетитовий, в окиснених різновидах – карбонат-мартитовий (побузький). Це багаті руди, що не потребують добавок флюсу. Прикладом є Молдовське родовище (Одесько-Білоцерківська металогеїчна зона).

*Залізорудна метасоматична формація* представлена амфібол-магнетитовим та амфібол-гематит-магнетитовим рудними типами (первомайський тип), зосередженими в залізо-кременисто-сланцевій (джеспілітовій) формації. Руди поширені на Жовторіченському і Первомайському родовищах в складчасто-блокових структурах з інтенсивним розвитком розривних дислокацій, що супроводжувались лужним метасоматозом. Рудні тіла пласто-, лінзо-, стовпо- і гніздоподібні. Довжина становить перші сотні метрів, потужність – від 10 до 60 м. Вміст заліза становить 52-55%. Мінеральний склад руд: магнетит – 30-80%, гематит – 0-40%, нерудні мінерали – егірин, рибекіт, родусит-кросит. Інтенсивно проявлені процеси егіринізації, рибекітізації, карбонатизації. Супутнім елементом є германій, вміст якого коливається від 2.8 до 9.7 г/т, досягаючи інколи 15 г/т.

*Залізорудна осадово-метаморфічна формація* (тип "Сюперіор") розвинена у палеопротерозойських рухливих поясах Криворізько-Кременчузької металогеїчної зони. Вміщуючі породи – алюмосилікатні сланці та магнетит-силікатні кварцити (джеспіліти). Рудні тіла утворюють крупні пластові поклади довжиною 2-2.5 км, потужністю від 50 до 400 м. Основними рудними мінералами є магнетит, гематит (залізна слюдка), нерудними – кварц, силікати, карбонати. Середній вміст заліза магнетитового коливається від 20 до 45%. Супутні елементи – Ge (4-25 г/т), Au (до 0.2 г/т), Ag (3-25 г/т).

Таблиця 1.6

**Залізорудні формації і мінеральні типи руд [Комплексна металогеїчна ..., 2003]**

Рудні формації	Мінеральний тип руд	Практичне значення	Приклади родовищ
Залізорудна скарнова	Доломіт-магнетитовий	Дрібні родовища руд, що не потребують збагачення	Молдовське
Залізорудна метасоматична	Амфібол-гематит-магнетитовий	Середні родовища багатих руд	Жовторіченське, Первомайське
Залізорудна осадово-метаморфічна	Кварц-магнетитовий	Значні родовища руд, що потребують збагачення	Біланівське, Горішне-Плавнівське, Інгuleцьке, Склеюватське, Магнетитове, Первомайське
Залізорудна вулканогенно-осадова метаморфізована	Кварц-амфібол-піроксен-магнетитовий	Дрібні та середні родовища руд, що потребують збагачення	Куксунгурське, Чортотмицьке, Петрівське, Іванівське, Західножовтнянське, Артемівське, Краснофедорівське

Залізорудна метаморфічна	Мартит-магнетитовий, хлорит-магнетитовий	Дрібні та середні родовища багатих руд	Інгулецьке, Західноганнявське, Валявка Північна, Велика Глесватка, Рахманівське, Лихманівське
	Гематит-мартитовий	Крупні родовища багатих руд	Галещинське, Переверзівське, Південнобілозірське, Суха Балка; родовища РУ ім. Кірова, Леніна, Комінтерну, К.Лібкнехта
Залізорудна в корках вивітрювання	Лімонітовий	Дрібні родовища та окремі поклади	Тарапаківське, Інгулецьке, РУ ім. Кірова, ім. К.Лібкнехта, ім. Комінтерну, ім. Р.Люксембург
	Гематит-мартитовий		Скелюватський та ін.
Залізорудна оолітова	Гідроgetит-карбонат-хлоритовий	Дрібні та середні родовища	Комиш-Бурунське, Акманайське та ін.

*Залізорудна вулканогенно-осадова метаморфізована формація* (тип "Алгома") проявлена, головним чином, у граніт-зеленокам'яних поясах Подільсько-Придністровського (Одесько-Білоцерківська металогенічна зона) та Дніпровсько-Приазовського архейських кратонів (металогенічні Придніпровська і Приазовська області та Білозірсько-Оріхівська зона), а також у деяких палеопротерозойських рухливих поясах (Правобережний ЗРР). Ця формація представлена піроксен-амфібол-магнетитовим рудним типом залістистих кварцитів. Рудні тіла мають пластоподібну форму, довжину 2-7 км, потужність 7-140 м. Найчастіше вони розбиті на блоки довжиною 1.5-2 км і шириною 70-80 м. Вміст заліза магнетитового – 27-34%. Рудовмісні товщі представлені метакоматіт-базальтовою, метабазит-сланцевою, залістисто-кальцифір-гнейсовою формаціями архею, метаандезит-базальтовою і метапісковиково-сланцево-карбонатною формаціями палеопротерозою.

*Залізорудна метаморфічна формація* представлена багатими залізними рудами, що утворились серед порід залізорудних осадово-метаморфічної, рідше вулканогенно-осадової метаморфізованої формації. Головні рудні типи: гематит-мартитовий, хлорит-магнетитовий, мартит-магнетитовий (саксаганський). Прикладами формації є родовища багатих залізних руд Саксаганського й Інгулецького рудних полів Кривбасу. Залізні руди першого залягають у вигляді пластів і пластоподібних покладів. Основне рудне тіло протягається на декілька кілометрів, його потужність 260 м. Мінеральний склад руд: мартит, гематит, магнетит, кварц, сидерит, каолінит. Вміст заліза – 69.8%. Супутні елементи – Ge (5.2-13.9 г/т), Au (0.2 г/т), Ag (3-25 г/т). В Інгулецькому ЗРР формація представлена пластоподібними і лінзовидними тілами потужністю від 1-15 до 43-58 м, довжиною 0.5-5.5 км. Мінеральний склад руд: магнетит, залізна слюдка, мартит; нерудні мінерали – кварц, хлорит, карбонат, амфібол. Вміст заліза 47-68.2%. Супутні елементи: Ge (2.8-9.7 г/т), Au (0.002-4).

*Залізорудна формація в корках вивітрювання* представлена трьома рудними типами – лімонітовим, гематит-мартитовим, сидеритовим (гіпергенні руди). Установлена на Жовторіченському та Інгулецькому родовищах бурих залізників півдня Кривбасу. Рудні тіла мають пластоподібну форму, довжину 800-4000 м, ширину 75-400 м, глибину поширення 100-450 м. Утворились при вивітрюванні залістистих кварцитів. Мінеральний склад: дисперсний гематит, гетит, мартит, каолінит, кварц. Середній вміст заліза – від 35 до 50%.

*Залізорудна оолітова формація* представлена родовищами Керченського залізорудного басейну і пов'язана з кімерійськими відкладами нижнього пліоцену. Головні типи руд: "коричневі" (гідроgetитові, гідроферит-хлоритові, феримонтморилонітові) та "тютюнові" (лептито-хлоритові).

**Головні геолого-промислові типи докембрійських руд:** саксаганський, первомайський, інгулецький, побузький, скелюватський, верхівцівський та маріупольський Перші чотири відносяться до багатих, останні два – до бідних руд. Окремо виділяються гіпергенні руди. Саксаганський, первомайський, інгулецький, скелюватський типи генетично пов'язані з первинно осадовими (терігенно-хемогенними), маріупольський і побузький – з вулканогенно-осадовими і верхівцівський – з вулканогенними утвореннями.

До *саксаганського* типу відносяться багаті метаморфічні руди, інтенсивно змінені (окиснені і вилугувані) в глибинних зонах окиснення, представлені мартитовими, магнетит-мартитовими, гетит-дисперсномагнетит-мартитовими та ін. різновидами. Руди цього типу складають основні промислові запаси (85%) багатих залізних руд Криворізького і Білозірського ЗРР.

*Первомайський* тип становить біля 9% багатих залізних руд УЩ. Він пов'язаний з залістистими кварцитами і сланцями саксаганської світи. Родовища приурочені до блокових ділянок складчастих структур. Рудні тіла, складені в основному силікат- і карбонат-магнетитовими різновидами, супроводжуються потужними (сотні метрів) ореолами лужних метасоматитів-егіринітів, альбітитів, родуситових сланців. Родовища цього типу (Первомайське) зосереджені на півночі Кривбасу.

*Інгулецький* тип становить близько 7% багатих руд УЩ. Руди складені силікат-карбонат-магнетитовими і карбонат-гематит-мартитовими різновидами, речовинний склад яких аналогічний складу вміщуючих залістистих порід. Рудні поклади приурочені до контакту саксаганської і гданцівської світ, локалізуючись в низах гданцівської світи. Глибина їх поширення відповідає глибині занурення складчастих структур. Родовища цього типу розміщуються в основному у південній частині Кривбасу (Інгулецький рудник та ін.).

До *скелюватського* типу відносяться бідні залізні руди, складені залістистими кварцитами магнетитового і гематитового складу, що потребують збагачення. Вони утворюють потужні (до 200-300 м) пластові тіла, що простягаються на декілька кілометрів. Пов'язані головним чином з саксаганською світою (Криворізький, Кременчуцький ЗРР). Мартитові різновиди виникли завдяки площовому вивітрюванню магнетитових кварцитів. Потужність кір вивітрювання – 200-250 м.

До *маріупольського* типу відносяться бідні високометаморфізовані залізні руди, складені силікат-магнетитовими (піроксен-магнетитовими, кумінгтоніт-магнетитовими та ін.), зрідка магнетитовими легкозбагачуваними залістистими кварцитами. Вони парагенетично пов'язані з вміщуючими метаосадовими порода-

ми, які утворюють монокліналі і брахіантиклінальні складки серед гранітоїдів Одесько-Білоцерківської зони, Приазовської металогенічної області та Правобережного ЗРР.

*Лобузкий* тип утворений рудами карбонат-магнетитового складу, що не потребують флюсування. Виявлений в Одесько-Білоцерківській металогенічній зоні (Молдовське родовище).

До *верхівцівського* типу відносять метаморфізовані бідні залізні руди – карбонат-магнетитові і силікат-карбонат-магнетитові кварцити, що пов'язані з метаморфізованими вулканогенними породами конкської серії. Руди мають складний мінеральний склад і важко збагачуються. Цей тип складає Чортомлицьке та Верхівцівське родовища.

*Гіпергенні руди* поширені в Криворізько-Кременчуцькій металогенічній зоні, представлені вилугуваними джеспілітами і бурими залізнями. Вилугувані джеспіліти (“шелестухи”) видобуваються разом з рудами саксаганського типу. Бурі залізники відомі в Криворізькому басейні і Одесько-Білоцерківській металогенічній зоні. У металургійній промисловості не використовуються.

**Криворізько-Кременчуцька металогенічна зона** розміщується у межах Інгулецько-Криворізької шовної зони, яка розділяє Інгульський і Середньопридніпровський мегаблоки УЩ, має ширину 30-35 км і простежується у субмеридіональному напрямі на 200 км на південно-західний схил Воронежської антеклізи. Тут розміщені унікальні родовища залізних руд, які пов'язані з криворізькою серією метаморфізованих залізисто-кременістих порід палеопротерозою. Породи криворізької серії утворюють стиснуті, часто перекинуті на схід складки, ускладнені розломами. Шарніри складок занурюються на глибину 5-6 км. Тут зосереджені найбільші в Україні запаси залізних руд, сконцентрована велика кількість шахтних, кар'єрних і гірничо-збагачувальних комбінатів. За структурно-формаційними ознаками і закономірностями розміщення залізних руд виділяють п'ять залізрудних районів [Белевцев, 1981]: Криворізький, Кременчуцький, Правобережний, Глухівський і Херсонський райони магнітних аномалій.

**Криворізький ЗРР** розташований у західній частині Дніпропетровської області в басейні р. Інгулець та її притоках (рік Саксагані й Жовтої). Він виражений субмеридіональною смугою залізистих кварцитів протяжністю понад 100 км і шириною 2-7 км. Хоча криворізькі залізні руди (“залізний шифер”) відомі з глибокої давнини, їх вивчення започатковане російським академіком В.Ф.Зуєвим, який уперше в 1781 році описав відслонення залізних руд по берегах р. Саксагані. Їх запаси були вперше підраховані німецькими геологами у 1873 році, а перша шахта “Саксагань”, що поклала початок промислового освоєння Кривбасу, була пройдена у 1875 році. Починаючи з 30-х років минулого століття геологію Криворіжжя вивчала велика кількість дослідників. Серед них такі як П.П.П'ятницький, І.Й.Танатар, Я.М.Белевцев, С.П.Родіонов, М.П.Семененко. Наприкінці століття вийшла з друку серія монографій, в яких опубліковані результати ретельних і різнопланових досліджень Криворізького басейну, виконаних під керівництвом академіка Я.М.Белевцева.

Криворізький басейн є основним гірничо-видобувним центром України, де розробляється 23 (з 25 розвіданих) родовища залізних руд. Проте за 130 років промислової розробки запаси багатих руд Кривбасу вичерпалися, особливо у приповерхневій частині. На більшості діючих кар'єрів досягнуті глибини майже 370 м, щороку їх глибина збільшується на 10-15 м. Глибина видобутку руд підземним способом досягла 850-1350 м. Кількість руди, яка вміщує близько 50% заліза, складає при цьому біля третини загальної видобутку, інші дві третини товарної руди – концентрати, отримані із бідної руди або магнетитових залізистих кварцитів, що вміщують біля 30% заліза.

Видобуток багатих руд у Кривбасі до 100-літнього ювілею початку промислової розробки досяг майже 2 млрд т. Тепер видобутком займаються п'ять гірничо-збагачувальних комбінатів (ГЗК) (Новокриворізький, Північний, Центральний, Південний та Інгулецький) і два рудоуправління (ім. Кірова та Суха Балка). Промисловий комплекс Кривбасу може видобувати щорічно до 190 млн т сирової руди і випускати 70 млн т товарної руди. За концентрацією шахт, кар'єрів і ГЗК Криворізький басейн не має аналогів у світі.

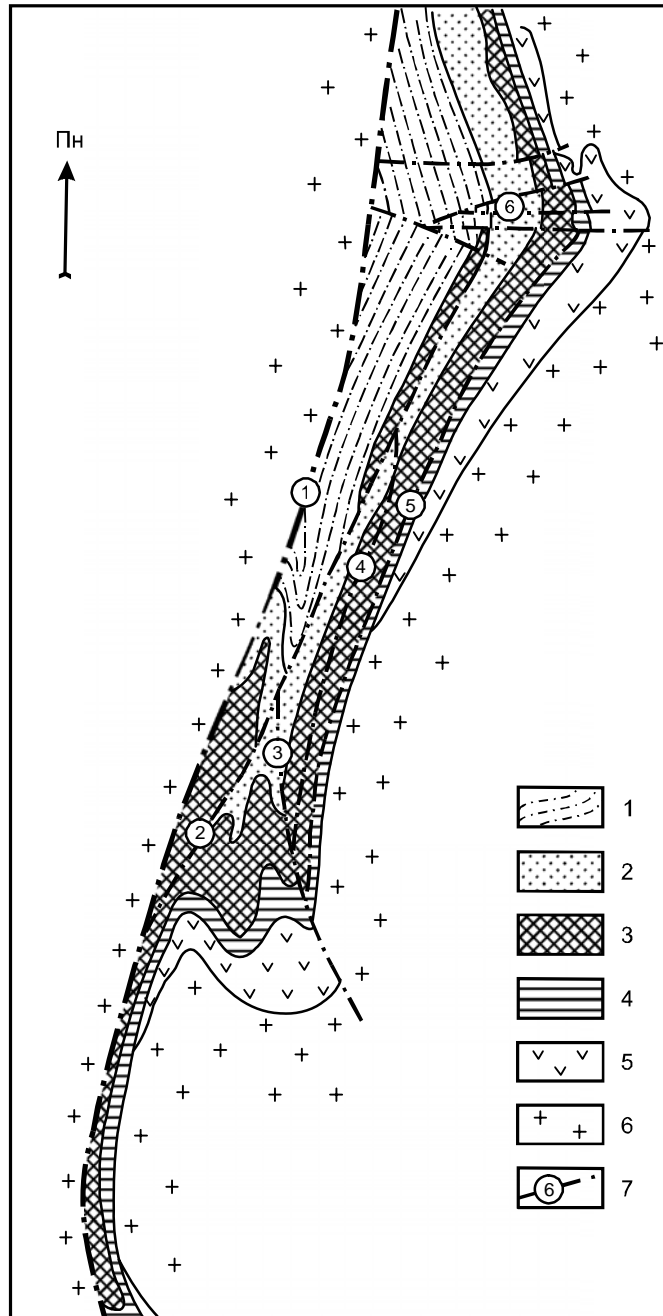
Основним генетичним типом руд є метаморфічні (майже 80% багатих руд басейну). Вони пов'язані, в основному, з саксаганською світою криворізької серії, що складається з семи перешарованих горизонтів залізистих кварцитів і сланців загальною потужністю до 1500 м. Рудні тіла пласто-, стовпо-, штокоподібні, гніздові та іншої форми мають потужність від 10 до 100 м. Глибини їх поширення досягають 3.5 км. Середній вміст заліза у багатих рудах – 56.7%, фосфору – 0.02%, сірки – 0.16%. Переважають мартитові і гематит-мартитові руди. Бідні руди складені кварц-магнетитовими кварцитами.

У Криворізькому ЗРР виділено сім рудних полів: Попельнастівське, Жовторіченське, Первомайсько-Ганнівське, Саксаганське, Південнокриворізьке, Лихманівське й Інгулецьке. У їх межах розміщено біля 300 покладів багатих залізних руд, які групуються у 25 родовищ та зосереджено більше 40 родовищ залізистих кварцитів. Всього у Кривбасі сконцентровано 21.8 млрд т розвіданих запасів залізних руд.

Басейн складений архейськими і протерозойськими породами, перекритими кайнозоем (рис. 1.2). Рудносна товща відноситься до криворізької серії, стратиграфічний об'єм якої відповідає верхній частині неорархею та нижній половині палеопротерозою. Серія розстежується у вигляді вузьких лінійних складок вздовж субмеридіонального Криворізько-Кременчуцького розлому протягом 200 км. У її складі виділяється три світи: новокриворізька, саксаганська і скелюватська, перекриті гданцівською світою.

Новокриворізька світа залягає на метаморфізованій корі вивітрювання архейських гранітоїдів дніпропетровського комплексу. У її складі переважають ортопороди – амфіболіти, амфіболові сланці, метатупофісковики. Потужність світи досягає 900 м.

Скелюватська світа потужністю до 300 м складена сланцями тальковими, тальк-хлоритовими, біотитовими, філітоподібними, аркозовими пісковиками і метаконгломератами.



**Рис.1.2 Геологічна схема Криворізького басейну (за Я.М.Белевцевим, 1989)**

1 – глеюватська світа; 2 – скелюватська світа; 3 – саксаганська світа; 4 – новокриворізька світа; 5 – андезити, 6 – граніти і мігматити переважно дніпропетровського і сурського комплексів;  
7 – розломи: 1 – Західний; 2 – Тарапаківський; 3 – Південно-Східний;  
4 – Саксаганський; 5 – Східний; 6 – Девладівський.

Саксаганська світа зосереджує основні запаси залізних руд Криворізького басейну. Вона складається з семи горизонтів залізистих кварцитів, що розмежовуються слюдиисто-хлоритовими, кварц-біотитовими та ін. сланцями. Світа згідно залягає на скелюватській і має потужність 1500 м.

Гданцівська світа незгідно залягає на саксаганській. Її особливістю є літологічне розмаїття при різкій фаціальній мінливості по латералі. Світа складена метапісковиками, кварцитами, сланцями слюдиисто-хлоритовими і кварц-біотитовими, карбонатними породами і залізистими кварцитами. Найбільша потужність світи спостерігається в південній частині району (до 1600 м). З перервою на гданцівській залягає глеюватська світа, що складена метапісковиками, сланцями і конгломератами. За останніми даними вона вміщує органічні рештки рифею і тому виключена зі складу криворізької серії. Світа поширена головним чином у приосьовій частині Криворізької структури, її потужність досягає 3500 м.

Метаморфічні породи криворізької серії і гданцівської світи дислоковані з утворенням Криворізького синклінорію – структури першого порядку, ускладненої складчастими структурами другого і більш високих порядків і розломами, що утворюють блоки. Серед структур другого порядку у центральній частині синклінорію виділяються Основна (Криворізька) синкліналь, яка зі сходу межує з Саксаганською, а із заходу – з Тарапако-Лихманівською антикліналями (рис. 1.3). У південній частині басейну виділяється Інгулецька (Лихманівська) синкліналь. Західні крила Тарапако-Лихманівської антикліналі й Інгулецької (Лихманівської) син-

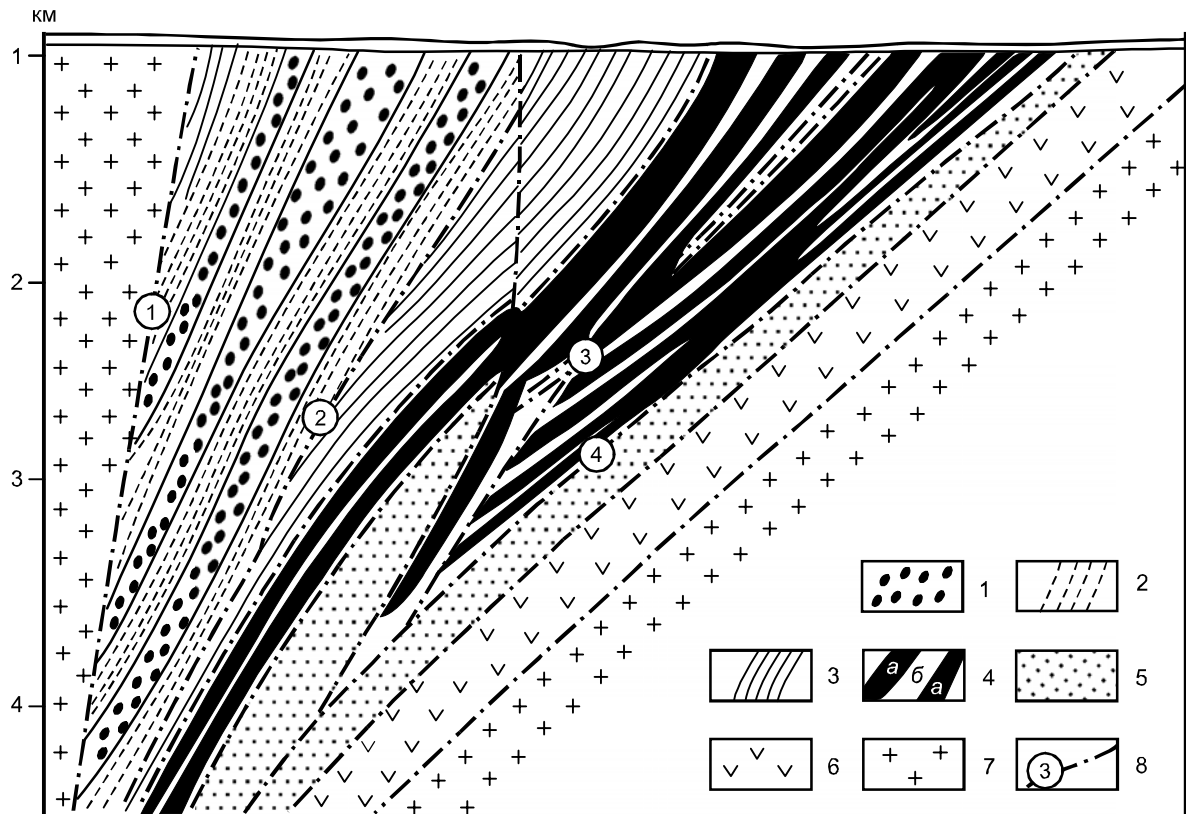


кліналі зрізані насувами. Морфологічно Основна синкліналь являє собою складку відкритого типу з кутами падіння крил від 50 до 80°. Вона ускладнена структурами третього порядку – Східно-Інгулецькою і Західно-Інгулецькою синкліналями, що розмежовуються Інгулецькою антикліналлю. Південніше Кривого Рогу спостерігається замикання Основної синкліналі.

На схід від Основної синкліналі розміщується Саксаганська антикліналь, ще далі на схід – Саксаганська синкліналь. Обидві складки мають північ-північно-східне простягання осей. Крім того, вони перекинуті на схід – південний схід, внаслідок чого осьові їх поверхні падають на захід-північний захід під кутами від 35-45 до 80°. Спільне крило цих складок практично повністю знищене Саксаганським насувом, тому складки фактично є однокрилими. Шарнір Саксаганської синкліналі занурюється на північ під кутом 12-22°.

Тарапако-Лихманівська антикліналь належить до типу відкритих складок з пологою замковою частиною і крутими крилами з кутами падіння від 45 до 70°. Вона має вертикальну осьову поверхню північно-східне занурення шарніру (кут занурення – 10-15°).

Лихманівська синкліналь являє собою стиснуту складку з нерозвинутим західним крилом. Її ядро складене гданцівською світою, шарнір занурюється на північ під кутом від 12 до 36°.



**Рис. 1.3 Розріз Криворізького залізорудного району  
(за матеріалами Криворізької ГРЕ зі змінами)**

Світи: глеєвацька: 1 – метапісковики, конгломерати; 2 – сланці біотитові, 3 – гданцівська;  
4 – саксаганська: залізисті (а), сланцеві горизонти (б); 5 – скелєватська; 6 – новокриворізька,  
7 – граніти і мігматити; 8 – розломи: 1 – Західний, 2 – Тарапаковський, 3 – Саксаганський, 4 – Східний

Складчасті структури другого порядку ускладнені більш дрібною складчастістю різних порядків до найдрібнішої. Морфологія дрібної складчастості, при її безсумнівній дисгармонійності, аналогічна морфології крупних складок, що вказує на їх спільне утворення. Виділяється два типи дрібних складок: субмеридіональні ізоклінальні і поперечні відкриті.

В структурі басейну значне місце належить розривам, які призвели до формування лускувато-брилової будови. Серед них виділяють три основні групи: поздовжні субзгідні розломи, у тому числі насиви; діагональні розломи типу насувів і підкидо-зсувів; поперечні порушення типу скидів невеликої амплітуди. Серед розломів першої групи найбільш відомий – Криворізький (Західний), що є фрагментом Криворізько-Кременчуцького глибинного розлому, по якому гранітоїди Інгулецького мегаблоку насунуті на криворізьку серію. Серед розломів другої групи відомі: Тарапаковський, Саксаганський, Діагональний, Склеюватський та ін. Порушення третьої групи найбільш численні, проте малоамплітудні.

За вмістом заліза серед руд Криворізького басейну розрізняють багаті (вміст заліза 46% і більше) і бідні руди – залізисті кварцити (вміст заліза 20-45%) при середньому вмісті заліза по басейну 57.6%. Перші використовуються у металургії без збагачення, другі потребують попереднього збагачення. Багаті руди належать до саксаганського, первомайського й інгулецького геолого-промислових типів, бідні – до скелюватського.

Багаті руди зосереджені переважно в четвертому, п'ятому та шостому горизонтах саксаганської світи, зустрічаються на контакті саксаганської і гданцівської світи, та в нижній частині останньої. Поклади багатих руд мають пластоподібну, стовпоподібну, штокоподібну і гніздоподібну форму. Їх потужність змінюється від 10 до 100 м, а протяжність – від 100 до 1000 м. У ядрі Саксаганської синкліналі простежуються поклади шарнірного типу, що полого занурюються, та ймовірно являють собою інтенсивно зруденілі замки стиснутих

синкліналей. Потужність цих покладів може досягати 260 м. Максимальна глибина поширення шарнірних покладів за даними глибокого буріння та геофізичних методів змінюється від 1150 до 3800 м. Пластоподібні, стовпоподібні і штокверкові поклади, ймовірно, являють собою відгалуження від основного шарнірного зруденіння, що тяжіють до складчастих зон, флексурних перегинів, ділянок розвитку поперечної відкритої складчастості на крилах синклінальних структур, до будинач-структур або структур типу кінкбандів. Залягають вони згідно з вмшуючими породами і мають кути падіння від 30 до 80°.

Поклади багатих руд лінзовидної або переривисто-пластоподібної форми потужністю 1-15 м і протяжністю декілька кілометрів виявлені в зоні контакту саксаганської і гданцівської світ, зрідка у розрізі останньої. Вони просліджуються у вигляді вузького переривчастого ланцюга на відстані біля 50 км. Глибина залягання цих покладів досягає 1000-1200 м, падіння полого – 5-20°.

Залізисті кварцити розглядаються як основний резерв розвитку сировинної бази Кривбасу. В залежності від геологічного положення вони поділяються на чотири групи: 1) пов'язані із замковими частинами складчастих структур, їх довжина досягає 2-2.5 км, горизонтальна потужність змінюється від 400 до 1000 м; 2) родовища на крилах складчастих структур, які характеризуються моноклінальним здебільшого крутим заляганням, значною протяжністю (до десятків кілометрів), горизонтальною потужністю від 30 до 400 м; 3) родовища, розміщені в районах поперечних деформацій складчастих структур, що ускладнені розривними порушеннями і мають лускувато-брилову будову, їм властиві непостійність елементів залягання порід, переменування кварцитів і сланців; 4) родовища, що залягають серед гранітоїдів у вигляді крупних останців.

За технологічними і структурно-морфологічними особливостями серед залізистих кварцитів виділяються магнетитові кварцити і окиснені кварцити.

Традиційно серед порід залізородної формації Криворізького басейну виділяють три великі групи: а) залізистих роговиків (залізистих кварцитів) і джеспілітів; б) сланців [Белевцев, Епатко, 1981]. Породи першої групи характеризуються смугастою або стрічковою текстурою. За характером смугастості виділяють тонко- (ширина смуг 1-3 мм), середньо- (3-10 мм) і грубосмугасті (більше 10 мм) породи.

За складом смуг залізисті роговики і джеспіліти поділяються на силікатні роговики, залізисто-силікатні роговики і залізисті роговики та джеспіліти. В силікатних роговиках сумарна потужність роговикових (кварцових) прошарків складає від 80 до 50% загальної потужності породи. Вони перемижуються з різноманітними залізистими силікатами, зрідка алюмосилікатами і карбонатними мінералами. Залізо-силікатні роговики складаються з трьох типів прошарків: роговикові або кварцові, рудні – магнетитові, гематитові, мартитові і силікатні – хлоритові, амфіболові або дисперсногематитові. Залізисті роговики і джеспіліти також утворюються трьома типами прошарків: безрудні або роговикові; рудні, складені рудним мінералом і незначною кількістю кварцу і напіврудні, складені рудним мінералом і кварцом.

Джеспілітом у Криворізькому басейні називають тонкосмугасту (1-3 мм) породу, що складається з рудних мінералів і кварцу, які утворюють рудні, напіврудні і, зрідка, безрудні прошарки. При цьому сумарна потужність рудних і напіврудних прошарків перевищує потужність кварцових.

Залізисті роговики – це кварцово-залізисті і грубосмугасті породи, що не вмшують (або вмшують не більше 5-10%) силікатів. Груба смугастість і переважання безрудних прошарків над рудними відрізняють ці породи від джеспілітів.

До групи сланців відносяться кварцово-силікатні породи, потужність прошарків роговиків у яких менше 30%. За хімічним складом виділяються три ізохімічні ряди, що відображають первинний склад осадів: алюмосилікатні, залізисто-силікатні, магнезіально-силікатні. Сланці кожної з цих груп в залежності від ступеня метаморфізму мають різний мінеральний склад.

Серед залізистих кварцитів за мінеральним складом виділяються різновиди: неокиснені – магнетитові, залізослюдко-магнетитові, силікат-магнетитові, сидерит-магнетитові і окиснені – мартитові, залізослюдко-мартитові, гетит-гідрогетит-мартитові, дисперсно-гематит-мартитові. В залежності від питомих затрат на збагачення неокиснені (магнетитові) кварцити відносяться до легкозбагачуваних, а окиснені (мартитові) – до важкозбагачуваних.

В цілому багаті залізні руди Криворізького басейну утворюють більш як 300 рудних покладів, які групуються в 25 родовищ та 7 рудних полів (Попельнастівське, Жовторіченське, Первомайсько-Ганнівське, Саксаганське, Південнокриворізьке, Лихманівське й Інгулецьке). Найбільш поширені руди саксаганського типу (85% від розвіданих запасів багатих руд басейну в цілому). Вони зосереджені на восьми крупних родовищах: ім. В.І.Леніна, ім. Р.Люксембург, ім. XX Партз'їзду, ім. Фрунзе, ім. Комінтерну, ім. Карла Лібкнехта, ім. С.М.Кірова, ім. Ф.Е.Дзержинського, що розвідані до глибини 1500 м. Їх сумарні запаси складають 1116 млн т. Прогнозні запаси залізних руд саксаганського типу до глибини 2500 м становлять 0,64 млрд т [Белевцев і др., 1981].

Багаті залізні руди інгулецького типу зосереджені на 14 родовищах, найбільш важливими серед яких є родовища Лихманівської синклінали і родовища району замикання Основної синклінали. Їх запаси розвідані до глибини 400-800 м і становлять 81 млн т. Прогнозні запаси цих руд незначні і до глибини 1000-1200 м становлять 80-115 млн т. Багаті руди первородного типу відомі у Північному районі на родовищі ім.1 Травня. Тут вони практично відпрацьовані. Їх прогнозні запаси на глибинах 1200-2500 м становлять 95 млн т. Значний практичний інтерес мають магнетитові кварцити. У Кривбасі нараховується 18 родовищ, придатних для відкритої розробки і 4 перспективних об'єкти.

Більша частина розвіданих запасів зосереджена на восьми родовищах, що експлуатуються, і складає 13053 млн т. Залізисті кварцити розвідані до глибини 500-800 м (Інгулецьке, Склеюватсько-Магнетитове, Новокриворізьке-Південне, Новокриворізьке-Північне, Валявкінське, Велика Глеюватка, Первомайське, Аннівське).

Окиснені кварцити являють собою значну базу подальшого розширення потужностей діючих підприємств гірничо-видобувної галузі України. У Криворізькому басейні нараховується 17 родовищ, придатних для відкритої розробки. Серед них найбільші Склеюватське-Магнетитове, Валявкінське, Новокриворізьке-Північне, Велика

Глеюватка, Східно-Скелюватське, ділянка № 8. Розвідані запаси окиснених кварцитів в Криворізькому басейні складають 2.9 млрд т. Загальні прогнозні запаси до глибини 800 м оцінюються в 5.3 млрд т.

В цілому запаси окиснених і магнетитових кварцитів Кривбасу (розвідані і прогнозні) складають 65,7 млрд т; співвідношення розвіданих запасів до прогнозних складає 1 : 2.4 [Белевцев и др., 1981].

Хімічний склад криворізької залізородної формації наведений в таблиці 1.7. З неї видно, що головними петрогенними компонентами порід формації є наступні:  $\text{SiO}_2$  – від 37.5% у джеспілітах до 60% у сланцях і роговиках;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – від 0 в джеспілітах до 10% у сланцях;  $\text{CaO}$  – від 0.06% в джеспілітах до 6.0% у сланцях;  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  – від 0 в джеспілітах і залізистих роговиках до 3.7% у сланцях. Крім головних петрогенних елементів породи вміщують в малих кількостях (від тисячних до сотих долей відсотку) елементи-домішки: сірку, алюміній, кальцій, фосфор, вуглець та ін.

Таблиця 1.7

**Хімічний склад сланців, малорудних роговиків, силікатно-залізистих роговиків і джеспілітів [Белевцев и др., 1981]**

Окисли	1	2	3	4	5	6	7	8
$\text{SiO}_2$	56.95	59.86	54.29	51.14	48.73	57.20	46.74	37.55
$\text{Al}_2\text{O}_3$	14.73	12.35	5.24	5.10	7.72	0.36	-	0.53
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	5.89	9.55	16.01	15.30	7.51	40.75	51.12	57.18
$\text{FeO}$	5.92	7.53	17.59	17.79	27.84	0.74	0.98	1.48
$\text{TiO}_2$	0.68	0.34	0.02	0.03	0.04	Слід	0.07	Слід
$\text{MnO}$	0.03	0.04	0.06	0.04	0.07	0.03	0.02	0.03
$\text{CaO}$	0.20	Слід	1.54	0.90	0.69	0.40	0.30	0.60
$\text{MgO}$	6.30	2.63	2.27	1.40	3.51	0.18	0.36	0.06
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.15	0.14	0.08	0.13	0.12	0.15	0.10	0.17
$\text{SO}_3$	0.19	0.20	0.61	0.42	0.30	0.08	0.08	0.21
$\text{N}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$	3.72	2.77	0.18	0.43	0.16	-	-	-
$\text{H}_2\text{O}$ при 105°	0.23	0.25	0.63	0.83	1.96	0.15	0.09	0.12
В.в.п.	5.26	4.49	1.50	6.66	0.80	0.49	0.01	0.24
Сума	100.25	100.15	100.02	100.17	99.45	100.53	99.87	99.17

Примітка: 1 – кварц-хлорит-серіцитовий сланець; 2 – хлорит-кварц-біотитовий сланець; 3 – малорудний роговик; 4 – хлорит-магнетитовий роговик; 5 – мартито-хлорито-фарбовий роговик; 6 – гематито-магнетитовий роговик; 7 – мартитовий джеспіліт; 8 – мартитовий джеспіліт. В.в.п. – втрати від прожарювання

Зона окиснення має значне поширення у межах Криворізького басейну. Встановлено тривалий час її формування і важлива роль гіпергенних процесів у рудоутворенні, формуванні певних типів залізних руд. Основними процесами, які відбувались у зоні окиснення залізистих порід і багатих залізних руд були наступні: а) розчинення і винесення кремнезему, що призводило до різкого збільшення пористості і зростання вмісту заліза в руді; б) руйнування карбонатів і силікатів, мартитизація магнетиту і утворення гематиту та гетиту, викликане рухливістю заліза.

Гіпергенні процеси поширювались вздовж крутопадаючих складчасто-тріщинних глибинних зон окиснення. Такі лінійні зони простежені бурінням до глибин 1300-1400 м, а в окремих місцях до 2900 м. При цьому нижня границя окиснення порід не встановлена. В зонах глибинного окиснення відбулося перетворення магнетиту первинних руд до мартиту і винесення кремнезему, що призвело до утворення високопористих (пористість до 20-25%) мартитових руд з вмістом заліза до 70%.

Крім глибинних зон окиснення на деяких родовищах Криворізького басейну спостерігається площа кора вивітрювання, з якою пов'язане переміщення заліза, що відбувалось при руйнуванні залізистих карбонатів і силікатів з утворенням спушених, сипких ("шелестух") або гідратних руд, складених гетитом, дисперсним гематитом і мартитом. Дисперсний гематит і гетит є головними рудними мінералами гіпергенних (так званих "фарбових") руд Криворізького басейну.

Всього розвідані запаси залізних руд Кривбасу становлять близько 21.8 млрд т [Комплексна ..., 2003]. Його промисловий комплекс спроможний видобувати 190 млн т сирової залізної руди та переробляти її в 70 млн т залізородної продукції. Проте ресурси багатих руд Кривбасу у межах рудних полів діючих гірничо-видобувних підприємств до глибин 1000-1200 м обмежені. Низка підприємств, що веде підземний видобуток багатих залізних руд має незадовільну забезпеченість запасами. Серед них РУ "Інгулець", РУ ім. Кірова, шахта "Саксагань". Перед іншими підприємствами у випадку інтенсивного видобутку невдовзі (через 10-15 років) можуть також постати проблеми забезпечення запасами. Це викликає потребу в продовженні геологорозвідувальних робіт з метою розширення сировинної бази. Крім того, розвідані поклади багатих залізних руд знаходяться на глибинах 2,0-2,5 км, що потребує визначення економічної доцільності їх розробки.

**Кременчуцький ЗРР** розташований на північно-східному схилі УЩ. Рудовміщуючою є саксаганська світа (1000-1300 м), яка утворює субмеридіональну смугу протяжністю 45 км, шириною 1-3 км.. Багаті руди містять 58.5% Fe, бідні представлені магнетитовими (32.8% Fe) і кумінгтоніт-магнетитовими (27.4% кварцитами). Виділяються два рудні поля – північне, Галещинське, і південне, Горішне-Плавнинське. У їх межах розвідано Горішне-Плавнинське, Лавриківське, Єристівське, Біланівське родовища залізистих кварцитів та Галещинське родовище багатих залізних руд. Крім того, розвідана низка родовищ бідних залізних руд (Мануїлівське, Харченківське). Розвідані запаси промислових категорій п'яти основних родовищ становлять 4.1 млрд т. На базі двох родовищ (Лавриківського і Горішне-Плавнинського) працює Полтавський ГЗК з проектною потужністю 34 млн т руди щорічно.

**Правобережний ЗРР** займає територію від північного замикання Жовторічинської синклінали (на півдні) до р. Дніпро (на півночі). Раніше район поділявся на західну і східну частини [Белевцев, 1981], зараз східна частина району відноситься до Криворізького басейну. Правобережний ЗРР складений метаморфізованими

вулканогенно-осадовими породами інгуло-інгулецької серії, що зім'яті в синклінальні складки, осі яких часто змінюють своє простягання. Розвідані Іванівське, Зибківське, Мар'ївське, Краснофедорівське, Артемівське, Західножовтянське та Петрівське родовища. Запаси і ресурси району становлять біля 2 млрд т залізних руд.

Найбільш вивчене *Петрівське родовище*, складене зеленоріченською і артемівською світами інгуло-інгулецької серії, що утворюють невелику перекинуту на схід асиметричну синклінальну складку. Руди складені переважно магнетитовими і гематит-магнетитовими кварцитами, що утворюють два пласти потужністю від 8 до 280 м. Розвідані запаси родовища становлять 336.3 млн т.

Південним продовженням Криворізького залізорудного басейну є *Херсонський район* магнітних аномалій у зоні зчленування УЩ і Причорноморської западини. Виявлені тут магнітні аномалії ймовірно обумовлені рудоносною смугою силікат-магнетитових кварцитів потужністю до 50 м. Глибина їх залягання коливається від 250 до 400 м і більше.

Північним продовженням Криворізько-Кременчуцької структури є *Глухівський район* магнітних аномалій, що розміщений на південно-західному схилі Воронезького масиву. Бурінням на одній з локальних магнітних аномалій розкриті рудоносні тіла магнетитових кварцитів потужністю до 34 м з вмістом заліза магнетитового до 37%.

**Білозірсько-Оріхівська металогенічна зона** поділяється на дві підзони – західну, Конксько-Білозірську, і східну, Оріхово-Павлоградську.

**Конксько-Білозірська підзона** об'єднує Конкську та Білозірську ЗКС. Родовища заліза зосереджені в білозірській серії мезоархею. Основні запаси заліза розвідані в Білозірському ЗРР.

**Білозерський ЗРР** розміщений на території Запорізької області південніше м. Запоріжжя, на південному схилі УЩ у південній частині Конксько-Білозерської підзони Оріхово-Павлоградської металогенічної зони. Маючи ширину 5-20 км він протягується на 65 км у субмеридіональному напрямку. За своїм промисловим значенням це один з найкрупніших і найперспективніших залізорудних районів України. Магнітні аномалії, обумовлені залізистими породами, були зареєстровані у 1948 р. за результатами аеромагнітної зйомки (А.В.Тесленко). Багаті руди вперше виявлені у 1955 р., згодом були відкриті та розвідані Південно-Білозерське, Північно-Білозерське, Переверзівське родовища, та декілька перспективних ділянок. Розробляється лише Південно-Білозерське родовище, на базі якого працює Запорізький залізорудний комбінат, який щорічно видобуває біля 3 млн т багатих залізних руд, що не потребують збагачення. За промисловим значенням Білозірський район є одним з найперспективніших після Криворізького. Запаси багатих руд на глибині до 900-1500 м оцінюються в 460 млн т, а ресурси – в 225 млн т.

В геологічній будові Білозерського району беруть участь метаморфогенні осадово-вулканогенні породи, що розчленовуються на нижню – конкську і верхню – білозерську серії. В стратиграфічній схемі раннього докембрію УЩ вони віднесені до мезоархею. Конкська серія відома на східному та західному флангах району. Вона складена біотит-амфіболовими ортосланцями і ортогнейсами, метабазитами, амфіболітами, апоспілітами, кварц-амфіболовими парасланцями, біотин-грюнерит-магнетитовими кварцитами. Пласти залізистих кварцитів мають потужність 5-20 м і більше. Сумарна потужність серії перевищує 1200 м. Білозерська серія складає переважно центральну приосьову частину району. Вона залягає на різних горизонтах конкської серії з перервою та незгідністю. У найбільш повних розрізах на півночі району у складі серії виділяють три світи – михайлівську, запорізьку і переверзівську. Нижня михайлівська світа (піщано-сланцева) складає на кварц-серицитовими і кварц-хлорит-серицитовими сланцями і метапісковиками. У складі середньої запорізької (залізорудної) світи переважають магнетитові і мартит-магнетитові кварцити та різноманітні сланці. Метапісковики, метаалевроліти, метагравеліти, метаконгломерати, безрудні кварцити, хлорит-серицитові сланці складають верхню, переверзівську світу. Загальна потужність білозерської серії досягає 2500 м.

Серед порід білозерської серії зустрічаються метаморфізовані пластові інтрузії ультраосновних порід (серпентинізовані перидотити і піроксеніти), а також епідіабазів, трахітів і апокератофірів.

Основним структурним елементом Білозерського ЗРР є Білозерський синклінорій субмеридіонального простягання. В ньому виділяються із заходу на схід шість лінійних складок: Західно-Білозерська антикліналь, Малобілозерська синкліналь, Північно-Білозерська і Південно-Білозерська антиклінали, Успенська синкліналь і Михайлівська антикліналь. У напрямі від флангів синклінорія до центру морфологія цих складок суттєво змінюється: вони різко звужуються, стають ізоклінальними і перекидаються на захід. По простяганню складки просліджуються паралельно осі синклінорія на десятки кілометрів.

Поширені в районі і розломи типу поздовжніх насувів (підкидів) і поперечних скидів (скидо-зсувів), які разом зі складчастими деформаціями обумовили його складчасто-блокову будову. Серед поздовжніх порушень найбільш значним є Центральний (Головний) насув. Він простежується з півдня на північ у центральній частині через увесь район. Падіння поверхні зміщувача східне під крутими кутами. Крім того, виділяють Пограничний (Переверзівський), Малобілозерський і Західний насуви. Насуви супроводжуються інтенсивним брекчіюванням і дайками епідіабазів. Амплітуда зміщень досягає перших сотень метрів. Серед поперечних розломів найбільш достовірно встановлені Північний скидо-зсув і Південний скид, що обумовлюють ступінчасте занурення блоків у південному напрямі. Максимальна амплітуда зміщення по Північному скидо-зсуву оцінюється в 2 км.

В районі виділяють два типи руд: багаті (саксаганського типу) і залізисті кварцити (скелюватського типу), що генетично пов'язані з неоархейською Білозерською ЗКС.

Рудні поклади багатих руд просторово і генетично пов'язані з товщею залізистих кварцитів (запорізька світа), що утворює продуктивний горизонт потужністю 150 м, протяжністю до 25 км. Рудні тіла круто занурюються і простежуються до глибини більш, ніж 1500 м. Потужність покладів змінюється від 2.5 до 10-30 м. По простяганню і падінню вони інколи зливаються, утворюючи рудне тіло потужністю до 70-100 м (рис. 1.4). Форма рудних тіл пластоводібна, лінзоподібна, часто дуже складної конфігурації. Багаті руди займають трохи більше 10% загальної площі поширення залізистих кварцитів. Вони пов'язані з глибинними зонами

окиснення залізистих кварцитів, за межами яких багаті руди не зустрічаються, та з ділянками флексурних перегинів, поперечних складчастих структур і замками синкліналей. Зруденіння тут супроводжується інтенсивною тріщинуватістю і кліважем, брекчіюванням і дробленням.

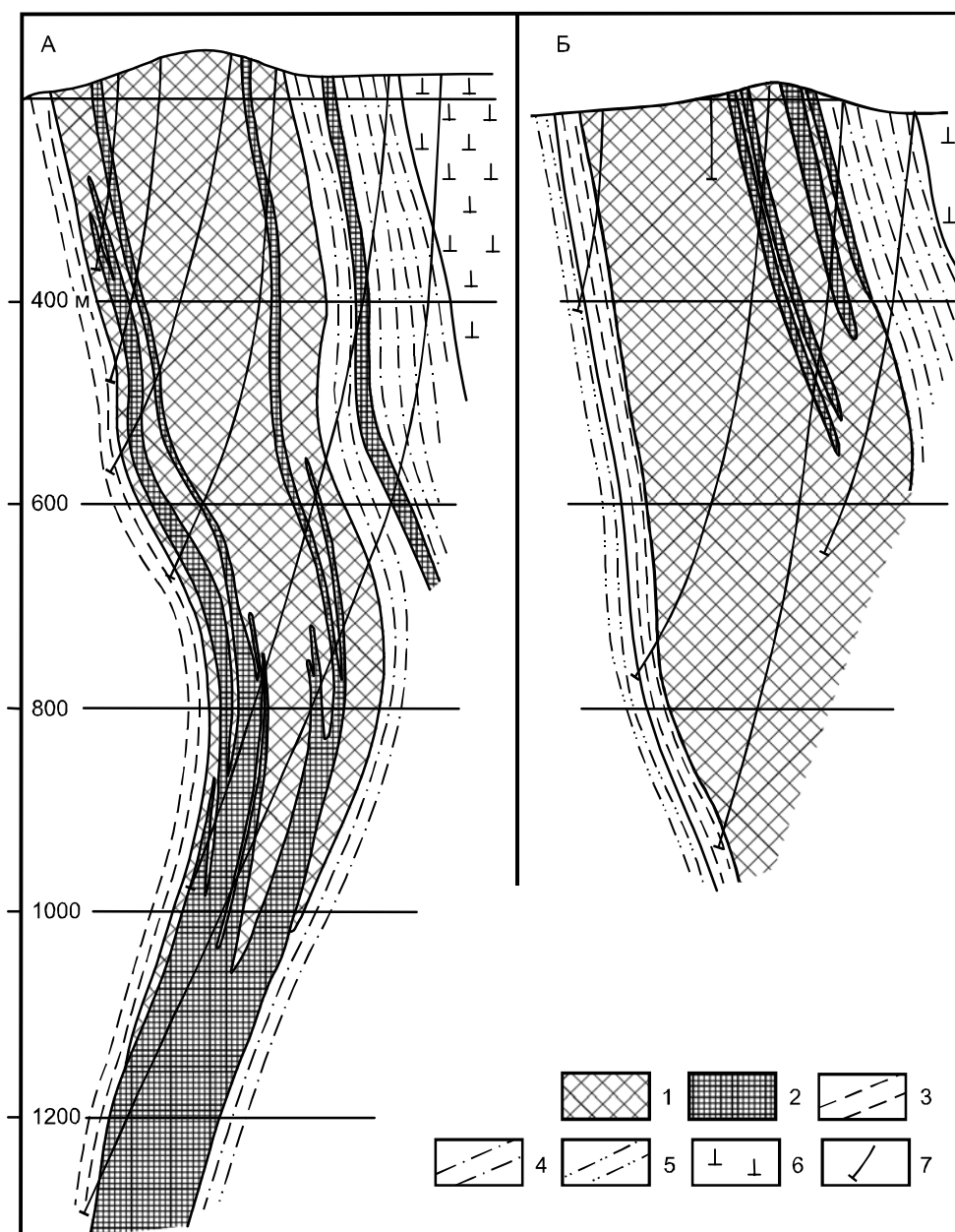


Рис. 1.4 Геологічні розрізи родовищ:

А - Південно-Білозерського (профіль 38-150); Б - Переверзівського (профіль 41-а - 150);

1 – залізисті кварцити; 2 – руди мартитові, гематит-мартитові, мартит-гематитові, гематитові, магнетитові, сидерито-магнетитові; сланці: 3 – кварц-хлоритові, кварц-серіцит-хлоритові, 4 – кварц-карбонат-хлоритові, 5 – кварц-серіцитові; 6 – серпентиніти; 7 – свердловини

Руди представлені мартитовими (залізолюдково-мартитовими), дисперсногематит-мартитовими (дисперсногематит-залізолюдково-мартитовими), мартит-дисперсно-гематитовими і дисперсно-гематитовими різновидами. Текстура руд реліктово-шарувата, плоскопаралельна, інколи мікроскладчата, масивна, зрідка сланцювата і брекчієвидна; структура суцільна, поперечно- і діагонально зросткова. Поширені пористі й цементаційні структури – результат гіпергенного вилугування нерудних компонентів (переважно кварцу) і наступної цементації пор гематитом, гетитом, залізистим карбонатом, кварцом або апатитом.

Розвідані сумарні запаси Північно-Білозерського, Південно-Білозерського і Переверзівського родовищ становлять 737 млн т [Белевцев и др., 1981]. Серед перспективних ділянок багатих залізних руд розглядаються північне замкання Центральної синкліналі, Новоолександрівська і Веселовська. Сумарні прогнозні запаси багатих руд до глибини 1500 м тут складають 475 млн т.

Крім багатих руд, у Білозерському ЗРР існують великі запаси залізистих кварцитів скелюватського типу: окиснених (мартитових) з сумарними прогнозними запасами (до глибини 1500 м) 8100 млн т і перспективними ресурсами 8800 млн т, і магнетитових з прогнозними запасами (до глибини 1500 м) 13650 млн т. Найбільші запаси руд цього типу зосереджені на Північно-Білозерському і Переверзівському родовищах та цілому ряді ділянок. Проте видобуток руд скелюватського типу у межах Білозерського ЗРР можливий тільки

підземним способом. Як маритові, так і магнетитові кварцити залягають у складних гірничо-геологічних умовах і перекриті потужною товщею обводнених осадових порід, що ускладнює і здорожчує промисловий видобуток.

У межах Конкської ЗКС виділено групу магнітних аномалій (Конкський район магнітних аномалій), що простежуються у північно-східному напрямі на 40 км при ширині до 12 км. Найбільш інтенсивні серед них – Веселинівська, Кирпотинська, Проміжна, Магдалинівська. Вони обумовлені залізистими кварцитами верхівцевського типу. Найбільш перспективними є Кирпотинська і Веселинівська ділянки, де розміщуються потужні (від 40 до 150 м) пласти залізистих кварцитів, що простежуються на відстані 4-10 км. Вміст заліза загального в рудах коливається від 12% до 44.3%.

**Оріхово-Павлоградська підзона** відповідає однойменній шовній зоні, що розділяє Середньопридніпровський та Приазовський мегаблоки УЩ. Її західна та східна межі виражені відповідно Оріхово-Павлоградським і Азово-Павлоградським розломами. В межах підзони виділяються Оріхівський ЗРР та Павлоградський і Молочанський райони магнітних аномалій. Залізородні об'єкти пов'язані із західноприазовською серією палеоархею. Найбільш перспективним в *Оріхівському ЗРР* є Васинівське рудне поле. Порооди західноприазовської серії утворюють тут синклінальну складку, західне крило якої зрізане Оріхово-Павлоградським розломом. Залізисті кварцити складають дві субмеридіональні смуги, розділені гнейсами і простежені на 2.9 км. Потужність залізородних пластів – 10-85 м, вміст заліза загального – 25-39%, магнетитового – 17-30%. Перспективні ресурси ділянки оцінюються в 156 млн т до глибини 500 м [Белевцев, 1981].

В *Павлоградському районі* магнітних аномалій найперспективнішою вважається Олександрівська ділянка залізистих кварцитів, що витягується вздовж Оріхово-Павлоградського розлому на відстань понад 10 км при ширині понад 3 км. Відомо декілька десятків пластів залізистих кварцитів, що мають потужність до 70 м при загальній потужності 190-200 м. Падіння пластів східне під кутом 75-85°. Залізисті кварцити кумінгтоніт-магнетитові з вмістом заліза від 24 до 42% (середній 33%). Перспективні ресурси ділянки оцінюються в 140 млн т (до глибини 500 м). Решта ділянок (Васильківська, Павлівська, Дебальцівська та ін.) мають незначні розміри, невеликі запаси руд і велику глибину їх залягання та не розглядаються як перспективні.

Це ж стосується і ділянок *Молочанського району* магнітних аномалій, що розміщені на півдні Оріхово-Павлоградської шовної зони на південному схилі УЩ. Тут магнетитові кварцити залягають на глибині від 100 до 300 м, перекиваючись мезокайнозойським осадовим чохлам.

**Одесько-Білоцерківська металогенічна зона** тягнє до Голованівської шовної зони, що розмежовує Росинсько-Тікицький і Дністровсько-Бузький (на заході) та Ігульський мегаблоки УЩ (на сході). В її межах виділяються [Белевцев, 1981] Північний (Білоцерківсько-Володарський), Центральний (Середньопобузький) і Південний (Одесько-Ананіївський) райони магнітних аномалій.

**Північний (Білоцерківсько-Володарський) район** розміщується між Кіровсько-Кочерівською й Первомайсько-Трахтемирівською тектонічними зонами. Залізородні тіла пов'язані з метаморфізованими вулканогенно-осадовими породами архейської володарсько-білоцерківської товщі. Вони мають пластовидну форму, потужність від 2-5 до 15-18 м, простежені на відстані декілька сотень метрів, часто супроводжуються скарнами. Вміст заліза у кварцитах складає звичайно 25-35%. Інколи зустрічаються лінзовидні поклади багатих руд з вмістом заліза 55% і більше. З корою вивітрювання залізистих порід пов'язані окиснені руди – бурі залізняка і гідрогематит-маритові руди. Вміст заліза в них досягає 50-60%. Загальні прогнозні запаси району становлять 230 млн т.

У **Центральному (Середньопобузькому) районі** виявлено біля 150 інтенсивних магнітних аномалій, два родовища заліза – Молдовське та Грушківське. Зруденіння пов'язане з залізистими кварцитами неоархейської бузької серії та скарнами. Залізисті кварцити залягають у вигляді пластовидних тіл і рудних покладів потужністю 10-300 м, протяжністю 0.3-2.0 км, вмістом заліза загального 25-31%, магнетитового – 14.0-19.5%. Переважають гіперстен-магнетитові кварцити із вмістом заліза загального 37%, магнетитового – 29.0%. Скарни контролюються розломами, представлені карбонат-магнетитовими багатими рудами, що не потребують збагачення.

Залізні руди *Грушківського родовища* пов'язані з корою вивітрювання магнетит-вміщуючих порід і представлені бурими залізняками і вохрами. Потужність їх звичайно не перевищує кількох метрів, досягаючи 40 м у районі с. Грушки. Вміст заліза у рудах – до 60%, у середньому – 35-40%.

Крім цього, у межах району виявлені Савранський прояв залізистих кварцитів, Слюсарівський прояв доломіт-магнетитових руд та ін. Сумарні прогнозні запаси Центрального (Середньопобузького) району магнітних аномалій складають близько 1.2 млрд т [Белевцев, 1981].

**Південний (Одесько-Ананіївський) район** магнітних аномалій включає біля 26 об'єктів, що розміщуються на південному схилі УЩ у зоні його зчленування з Причорноморською западиною. Залізні руди пов'язані з бузькою серією неоархею. Вони утворюють пласти потужністю від 27 до 200 м, перекриті осадовим чохлам (80-600 м). Перспективні ресурси району становлять 8.16 млрд т.

**Придніпровська металогенічна область** (шириною біля 150 км) межє на заході з Криворізько-Кременчуцькою, а на сході – з Оріхово-Павлоградською металогенічними зонами. Залізисті породи входять до складу вулканогенно-осадової формації типу Алгома, що стратиграфічне належить до конкської серії мезоархею. Ця серія складає розрізнені ЗКС – Верхівцівську, Чортотлицьку, Сурську і Кобеляцьку, які відповідають однойменним ЗРР [Комплексна ..., 2003].

У **Верхівцевському ЗРР** відомі Алферівський, Єристовський, Василівський, Східногранівський, Теплівський та ін. прояви. Найзначнішим є Теплівський, витягнутий у північно-західному напрямі на 8 км за шириною 0.8-2 км. Залізисті кварцити складені карбонат-магнетитовими і силікат-карбонат-магнетитовими різновидами, утворюють чотири пласти загальною потужністю 125-350 м. Вміст заліза загального 26.7-31.3%, магнетитового – 10-16.5%, карбонатного – 7.0-14.4%.

У **Чортотлицькому районі** розвідане однойменне родовище залізистих кварцитів. Рудні тіла зосереджені в конкській світі неоархею, що виповняє Чортотлицьку ЗКС. Залізисті кварцити складають два пласти

довжиною близько 8 км. Потужність першого досягає 250-300 м, другого – 65-85 м. Пласти складені силікатно-карбонатно-магнетитовими кварцитами. Вміст заліза загального в них у середньому становить 30%, магнетитового – 15%, карбонатного – 7%.

**Сурський район** розміщений західніше Верхівцівського. Осадово-вулканогенні утворення конкської серії утворюють синклінорну ЗКС, ускладнену розломами. Потужність пластів залістистих кварцитів досягає 20-25 м. Вони перекрыті осадовим чохлам потужністю до 70 м. Сумарні перспективні ресурси району сягають 250 млн т (до глибини 300 м).

**Кобеляцький район** знаходиться у зоні зчленування УЩ і ДДЗ. Тут бурінням вивчена Кобеляцька ЗКС, складена конкською серією. Малопотужні (до 10 м) пласти залістистих кварцитів розкриті на глибинах від 430 м на півдні до 1872 м на півночі.

**Приазовська металогенічна область** охоплює територію Приазовського мегаблоку, має площу 360 км<sup>2</sup>. На заході вона межує з Оріхово-Павлоградською металогенічною підзоною по Азово-Павлоградському глибинному розлому, на сході її границею є Грузьсько-Сланчикський розлом. В межах області виділяються Західно-Приазовський, Східно-Приазовський, Гуляйпільський ЗРР та Вовчанський район магнітних аномалій. Поклади залізних руд концентруються в основному на трьох стратиграфічних рівнях: палеоархейському, неоархейському та палеопротерозойському.

Родовища Приазовського району не розробляються, запаси залізних руд оцінюються в 3 млрд т, прогнозні ресурси – 2 млрд т і є надійною резервною базою. З приазовських залізних руд можна одержати високоякісні концентрати з вмістом заліза 69-72%.

У **Західно-Приазовському ЗРР** розвідано три родовища залістистих кварцитів, пов'язані з центральноприазовською серією неоархею – Новоукраїнське, Куксунгурське, Корсацьке. Найбільш значне серед них Куксунгурське, де залізні руди представлені кумінгтоніт-магнетитовими та піроксен-магнетитовими кварцитами. У центральній частині Корсацького синклінорну вони утворюють пластоподібні поклади довжиною 3800 м, середньою потужністю 62 м, простежені по падінню на глибину 500-600 м, з вмістом загального заліза 29-31%, магнетитового – 25-27%, оксиду фосфору – до 0.12%, сірки – до 0.02%. Корсацьке і Новоукраїнське родовища також пов'язані з синклінальними структурами, виповненими центральноприазовською серією.

В **Східно-Приазовському ЗРР** розташоване Маріупольське залізорудне родовище та низка магнітних аномалій. Легкозбагачувані руди родовища пов'язані з центральноприазовською серією і вміщують заліза загального до 29.4%, магнетитового 22.9%. Рудні поклади мають потужність 40-70 м і сконцентровані в брахісинклінальних структурах, що досягають у поперечнику 900-1800 м.

З найбільш молодими метаморфізованими породами палеопротерозою пов'язане родовище **Гуляйпільського ЗРР** (Гуляйпільське). Залістисті породи утворюють синкліналь із круто падаючими крилами (75-80°), що простягається у північно-західному напрямі на 3.5 км при ширині 1,5 км. Потужність рудного пласта, що залягає серед метаморфізованих порід гуляйпільської світи, 150-450 м. Середній вміст заліза загального 27%, магнетитового – 17%.

У **Вовчанському районі** магнітних аномалій виявлені залізорудні поклади, пов'язані із західноприазовською серією палеоархею. Район розміщується в північно-східній частині Вовчанського виступу Приазовського мегаблоку в зоні його зчленування з Дніпровсько-Донецькою западиною. Залізорудні пласти потужністю до 60 м залягають моноклінально з кутами падіння 70-75%. Вміст заліза загального в них становить 35-36%, магнетитового – 20-32%. Перспективні ресурси до глибини 500 м оцінюються в 400 млн т.

**Азово-Чорноморська провінція** розміщена на Керченському півострові та прилеглих територіях. Продуктивна товща бурих залізників (коричневі і тютюнові руди) пов'язана з осадовими породами кімерійського регіоарусу пліоцену.

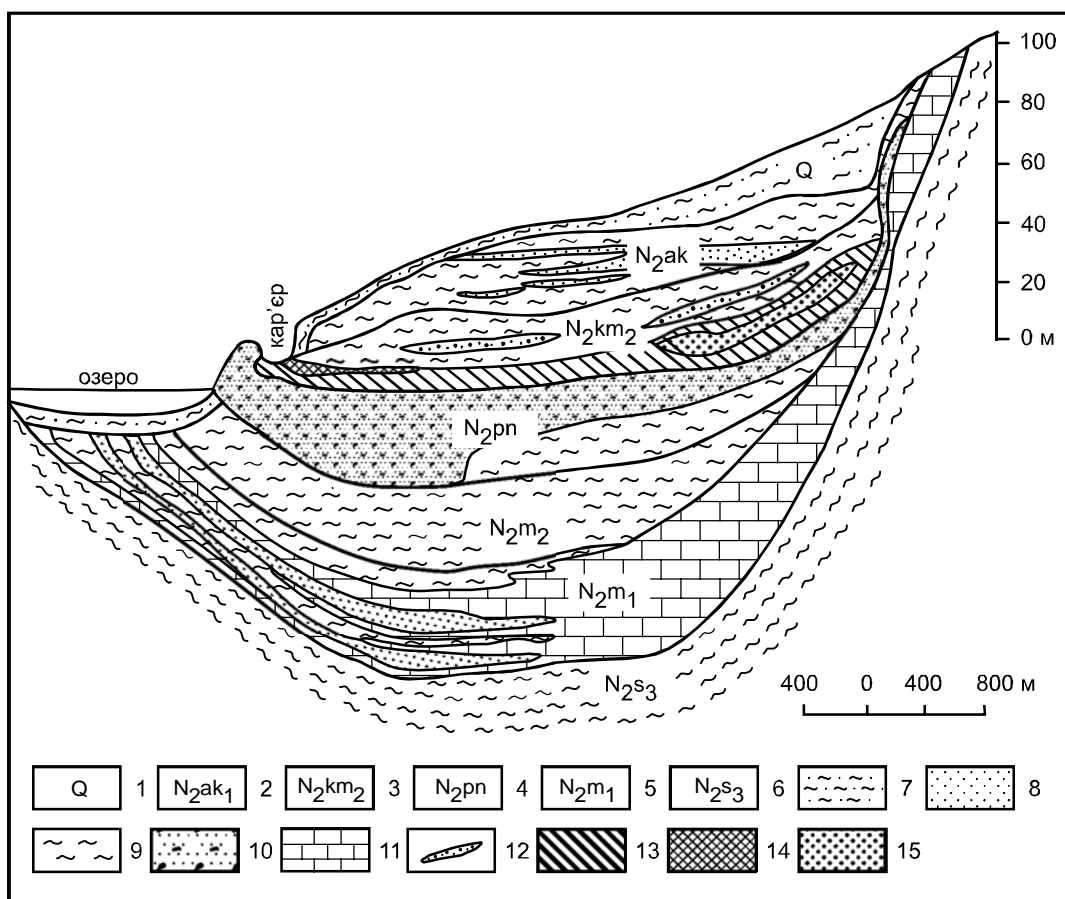
Тут виділяється **Керченський ЗРР**, де розвідані дві групи родовищ: Південна (Камиш-Бурунське, Ельтиген-Ортельське, Киз-Аульське і Новосельське) і Північна (Катерлезьке, Баксинське, Чечено-Салинське і Киятське). Кондиційні залізні руди (середній вміст заліза 38.4%) утворюють пласти потужністю від 0.5-1.0 м в крайових частинах брахісинкліналей і до 25-40 м в їхніх ядрах. Глибина залягання пластів змінюється від 0 до 100-180 м. Значно менший вміст заліза в рудах так званих "втиснутих синкліналей" – компенсаційних прогинів грязьових вулканів.

Перші згадки про керченські руди містяться в роботах російського дослідника К.Габліцля (1785 р.). У 1845 р. гірничі інженери Гур'єв та Іваницький виконали розвідувальні роботи у межах Камиш-Бурунської мульди. Ці роботи були продовжені у 1851-1853 рр. інженером Мевіусом. Перша промислова розробка Керченських залізорудних родовищ розпочата у 1894-1895 рр., а в 1932-1939 рр. на базі Камиш-Бурунського й Ельтиген-Ортельського родовищ збудовано Камиш-Бурунський залізорудний комбінат, що виробляв офлюсований (Червонопартизанське родовище флюсових вапняків) агломерат. Останній вивозився на металургійний завод "Азовсталь". Зараз видобуток керченських залізних руд призупинено через низьку рентабельність виробництва.

Виділяють два типи родовищ: брахісинкліналей (керченський тип) і компенсаційних прогинів [Шнюков, Науменко, 1964]. Перший пов'язаний з крупними брахісинкліналями (Ак-Манайське, Чегене-Салинське, Катерлезьке, Камиш-Бурунське, Ельтиген-Ортельське, Яниш-Такильське родовища), другий – з компенсаційними прогинами в зонах розвитку грязьового вулканізму чи "втиснутими синкліналями" (Баксинське, Кезенське, Осовинське, Новоселівське, Реп'євське, Узунларське). Всього розвідано 11 родовищ залізних руд [Комплексна ..., 2003].

Рудоносні брахісинклінальні структури мають різні розміри. Найбільші серед них завдовжки 6-20 км та завширшки 1.5-4 км. Їх площа коливається від 0.5 до 27.7 км<sup>2</sup>. Залізні руди пов'язані з різними частинами кімерійського ярусу. Рудоносна товща підстеляється глинами понтичного, а перекрывається глинистою і піщано-глинистою товщею акагильського регіоарусу. Форма рудних тіл пластова. Потужність пластів 1-23 м (середня 6-8 м). Максимальна потужність рудних покладів спостерігається в ядрах брахісинкліналей, мінімальна – у їх крайових частинах. Пласти залягають майже горизонтально в центральних частинах струк-

тур, в їх крайових частинах кути падіння крил, як правило, не перевищують  $5-6^\circ$ . Глибина залягання пластів змінюється від 0 до 180 м (рис. 1.5).



**Рис. 1.5 Геологічний розріз Камиш-Бурунської мульди, залізні руди (за матеріалами П.І.Науменко)**

- 1 – четвертинні відклади, суглинки; 2 – ачкагильський горизонт, піщано-глинисті відклади; 3 – кіммерійський горизонт, глини с прошарками піщанистих оолітових руд; 4 – понтичний горизонт, черепашники і глини; 5 – меотичний горизонт, глини, вапняки, піщано-глинисті відклади; 6 – сарматський горизонт, глини; 7 – суглинки; 8 – піщані відклади; 9 – глинисті відклади; 10 – черепашники; 11 – вапняки; 12 – піщанисті оолітові руди; 13 – “тютюнові” руди; 14 – “коричневі” руди; 15 – “ікряні” руди

За генетичними, текстурними та мінералогічними особливостями серед руд Керченського басейну виділяють три типи: “тютюнові”, “коричневі” й “ікряні” руди [Юрк и др., 1970].

“Тютюнові” руди складені в основному мінералами групи хлориту (залізисті гідрохлорити і гідроферрихлорити) і монтморилоніту у суміші з гетит-гідрогетитом. Останні утворюють псевдоморфози по мінералам групи хлоритів. Порівняно обмежено зустрічаються карбонати ряду манганосидерит-родохрозиту (переважає кальцієвий манганосидерит). За текстурними особливостями серед руд цього типу виділяють оолітові, псевдооолітові, псефітові й псамітові різновиди з поровим, контактним і базальним цементом. Типова шарувата текстура. Структури “тютюнових” руд визначаються як приховано-кристалічна або гелева. На долю руд цього типу приходиться лева частка (до 75%) запасів Керченського басейну.

Головними породоутворюючими компонентами “коричневих” руд є гетит-гідрогетит і мінерали групи монтморилоніту. Встановлені також гідроксиди марганцю, сульфати, карбонати, фосфати, сульфіді та ін. Руди цього типу мають світло-коричневе або буре забарвлення та шарувату оолітову й псевдооолітову текстуру. Розміри оолітів і псевдооолітів коливаються в широких межах (від долей мм до декількох см). Структура визначається як приховано-кристалічна або гелева.

“Ікряні” руди складені гетит-гідрогетитом, мінералами групи монтморилоніту і гідроксидами марганцю. В цілому їх мінеральний склад відрізняється від “коричневих” лише дещо підвищеними концентраціями гідроксидів марганцю. Переважають оолітові ті псевдооолітові текстури.

Хімічний склад залізних руд складний. Вони вміщують біля 45 хімічних елементів. Серед них найбільші концентрації мають Fe, Mn, Al, Si, Mg, Ca, P, As (табл. 1.8). Суттєвим є підвищений вміст ванадію та фосфору. Останній під час переділу руди вилучався у вигляді фосфогіпсу.

Таблиця 1.8

**Середній вміст найважливіших елементів у кіммерійських рудах із родовищ Азово-Чорноморської рудної провінції, % [Шнюков, 1965]**

Родовище	Fe <sub>заб</sub>	Mn	P	As	V	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO
Керченські родовища									



Катерлезьке	37.53	1.91	0.99	0.09	0.059	6.30	19.91	1.41	1.03
Камиш-Бурунське	39.50	1.93	0.9-1.0	1.106	0.06	18.61	5.06	1.80	1.03
Ельтиген-Ортельське	40.53	2.39	1.1-1.2	1.123	0.068	16.22	2.30	1.60	0.81
Яниш-Такильське	35.33	2.80	0.86	0.079	0.057	29.71	6.31	1.50	1.30
Чегене-Салинське	38.89	1.29-16	1.01	0.095	0.052	5.10	19.91	1.81	1.03
Родовища "втиснутих" синкліналей									
Баксинське	37.9	1.9	0.84	0.11	0.05	21.75	6.51	1.71	0.66
Новоселівське	34.8	2.43	0.86	0.101	0.055	22.16	2.60	2.25	1.56
Узунларське	34.4	1.15	0.82	0.087	0.047	24.50	7.64	5.25	1.09
Реп'євське	37.5	1.31	0.66	0.09	0.060	15.90	4.90	2.24	1.41
Кезенське	27.6	1.8	0.66	0.036	-	32.22	-	-	-

Більшість дослідників вважають генезис залізних руд Азово-Чорноморської провінції результатом хемогенного осадкоутворення в морських мілководних лагунах [Шнюков, 1965]. Найважливіші рудні мінерали виникли в результаті діагенезу первинних осадів. Серед них гідрогетит, гідроферіхлорит, карбонати заліза й марганцю. Пізніші процеси окиснення призвели до зміни речовинного складу руд, виникнення нових мінералів – гідрогетиту, ферімонтморилоніту, сульфатів. "Коричневі" та "ікряні" руди утворились за рахунок процесів окиснення первинних "тютюнових" руд.

Основні обсяги залізних руд Керченського басейну зосереджені в родовищах брахісинкліналей. Запаси кондиційних руд тут сягають 2.0 млрд т [Юрк и др., 1976].

Залізородні родовища "втиснутих синкліналей" суттєво відрізняються від родовищ керченського типу. Відмінності обумовлені своєрідністю будови і розвитку цих структур. Рудні пласти родовищ цього типу залягають на порівняно невеликих площах, характеризуються крутими кутами падіння (до 45<sup>0</sup>), складністю будови, непостійною але значною (до 40-60 м) потужністю. Найбільші потужності рудних покладів спостерігаються в периферійних частинах синклінальних структур, на глибині рудний пласт розгалужується на 5-8 тонких пластів, що поступово виклинюються в потужній товщі грязьововулканічної брекчії (рис. 1.6). Руди мають переважно гідроферіхлористо-гідрогетитовий склад. Вони складені обкатаним рудним уламковим матеріалом – псевдоолітами із підпорядкованою кількістю оолітів. Руди цих родовищ бідніші за вмістом заліза (табл. 1.7) і не розроблялись. При цьому зовнішня зона рудних покладів більш збагачена залізом у порівнянні з внутрішньою.

Родовища "втиснутих синкліналей" пов'язані з процесами формування компенсаційних прогинів грязьових вулканів. Цим пояснюється підвищений вміст сульфідів, халькофільних елементів, золота, платиноїдів. Сопкова брекчія відрізняється підвищеними концентраціями ртуті (до 15 г/т). Гази діючих грязьових вулканів також вміщують підвищені концентрації цього металу, що свідчить про продовження процесів рудоутворення [Комплексна ..., 2003].

В цілому залізні руди Керченського басейну характеризуються порівняно невисоким вмістом заліза, наявністю шкідливих домішок (сірка, миш'як), що призвело до припинення їх розробки. Проте сприятливе географічне розташування родовищ з точки зору транспортних можливостей, величезні запаси руд і наявність корисних домішок (Mn, V), можливість експлуатації родовищ відкритим способом дозволяє розглядати Керченський ЗРР як суттєвий резерв залізородної сировини України.

## 1.2. МАРГАНЕЦЬ

### 1.2.1. Загальні відомості

Марганець – хімічний елемент VII групи періодичної системи Менделєєва, атомний номер 25, атомна маса 54.938. Природний марганець складається з одного стабільного ізотопу  $^{55}\text{Mn}$ . У 1774 році шведський хімік К.В.Шеєле виділив марганець у вигляді сплаву із залізом. Встановлені чотири поліморфні модифікації марганцю: до  $700^{\circ}\text{C}$  стійкий  $\alpha\text{-Mn}$ , при  $700\text{-}1079^{\circ}\text{C}$  –  $\beta\text{-Mn}$ , при  $1079\text{-}1143^{\circ}\text{C}$  –  $\gamma\text{-Mn}$ . У звичайних умовах поширена перша модифікація. Марганець – це сріблясто-білий крихкий метал, що має густину  $7.47 \times 10^3 \text{ т/м}^3$ , твердість 5-6 (за шкалою Мооса),  $t_{\text{пл}} 1244^{\circ}\text{C}$ ,  $t_{\text{кип}} 2095^{\circ}\text{C}$ . Має парамагнітні властивості. Ступені окиснення марганцю – від +2 до +7, найчастіші – +2, +4, +7. В сухому повітрі окиснюється з поверхні, при нагріванні горить на повітрі. Легко розчиняється в кислотах, енергійно взаємодіє з галогенами, з воднем не реагує, але поглинає його з утворенням твердих розчинів.

Середній вміст марганцю в земній корі 0.1%, в ультраосновних породах – 0.15%, основних – 0.2%, середніх – 0.12%, кислих – 0.06%, осадових – 0.07%, в кам'яних метеоритах – 0.2%. Марганець зустрічається в природі, головним чином, у вигляді оксидів і гідроксидів, карбонатів та силікатів. Відомо близько 150 мінералів, що вміщують марганець, найпоширеніші серед яких *піролюзит*  $\text{MnO}_2$  (63.2% Mn), *гаусманіт*  $\text{Mn}_2^{2+}\text{Mn}^{4+}\text{O}_4$  (72% Mn), *брауніт*  $\text{Mn}^{2+}\text{Mn}^{4+}\text{O}_3$  (69.5% Mn), *манганіт*  $\text{MnO}(\text{OH})$  (62.5%), *псиломелан* – суміш оксидів і гідроксидів марганцю (45-60% Mn), *родохрозит*  $\text{MnCO}_3$  (47.8%), *вернадит*  $\text{MnO}_2 \times \text{H}_2\text{O}$  (44-52% Mn). Значно рідше зустрічаються *голандит*  $(\text{MnBaMn}_6\text{O}_{14})$ , *біксбіт*  $\gamma\text{-Mn}_2\text{O}_3$ , *коронадит*  $\text{Pb}(\text{Mn}^{4+}\text{Mn}^{2+})_8\text{O}_{16}$ , *криптомелан*  $(\text{K}(\text{Mn}^{4+}\text{Mn}^{2+})_8\text{O}_{16})$ , *бернесит*  $(\text{NaK,Ca})\text{MgMn}_6\text{O}_{14} \times 3\text{H}_2\text{O}$ , а також *тодоракіт* та *нсуніт*. Серед силікатів найбільше поширений *родоніт*  $(\text{MnSiO}_3)$ , інколи зустрічаються *спесартин* і *бустаміт*. Доволі часті також карбонати – *манганокальцит* і *кутангорит*.

Завдяки кристалохімічній близькості до Fe, Mg, Ca, марганець широко представлений як ізоморфна домішка в породоутворюючих мінералах (олівіни, гранати, слюди, карбонати).

### 1.2.2. Галузі використання та вимоги до сировини

Марганець застосовується, головним чином, у чорній металургії. Майже 95% використовується для розкиснення і десульфурзації сталі й чавуну та на добавки в спеціальні сталі, а також для отримання різноманітних сплавів кольорових металів, створення антикорозійних покриттів. У вигляді сплавів із залізом (феромарганець) і кремнієм (силікомарганець) використовується у виробництві рейкової і конструкційної сталей. Широке застосування в промисловості знаходять манганати (сплави марганцю, нікелю, міді, що мають високий електричний опір), а також марганцевмісні бронзи, сплави для комп'ютерних елементів пам'яті тощо. Значно менше (не більше 5%) марганець застосовується в електротехнічній промисловості для виробництва гальванічних елементів, у виготовленні скла і олів, фарбників, у медицині. Оксиди марганцю, крім того, використовуються як каталізатори й окиснювачі.

Марганцеві руди – це природні мінеральні утворення, що містять марганець у таких сполуках і концентраціях, за яких їх промислове використання є технічно можливим й економічно доцільним. Марганець в рудах присутній у вигляді різноманітних оксидних сполук, карбонатів, силікатів.

Найбільше промислове значення мають **оксидні руди**, в яких головними рудними мінералами виступають оксиди і гідроксиди марганцю: піролюзит, псиломелан, манганіт, брауніт, гаусманіт, криптомелан, голандит, коронадит, біксбіт, інсутит, бернесит, тодоркіт та ін. Вони інтенсивно використовуються в промисловості, оскільки мають високий вміст марганцю (25-30%) та легко збагачуються. Концентрати оксидних руд є високоякісною сировиною, що придатна для виготовлення феромарганцю і для хімічної промисловості. Серед оксидних руд виділяють пероксидні, що відрізняються переважно піролюзитовим мінеральним складом і вміщують, як правило, понад 40% марганцю. Як критерій до віднесення руд марганцю до пероксидних використовують коефіцієнт пероксидності – відношення двооксиду марганцю до вмісту загального марганцю  $(\text{K}=\text{MnO}_2/\text{Mn})$ . Руди відносяться до пероксидних, якщо коефіцієнт пероксидності  $\geq 1.3$  при вмісті  $\text{MnO}_2 \geq 41.8$ .

Другорядне значення мають **карбонатні руди**, складені переважно карбонатами марганцю: кальцієвим родохрозитом, манганокальцитом, олігонітом з вмістом марганцю 20-25%. Промисловістю ці руди використовуються в невеликих масштабах через низький вміст марганцю, важку збагачуваність й високу собівартість концентратів, однак їх частка у виробництві марганцю невпинно зростає.

**Силікатні**, переважно кварц-родоніт-бустамітові й спесартинові руди, утворюються при сильному метаморфізмі, а при слабкому виникають брауніто-гаусманітові руди. Вони, як правило, вміщують багато кремнезему, механічно важко збагачуються і тому видобуваються обмежено. Інколи ці руди застосовуються як виробні камені. Більше значення мають їх окиснені різновиди.

**Оксидно-карбонатні руди** (змішані) є перехідним типом між оксидними і карбонатними. Вони представлені як оксидами (манганітом, піролюзитом, псиломеланом), так і карбонатами (родохрозитом, манганокальцитом) марганцю, вміст якого становить близько 25%.

**Окиснені руди** утворюються в зонах окиснення родовищ оксидних, карбонатних, силікатних та інших типів руд. Вони складені оксидами і гідроксидами марганцю, що стійкі в зонах окиснення. Вміст марганцю в них понад 40%. Видобуваються в значних кількостях.

Найбільшу промислову цінність мають оксидні і окиснені руди (псиломелан-піролюзитові і манганітові), які вміщують (%) Mn 23.4-52.0;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0.9-2.3; FeO 0.20-0.63;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0.321-0.686, а також карбонатні руди, переважно родохрозитові з вмістом (%) - Mn 11.4-25.2;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0.3-1.0; FeO 0.5-1.2;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0.314-0.466. Карбонатні руди звичайно формуються при діагенезі на відносно великих глибинах, в умовах сірководневого середовища за дефіциту кисню.

Головними промисловими компонентами марганцевих руд є марганець і залізо, до шлакоутворюючих компонентів відносяться  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ , до шкідливих домішок – фосфор, вміст сірки при цьому не має значення, оскільки при плавлі вона переходить у шлаки. Для виплавки стандартних марок феромарганцю використовують руди і концентрати, вміст марганцю в яких перевищує 30-50% за вмісту фосфору менше 0.15-0.2% і  $\text{SiO}_2$  менше 9-15%, а шпигелю і силікошпигелю – марганцю разом із залізом 30-60%, фосфору до 0.07-0.18%,  $\text{SiO}_2$  до 15-35% (табл. 1.9).

Таблиця 1.9.

<b>Вимоги до складу марганцевих руд</b>					
Сорт	Mn, %	Mn+Fe, %	$\text{SiO}_2$ , %	Mn/Fe	P, %
для виплавки феромарганцю					
I-A	Понад 50		До 9	Понад 6-7	До 0.17-0.20
I-B	40-50		9-15	Понад 8-10	До 0.14-0.17
II	35-40		15-25	Понад 3-4	До 0.18
III	30-35		25-35	Понад 4-5	До 0.15
Для виплавки шпигелю й ферошпигелю					
I		50-60	До 15	1.5-0.6	До 0.09-0.18
II		40-50	15-25	2.0-0.8	До 0.08-0.15
III		30-40	25-35	2.5-1.0	До 0.07-0.12

Як додаток до доменної шихти у виплавці чавуну часто застосовують карбонатні руди з вмістом марганцю понад 8-12%. Для підшихтовки у виплавці звичайних чавунів використовуються також бідні марганцем і залізом ( $\text{Fe} + \text{Mn} > 35\%$ ) і важкозбагачувані кременисті руди ( $\text{SiO}_2$  не більше 35%).

З фізичних характеристик марганцевих руд найважливіше значення мають розмірність матеріалу (найкращими є тверді шматкуваті руди), ступінь тріщинуватості руд, їх опір роздавлюванню (не менш 60 кг/см<sup>2</sup>), пористість і вологоємність та інші параметри.

Марганець отримують електролізом і відновленням його оксидів кремнієм чи алюмініотермічним шляхом. Природні марганцеві руди звичайно збагачують, отримуючи концентрати – товарні руди. Збагачення виконується шляхом початкового дроблення і промивки з наступним застосуванням гравітаційних, магнітних і флотаційних методів. Окиснені й оксидно-карбонатні руди вважаються кондиційними за вмісту марганцю в незбагаченій руді не менше 17%, виході митої руди не менше 25% і мінімальному вмісту марганцю в митій руді 25%. Кондиційні карбонатні руди повинні вміщувати не менше 13% Mn за вмісту в митій руді 22% Mn і не більше 20% кремнезему.

Металургійна промисловість використовує товарні руди з вмістом марганцю 25-56%.

### 1.2.3. Економічні відомості

Світові ресурси марганцю оцінюються як 21270 млн т, з них 67.4% зосереджено в Африці (в основному ПАР – 64%); на другому місці знаходиться Європа (16%), на третьому – Азія (7.8%); ресурси Америки й Австралії з Океанією становлять 5.6 і 3% відповідно. Прогнозні ресурси руд марганцю Світового океану майже в чотири рази перевищують континентальні. Загальні запаси руд марганцю складають 10407 млн т, з яких 5122 млн т – підтвержені. Розподіл їх за континентами і країнами світу наведений в табл.1.10.

Таблиця 1.10

<b>Запаси руд марганцю, млн т [Мінеральні ресурси ..., 2003]</b>			
Країна	Запаси	Країна	Запаси
<b>Африка</b>	<b>1349</b>	<b>Європа</b>	<b>2429</b>
ПАР	1045	Україна	2257
Габон	240	Болгарія	126
Інші (10 країн)	64	Інші (7 країн)	46
<b>Азія</b>	<b>898</b>	<b>Америка і Австралія</b>	<b>445</b>
Казахстан	354	Бразилія	176
Грузія	185	Болівія	90
Китай	135	Австралія	131
Інші (13 країн)	224	Інші (11 країн)	48
<b>ВСЬОГО</b>			<b>5122</b>

Найбільшими запасами високоякісних руд володіють ПАР (20% світових), Бразилія, Австралія й Габон. Провідне місце в світі за підтвердженими запасами належить Україні (44%), але за якістю українські руди значно поступаються бразильським, австралійським і африканським.

Руди марганцю видобуваються, головним чином, відкритим способом; застосовуються також і підземні способи розробки. Основні обсяги видобутку зосереджені в 10 країнах світу (табл. 1.11). Щорічний світовий видобуток в 1996-2000 рр. становив від 1.7 до 24.3 млрд т.

Таблиця 1.11

<b>Світове виробництво руд марганцю, тис т [Jones, 2002]</b>											
Країна	% Mn	Загальна вага					Вага в перерахунку на метал				
		1996	1997	1998	1999	2000	1996	1997	1998	1999	2000
Австрія	37-53	2109	2136	1500	1892	1614	1023	1024	729	926	787
Бразилія	30-50	2506	2124	2149	1674	2000	977	977	988	770	920
Китай	20-30	7600	6000	5300	3190	4000	1520	1200	1060	630	800
Габон	45-53	1983	1904	2092	1908	1743	915	879	966	881	804

Гана	30-50	448	437	537	639	896	152	149	172	204	287
Індія	10-54	1797	1596	1557	1500	1550	680	606	592	570	590
Казахстан	20-30	430	400	634	980	1136	106	98	155	240	280
Мексика	27-50	485	534	510	459	418	173	193	187	169	156
ПАР	30-48	3240	3121	3044	3122	3635	1381	1324	1298	1343	1578
Україна	30-35	3070	3040	2226	1985	2741	1040	1030	755	675	930
Решта	-	632	608	551	551	467	201	181	159	162	147
<b>ВСЬОГО</b>		<b>24300</b>	<b>21900</b>	<b>20100</b>	<b>17900</b>	<b>20200</b>	<b>8170</b>	<b>7660</b>	<b>7060</b>	<b>6570</b>	<b>7280</b>

Найбільшими імпортерами товарних руд марганцю є Китай, Японія, Франція, а також Норвегія, Іспанія, Росія, Італія, Південна Корея, США. Найбільше феромарганцю і силікомарганцю виробляють Китай, Франція, Індія, Японія, Норвегія, ПАР і Україна (табл. 1.12).

Таблиця 1.12

#### Виробництво феромарганцю і силікомарганцю у деяких країнах світу [Jones, 2002]

Країна	1998					1999				
	Феромарганець			Силікомарганець	В цілому	Феромарганець			Силікомарганець	В цілому
	Доменна виплавка	Електро-виплавка	Всього			Доменна виплавка	Електро-виплавка	Всього		
Австралія	-	110	110	105	215	-	98	98	116	214
Бразилія	-	122	122	124	246	-	85	85	148	234
Китай	550	500	1050	639	1690	550	550	1100	822	1920
Франція	321	100	421	65	486	302	138	440	55	495
Індія	-	165	165	193	358	-	160	160	190	350
Японія	-	334	334	71	405	-	315	315	66	381
Півд. Корея	-	158	158	107	265	-	140	140	116	256
Мексика	-	87	87	105	192	-	79	79	114	193
Норвегія	-	235	235	230	465	-	235	235	230	465
ПАР	-	542	542	265	807	-	527	527	267	794
Україна	112	150	262	486	748	58	200	257	499	756
<b>Всього</b>	<b>1100</b>	<b>2690</b>	<b>3790</b>	<b>2890</b>	<b>6680</b>	<b>1060</b>	<b>2650</b>	<b>3710</b>	<b>3020</b>	<b>6720</b>

Світовий ринок марганцю представлений товарною рудою, феросплавами (феромарганець і силікомарганець) і металом. Річний обсяг експорту та імпорту товарних руд коливався в 1995-1999 рр. у межах 7.0-7.5 млн т, феромарганцю 1.2-1.6 млн т, силікомарганцю – 1.3-1.7 млн т.

На ринку США ціна (CIF) однієї тони руди марганцю (Mn 48%) в 2000 р. становила 2.39 \$. Ціна (FOB) руди, видобутої в Австралії, становила 2.03 \$ за одну метричну тонну, а руда з ПАР на тих же умовах коштувала 1.94 \$ за метричну тонну. Ціна (FOB) феромарганцю (Mn 78%) на американському ринку (товарні біржі Чикаго і Пітсбурга) становила 450-490 \$ за довгу тонну (Jones, 2002).

### 1.2.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

Родовища руд марганцю відносяться до осадових морських, залізо-марганцевих конкрецій дна океанів, вулканогенно-осадових, вивітрування і метаморфогенних (табл. 1.13).

Таблиця 1.13

#### Промислово-генетичні типи родовищ марганцю [Галецький, Хмара, 1995]

Родовища	Основні рудні мінерали	Mn %, супутні компоненти	Структурно-морфологічний тип рудних тіл	Приклади родовищ
Осадові морські	Піролузит, псиломелан, манганіт, кальцієвий родохрозит, мангано-кальцит, марганцевий карбонат	10-40 і більше	Пласти невеликої потужності, лінзи і складні тіла невеликих розмірів	Нікопольське, Великотокмацьке (Україна), Чіатурське (Грузія)
Залізо-марганцеві конкреції дна океанів	Вернадит, гідрогетит, піролузит, крипомелан	25-30 (Fe, Ni, Co, Cu)	Конкреції, кірки і шари на дні океанів	Тихий, Індійський та Атлантичний океани
Вулканогенно-осадові	Карбонати марганцю і заліза	40-55 (Fe)	Пластоподібні поклади (1-50 м)	Західний Кара-Джак (Казахстан)
Вивітрування	Піролузит, псиломелан	до 53	Лінзо-, пласто- і плащеподібні тіла невеликої потужності	Морро-де-Мінас (Бразилія), Пост-Масбург, Куруман (ПАР)
Метаморфогенні	Брауніт, бустаміт, родоніт, марганцевисті гранати	10-20	Дрібні пласто- та лінзоподібні поклади, зрідка рудні пласти великої потужності і протяжності	Пан-Махал, Донгри-Буеург (Індія), Серраду-Навіу (Бразилія), Калахарі (ПАР)

**Осадові родовища** мають найбільше промислове значення. В них зосереджено близько 80% світових запасів марганцевих руд. Типовими представниками цього генетичного типу є родовища Нікопольського і Чіатурського марганцеворудних басейнів та Великотокмацьке родовище. Вони пов'язані з узбережно-морськими і лагунними олігоценними відкладами. Рудоносний горизонт складається з двох або кількох рудних пластів, розділених

безрудними шарами. Рудний пласт становить собою перешарування марганцевих конкрецій, лінз і стяжін з піщано-глинистими породами. Руди належать до чотирьох технологічних типів: оксидного, змішаного (оксидно-карбонатного), карбонатного і окисненого. Останній утворюється в зоні гіпергенезу за карбонатними рудами. Рушійною силою формування родовищ осадового типу є екзогенні процеси: перевідкладання кори вивітрювання, розмив суміжних ділянок суші, глибоководне вилуговування та ін.

**Залізо-марганцеві утворення на дні океанів** зустрічаються у вигляді конкрецій, плит і кірок переважно на глибинах 3000-6000 м. Конкреції, що видобуваються (дослідний видобуток з дна Тихого і Атлантичного океанів проводився міжнародними і національними організаціями США, Німеччини, Японії та ін. країн) вміщують: марганець – 25-30%; залізо – 10-12%; нікель – 1-2%; кобальт – 0.3-1.5%; мідь – 1-1.5%. Запаси конкрецій Світового океану за попередніми оцінками сягають 100 млрд т, проте їх промислова розробка – справа майбутнього.

**Вулканогенно-осадові** утворюють значну групу родовищ, пов'язаних поступовими переходами від власне осадових до субвулканічних і гідротермальних. Вони звичайно пов'язані з діабаз-порфіровими, андезитовими або кварц-кератопіровими комплексами в областях інтенсивного вулканізму. Їм властивий брауніт-гаусманітовий склад первинних руд і псиломелан-вернадитовий склад руд кори вивітрювання. Прикладом родовищ цього типу може бути Атасуйське (Центральний Казахстан). Руди вулканогенно-осадового і гідротермального генезису часто вміщують значні концентрації Cu, Ni, Co, Pb, Ba, Zn, Ag та ін. металів. Характерні асоціації – залізо-марганцева і барит-свинцево-цинкова. Великі родовища цього типу розміщуються у Південній Африці (Трансваальська серія палеопротерозою). Зокрема, в родовищі Калахарі зосереджено 7.5 млрд т запасів з вмістом марганцю понад 30%.

**Родовища вивітрювання** (марганцеві шляпи) утворюються за марганцевмісними метаморфізованими силікатними і карбонатними породами. Поширені в основному в Індії та Бразилії, відомі в Росії (Порожнинське родовище на Єнісейському кряжі), Казахстані (Західний Каражал в Атасуйському рудному районі). Вони становлять собою серії невеликих пластів і лінз піролюзит-псиломеланових високоякісних руд і є одним з основних генетичних типів марганцевих руд.

Серед родовищ кори вивітрювання виділяються залишкові та інфільтраційні. Залишкові звичайно утворюються за первинно збідненими утвореннями в зонах тропічного вивітрювання: родовища Західної Африки (Мванда в Габоні, Нсута в Гані, Зісмугуне в Кот-д'Івуар), Австралії (Грут-Айленд), Бразилії та ін. країнах. Родовища цього типу представлені високоякісними рудами (%): Mn – 40.4-53.3; Fe – 1.8-6.2; P – 0.034-0.127.

До інфільтраційних належить значна частина родовищ Mn, що розміщені у ПАР. Тут оксидні руди локалізуються у вигляді покладів, що виповняють карстові порожнини у нижній доломітовій світі Трансваальської серії. Руди високої якості – вміст марганцю перевищує 44%. Їх запаси в перерахунку на метал становлять близько 3 млрд т.

**Метаморфогенні родовища** представлені марганцевмісними силікатними породами докембрію – гондитами і кодуритами. Найкрупніші родовища, відомі в Індії (Саусарська й Хондалітова групи), Гані, ПАР, Бразилії, приурочені до метаморфізованих докембрійських осадових утворень. Пласти оксидних руд перемежовуються з марганцевими оксидно-силікатними породами, кристалічними сланцями, кварцитами, метаморфізованими в зеленосланцево-амфіболітовій, іноді до гранулітової, фації.

## 1.2.5. Родовища України

За розвіданими запасами марганцю Україна посідає перше місце в світі і є одним з провідних виробників товарної марганцевої руди, феромарганцю та іншої продукції (табл. 1.14). Запаси зосереджені головним чином в межах унікального Нікопольського басейну на південному схилі УЩ. Прояви марганцевих руд осадового походження на території України відомі також в межах Азово-Чорноморської марганцево-залізородної провінції, на Бурштинському родовищі в Стрийському прогині (Івано-Франківська область), в Карпатах, на Поділлі, в Гірському Криму та інших регіонах [Марганцевые ..., 1993]. Є також відомості щодо рудопроявів марганцю осадово-метаморфічного, гіпергенного (у корі вивітрювання) та гідротермального генезису. Всі вони практичного значення на сьогодні не мають.

Таблиця 1.14

Запаси руд марганцю (млн т)

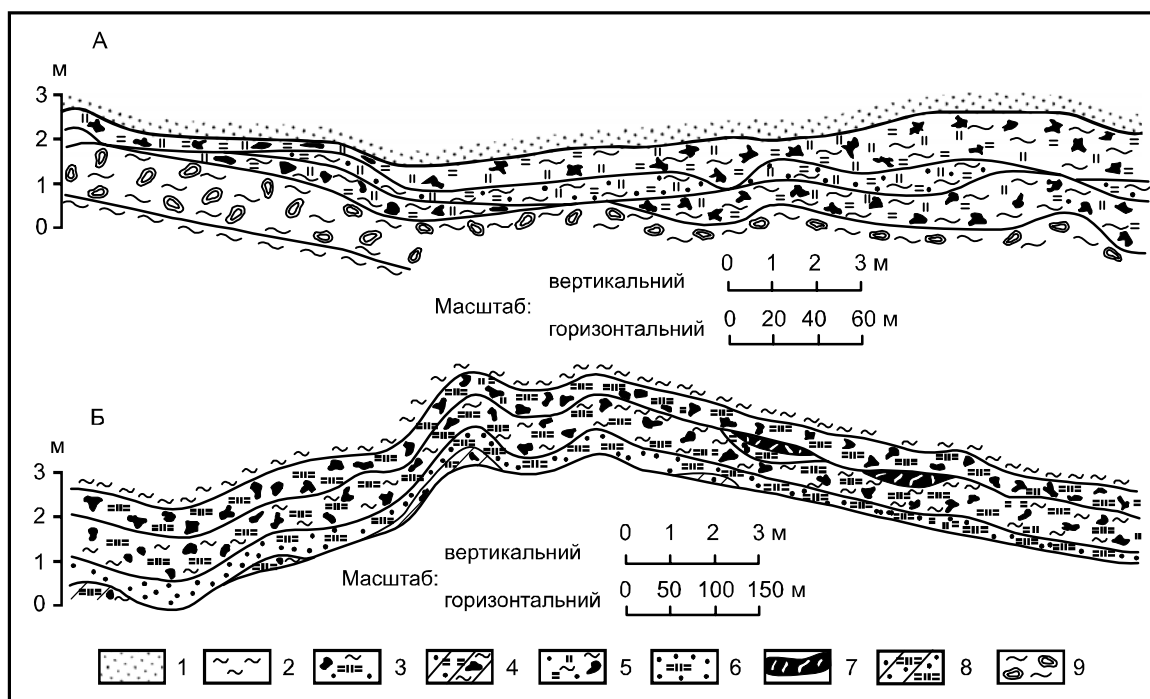
Тип руди	Запаси на 01.01.2001 р.				Вміст марганцю в руді, %	Видобуток за 2000 рік
	загальні	підтверджені	у т.ч. розробляються			
			загальні	підтверджені		
<b>Всього:</b>	<b>2418.5</b>	<b>2249.3</b>	<b>209.4</b>	<b>206.5</b>	<b>25.8</b>	<b>6.76</b>
У т.ч.: карбонатні	1922.5	1756.2	51.0	51.0	23.4	1.05
оксидно-карбонатні	166.4	166.4	34.3	34.3	25.0	0.86
оксидні	329.6	326.7	124.1	124.1	28.6	4.82

Видобуток марганцевих руд здійснюють Марганецький і Орджонікідзевський ГЗК. Розробляється 7 шахт і 10 кар'єрів, руда збагачується на 4 збагачувальних фабриках з одержанням товарного марганцевого концентрату, що містить 34-38% металу. Продукція постачається на металургійні, феросплавні й інші заводи, частина експортується в країни СНД і Європи.

До провідних марганцеворудних формацій України відносяться [Комплексна ..., 2003]:

- марганцева теригенно-морська з мінеральними типами руд: піролюзит-псиломелан-манганітовим оксидним, піролюзит-псиломелан-родохрозит-кальцитовим змішаним і родохрозит-кальцитовим карбонатним (родовища Зеленодольське, Орджонікідзівське, Марганецьке, Великотокмацьке);
- метаморфізована вулканогенно-осадова з родоніт-родохрозитовими рудами (Прилуки);
- марганценосних кір вивітрювання з піролюзит-псиломелан-гідрогетитовими рудами (Хашувацьке);
- марганцева інфільтраційна з псиломелан-піролюзитовими рудами (прояви у Карпатах і Криму).

**Нікопольський (Придніпровський) басейн** включає Великотокмацьке, Марганецьке, Нікопольське і Федорівське родовища, які структурно пов'язані і розміщені в межах дугоподібної смуги довжиною близько 250 км, шириною до 20 км на півдні УЩ від р. Інгулець на заході до Приазов'я на сході. Родовища відносяться до платформної піроклітико-гідрогеїт-лептохлоритової формації. Марганцеворудний горизонт залягає в нижньоолігоценових піщано-глинистих осадах, з розмивом перекиваючи алеврити, вуглисті глини і піски верхнього еоцену або кристалічні породи фундаменту і їх кори вивітрювання (рис. 1.6). Він покритий пліоценовими глинами, вапняками-черепашниками, мергелями, четвертинними суглинками загальною потужністю 15-80 м.



**Рис. 1.6** Будова рудного пласта по південній стінці Олександрівського кар'єру (А), і рудного пласта за основною траншеєю Богданівського кар'єру (Б)

1 – пісок дрібнозернистий, сірувато-жовтий, алювіальний; 2 – глини зеленувато-сірі, надрудні; 3 – марганцева руда окисна, шматкувато-землиста; 4 – марганцева руда шматкувато-землиста, присуховидна; 5 – марганцева руда конкреційно-землиста; 6 – марганцева руда ооліто-п'езоліто-землиста; 7 – суцільна марганцева руда; 8 – марганцева руда оолітова, зцементована карбонатним цементом; 9 – карбонатна марганцева руда.

**Нікопольське** родовище є найбільшим за площею і запасами в басейні. Воно розташоване на північному березі Каховського водосховища між гирлом річки Базавлуку на заході і містом Нікополем на сході. Окремі поклади приурочені до знижень рельєфу докембрійських порід: Західний (Північно-Західна, Чоловська, Чортотлицько-Олексіївська ділянки) – до Базавлуцької депресії; Сулицький – до Нікопольської. Рудний пласт полого занурюється на південь, ускладнюючись пологою складчастістю. Його потужність змінюється від кількох сантиметрів у крайових частинах до 4-5 м на півдні і в центрі родовища (середня 2-3 м); глибина залягання – 20-80 м. Поклади марганцю були відкриті в 1883 р. геологом Геологічного комітету В. Домгером на лівому березі річки Солона в районі нині діючого Шевченківського кар'єру. В 1886 р. в районі балки Фоміна було засноване гірниче підприємство з видобутку марганцевої руди "Покровські марганцеві копальні", на якому в 1915 р. видобуток сягнув 276 тис т руди. Протягом цих і наступних років проводиться систематичне вивчення геологічної будови родовища, науково-дослідницькі роботи, публікується ряд монографій, де подається його детальний опис. В результаті геологорозвідувальних робіт 1952-1957 рр. було відкрито і розвідане Великотокмацьке родовище карбонатних руд марганцю, а дещо пізніше, в 1956-1960 рр., виявлені окисні і карбонатні руди в межиріччі Базавлука й Інгульця.

Базавлуцька улоговиноподібна депресія фундаменту, в межах якої знаходиться більша частина Нікопольського родовища, була басейном відкладання осадків (разом з рудоносним горизонтом) олігоцену. Вона має звивистий контур і хвилястий рельєф поверхні. З півночі, заходу і сходу депресія обмежена підняттями кристалічних порід, які в свою чергу прорізани рукавоподібними депресіями; на півдні знаходиться вузьке бар'єроподібне підняття фундаменту. Підняття, що облямовують депресію, складені гранітами і мігматитами, порівняно стійкими до вивітрювання. Сама ж улоговина відтворює контури метаморфічних порід в її основі, котрі вивітрюються набагато інтенсивніше.

Рудний пласт у вертикальному розрізі складається з трьох пачок. В нижній (першій) переважають вміщуючі породи (піски, алеврити, піщані глини); кількість рудних утворень нерівномірно зростає вгору, в тому ж напрямку зменшуються розмір уламкових зерен кварцу, вміст нерудних включень в стяжіннях і частинок піщаної розмірності. В середній (другій) пачці головні текстурні різновиди руд (пізоліти, стяжіння і землиста маса) розташовуються закономірно: стяжіння переважають на півночі покладу (60-80% рудної маси), пізолітів найбільше (50% рудної маси) на початку зони окисно-карбонатних руд, землістої маси скрізь небагато. В зоні карбонатних руд трапляються дрібні (1-2 см) конкреції, що цементуються карбонатом марганцю кальцит-родохрозитового складу. Верхня (третя) пачка має непотійну потужність і землісто-шматкову текстуру; кількість землістої маси збільшується від периферії до зони окисно-карбонатних руд. Потужність, фаціальні змі-

ни і будова рудного пласта залежать від рельєфу морського дна в момент осадконагромадження: на підняттях і впадинах рудний пласт залягає на глинистих породах, а в пониженнях – на піщаних і вапняних породах.

В рудному пласті поширені мінерали групи псиломелану-вернадиту (псиломелан, крипомелан, оксигідрокурнакит, вернадит і ін.), піролюзит, манганіт, манганокальцит і кальцієвий родохрозит, а також мінерали вміщуючих піщано-глинистих порід: глинисті, уламкові зерна кварцу і польових шпатів, аутигенні гідроксиди і силікати заліза. За складом марганцевмісних мінералів руди басейну поділяються на три типи: оксидні, карбонатні і змішані, кожен з яких складає рудний пласт повністю або його переважну частину. Вони, в свою чергу, можуть бути поділені на підтипи, що дає можливість встановити окремі шари, потужність яких не перевищує кількох дециметрів. Оксидні руди включають вісім мінеральних підтипів, карбонатні – три, змішані – два.

Середній вміст головних компонентів руд для різних ділянок родовища:  $\text{SiO}_2$  – від 26.8 до 57.8%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – від 3.8 до 8.1%,  $\text{MnO}_2$  – від 19.7 до 35.7%,  $\text{MnO}$  – від 3.9 до 22.5%, а в цілому по родовищу середній вміст марганцю і фосфору в різних типах руд наступний: оксидні – 25.64 і 0.2%, змішані – 24.58 і 0.208%, карбонатні – 17.22 і 0.188%. У збагаченій руді містяться:  $\text{SiO}_2$  – 14.13-19.85%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 2.42-3.27%,  $\text{MnO}_2$  – 4.56-51.28,  $\text{MnO}$  – 9.12-32.65%. В оксидних рудах після збагачення вміст марганцю становить 39.21%, фосфору – 0.22%; в карбонатних, відповідно, 27.5% і 0.24%. За допомогою додаткових методів збагачення, наприклад магнітної сепарації, можна отримати концентрати вищої якості, однак максимальні вмісти марганцю властиві тим відмінам руд, котрі є кращими вже після попереднього збагачення (промивання).

За текстурними особливостями розрізняють не менше восьми різновидів руди, а саме: суцільну (плитнякову, пошарову), шматкову (жовнову), пізолітову, конкреційну, землисту глинисту, землисту піщану, зцементовану кальцитом ("присуху"), цементацийну. Якщо взяти до уваги особливості мінерального складу, то в межах пласта можна виділити до сімдесяти відмін рудної речовини.

Процеси поверхневого окиснення могли зачепити, головним чином, марганцеві руди карбонатного типу. Однак, сучасна зона окиснення карбонатних руд родовищ Придніпровського марганцевого басейну мало виражена, тому що рудний пласт переважно перекритий товщею молодих відкладів і залягає нижче рівня підземних вод. Ознаки давнього окиснення карбонатних руд можна помітити на контакті оксидних і карбонатних руд в перехідній зоні. На думку академіка А.Г.Бетехтіна, окиснені карбонатні руди відзначаються пухким або пористим станом; в них стає більше оксидів кальцію і фосфору. Майже всі оксидні руди, виходячи з цього, відносяться до первинно-оксидних. За генезисом Нікопольське родовище, як і інші родовища басейну, відноситься до осадочної групи екзогенної серії, за формаційним типом – до платформної піролюзит-гідроgetит-лептохлоритової (за П.А.Строною, 1978) чи осадочної марганцеворудної формації (за І.Г.Магак'яном, [1969]). Вважається, що з віддаленням від берегової лінії і зануренням дна басейну відбувається зміна формацій осадків: біля берега нагромаджуються піролюзит і псиломелан, потім – манганіт і ще далі – родохрозит, манганосидерит, родоніт. Якщо припущення академіка А.Г.Бетехтіна справедливе, то в зоні окиснення карбонатно-силікатні руди низького ґатунку можуть трансформуватися в окиснені піролюзит-вернадитові, подібні до первинно-оксидних, але не ідентичні з ними.

**Велико-Токмацьке родовище** приурочене до субмеридіональної смуги в східній частині Нікопольського басейну. Рудні поклади представлені олігоценовою марганцевоносною товщею, складеною піщано-алевритоглинистими породами, яка залягає на корі вивітрювання докембрійських кристалічних комплексів УЩ. Рудна речовина представлена жовнами, кутастими шматками, округлими концентрично-шаруватими утвореннями, суцільними прошарками, землистою масою, які в цілому складають до 50% товщі. Головні типи руд: оксидні, оксидно-карбонатні і карбонатні, останні переважають (87%). Оксидні руди складені оксидами і гідрооксидами марганцю, за морфологією підрозділяються на шматкові, пізолітові, конкреційні, суцільні, піщані, землисті. Оксидно-карбонатні руди представлені шарами жовнових карбонатних руд (0,2 м), чергуванням прошарків (10-15 см) карбонатної руди з включеннями манганітових пізолітів і глин з марганцево-карбонатними жовнами, карбонатними рудними шматками, гніздами гідроксидів марганцю; оксидної шматково-землистої руди з рідкими оксидними конкреціями; шматкової руди з концентрично-шаруватими манганітовими пізолітами й оолітами, а також конкреційними марганцевими карбонатами. Карбонатні руди представлені шматковими і суцільними різновидами. В суцільних рудах зрідка спостерігаються карбонатні концентрично-шаруваті конкреції. Карбонатні руди практично цілком складаються мінералами ізоморфного ряду манганокальцит – кальцієвий родохрозит. Серед них виділяються світлі, жовтувато-сірі і темно-сірі, сірі (тією чи іншою мірою окиснені) відміни. Карбонати приховано-, мікро- і крупнокристалічні.

Загальні запаси родовища дорівнюють 1726,6 млн т, підтверджені – 1578,2; середній вміст Mn у рудах (%): оксидні – 31,0; оксидно-карбонатні – 27,2; карбонатні – 23,4.

В Придніпровському басейні тільки за останні 50 років було видобуто понад 0.5 млрд т руди. Посилено розробляються оксидні руди, що легко піддаються збагаченню; частка оксидно-карбонатних і карбонатних руд у загальних обсягах видобутку була невеликою і зросла тільки останнім часом.

Перспективи марганцеворудного басейну пов'язуються з промисловим освоєнням малофосфорних руд Федорівського родовища, з яких можна отримувати концентрат, що містить 49% марганцю; удосконаленням технології збагачення карбонатних руд з отриманням високоякісних концентратів; утилізацією шлаків збагачення (180 млн т з середнім вмістом марганцю 12-13%) і шлаків феромарганцевого виробництва (20 млн т з 14-19% оксидів марганцю); розвідкою проявів марганцевих і марганцевистих залізних руд Середнього Побужжя в корі вивітрювання кальцифірів.

Перспективи розвитку марганцеворудної промисловості України пов'язані з проявами залізо-марганцевих руд у Середньому Побужжі (Західно-Хещеватське, Соломівське й ін.); осадових карбонатних і оксидних гіпергенних марганцевих і залізо-марганцевих руд міоцену Волино-Подільської плити (Бурштинське) і Карпатської складчастої системи; осадових кіммерійських марганцево-залізних руд Керченського басейну; залізо-марганцевих конкрецій і кір четвертинного віку на дні акваторії Чорного моря; розробкою техногенних родовищ.

## 1.3. ХРОМ

### 1.3.1. Загальні відомості

Хром (лат. *Chromium*), Cr, – це хімічний елемент VI групи періодичної системи Менделєєва. Порядковий номер 24, атомна маса 51.996, атомний радіус 1.27 Å. У природі відомі чотири стабільних ізотопи хрому: з масовими числами 50, 52–54, найбільш розповсюджений  $^{52}\text{Cr}$  (87,76%). Хром був відкритий у 1797 французьким хіміком Л.Н.Вокленом у мінералі крокоїті (хромат свинцю  $\text{PbCrO}_4$ ). Назву метал одержав від грецького слова *chroma* – колір, фарба (через розмаїтість забарвлення своїх сполук).

У чистому вигляді хром – це сірувато-білий блискучий пластичний метал. Питома вага хрому  $7.19 \text{ г/см}^3$ , ступені окислення +3 і +6. Хром – жароміцний ( $t_{\text{пл}} 1890^\circ\text{C}$ ;  $t_{\text{кип}} 2480^\circ\text{C}$ ), твердий метал (ріже скло). Стійкий проти корозії при нормальній температурі за рахунок утворення на поверхні металу оксидної плівки, а при  $1800\text{--}2000^\circ\text{C}$  згорає в кисні з утворенням оксиду  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . При високих температурах (понад  $1800^\circ\text{C}$ ) може поєднуватися безпосередньо з галогенами, сіркою, азотом, кремнієм, вуглецем тощо, а при нормальній легко реагує з розведеними кислотами, соляною, сірчаною, з виділенням водню. Чистий хром легко піддається механічній обробці, але від домішок стає крихким.

Кларк хрому становить  $8.3 \cdot 10^{-3}\%$ . Середній вміст хрому в різних вивержених породах дуже мінливий. В ультраосновних породах (перидотитах) він складає 0.2%, в основних породах (базальтах і ін.) – 0.02%, а в гранітах – тисячні частки відсотка. Він є типовим літофільним елементом і весь зосереджений в мінералах типу хромшпінелідів, які є кисневими сполуками. Хром разом із залізом, титаном, нікелем, ванадієм і марганцем складають одну геохімічну родину. Сполуки тривалентного хрому стійкіше і більше поширені. Сполуки шестивалентного хрому утворюються тільки в різко окисній обстановці і при високих значеннях pH.

Відомо 25 мінералів хрому. Найбільше розповсюдженими і цінними з промислової точки зору є *магнокроміт* ( $\text{Mg, Fe}$ ) $\text{Cr}_2\text{O}_4$ , *хромпикотит* ( $\text{Mg, Fe}$ ) ( $\text{Cr, Al}$ ) $_2\text{O}_4$  і *алюмохроміт* ( $\text{Fe, Mg}$ ) ( $\text{Cr, Al}$ ) $_2\text{O}_4$ , які за зовнішнім виглядом неможливо розрізнити і тому їх неточно називають «хроміти». Склад їх мінливий (%):  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 18–62;  $\text{FeO}$  – 1–18;  $\text{MgO}$  – 5–16;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 0.2–0.4 (до 33%);  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 2–30; домішки  $\text{TiO}_2$  – до 2;  $\text{V}_2\text{O}_5$  – до 0.2;  $\text{Zn}$  – до 5;  $\text{MnO}$  – до 1; присутні також  $\text{Co}$ ,  $\text{Ni}$  і ін. Власне «хроміт», тобто  $\text{FeCr}_2\text{O}_4$  порівняно рідко зустрічається.

Крім хромітів, хром входить до складу ряду інших мінералів – *хромової слюди* (фукситу), *хромового хлориту*, *хромвезувіану*, *хромдіопсиду*, *хромтурмаліну*, *хромового гранату* (уваровіту) і ін., що нерідко супроводжують руди, але самі промислового значення не мають. Іони хрому є хромофорами, їх присутність обумовлює яскраве забарвлення низки дорогоцінних каменів, наприклад, смарагду.

В екогенних умовах хромові сполуки стійкі, здатні надходити в розсипища чи мігрувати у вигляді суспензій, іноді збагачуючи поклади пісків і глин. Найбільш рухливою формою в зоні гіпергенезу є хромати.

### 1.3.2. Галузі використання та вимоги до сировини

Руди хрому (хроміти) вперше були виявлені на Уралі в 1799 р. На початку XIX ст. вони використовувалися тільки як вогнетривкий матеріал для футеровки металургійних печей, отримання фарб і дубителів шкір. Наприкінці XIX в. хром почали широко використовувати як легуючий метал, що поліпшує властивості виробів зі сталі. Основними споживачами хромітів є металургійна (80% світового видобутку), вогнетривка (близько 10%) і хімічна (10%) промисловості.

У металургії хром використовується головним чином як метал чи легуючий сплав (ферохром) при виплавці сталей різних марок та спеціальних сплавів. Додавка ферохрому (65–70% Cr, 5–7% C, 20–30% Fe) чи чаржхрому (54% Cr, 6–7% C, 2–4% Si, 30–40% Fe) до сталей підвищує їх в'язкість і твердість, а також поліпшує антикорозійні властивості. Хром необхідний для виробництва неіржавіючих, жароміцних, кислототривких, інструментальних та інших видів сталей. Сплави хрому з кобальтом, вольфрамом чи молібденом використовуються як антикорозійні покриття (хромування). Хімічна промисловість використовує хроміти в основному для виробництва двохромовоокислих солей натрію і калію (хромпиків) та інших сполук хрому, що застосовуються як барвники в текстильній і лакофарбовій промисловості, як дубителі шкір, каталізатори та інше.

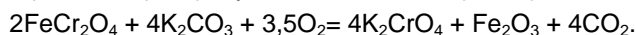
Руди хрому використовуються також при виготовленні хромомангезитових та інших хромвмісних вогнетривів і хромбетону для футерування мартенівських та індукційних печей, конверторів, обертових печей в цементній промисловості. Хромітові вогнетриви характеризуються високою температурою плавлення (близько  $2000^\circ$ ), стійкістю до впливу різних за складом шлаків і здатністю зберігати об'єм (не давати усадку) при високих температурах (до  $1700^\circ$ ). Металічний хром застосовується головним чином для хромування сталевих виробів. Радіоактивні ізотопи хрому ( $^{51}\text{Cr}$ ) використовують у медицині.

**Промислові типи руд.** Вимоги різних галузей промисловості до якості хромітових руд різні. Найвищі вимоги пред'являє металургійна промисловість, для якої використовуються руди з вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  не менше 48% при відношенні  $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  не менше ніж 2.5, та вмісті  $\text{SiO}_2$  не більше ніж 10%. Металургійними рудами є магнокромітові (у який відношення  $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  становить 3–4 і більше). Що ж стосується хромпикотитових руд і особливо алюмохромітових, то вони для металургійної промисловості непридатні, тому що не відповідають другій вимозі (відношення  $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  у них менше ніж 1.8–2). Для хімічної промисловості придатними є середньохроміст руди з вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  не менше ніж 44%,  $\text{FeO}$  – не більше 14%,  $\text{SiO}_2$  – менше 5%. Для виготовлення вогнетривких матеріалів можуть використовуватися і низькохроміст руди з вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  більше ніж 33%,  $\text{SiO}_2$  – менше ніж 6%,  $\text{CaO}$  – менше 1%.

Серед родовищ хромітових руд до унікальних відносяться родовища з запасам сотні мільйонів тонн, до крупних – десятки мільйонів тонн, до дрібних – мільйони тонн.



**Технологія вилучення хрому.** В залежності від цілей використання в промисловості одержують хром різного ступеня чистоти. Хромшпінеліди, що звичайно є сировиною, спочатку піддаються збагаченню, а потім сплавляються з поташем (чи содою) в присутності кисню повітря за реакцією:



Хромат калію  $\text{K}_2\text{CrO}_4$ , що утворюється в результаті реакції, надалі вилуговують гарячою водою і дією  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , одержуючи хромовий ангідрид  $\text{CrO}_3$  чи оксид хрому  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Найчистіший хром у промислових умовах одержують електролізом концентрованих водних розчинів  $\text{CrO}_3$  чи  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , що містять  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , або електролізом сульфату хрому  $\text{Cr}_2(\text{SO}_4)_3$ . Повне очищення хрому від будь-яких домішок (рафінування) досягається обробкою особливо чистим воднем при високій температурі (1500-1700°C).

### 1.3.3. Економічні відомості

Основою специфікою ресурсів і запасів хромових руд є їх нерівномірний розподіл у світі, а саме, відсутність значних природних запасів хромітів у промислово розвинутих країнах, на частку яких припадає найбільший обсяг їх споживання. Переважна більшість підтверджених запасів хромітів зосереджена на Африканському континенті (86%), в Азії їх частка становить 11% (в основному в Казахстані) і в Європі – 2%; запаси Америки і Австралії незначні (менш 1%). Виявлені світові ресурси хромових руд на 1.01.2000 р. становили 15394.4 млн т. (табл. 1.15). Основна їх частина припадає на три країни: ПАР (83%), Казахстан (7%) та Зімбабве (3%). Руди найвищої якості зосереджені в Казахстані (середній вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 50.2%); в Зімбабве цей показник становить – 45%, в ПАР – 37.1%.

Таблиця 1.15

Ресурси і запаси хромових руд на 1.01.2000 г. (млн т)

Країна	Ресурси	Запаси	%, від світових	Вміст Cr, %	Країна	Ресурси	Запаси	%, від світових	Вміст Cr, %
ПАР	11720	3640	82.84	37.1	ОАЕ	2.5	2.5	0.06	44
Казахстан	1316	316	7.19	50.2	Сьєра-Леоне	2.5	0	0	44
Зімбабве	966	140	3.19	45	Гвінея	1.5	0	0	30
США	230	0	0	26	Македонія	0.5	0.5	0.01	25
Гренландія	169	0	0	22.5	М'янма	0.5	0.1	0	35
Фінляндія	150	70	1.59	26	Японія	0.4	0	0	26
Філіппіни	127	36.7	0.84	30	Оман	3	1.6	0.04	36
Туреччина	100	34	0.77	37	Пакистан	3	3	0.07	45
ПНГ	94	0	0	4.5	Болгарія	0.2	0	0	12
Індія	88.4	58.6	1.33	32	Вірменія	0.2	0	0	30
Бразилія	70	20.4	0.46	31.3	Кіпр	0.2	0	0	40
Іран	52	5.2	0.12	48	Таїланд	0.2	0	0	35
Афганістан	46.5	6.5	0.15	42.4	Єгипет	0.2	0	0	38
Албанія	40	8.6	0.2	32.2	Мозамбік	0.2	0	0	25
Венесуела	38	0	0	2.73	Судан	2	0.5	0.01	54
Австралія	32.5	1.3	0.03	39.3	Ефіопія	0.2	0	0	25
Канада	29.2	3.7	0.08	21	Нова Каледонія	2	0	0	35
В'єтнам	24.5	20.8	0.47	3.25	Індонезія	1	1	0.02	35
Росія	18.5	3.7	0.08	36.84	Бенін	0.1	0	0	40.5
Греція	20	3.2	0.07	18	Гана	0.1	0	0	40.5
Україна	11	0	0	23.5	Кенія	0.1	0	0	30
Мадагаскар	11	9.1	0.21	32	Танзанія	0.1	0	0	30
Китай	10	3.7	0.08	35	Того	0.1	0	0	40.5
Куба	10	3.1	0.07	32	<b>Всього</b>	<b>15394.4</b>	<b>4393.8</b>	<b>100</b>	<b>...</b>

Світове виробництво товарних хромових руд і ферохрому має стійку тенденцію до зростання. Динаміка попиту на хромвмісну продукцію прямо корелюється з динамікою виробництва неіржавіючої сталі, для виплавки якої використовується 80% виробленого у світі ферохрому (для виробництва його, у свою чергу, витрачається 80% хромових руд, що видобуваються). Темпи зростання попиту на неіржавіючу сталь у майбутньому залишатимуться, згідно з різними прогнозами, досить високими – від 3-4% до 7-8%. Високі темпи росту споживання і виробництва неіржавіючої сталі будуть також підтримуватися зростаючим попитом на неї в ключових галузях машинобудування, автомобільній і електротехнічній промисловості, вагонобудуванні, будівництві, виробництві товарів широкого споживання.

Головними продуцентами руд і ферохрому, що забезпечують основний обсяг постачань цих продуктів на світовий ринок, є ПАР, Казахстан, Індія, Туреччина, Зімбабве, Фінляндія, Китай. Безумовним світовим лідером з виробництва товарної хромової руди і ферохрому є ПАР, яка за обсягом виробництва цієї продукції в 2-2.5 рази випереджає Казахстан, який займає друге місце, і значно випереджає таких великих виробників, як Китай, Індія, Туреччина. Близько 80% світового експорту хромітів забезпечують чотири країни: ПАР (25-35%), Казахстан, Туреччина (по 15-23%) і Індія (8-15%). Основними імпортерами хромових руд є промислово розвинені країни з потужними металургійними комплексами (Японія, США, Китай, Росія), а ферохрому – Японія, США, Республіка Корея і розвинені країни Західної Європи (Німеччина, Франція, Італія та ін.).

Ціни світового ринку хромової сировини характеризуються великим різноманіттям і залежать передусім від їх якості (вмісту корисних і шкідливих компонентів), сорту, ринку збуту та іншого.

Україна володіє потужним розвинутим металургійним комплексом, але не має власної мінерально-сировинної бази хрому, щорічна потреба в якому становить 300-330 тис т. (у перерахунку на 100%  $Cr_2O_3$ ). Ці потреби задовольнялися за рахунок завезення концентратів Донського ГЗК (Західний Казахстан) і, частково, Саранівського ГЗК (Пермська обл., Росія). Основна маса імпортованої продукції використовувалася для виробництва вогнетривів, а невелика кількість – на випуск феросплавів. Скоротити імпорт хромових концентратів з Казахстану і Росії (з Донського і Саранівського ГЗК) Україна може в найближчі роки за рахунок розвідки і введення в експлуатацію Капітанівського родовища хромітів, приуроченого до ультрабазитового комплексу Середнього Побужжя. В південній частині Українського щита в районі Середнього Побужжя відомо понад 20 масивів гіпербазитів рудоносною дуніт-гарцбургітової формації. Найбільш вивченим є Капітанівський масив довжиною 4500 м. Загальні прогнозні ресурси 15-ти масивів гіпербазитів (Капітанівське рудне поле) досягають 30 млн т при середньому вмісті  $Cr_2O_3$  26-28%.

Хромітовий концентрат з руд Капітанівського родовища відповідає вимогам вогнетривкої промисловості (масова частка  $Cr_2O_3$  в концентраті становить 32.2-41.2%). Родовище може розглядатися як комплексне: лінійні кори вивітрювання ультрабазитового масиву містять силікатні нікелеві руди, які можна переробляти на розташованому поблизу Побузькому нікелевому заводі. В корях вивітрювання спостерігається також підвищений вміст золота (0.7-0.9 г/т). Хромові руди містять багато платини, що дає можливість їх попутного вилучення.

Серед промислових типів хромітових родовищ виділяються: 1) магматичні, які поділяються на ранньо- і пізньомагматичні, 2) розсипні.

**Магматичні родовища** виникали в різні геологічні епохи, починаючи від глибокого докембрію і закінчуючи кайнозоєм. Вони утворювалися в тісному зв'язку з процесами охолодження масивів ультраосновних порід – дунітів і перидотитів, що проникали вздовж глибинних розломів, які виникали на ранніх етапах складчастості рухливих зон. Часто ці розломи розділяють тектонічні блоки з різною історією геологічного розвитку.

Дуже часто хромітоносні ультраосновні породи простежуються у вигляді поясів значної протяжності: 1) на Уралі (герцинські інтрузії перидотитів і дунітів); 2) на Балканах через Туреччину, Кавказ і далі в Індію (Середземноморський пояс крейдових і палеогенових інтрузій гіпербазитів); 3) в Зімбабве та ПАР, де ультраосновні породи Бушвельдського масиву і Великої Дайки мають докембрійський вік і приурочені до меридіонально видовженої зони.

Форми залягання рудних тіл хромітових родовищ, а також текстури і структури руд знаходяться в прямій залежності від того, в яких геологічних умовах вони сформувалися (платформний чи складчастий режими). А саме, чи кристалізувалися материнські вмшуючі породи у верхньому структурному поверсі серед горизонтально залягаючих шаруватих товщ активізованих платформ, чи вони формувалися в процесі розвитку складчастих областей в умовах тектонічного стиснення.

Прикладом хромітоносних масивів, що сформувалися в умовах спокійного тектонічного режиму на платформах можуть бути ранньомагматичні родовища. Геологічна позиція і морфологія хромітоносних інтрузивних масивів на платформах визначаються їх приуроченістю до полого залягаючих шаруватих товщ, що перекривають консолідовані кристалічні породи основи. Вони становлять собою великі міжпластові лополіти (масиви бушвельдського комплексу в Південній Африці) або потужні протяжні тіла плитоподібної форми (Велика Дайка Зімбабве).

Хромітоносні міжпластові масиви мають виразну псевдостратифікацію, виражену чергуванням шарів головним чином основних і ультраосновних порід, що залягають полого чи майже горизонтально. Вони сформувалися в результаті проникнення інтрузивних мас разом з хромітовою речовиною у вмшуючі породи.

В строгій відповідності з положенням псевдощаруватості порід, у вигляді шарів залягають і хромітові рудні тіла, що характеризуються значною протяжністю і витриманою потужністю. Витримане і спокійне залягання хромітових тіл, котрі у деяких випадках мають потужність не більше ніж 3–5 см, обумовлене розвитком рудовміщуючих інтрузивів у спокійних тектонічних умовах. Виразна шаруватість, на думку дослідників подібних масивів, пов'язана з процесами диференціації магми. В ряді диференціатів відокремлюються і шари хромітів, що займають визначене положення.

В складчастих областях формування хромітових родовищ відбувається зовсім по-іншому. Тут хромітові родовища є похідними ультраосновної перидотитової магми, що відокремилася від базальтоїдного субстрату в підкорових умовах. Формування хромітових руд відбувалося протягом всіх етапів становлення магматичного осередку і на різних рівнях. Зруденіння приурочене до зон переходу від габро-норитів до перидотитів і від перидотитів до дунітів. Локалізація хромітових руд обумовлена гравітаційною диференціацією і переміщенням розплаву під впливом тектонічних сил, що проявлялися на різних стадіях кристалізації масивів. Цим пояснюється поява різних морфологічних типів рудних тіл: сплюснених шлірів і лінз, видовжених в одному напрямку і часто кулісоподібно розташованих жиліподібних тіл, зон грубих брекчій. Характерними є чіткі, різкі контакти з вмшуючими породами, розвиток смугастих текстур.

**Ранньомагматичні родовища** представлені пластоподібними тілами хромітових руд у розшарованих гіпербазитових масивах. Прикладами унікальних за запасами родовищ цього типу є Бушвельдський масив у ПАР і родовища Великої Дайки Зімбабве, видовженої в меридіональному напрямку більш ніж на 500 км при потужності 5–6 км. Ранньомагматичні руди хрому генетично пов'язані з базальтоїдами. Руди хрому характеризуються заляганням у формі надзвичайно витриманих шароподібних покладів у підшві стратифікованих інтрузивних масивів. Масиви, що несуть зруденіння, відрізняються правильним розшаруванням з поступовими переходами від перидотитів (знизу) до габроїдів і гранітоїдів (угорі). Дуніти трапляються рідко. Відношення  $Cr/Fe = 1.5 : 1$ , вміст  $Cr_2O_3$  становить 38–50%.

**Пізньомагматичні (гістеромагматичні) родовища** широко розвинені в багатьох країнах: Росії, Албанії, Греції, Ірані, Пакистані, Індії, Судані, Філіппінах, Мадагаскарі, Кубі та ін. Вони характеризуються приуроченістю до гіпербазитової формації. Хромітові руди залягають в основному в серпентинізованих дунітах, що складають великі масиви. Рудні тіла мають форму жил і лінз з різкими границями і примхливими обрисами. Іноді вони перетинаються дайками габро і дунітів. В складі руд присутні мінерали (хромгранат,

хромхлорит і хромтурмалін), що свідчить про участь летких компонентів в утворенні родовищ. Процес формування родовищ супроводжувався тектонічними деформаціями, в результаті чого відбувалося витискання хромітів у прототектонічні тріщини, зминання порід і руд, розтягання рудних тіл. Відношення в рудах Cr/Fe коливається від 2:1 до 4:1; вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  становить 15–65%.

Розсіпні родовища представлені елювіально-делювіальними й узбережно-морськими розсіпищами.

**Елювіально-делювіальні розсіпища** утворюються у зв'язку з руйнуванням корінних виходів руд магматичного походження. Елювіальні утворення (родовища типу латеритного вивітрювання) представлені розсіяними кристалами й уламками хроміту серед пухкої лімонітової маси. Хромітові концентрати в процесі збагачення легко вилучають промиванням. Подібні родовища відомі на Кубі (Камагуей), на Філіппінах, у Новій Каледонії. Найбільші делювіальні розсіпи хроміту приурочені до Великої Дайки Зімбabwe у відкладах поперечних долин і вздовж водних артерій, де площа поширення делювіального хроміту складає 518 км<sup>2</sup> (60 млн т чи 10% від загальних запасів хроміту).

**Узбережно-морські розсіпища** хромітів відомі на Тихоокеанському узбережжі США в штаті Орегон, в Албанії і Туреччині. В штаті Орегон хроміт відзначається в складі так званих «чорних» пісків сучасного пляжу, а також у заглибленнях морських терас, розташованих на трьох рівнях. Довжина рудних тіл 1.5 км, ширина 300–400 м, потужність 0.3–12 м. Вміст хроміту 16–53%. В «чорних» пісках, крім хроміту, присутні піроксени, ільменіт, рутил, циркон, гранати, магнетит і епідот. Джерелом «чорних» пісків є серпентинізовані ультраосновні породи Берегового хребта.

### 1.3.5. Родовища України

На території України поширені геохімічні аномалії хрому, відомі численні знахідки хромшпінелідів у масивах ультрабазитів і базит-ультрабазитів УЩ, рідше – тілах лужно-ультраосновного складу; у породах трапових формацій венду Волино-Поділля і девону Південного Донбасу; в ультрабазитах Закарпаття. Але родовища хроміту на Україні відомі тільки на Середньому Побужжі в районі сіл Капітанівка, Липовеньки та Липняги Голованівського району Кіровоградської області. Вперше на Українському щиті рудопрояви хроміту були виявлені в 1932 р. на лівому березі р. Південний Буг біля с. Завалля Гайворонського району Кіровоградської області. Але ці хроміти виявилися низькосортними і не були придатними для використання в металургійній промисловості. Використання їх в інших галузях промисловості також було обмежене через незначну кількість встановлених тут запасів (400–500 т) в основному вкраплених руд.

В 1952 р. при розвідці силікатних нікелевих руд Капітанівського родовища в корі вивітрювання одноіменного ультрамафітового масиву були відкриті рудні тіла хромітів. В наступні роки в межах південно-західної частини УЩ було виявлено понад 10 різних за розмірами родовищ та рудопроявів хромітових руд. Найбільші з них – Капітанівське, Шкільне й Західне Липовеньківське які й стали предметом подальшої розвідки. Всі вони входять до складу Капітанівського рудного поля Побузького рудного району Голованівської СМЗ Дністровсько-Бузької металогенічної субпровінції.

В геологічній будові рудного поля бере участь великий комплекс осадово-метаморфічних, метасоматичних та магматичних гірських порід докембрію, перекритих з поверхні утвореннями мезокайнозою. Складчаста будова кристалічного фундаменту району ускладнена розломною тектонікою. На території Середнього Побужжя виявлено 62 масиви ультрамафітів, представлених двома формаціями: дуніт-гарцбургітовою (гіпербазитовою) та дуніт-перидотит-габро-норитовою. Масиви ультраосновних порід сконцентровані в межах Хащевато-Заваллівської і Первомайсько-Голованівської структур. Вони мають довжину за простяганням від перших сотень метрів до 3-4 кілометрів. Всі відомі рудопрояви та родовища хромітів пов'язані з ультрамафітовими масивами тільки гіпербазитової формації.

Хромітоносні інтрузії розвинені тільки в центральній частині Первомайсько-Голованівської структури, формуючи середню (Капітанівську) смугу масивів хромітоносних ультрабазитів. Це січні крутопадаючі тіла дайко- і трубоподібної форми. Зазначені масиви контролюються субмеридіональними глибинними розломами. Хромітоносні масиви гіпербазитів мають диференційовану розшаровану будову і збагачені сульфідами. Тому хромітові родовища Середнього Побужжя можуть бути віднесені до ранньомагматичних чи сегрегаційних родовищ, що утворюються в розшарованих масивах гіпербазитів докембрійських щитів. Після формування ультрабазитові породи масивів разом з вмшуючими товщами, зазнали регіонального метаморфізму в умовах амфіболітової – гранулітової фації.

Петрографічний склад рудоносної формації представлений серпентинізованими дунітами, перидотитами, переважно гарцбургітами та лерцолітами, але частіше – апосерпентинітами, а також жильними піроксенами: гіперстенітами, бронзитами, діалагітами та вебстеритами. Характерною особливістю порід гіпербазитової формації є високий вміст хрому – від 0.4 до 2.72%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , в середньому 0.84%, що більше ніж в 4 рази перевищує кларк цього елемента для ультрамафітів і є індикатором потенційної хромітоносності ультрамафітів дуніт-перидотитової (гіпербазитової) формації в районі Середнього Побужжя.

Концентрація рудних тіл хромітів спостерігається в найширших частинах (роздувах) ультрамафітових інтрузій. Простягання їх північно-західне (320–330°), конкордантне простягання порід, які їх вмшують. Розташування рудних тіл хромітів контролюється дорудною інтрузивною тектонікою і підпорядковане напрямку розломів внутрішньої частини Побузького синклінорію. В межах родовищ встановлені розриви і зміщення рудних тіл, місцями – рудна брекчія. Рудні поклади Капітанівського та Липовеньківського родовищ переважно мають складну форму, вони то розгалужуються, то з'єднуються знову. Випадки виходу рудних тіл хромітів за межі вмшуючих інтрузій невідомі.

**Капітанівське родовище** локалізоване в однойменному ультраосновному масиві, складеному метаморфізованими дунітами, гарцбургітами, піроксенами. Рудні поклади представлені дев'ятьма зближеними крутопадаючими рудними тілами лінзо- та стовпоподібної форми, які мають порівняно невелику потужність (0.5-12 м) і простежені бурінням на 50–160 м за простяганням і на 75–300 м за падінням (рис. 1.7). Вміст

триоксиду хрому змінюється від 6 до 45% (середній 29%). За текстурно-структурними особливостями і вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (%) виділяють руди бідні (6-15), вкраплені (15-29), густовкраплені (28-30), масивні суцільні (40-45). Їх мінеральний склад: хромпікотит (до 90% рудної маси), ферохромпікотит і манганохроміт, присутні хромдіоксид, магнетит і карбонати.

У верхніх частинах хромових рудних покладів (до глибин 100-300 м) нерідко розвиваються лінійні кори вивітрювання, складені кондиційними хром-нікелевими рудами.

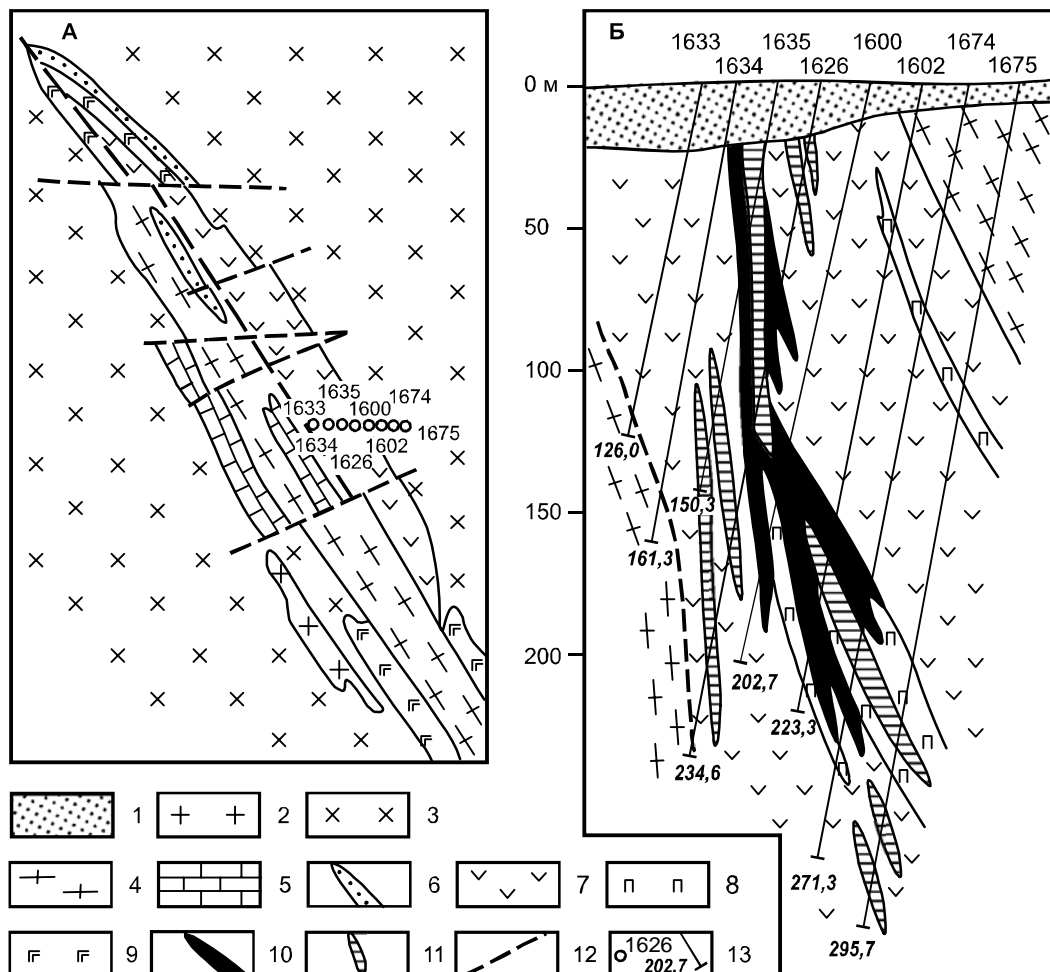


Рис. 1.7 Схематичні план (А) та розріз (Б) Капітанівського родовища хромітів

1 – осадові породи, 2 – пегматоїдні граніти і апліти, 3 – мігматити подільського комплексу, 4 – гнейси, 5 – мармури, 6 – кварцити бузької серії, 7 – серпентиніти аподунітові й апоперидотитові, 8 – гнейси піроксенові, 9 – габроамфіболіти, 10 – суцільні хромітові руди, 11 – густовкраплені хромітові руди, 12 – тектонічні порушення, 13 – свердловини, їх номер і глибина

**Родовище Західне Липовеньківське** складається з двох рудних покладів, які простежені на 40–80 м за простяганням й на 50–75 м за падінням. Рудні поклади названих родовищ мають круте падіння на північний схід – 70–80°. За кількістю хромшпінелідів і вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  хромітові руди Середнього Побужжя поділяються на суцільні, густовкраплені й рідковкраплені. Вміст триоксиду хрому в них складає відповідно 35% і більше, 15–35% та 6–15%. Найбільше розповсюджені густовкраплені руди. Головними рудними мінералами є хромшпінеліди. Вміст шкідливих домішок становить: S – 0.02–0.026% та P – 0.04%, що не перевищує припустимого (S – 0.05% та P – 0.07%) для чорної металургії.

Щільні різновиди суцільних хромітових руд придатні для виготовлення магнетитових вогнетривів, а також для виплавки ферохрому. Густовкраплені руди легко збагачуються гравітаційним методом з видобуванням 73.8% концентрату, в якому міститься 42%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Густовкраплені руди на родовищах Середнього Побужжя складають 80% загальних запасів хромітів, що підлягають збагаченню. На суцільні руди які не вимагають збагачення припадає 20% запасів. Прогнозні ресурси Капітанівського родовища до глибини 600 м складають 6.5-7.0 млн т руди із середнім вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  28%, а всього району – 30 млн т руди при середньому вмісті 26-28% [Мінерально-сировинна..., 2002].

Перспективи приросту запасів хромітових руд в районі Середнього Побужжя УЩ за рахунок відкриття нових родовищ вкрай обмежені, однак можлива дорозвідка глибших горизонтів і флангів відомих родовищ. Крім того, значні запаси можуть бути виявлені при довивченні виявлених раніш проявів хрому (Першотравневе, групи Липовеньківських та Липнягівських проявів).

Отже, хромітові родовища Середнього Побужжя УЩ мають інтерес у зв'язку з необхідністю забезпечення промисловості України вогнетривкою сировиною і сировиною для виробництва ферохрому. Вміщуючі породи – серпентиніти – можуть розглядатися як суцільна сировина для сантехнічних виробів, мінеральної вати, магнієвих добрив для сільського господарства та опудальованої плитки з приємною зеленою гамою кольорів.

## 1.4. ТИТАН

### 1.4.1. Загальні відомості

Титан (Ti) – хімічний елемент IV групи періодичної системи елементів Менделєєва. Порядковий номер 22, атомна вага 47.9, має 5 стабільних ізотопів, найбільш поширений  $^{48}\text{Ti}$  – 73.45%. Може існувати в двох станах: аморфному – як темно-сірий порошок з густиною  $3.39 \text{ г/см}^3$  і кристалічному, густина якого дорівнює  $4.52 \text{ г/см}^3$ . Для кристалічного титану відомі дві модифікації з точкою переходу  $885^\circ \text{C}$ , нижче якої стійкою є гексагональна форма, вище – кубічна. Температура плавлення  $1688^\circ \text{C}$ , температура кипіння понад  $3000^\circ \text{C}$ . Чистий титан – високопластичний срібло-білий ковкий метал високої чистоти, придатний для обробки в гарячому й холодному стані, можливе навіть виготовлення фольги товщиною 0.01 мм; але найменші домішки азоту, кисню, вуглецю роблять його крихким. Твердість титану за шкалою Бринеля близько  $1000 \text{ МН/м}^2$  (заліза – лише 350, алюмінію – 170), межа текучості –  $250 \text{ МН/м}^2$ . Відкритий у 1791 р. англійським хіміком і мінералогом Уільямом Грегором у ільменіті (або менаканіті, як його тоді називали) з околиць містечка Менакан (Велика Британія, Корнуол) і у 1795 р. німецьким хіміком Мартіном Клапротом у рутилі; названий на честь цариці ельфів Титанії (німецька міфологія) або, за іншою версією, на честь Титанів, мгутніх синів Урана (Неба) та Геї (Землі) згідно з давньогрецькою міфологією.

При температурі до  $550^\circ$  титан корозійно стійкий завдяки утворенню тонкої, але міцної, окисної плівки, при температурі вище  $550^\circ$  взаємодіє з киснем, утворюючи діоксид титану. Стійкий в азотній кислоті та в слабких розчинах сірчаної кислоти, взаємодіє з соляною, щавелевою, мурав'яною кислотами, сухими галогенами. Корозійно стійкий в атмосферному повітрі, морській воді, вологому хлорі, гарячих і холодних розчинах хлору, різноманітних технологічних розчинах. З вуглецем, бором, селеном і телуrom утворює метало-подібні тугоплавкі сполуки високої твердості. Кларк титану в земній корі дорівнює 0.57%.

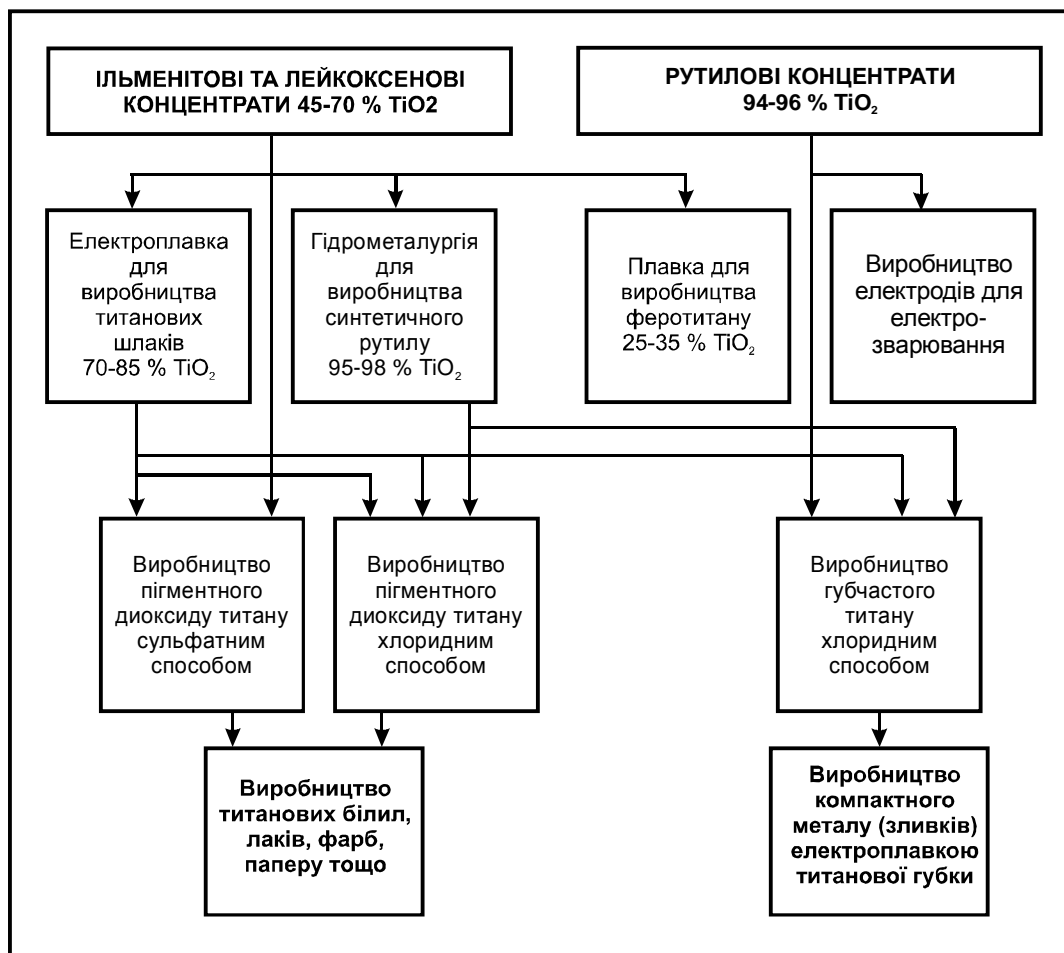
З майже 70 відомих мінералів титану найбільше промислове значення мають *ільменіт* ( $(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})\text{TiO}_3$  (31.6 % Ti), *рутил* і *анатаз*  $\text{TiO}_2$  (60 % Ti) та, меншою мірою, *лейкоксен* (продукт змін ільменіту й сфену  $\text{CaTi}[\text{O}(\text{SiO}_4)]$ ), *лопарит*  $(\text{Na}, \text{Ce})\text{TiO}_3$  (26.6 % Ti) та ін.

### 1.4.2. Галузі використання та вимоги до сировини

Широке застосування металічного титану та його сполук почалося порівняно недавно. Так, з 1908 р. у США й Норвегії розпочато виробництво титанових білил, що характеризуються високою покривною властивістю, стійким білим кольором, мають багато кращі екологічні показники, ніж давніші, свинцеві й цинкові білила. В СРСР перші заводи з виробництва пігментного діоксиду титану з вітчизняних ільменітових концентратів сірчано-кислотним способом пущені в 1935-1939 рр. Зараз лакофарбова промисловість світу споживає 55-60 % діоксиду титану. Ця сполука також використовується як пігмент і наповнювач у гумовій промисловості, при виробництві пластмас.

Такі властивості титану, як висока корозійна стійкість у агресивних середовищах, міцність, низька питома вага, надають цьому металу та його сплавам ряд переваг перед іншими конструкційними матеріалами, незважаючи навіть на високу вартість. Титанові сплави за питомою міцністю (відношення міцності до густини) перевищують сплави, наприклад, залізу й нікелю в температурному інтервалі  $250\text{-}550^\circ \text{C}$  (при вищих температурах фізико-механічні властивості швидко погіршуються), а за антикорозійними характеристиками порівнювані зі сплавами благородних металів.

У зв'язку з технічною складністю вилучення з руд і переробки (та, як наслідок, високою вартістю), як самостійний конструкційний матеріал титан почали застосовувати лише з другої половини XX сторіччя, і тепер значна його кількість використовується на потреби авіаційної, космічної галузей, морського суднобудування. З титану виготовляють гвинти важких гелікоптерів; в аеробусі "Boeing-777" деталі з титану складають 5-7 %, а в авіадвигунах – 20-30 % загальної маси; у військових літаках частка титану сягає 25-30 %. Саме заміна авіаконструкторами певних алюмінієвих деталей титановими дала літакам змогу подолати звуковий бар'єр. Технічний титан використовують при виготовленні хімічних реакторів, трубопроводів, обладнання, що працює в агресивному середовищі, наприклад, у хімічному машинобудуванні. Так, титанові елементи насосів для перекачування агресивних рідин працюють у сотні разів довше, ніж їхні аналоги з нержавіючої сталі. Біохімічна інертність титану робить його незамінним при виготовленні устаткування для харчової промисловості та у відновлювальній хірургії, наприклад, для виготовлення штучних суглобів. На відміну від заліза та його сплавів, в умовах глибокого холоду титан зберігає міцність і високу пластичність, що дозволяє застосовувати його в криогенній техніці. Титан добре піддається поліруванню, і тому придатний для виготовлення дзеркал телескопів, що не тьмяніють, художніх виробів – від дрібних прикрас до монументальної скульптури, як, наприклад, монумент підкорювачам космосу біля входу до Всеросійського виставкового центру в Москві. З титану виготовляють найбільш якісне альпіністське спорядження, щогли спортивних яхт, тенісні ракетки та інше елітне спортивне знаряддя. Схему використання титанових мінеральних концентратів і продуктів їх переробки наведено на рис. 1.8.



**Рис. 1.8** Схема використання титанових концентратів і продуктів їх переробки (за Биховським А.З., Зубковим Л.Б.)

*Примітка:* Титанова губка – пористий крихкий метал з домішками (до 0.2-0.3%), густиною близько 1000 кг/м<sup>3</sup> – вихідна сировина для отримання чистого титану методом вакуумної дугової плавки.

Існують такі критерії виділення промислових покладів для ільменітових розсіпів: бортовий вміст ільменіту 15 кг/м<sup>3</sup>; мінімально-промисловий вміст ільменіту 35 кг/м<sup>3</sup>; мінімальна потужність рудного шару 2 м; максимальна потужність безрудних прошарків 2 м.

Для комплексних розсіпів бортовий вміст умовного ільменіту 18 кг/м<sup>3</sup>, мінімально-промисловий вміст – 75 кг/м<sup>3</sup>. Для перерахунку на умовний ільменіт застосовують такі коефіцієнти: ільменіт – 1, рутил – 3, циркон – 1.5, дістен, силіманіт, андалузит – 0.11. Для родовищ кір вивітрювання бортовий вміст ільменіту 37 кг/м<sup>3</sup>, мінімально-промисловий – 60 кг/м<sup>3</sup>.

Корінні родовища вважають рентабельними для розробки при вмісті TiO<sub>2</sub> у рудах не менше 10%. За вмістом TiO<sub>2</sub> виділяють: бідні руди (5-7%) – на рівні бортового вмісту, рядові (7-10%), багаті – 10-15% і вище. За запасами діоксиду титану загальноприйнятою є така класифікація родовищ: для корінних руд – крупні (більше 10 млн т), середні (1-10 млн т), дрібні (менше 1 млн т); для розсіпних – крупні (більше 3 млн т), середні (0.5-3 млн т), дрібні (до 0.5 млн т).

Металічний титан отримують магнітотермічним методом – відновленням тетрахлориду титану металічним магнієм або натрієм. Вихідною сировиною слугують окисні руди. З ільменітових руд титан відділяють від заліза плавкою в електропечах. Шлаки, що утворюються (як і рутил) хлорують в присутності вуглецю, завдяки чому отримують тетрахлорид титану, який після очистки відновлюють в реакторах з нейтральною атмосферою. В результаті отримують губчастий титан, який після подрібнювання переплавляють в вакуумних дугових печах на злитки з введенням легуючих домішок. Інколи для виробництва титану використовують методи порошкової металургії, зокрема, відновлення двоокису титану гідридом кальцію.

### 1.4.3. Економічні відомості

Світові ресурси титану на початок 1999 р. становили 1230 млн т у перерахунку на TiO<sub>2</sub>. Більша частина ресурсів титану в ільменіті зосереджена в надрах Австралії, Індії, Канади, Китаю, Норвегії, США й України, титану в рутилі – в Австралії, Індії, ПАР і Сьєрра-Леоне. Підтверджені світові запаси становлять близько 800 млн т, з них 69% - у корінних магматичних родовищах, 11.5% - у залишкових родовищах кір вивітрювання, 19.5% - у розсіпних. Розподіл запасів по континентах і країнах наведений у таблиці 1.16.

Таблиця 1.16

Підтвержені запаси діоксиду титану (TiO<sub>2</sub>) по континентах і країнах (млн т)

<b>Азія – 427.3 (53.5 %)</b> Китай – 371 Індія – 36.6 Шрі-Ланка – 17.8 Інші – 1.9	<b>Північна й Південна Америка – 102.7 (12.8 %)</b> Бразилія – 58 Канада – 31 США – 13,7
<b>Африка – 110.4 (13.8 %)</b> ПАР – 71.3 Мадагаскар – 19 Єгипет – 17 Сьєрра-Леоне – 3.1	<b>Австралія – 98 (12.3 %)</b> <b>Європа – 60.8 (7.6 %)</b> Норвегія – 40 Італія – 11 Інші – 9.8

Середній річний світовий видобуток ільменітового та рутилового концентратів протягом останнього десятиріччя становить 9-10 млн т. Лідерами видобутку в 2000 р. були Австралія (2370 тис т), Канада (2400 тис т), ПАР (1975 тис т), Норвегія (691 тис т), Індія (393 тис т). Головними світовими експортерами концентратів (тис т на рік) є: Австралія (1300-1500), Канада (900-1000), Норвегія (400-450), ПАР і Україна (200-300), імпортерами – США й Норвегія (600-900), Японія, Велика Британія, Франція, Іспанія, Республіка Корея, Тайвань (100-400). Світові ціни на титанову продукцію є приблизно такими: рутиловий концентрат 95% - 500-600 \$/т, губчастий титан – 8000-10000 \$/т.

#### 1.4.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

Родовища титану утворювались переважно на ранній стадії геосинклінального етапу розвитку в зв'язку з повнодиференційованими інтрузіями порід габро-піроксеніт-дунітової формації, а також у зонах активізації давніх платформ при вкоріненні багатофазових плутонів лужного й ультраосновного складу з лопаритовим, перовскітовим і титаномagnetитовим зруденінням. Протягом платформного етапу формувалися залишкові й розсипні родовища.

Головними геолого-промисловими типами титанових родовищ є:

- 1) **магматичні** в базит-ультрабазитових комплексах докембрійських щитів і палеозойських складчастих областей (20-25 % видобутку): ільменіт-магнетитові і ільменіт-титаномagnetитові родовища Південного Уралу (Кусінське) і Східних Саян (Малотогульське); родовища гематит-ільменітових руд (Лак-Тіо в провінції Квебек у Канаді), ільменіту (Теллес у Норвегії, Тегавус у США), титаномagnetитові (Панжихуа в Китаї), ванадійвміщуючі титаномagnetитові (Магнет-Хейс, Бушвельдський лополіт, ПАР із запасами руди 5.9 млрд т, вмістом TiO<sub>2</sub> 12-20%, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 1.5%); лопаритоносні нефелінові сієніти (Ловозерський масив на Кольському півострові) тощо;
- 2) **залишкові** в корах вивітрювання: анатазові руди в корах вивітрювання карбонатитових комплексів (Тампіра, Салітре, Каталао в Бразилії); рутил-ільменітові руди кір вивітрювання метаморфічних порід (Кундибаївське в Казахстані), ільменітові (Володарськ-Волинський габро-анортозитовий масив в Україні);
- 3) **вулканогенно-осадові**: ільменіт у туфогенно-осадових породах (Нижній Мамон, РФ);
- 4) **метаморфогенні**: в докембрійських сланцях (Харворд у США, Плюмо-Ідальго в Мексиці), в амфіболітах (Кузнечихинське на Середньому Уралі, Отанмякі у Фінляндія); поховані метаморфізовані лейкоксенів розсипи (Ярегське на Південному Тимані);
- 5) **розсипні**: прибережно-морські та алювіальні давні і сучасні розсипи ПАР (Річард-Бей, Намаква), Австралії (Енібба, ВІМ-500, Кейпел, Куулджасуз), США (Трейл-Рідж), Індії (Чаввара, Оском), Україні (Малишівське, Іршанське); є основою сучасної титановидобувної промисловості.

#### 1.4.5. Родовища України

Україна має одну з найпотужніших у світі сировинну базу титану: сумарні запаси та перспективні ресурси розвіданих і підготовлених до розвідки родовищ повністю забезпечують потреби вітчизняної промисловості та значний експортний потенціал. Всього нараховується понад 40 родовищ, з яких експлуатуються тільки 5 (рис. 1.9). За даними, опублікованими в засобах масової інформації, Україна (Іршанський і Вольногорський ГЗК) у 2000-2003 рр. виробляла 400-450 тис т ільменітового й рутилового концентрату ["Деловая столица", № 48, 29.11.2004 р.].

Ще з кінця 1950-х років відома Українська титановорудна провінція, що просторово міститься в контурах розвитку докембрійських порід УЩ та його осадового чохла. Титанові руди, що відносяться до екзогенної й ендогенної серій, представлені такими типами [Бочай та ін., 1998; Тарасенко, 1992]:

- 1) циркон-рутил-ільменітові давні поховані прибережно-морські розсипи фацій мілководного моря (Малишевський тип);
- 2) ільменітові алювіальні, алювіально-делювіальні континентальні розсипи (Іршанський тип);
- 3) ільменітові й апатит-ільменітові елювіальні родовища кори вивітрювання основних порід;
- 4) корінні апатит-ільменіт-титаномagnetитові родовища в габроїдах;
- 5) циркон-рутил-ільменітові сучасні прибережно-морські розсипи піщаних пляжів і мілководного шельфу (Джарилгацький тип).

У нинішній час експлуатуються лише перші два з названих типів. Головні ж запаси прогностичних ресурсів титану України, що пов'язані з корінними рудами основних порід, не розробляються.



Рис. 1.9 Розсіпні родовища титану і цирконію України (за Л.В.Богаєм і Д.С.Гурським)

Родовища: 1 - Малишівське (Самотканське), 2 - Тарасівське, 3 - Краснокутське, 4 - Вовчанське, 5 - Зеленоярське, 6 - Воскресенівське, 7 - Иршанська група родовищ, 8 - Паромівське, 9 - Стремигородське, 10 - Кропивенське, 11 - Юріївське, 12 - Федорівське, 13 - Джарилъгецьке, 14 - Азовське, 15 - Яструбецьке, 16 - Мазурівське

**Циркон-рутил-ільменітові давні поховані прибережно-морські розсіпи.** Найбільш продуктивними стосовно комплексних титан-цирконієвих розсіпів є прибережно-морські фації міоценового й олігоценного морів, піщано-глинисті відклади яких утворюють головну – Придніпровську – розсіпну зону. Ця зона шириною 50-120 км витягнута на відстань до 900 км уздовж північно-східного схилу УЩ. Промислові розсіпи містять загального концентрату  $50-60 \text{ кг/м}^3$  при продуктивній потужності 2-3 м, утворюють 11 комплексних титан-цирконієвих родовищ (Малишівське, Тарасівське, Краснокутське, Вовчанське, Зеленоярське, Воскресенівське та ін.).

Найзначнішим є **Малишівське родовище** в басейні р. Самоткань (рис. 1.10). Воно відкрите в 1954 р., експлуатується з 1961 р. Родовище, найбільше в СНД, представляє розсіп довжиною 19 км, шириною 2.5 км. Корисні мінерали – циркон, рутил, ільменіт – концентруються в тонкозернистих пісках сарматського ярусу й полтавської серії, що мають загальну потужність 35 м. У добре відсортованих кварцових пісках потужністю 6-20 м середній вміст мінералів важкої фракції від 10-15 до  $100-150 \text{ кг/м}^3$ ; вміст рутилу сягає  $8-13 \text{ кг/м}^3$ , циркону –  $2.5-7 \text{ кг/м}^3$ , ільменіту –  $22-45 \text{ кг/м}^3$ .

Багатшим є розсіп у середньосарматських відкладах, що представлений трьома витягнутими субширотними горизонтальними покладами, лінзоподібними в розрізі. Потужність лінз досягає 15-18 м, сумарний вміст важких мінералів – до  $1000 \text{ кг/м}^3$ . Середній вміст рутилу у сарматських пісках – 24, циркону – 8-9, ільменіту –  $77 \text{ кг/м}^3$ . Родовище розробляється відкритим способом. На його базі працює Вільногорський ГЗК, забезпечений розвіданими запасами більш, ніж на 40 років. Передумовою утворення розсіпів було існування потужних кір вивітрювання на УЩ, прояви інтенсивних денудаційних процесів, палеогенові й неогенові (середній сармат) морські трансгресії. Утворення розсіпів в умовах активного геодинамічного режиму відбувалося в прибережних зонах зі стабільним положенням берегової лінії, на підводних ділянках дельт і долиноподібних понижень. Саме такі умови існували в мілководному басейні, в якому відкладалася товща продуктивних кварцових пісків полтавської серії. В середньому сарматі мали місце розмив і сортування полтавських відкладів і утворення молодших розсіпів з високою концентрацією рудних мінералів.



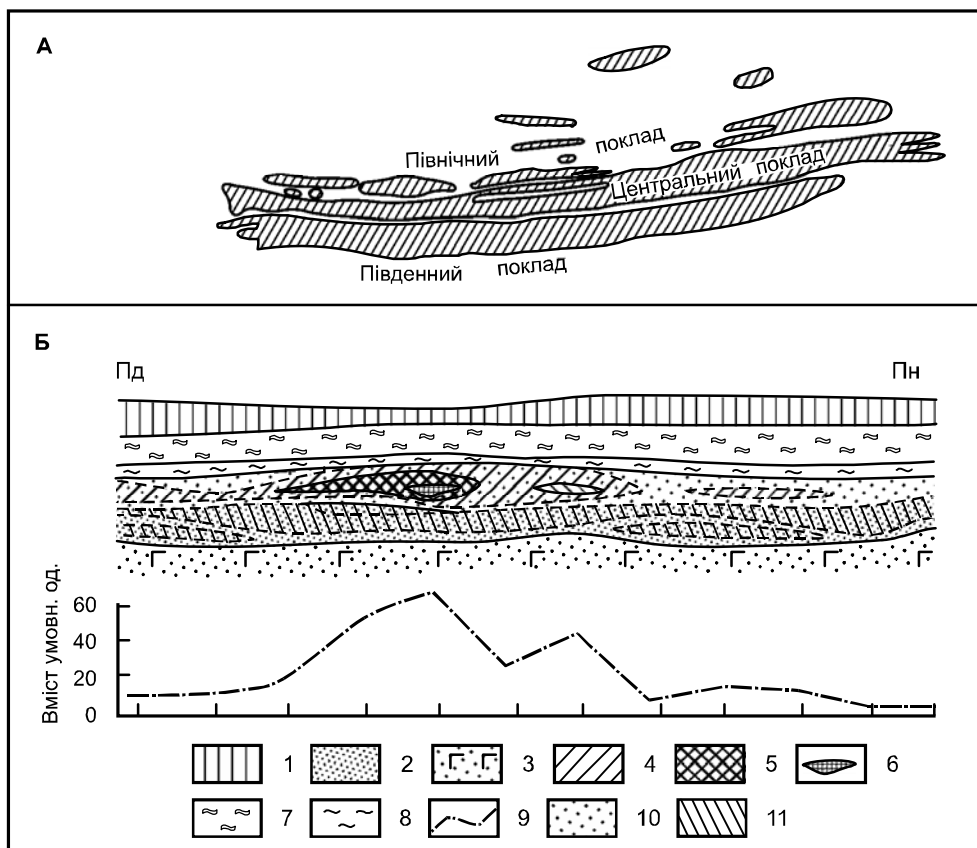


Рис. 1.10 Розсип басейну р. Самоткані, схематичні план (А) за М.Т.Вадимовим та ін. і розріз (Б), за М.Векніч та ін.

1 – леси й лесоподібні суглинки четвертинного віку; 2 – бурі й червоно-бурі глини та суглинки пліоцен-нижньочетвертинного віку; 3 – блакитно-сірі глини верхньосарматського віку; 4 – кварцові піски середньосарматського віку; 5 – кварцові піски полтавської серії; 6 – кварц-глауконітові піски харківської світи; 7-9 – вміст важких мінералів: низький (7), високий (8), дуже високий (9); 10 – поклади титано-цирконієвих руд у відкладах полтавської серії; 11 – зміни середнього вмісту важких мінералів охрест простягання сарматського розсипу

Промислові **ільменітові алювіальні, алювіально-делювіальні континентальні розсипи** ільменіту відомі в північно-західній частині УЩ, де в межах Коростенського плутону міститься Иршанська група алювіальних родовищ – Иршанське, Верхньо-Иршанське, Лемненське, Лівобережне, Межирічне, Ущицьке, Ушомирське, Злобицьке та інші.

**Иршанське родовище** відкрите в 1951 р., експлуатується з 1956 р. Середня потужність корисної товщі 8.2 м, потужність розкривних порід від 0.2 до 17 м, середній вміст  $TiO_2$  – 50.6 кг/т. Алювіальні розсипи ільменіту формувалися при розмиві мезозойської кори вивітрювання ільменітоносних порід габро-анортозитової формації та розміщені або безпосередньо на корі вивітрювання, або на осадових породах мезокайнозою та є четвертинними за віком. На базі них працює Иршанський ГЗК, що виробляє ільменітовий концентрат для виробництва пігментного двоокису титану та титанової губки.

**Ільменітові й апатит-ільменітові елювіальні родовища кори вивітрювання основних порід.** У межах Північно-Західного блоку УЩ відомі численні об'єкти цього типу – Правобережне, Паромівське, Валки-Гацківське родовища. Найзначнішим з них є **Стремигородське**, розташоване в межах Чеповичського габро-анортозитового масиву (Коростенський плутон). Тут за рахунок вихідних корінних піроксенітів сформувалася кора вивітрювання потужністю до 35-40 м (середня – 15.2 м) та товщею розкривних порід приблизно 30 м. Кора вивітрювання має добре виражену зональну будову: зона I – вилугування й дезинтеграції вихідних порід або зона жорсткості; II – зона глинистих порід полімінерального монтморилоніт-гідрохлорит-гідрослюдистого складу з домішками каолініту й галуазиту; III – власне зона кори вивітрювання, утворена світлою породою істотно каолінітового складу зі вмістом  $TiO_2$  до 10.8 % і  $P_2O_5$  до 2.6 %. При збагаченні названих руд отримано кондиційний ільменітовий і апатитовий концентрати з вмістом  $TiO_2$  49-51% і  $P_2O_5$  38.5-40.5 %.

**Корінні апатит-ільменіт-титаномagnetитові родовища в габроїдах.** У корінних рудах основних порід зосереджена більшість прогнозних ресурсів титанової сировини Української титановорудної провінції. Тут виділено три продуктивні комплекси: монцоніт-норитовий, монцоніт-перидотитовий, олігоклазит-анортозитовий [Тарасенко, 1992]. За мінеральним складом руди можуть бути ільменітові, апатит-ільменітові, апатит-ільменіт-титаномagnetитові, апатит-ільменіт-ульвошпінель-magnetитові. В залежності від вмісту рудних мінералів руди поділяються на вкраплені (до 10 %), середньовкраплені (20-30 %), густовкраплені (40 %), сідеронітові (50 %) і масивні (>70 %). Рудні тіла за формою – пластові, лінзо-, штоко-, дайкоподібні, жильні. Найзначнішими за розмірами є пластові, що при потужності в сотні метрів простежуються на декілька кілометрів по простяганню; середні – лінзоподібні, штокові – мають величину кілька кілометрів-сотні метрів; найдрібніші – жильні – до кількох метрів. В Житомирській області розвідані родовища, пов'язані

з габро-анортозитами Коростенського плутону – Стремигородське, Торчинське, Кропивенське, Юріївське, Федорівське.

Найбільш крупним та підготовленим до розробки об'єктом є **Стремигородське** родовище апатит-ільменітових руд в троктолітах. Воно розташоване у південній частині Чеповицького габро-анортозитового масиву (Коростенський плутон). Рудне тіло розміром 2.3x1 км має в плані форму, близьку до овальної, витягнуте в північно-західному напрямі. В розрізі форма лійкоподібна, контакти з вміщуючими габро-анортозитами різкі. Центральна його частина складена плагіоклазовими перидотитами і меланократовими троктолітами, що поступово на периферії змінюються лейкократовими троктолітами, олівіновими габро, габро-монцонітами і габро-пегматитами. Переважаючими породами рудного тіла є рудні троктоліти. Апатит-ільменітові руди рівномірно вкраплені, з вмістом  $TiO_2$  6.9-8.17%,  $P_2O_5$  – 2.8-4.5% у центральній частині та відповідно 3.36-5.9% і 0.65-1.5% на периферії. Ільменіт в рудних троктолітах представлений округлими, полігональними пластинчастими і ксеноморфними зернами, апатит утворює тонкі включення в ільменіті й олівіні і самостійні діпірамідально-призматичні кристали розміром до декількох міліметрів.

Апатит-ільменіт-титаноманетитові руди вивчені також в полі **Кропивенського родовища** в центрі Володарськ-Волинського масиву (Коростенський плутон). Тут тіло рудних габроїдів в плані утворює овальну лінзу з максимальною потужністю близько 350 м. Воно має зональну будову зі зміною від периферії до центру таких порід: калішпатизовані габро-анортозити, андезиніти, лейкотроктоліти і габро, рудні олівінові габро, рудні олівінові піроксеніти і плагіоклазові перидотити. Вміст  $TiO_2$  в рудних габроїдах сягає 7.84%,  $P_2O_5$ –3.17%.

Крім того корінні апатит-титанові руди (до 16%  $TiO_2$ ) виявлені в межах Корсунь-Новомиргородського плутону (Носачівське, Волковське та ін.).

Титаноносні базитові формації просторово приурочені до протоплатформних геоблоків УЩ; найперспективнішими є габро-анортозитові та габро-сієнітові формації. В осадовому платформному чохлі над рудними об'єктами розвинені розсипні та залишкові руди промислового значення.

**Циркон-рутил-ільменітові прибережно-морські розсипи** утворюються на морських піщаних косах і порівняно коротких ділянках сучасних берегів Чорного та Азовського морів. Рудна мінералізація представлена ільменітом, рутилом, лейкоксеном, цирконом. Концентрації, що мали би промислове значення, серед цього типу розсипів не відомі.

## 1.5. ВАНАДІЙ

### 1.5.1. Загальні відомості

Ванадій (лат. Vanadium), V – хімічний елемент V групи періодичної системи Менделєєва. Порядковий номер 23, атомна маса 50.94, атомний радіус 1.45-1.47 Å. У чистому вигляді ванадій – ковкий метал сіро-сталевого кольору, що легко піддається обробці під тиском. Питома вага ванадію  $6.11 \text{ г/см}^3$ ,  $t_{\text{пл}} 1900 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $t_{\text{кип}} 3400 \text{ }^\circ\text{C}$ . При звичайній температурі ванадій не піддається дії повітря, морської води і розчинів лугів. Він стійкий до кислот, за винятком плавикової. За корозійною стійкістю в соляний і сірчаній кислотах ванадій значно перевершує титан і неіржавіючу сталь. При нагріванні на повітрі вище  $300 \text{ }^\circ\text{C}$  ванадій поглинає кисень і стає крихким. При нагріванні до високої температури утворює з вуглецем тугоплавкий карбід VC ( $t_{\text{пл}} 2800 \text{ }^\circ\text{C}$ ), що має високу твердість.

В природі відомі два стабільних ізотопи ванадію: широко розповсюджений  $^{51}\text{V}$  (99.75%) та  $^{50}\text{V}$  (0.25%), що рідко зустрічається і є слабо радіоактивним (період напіврозпаду  $T_{1/2} = 10^{14}$  років). Кларк ванадію в земній корі 0.02%. Найбільш високий вміст ванадію в магматичних породах відзначається в габро і базальтах ( $2.3\text{--}2.9 \cdot 10^{-2}\%$ ), де сконцентровано до 90% усієї кількості ванадію, пов'язаного з ендегенними процесами. В осадових породах значне нагромадження ванадію відбувається в біолітах (асфальтитах, вугіллі, бітумінозних фосфатах), бітумінозних сланцях, бокситах, а також в оолітових і кременистих залізних рудах.

В магматичних утвореннях відомі сполуки тільки тривалентного ванадію. Близькість іонних радіусів  $\text{V}^{3+}$  і широко розповсюджених у магматичних породах  $\text{Fe}^{3+}$  і  $\text{Ti}^{4+}$  призводить до того, що ванадій у гіпогенних процесах знаходиться тільки в розсіяному стані. Концентраторами його є мінерали, що містять Fe і Ti (титаномагнетит, сфен, рутил, ільменіт, піроксени, амфіболи, гранати).

У гідротермальних утвореннях зустрічаються мінерали три-, чотири- і п'ятивалентного ванадію. Схильність ванадію до утворення комплексних сполук з галоїдами (Cl, F) сприяє переносу ванадію гідротермальними розчинами.

В екзогенних умовах ванадій легко переноситься річками у вигляді суспензій і справжніх розчинів ( $\text{VCl}_3$ ,  $\text{VCl}_4$ ,  $\text{VOCl}$ ,  $\text{VOCl}_3$ ). Велику роль у можливості міграції ванадію в мінералізованих водах і гідротермальних розчинах відіграє стійкість його комплексних сполук. У воді морів вміст ванадію становить 0.001–0.003 мг/л, він безупинно випадає з морської води, головними осаджувачами є гідроксиди заліза, алюмінію й органічна речовина. В зоні гіпергенезу розчини, збагачені ванадієм, легко вступають у хімічні реакції з формуванням хімічних сполук ванадатів – солей ортованадієвої кислоти ( $\text{H}_3\text{VO}_4$ ). Підвищена кількість ванадію може зустрічатися також в деяких видах рослин і тварин. Характерною рисою ванадію є його здатність осаджуватися на геохімічних бар'єрах.

З досить великого числа мінералів ванадію – природних ванадатів (близько 80), тільки деякі мають промислову цінність: *роскоеліт*  $\text{KV}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}[\text{OH}]_2$ ; *карнотит*  $\text{K}_2\text{U}_2[\text{VO}_4]_2\text{O}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ; *ванадиніт*  $\text{Pb}_5[\text{VO}_4]_3\text{Cl}$ ; *деклуазит* (Zn, Cu)  $\text{Pb}[\text{VO}_4]\text{OH}$ ; *кульсоніт*  $\text{Fe}(\text{Fe}, \text{V})_3\text{O}_4$ , *патроніт*  $\text{VS}_4$ . Крім цього ванадій утримується як домішка в багатьох мінералах, головним чином в оксидах і силікатах. Має геохімічну спорідненість з Fe, Mn, Cr, Al, Ti.

### 1.5.2. Галузі використання та вимоги до сировини

Ванадій вперше був встановлений у 1801 мексиканським мінералогом А. М. Дель Ріо в бурій свинцевій руді. В 1830 році шведський хімік Н. Г. Сефстрем встановив присутність нового елемента в залізній руді (з Табергу, Швеція) і дав йому назву "ванадій" на честь давньоскандинавської богині краси – Ванадіс. Уперше ж промислового застосування ванадій набув на початку ХХ сторіччя (1905 р.), коли його стали широко застосовувати в чорній металургії для легування чавуну і сталі.

Ванадій сприяє видаленню кисню й азоту з чавуну і сталі, дає щільне литво з дрібним зерном і тонкими стінками, підвищує твердість, пружність і опір розриву, знижує масу конструкцій, підвищує зносостійкість, поліпшує зварюваність сталі.

Сплав заліза з 35–80% ванадію – ферованадій і його замітники (карван, сольван, ферован і нітрован) – використовуються в чорній металургії для легування сталей. Титан-ванадієві сплави (з вмістом ванадію до 17%) застосовуються для виготовлення деталей реактивних літаків і космічної техніки. В енергомашинобудуванні Cr-Mo-V сталі (іноді леговані Nb, Ce, Zr, Y, Hf) завдяки своїй жаротривкості застосовуються в конструкціях деталей паротурбінних установок великої потужності, газових турбін високого і низького тиску та в атомних енергетичних установках. Легований ванадієм чавун (0.1–0.35%V) широко застосовується в машинобудуванні для виготовлення тих частин механізмів, що працюють з підвищеною напругою. Сталі, леговані ванадієм (до 1–5%), йдуть для виготовлення швидкохідних інструментів (разом з Cr, W і Mo). Широке застосування знайшли також ванадієві бронзи і мідно-ванадієві сплави. Ванадій не має прийнятної заміни в титанових сплавах для аерокосмічної промисловості. Ванадій використовується як каталізатор замість платини, в хімічній промисловості – як каталізатор при крекінгу нафти, виробництві кислот, анілінових фарб, каучуку, для фарбування скла і кераміки, виготовлення кольорової плівки.

**Промислові типи руд.** Сировиною для одержання ванадію є руди ендегенних і екзогенних родовищ, де ванадій знаходиться у вигляді домішки (0.1-4.9%  $\text{V}_2\text{O}_5$ ) у магнетиті, ільменіті, рутилі, чи у вигляді власних мінералів. Більш високий вміст  $\text{V}_2\text{O}_5$ , що досягає 5–10%, характерний для екзогенних руд, в яких зустрічаються скупчення власних мінералів ванадію: патроніту, роскоеліту, карнотиту, ванадиніту, деклуазиту та ін. Серед екзогенних родовищ ванадію можна виділити: 1) карнотитові і роскоелітові руди в строкатобарвних відкладах (тип "плато Колорадо"); 2) деклуазитові і ванадинітові руди зони окиснення поліметалічних родо-

вищ; 3) патронітові в асфальтитах. Однак загальна кількість відомих крупних родовищ з власними мінералами ванадію незначна. Деякі з них до цього часу зовсім відпрацьовані чи значно виснажені.

Тому зараз найважливішими є ендегенні родовища ванадію. В рудах ендегенних родовищ ванадій міститься у вигляді ізоморфної домішки в різних мінералах; це, як правило, комплексні руди, для яких ванадій є супутнім компонентом, з яких крім нього отримують Fe, Ti, U, Pb, Zn, Cu, Al P.

Серед ендегенних родовищ провідне місце належить титаномагнетитовим, ільменіт-магнетитовим і магнетитовим родовищам, де вміст ванадію коливається від 0.06 до 2.4%. Важливими особливостями цих родовищ є: 1) відносна стабільність вмісту ванадію в концентратах; 2) великі запаси руд, що досягають мільярдів тон, їх легка збагачуваність; 3) можливість комплексного одержання декількох компонентів, головним чином Fe, Ti, V, а також Cu, Pt, Au, Sc.

За запасами родовища ванадію поділяються на: унікальні – мільйони тонн, великі – сотні-десятки тисяч тонн, та дрібні – тисячі тонн. Звичайно переробляються руди з вмістом ванадію 0.01-2.2%, іноді до 6.2%. Мінімальний промисловий вміст  $V_2O_5$  у титаномагнетитовому концентраті становить 0.2-0.3%. Шкідливими домішками є CaO і P.

**Технологія вилучення ванадію.** В країнах СНГ головною сировиною для виробництва ванадію є титаномагнетитові руди. Після доменної плавки цих руд майже весь ванадій переходить у чавун. Після переділу чавуну на сталь залишаються шлаки, що містять до 25%  $V_2O_5$ . Ці шлаки піддають випалу з силвінітом чи содою і наступним вилуговуванням з виділенням технічного оксиду ванадію; сплавляючи його з залізом, одержують ферованадій. Металічний ванадій отримують карбо-, кальцієво- і магнієтермічним відновленням технічного п'ятиоксиду ванадію чи термічною дисоціацією йодиду ванадію. Для отримання ванадію високої чистоти використовують його рафінування – електроліз розплавлених галогенідів вісмуту, просту і зонну індукційну, дугову і електронну плавку в вакуумі.

### 1.5.3. Економічні відомості

Світові ресурси ванадію (в перерахунку на  $V_2O_5$ ) оцінюються як 63 млн т, з яких 20% припадає на країни СНД, 35.5% зосереджено в Америці, 34.5% - Африці, 23% - Австралії і Океанії, решта 7% - в Європі і Азії. Понад 90% світових підтверджених запасів (10 млн т) відносяться до комплексних титаномагнетитових і магнетит-ільменітових руд магматичних родовищ. В останні роки помітну роль у структурі запасів (близько 2.5%) і особливо у видобутку ванадію починають відігравати ванадійвмісні нафти, нафтобітумінозні сланці і піски. Найбільше значення в запасах і видобутку ванадію мають нафтові родовища поясу Оріноко (Венесуела).

Видобуток ванадійвміщуючої сировини, який сягає 42-45 тис т, здійснюється в ПАР, Росії, Китаї, Австралії і США. В ПАР найбільшим рудником з видобутку ванадійвмісних руд є Мапочс, потужність якого по руді складає 3.5 млн т/рік. В США видобуток ванадійвмісних руд проводиться в невеликих масштабах у двох районах: Плато Колорадо (уран, ванадій) і Сода-Спрінгс (ванадієносні фосфорити). В Китаї ванадійвмісні руди видобувають відкритим способом на титаномагнетитовому родовищі Панчжихуа. В Австралії введено в експлуатацію родовище Віндімурра, яке розробляється кар'єром.

Завдяки тому, що головні країни – споживачі ванадію або не мають власної сировинної бази, або вона слабо розвинена і не може задовольнити внутрішні потреби, експорт ванадійвмісних продуктів є традиційно активним. 75% загального обсягу експорту ванадієвої продукції припадає на ПАР (25-33 тис т на рік), близько 10% поставок здійснює Китай і більше 7% США. Імпорт ванадійвмісної продукції здійснюють 22 країни. Найкрупнішими імпортерами є Австрія (30-31 тис т на рік) і США (15-21 тис т). Ціни світового ринку на ванадієву продукцію значною мірою корелюють з цінами на енергоносії і коливаються в той чи інший бік у зв'язку із загальним станом світової економіки, а також спекулятивними діями головних постачальників і споживачів.

Як відзначає "Platts Metals Week" (США), ціни на ферованадій в США у першій половині 2004 р. досягли 36-40 \$/фунт, що є найбільшою ціною з квітня 1989 р. Ріст цін обумовлений нестачею на американському ринку  $V_2O_5$ , що різко підсилилась після серії скорочень виробництв у Європі, Китаї і Південній Африці за останні шість місяців. На європейському ринку ціни на ферованадій зросли майже до 100 \$/кг (45 \$/фунт) у зв'язку зі стійким споживчим попитом, а  $V_2O_5$  – досягли 25 \$/фунт.

Одним з головних світових виробників ванадієвої продукції є південноафриканська компанія Rhovan, виробничі потужності якої складають 23.3 млн фунтів  $V_2O_5$  і 7.8 млн фунтів ферованадію на рік. У 2004 р. вироблено 20 млн фунтів  $V_2O_5$  і 5.9 млн фунтів ферованадію.

За даними "Ferrog-Alloys News" (КНР), у першій половині 2004 р. в Європі зберігалось зростання попиту на феротитан, середня ціна якого (за вмістом 70% Ti) перевищувала 31 \$/кг; на феровольфрам, ціна якого (за вмістом 70%) досягла 22.5 \$/кг; на ферованадій, ціна якого (70% V) досягла 90 \$/кг; на  $V_2O_5$  (98 % V), вартість якого досягла 19.5 \$/фунт. Навпаки, спостерігалось зниження цін на феросиліцій (75%) – до 650 євро/т і силікомарганець (65%) – до 620 \$/т.

### 1.5.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

До промислових родовищ ванадію належать: 1) магматичні, 2) вивітрювання, 3) розсипні 4) осадові, 5) метаморфогенні. Головне промислове значення мають магматичні родовища.

Провідними геолого-промисловими типами руд ванадію є титаномагнетитові і магнетит-ільменітові руди магматичних родовищ. Крім цього, виділяються такі геолого-промислові типи: ільменіт-магнетитовий в габро-амфіболітах; магнетитовий в скарнах; елювіальні ванадійвмісні глини; ванадійвмісні фосфорити; тита-

номагнетитові розсипи; уран-ванадієві руди; ванадійвмісні бітумінозні піски й сланці; ванадієносна нафта; руди зони окиснення поліметалічних родовищ; ванадійвмісні боксити; бурі залізняки.

**Магматичні родовища.** Найбільші масиви ванадієносних ультраосновних і основних порід, площі яких вимірюються кількома сотнями і навіть тисячами квадратних кілометрів, приурочені до анортозитової формації (Лак-Тіо в Канаді, Тегавус в США, Стремигородське в Україні) і формації диференційованих габрових і норитових інтрузій (Бушвельдський комплекс). Кількох десятків квадратних кілометрів досягають площі порід габро-піроксеніт-дунітової формації, з якими пов'язані родовища ванадійвмісних титаномангнетитів на Уралі (Качканарське). Запаси ванадію на окремих родовищах зазначених формацій складають кілька мільйонів тон при середньому вмісті ванадію в рудах 0.1-1%. Головні мінерали-концентратори ванадію – титаномангнетит і магнетит. В основному вони кристалізувалися пізніше силікатів, про що свідчить сидеронітова структура руди. Найвищі концентрації ванадію спостерігаються в рудних мінералах порід основного складу, менші – в породах ультраосновного складу.

В магматичних родовищах зосереджені головні запаси промислових ванадійвмісних руд. В титаномангнетитових рудах вміст  $V_2O_5$  рідко перевищує 0.1–0.3%, але в деяких випадках досягає 1-1.5%. В магнетитовому концентраті вміст  $V_2O_5$  становить не менше ніж 0.3–0.7%. Практичний інтерес до комплексних титаномангнетитових руд підвищився після того, як був отриманий спосіб вилучення заліза, титану і ванадію при металургійному переділі.

**Родовища вивітрювання.** Родовища зони окиснення поліметалічних родовищ поширені в Африці (Берг-Аунас, Тсумб-Абенаб у Намібії; Брокен-Хілл у Замбії), зустрічаються в Австралії, Аргентині, Мексиці, Росії, США. Як правило, це невеликі за запасами родовища, складені окисненими рудами (до 5-6%). Корінні сульфідні руди містять ванадій в невеликих кількостях. Рудні тіла мають трубоподібну форму, їх верхня частина складена окисненими рудами, що містять церусит, смітсоніт, малахіт, азурит, англезит і мінерали ванадію – деклуазит, купро-деклуазит і ванадиніт. Глибина зон окиснення звичайно не перевищує кількох сотень метрів. Іноді вони зустрічаються і на більших глибинах, що пов'язане з циркуляцією підземних вод по глибинних структурах підвищеної пористості.

Карнотитові і роскоелітові родовища в строкатобарвних відкладах (алевроліти, пісковики, гравеліти, конгломерати) мезозойського чохла (тип "плато Колорадо") поширені в багатьох країнах, але найбільше значення вони мають у США, де відзначається висока концентрація ванадію (до 1.7%), підвищений вміст урану (0.18-0.3%  $U_3O_8$ ) і міді (0.5%).

**Розсипні родовища.** Великі узбережно-морські розсипи ванадійвмісних титаномангнетитових пісків відомі в Новій Зеландії (запаси близько 800 тис т з вмістом 0.7%  $V_2O_5$ ), Австралії, Росії, Україні.

**Осадкові родовища.** В пластових фосфоритах Скелястих гір (США) пермського віку відзначаються високі концентрації ванадію (до 0.22%), який вилучають попутно з відходів підприємств, які переробляють фосфорити. Унікальними за запасами є поклади мезозойських теригенних порід Плато Колорадо (США), де вміст  $V_2O_5$  сягає 1.7%, міді – 0.5%, урану – до 0.34%.

Підвищеною ванадієністю характеризуються високосірчаністі сорти **нафти** Венесуели, Ірану й Урало-Волзької провінції. Латроніт в асфальтитах успішно відпрацьовувався в родовищі Мінас-Пагра (Перу). Воно представлене жилоподібним покладом асфальтиту довжиною до 1 км і потужністю 8–12 м, що знаходиться в глинистих сланцях, пісковиках і вапняках крейдового віку. Вміст ванадію в рудній масі близько 6%, у золі – до 36%, крім того, руда містить нікель і молібден.

Значна кількість ванадію концентрується в ряді осадових родовищ залізних руд, бокситів, фосфоритів, вугілля і вуглецево-кременистих сланців. В оолітових бурих залізнях Лотарингського (Франція, ФРН, Бельгія, Люксембург) і Керченського басейнів міститься 0.05–0.1%  $V_2O_5$ . Підвищений вміст (0.1–0.2%  $V_2O_5$ ) встановлений в бокситах Італії, Індії, у вугіллі Великої Британії, США, у вуглецево-кременистих сланцях хребта Каратау.

### 1.5.5. Родовища України

В Україні видобуток ванадію не проводиться, хоча родовища з промисловим вмістом V відомі і є технологія його вилучення. Він може видобуватися як супутній елемент при розробці таких родовищ: корінних магматичних апатит-ільменіт-титаномангнетитових руд; алювіальних і узбережно-морських розсипів циркон-рутил-ільменітового складу; уран-ванадій-скандієвих метасоматитів; інших нетрадиційних джерел. Державним балансом враховані запаси супутнього ванадію в 4 комплексних родовищах: Стремигородському, Торчинському, Злобичівському, Малишівському, розроблена технологія супутнього витягу ванадію з ільменітових концентратів. Запаси ванадію враховані також на комплексному уран-ванадій-скандієвому Жовторіченському родовищі. Підвищений вміст ванадію встановлений в бурих залізних рудах Керченського півострова. З вторинної сировини, як джерело V, уваги заслуговують відходи нафтоперегінних і титанових підприємств, золи і пилу ТЕЦ і ТЕС.

**Магматичні родовища.** Як і у всьому світі, головні ресурси ванадію України пов'язані з титаномангнетитовими рудами. Вони складають комплексні фосфор-титанові родовища, приурочені до Володарськ-Волинського габро-анортозитового масиву Коростенського плутону: Стремигородське, Торчинське і Злобичівське. В рудах цих родовищ середній вміст  $V_2O_5$  складає 0.22-0.25%. Ці родовища, розвідані в 50-60-х роках, є крупними за запасами Ti, середніми – P, але щодо ванадію практично не оцінювались через недостатні дослідження технології його вилучення.

**Стремигородське родовище** корінних апатит-титаномангнетит-ільменітових руд локалізоване в малій інтрузії габроїдів штокоподібної форми серед габро-анортозитів Чоповицького масиву Коростенського плутону. Виділяються три групи порід: лейкократові, мезократові і меланократові, що одночасно є природними різновидами апатит-ільменітових руд. Інтрузив характеризується добре вираженою об'ємно-зональною бу-

довою: суттєво меланократові відміни порід (плагіоклазові перидотити, троктоліти) тяжіють до центральної частини інтрузії і поступово змінюються до периферії мезо-лейкократовими відмінами (троктоліти, олівін-піроксенові габро, габро-монзоніти, монзоніти і габро-пегматити). Підвищений вміст рудних мінералів характерний для суттєво меланократових відмін. Рудні тіла мають неправильну овалоподібну форму, круте падіння, різкі контакти з вмшучими габро-анортозитами. Родовище відзначається комплексним апатит-ільменітовим зруденінням з підвищеним вмістом V, Sc, F й ін. Ільменіт і апатит є головними компонентами руд, V, Sc і F можуть видобуватися як супутні. Середній вміст  $V_2O_5$  в ільменіті становить 0.2%. Виділяються бідні, вкраплені, середньо- і густовкраплені, багаті руди. Крім ванадію руди вмшують Sc, Pb, Co, Ni, Zn, Sn, Nb, Zr. По корінних рудах розвинені кори вивітрювання з ільменітом, із середнім вмістом у ньому  $V_2O_5$  до 0,17%. Промислове зруденіння на Стремигородському родовищі встановлене до глибини 1200 м, родовище відноситься до великих.

**Торчинське родовище** представлене елювіальними ільменітовими рудами в корі вивітрювання рудоносних габроїдів. Середній вміст  $V_2O_5$  в ільменіті 0.22%. Середній вміст в рудах  $P_2O_5$  – 0.33%. За категорією запасів це середнє родовище. Злобичівське родовище – це розсип, що утворився за рахунок розмиву руд і кори вивітрювання двох вищеназваних типів родовищ.

Ванадій міститься також в апатит-ільменітових (з титаномагнетитом і ульвошпінелю) рудах Кропивненського, Федорівського, Видиборського, Парамонівського, Юрїївського й інших родовищ.

За складом і якістю руди **Федорівське родовище** апатит-ільменітових руд подібне до Стремигородського, але в них трохи більше ванадійвмісного титаномагнетиту, а запаси менші. Напівпромисловими випробуваннями з руд отримані кондиційні ільменітовий, апатитовий і титаномагнетитовий концентрати з вмістом в них  $Fe_{зар.}$  – 52,2%;  $TiO_2$  – 18,0%,  $V_2PRO_5$  = 0,9%.

У **Кропивненському родовищі** апатит-ільменіт-титаномагнетитових руд головними мінералами є апатит, ільменіт, титаномагнетит і ульвошпінель. Титаномагнетит-ульвошпінельовий концентрат містить у середньому до 0.43%  $V_2O_5$ , 20-22%  $TiO_2$ , 60-65%  $FeO+Fe_2O_3$ , а в рудах  $TiO_2$  – 8-10%,  $P_2O_5$  – 2-4%. Доведено можливість одержання з цього концентрату титанового і ванадієвого (з 14.7%  $V_2O_5$ ) шлаків, ванадієвого чавуну і мікролегованої сталі.

Ряд перспективних об'єктів виявлено в габро-анортозитових масивах Корсунь-Новомиргородського плутону (Межиріченський, Городищенський, Смілянський, Новомиргородський та ін.), де в меланократових габроїдах зустрічаються рудні поклади з ільменітом, магнетитом, титаномагнетитом, рутилом, сульфїдами й ін. Крім Fe, Ti і V ці руди містять Sc, Co, Hf, Nb та ін. Прояви ванадію відомі в невеликих дайкоподібних масивах габро-діабазів і діабазів Лихівського габроїдного поясу Криворізького району (Лихівський і Мілорадівський прояви), що містять вкрапленість (до 30%) магнетиту, титаномагнетиту й ільменіту. Вміст  $TiO_2$  досягає 5%,  $V_2O_5$  – 0.1%; кількість  $V_2O_5$  у титаномагнетиті складає 1.1-1.4%.

**Розсипні прояви ванадію**, представлені комплексними алювіальними й узбережно-морськими циркон-ільменітовими та ільменітовими розсипами, відомими в кайнозойському осадовому чохла північного і південного схилів УЩ (Малишівське, Іршанське, Валки-Гацьківське). Носіями ванадію є ільменіт ( $V_2O_5$  – 0.03-0.52%), титаномагнетит (до 1%) і рутил (до 0.4%). Технологію вилучення ванадію з цих концентратів було розроблено ще в 1971 р., але в промислових масштабах в Україні її так і не реалізовано, у той час як на Усть-Каменогорському титано-магнієвому комбінаті (Казахстан) здійснюється супутній витяг ванадію з ільменітових концентратів Малишівського родовища.

Алювіальні ільменітвмісні розсипи **Іршанської групи** родовищ розташовані в межах північно-західної частини УЩ (Житомирська область) і представлені плейстоценовими і голоценовими відкладами долин і надзаплавних терас річок Ірші, Тростяниці, Ужа та інших. Алювіальні відклади плейстоценового віку мають невелику потужність (5-10 м) і представлені: а) русловою фацією (в нижніх частинах розрізів) – різнозернисті кварцові піски; б) заплавною фацією (переважно в середній частині розрізу) – дрібнозернисті піски, супіски і суглинки, с) флювіогляціальними (водно-льодовиковими та озерно-льодовиковими) пісками та суглинками, зрідка моренами. Промислові концентрації ільменіту приурочені, головним чином, до пісків нижніх частин розрізу.

За складом алювіальні розсипи переважно мономінеральні – ільменітові, рідше – двоїнеральні – ільменіт-apatитові. В промислових концентраціях міститься ільменіт і продукти його зміни – лейкоксенований ільменіт. Ступінь лейкоксенізації ільменітів залежить від вмісту в них  $TiO_2$ . Давні поховані розсипи характеризуються високим ступенем змінності (лейкоксенізації) ільменіту (до 25-65%), у четвертинних розсипах ільменіт лейкоксенований слабше (5-50%). В сучасних розсипах ільменіт залишається практично свіжим. При розробці розсипних родовищ Іршанської групи видобувають ільменітовий концентрат. Носіями ванадію є ільменіт і рутил. Технологію вилучення ванадію з ільменіт-рутилових концентратів розсипних родовищ Іршанського типу, вміст в яких  $V_2O_5$  коливається від 0.23% до 0.26%, було розроблено ще в 1971 році, але й досі можливість супутнього видобутку ванадію не реалізована в промислових умовах.

Представником узбережно-морських розсипів є **Малишівське родовище** в Середньому Придніпров'ї, на північному борті УЩ. Це похований комплексний розсип, його промислова частина простежується на 19 км при ширині 2,5 км. Промислові концентрації рудних мінералів пов'язані з товщами дрібно- і тонкозернистих пісків сарматського ярусу і полтавської світи потужністю до 35 м. Переважна частина важких мінералів локалізована в товщах середнього сармату. Вміст мінералів у розсипах становить: ільменіту – 30-37%, рутилу – 13-18%, циркону – 8-12%. Ільменіт є завжди лейкоксенованим, вміст  $TiO_2$  у ньому складає в середньому 67.7%. Рудні поклади пластові, рідше лінзоподібні. Родовище є комплексним. При його розробці вилучається насамперед ільменіт, рутил, циркон. Супутній видобуток ванадію можливий, насамперед, при переробці ільменітових концентратів на металургійних виробництвах. Цю технологію було освоєно і впроваджено на Усть-Каменогорському титано-магнієвому комбінаті в Казахстані, який є одним з головних постачальників ванадієвих продуктів в СНД.

**Уран-ванадій-скандієві метасоматити** представлені Жовторіченським та іншими урановими родовищами (Передкарпатське, Авдіївське, вудаджакі, хрміш, Штрипуть) з середньою концентрацією  $V(0.2-0.3\%)$ , Sc, Zr, TR, P і ін. Уран-ванадій-скандієві руди локалізовані в карбонатно-лужних метасоматичних зонах ранньо-протерозойського віку. Запаси U-V-Sc руд Жовторіченського родовища при середньому вмісті  $V_2O_5 - 0.21\%$ , TR – 0.5%, Sc – 100 г/т, відповідають середньому за масштабами родовищу ванадію. Опис цих родовищ наведено в розділах „Скандій” і „Уран”.

**Жовторіченське родовище** є унікальним за запасами скандію. Воно розміщене в рудному полі Жовторіченського урановорудного родовища. Руди є комплексними, вони містять у промислових кількостях Sc, V, Zr, TR, P і U. Особливий інтерес становлять карбонатні метасоматити, які вміщують основну масу акміту і лужних амфіболів, тобто головних мінералів-концентраторів V і Sc. Саме до них і приурочені найвищі концентрації (г/т): Sc – 3-720, V – 170-5400, Zr – 30-12000, Li – 15-300. Родовище відносяться до класу метаморфогенних (гідротермальньо-метасоматичних).

**Осадові родовища ванадію** представлені керченськими неогеновими бурими залізними рудами, що містять підвищену кількість ванадію (в оолітових рудах – 0.05-0.1%, коричневих – 0.03-0.1%, тютюнових – 0.03-0.1%) (Камиш-Бурунське, Ельтіген-Ортельське, Новоселівське та ін.). Велика частина ванадію тут міститься, ймовірно, в гідроксидах заліза і марганцю типу монтрозеїту. Загальні запаси V в залізних рудах Керченського півострова оцінюються як 1 млн т.

Значний вміст ванадію встановлений у ряді **нафтових родовищ** ДДЗ і Передкарпатського прогину. У золі нафти ДДЗ вміст ванадію складає 1-3%, Передкарпаття – від 0.001 до 3%. В золі газоконденсатів цих регіонів кількість ванадію змінюється від 0.0001 до 3%. Бітумвмісні піски й інші породи утримують у середньому 0.05%  $V_2O_5$ .

Крім описаних, потенційний інтерес як джерело ванадію становлять: 1) ванадійвмісні кварц-слюдяні сланці Кривбасу; 2) вуглецеві сланці Донбасу і менілітові – Карпат; 3) карбонатно-лужні, гематитизовані, сульфідизовані метасоматити; 4) ураноносні альбитити; 5) залізо-кременисті і скарнові залізні руди; 6) фосфорити Донбасу; 7) боксити Наддніпрянщини; 8) кори вивітрювання докембрійських базит-ультрабазитових і лужних комплексів УЩ; 9) кори вивітрювання залізородних районів; 10) вугілля Львівсько-Волинського і Дніпропетровського вугільних басейнів.

Значні концентрації ванадію містяться в **техногенній сировині**: 1) зола, шлак, шлам, пил ТЕС, ТЕЦ, ДРЕС ( $V_2O_5$  до 15-25%); 2) тверді й рідкі відходи нафтоперегінних заводів; 3) відходи титанового виробництва ( $V_2O_5 - 0.1-2\%$ ); 4) промислові розчини і „червоні шлами” глиноземних заводів; 5) шлаки металургійних заводів; 6) шахтні води вугільних, залізородних та інших родовищ.

Таким чином, в Україні є певний потенціал організації власного видобутку ванадію, як супутнього елемента ряду комплексних родовищ чи відходів виробництва титанової сировини, бокситів, шлаків і золи теплових електростанцій.

#### Література до розділу 1 “Чорні метали”.

1. Белевцев Я.Н., Епатко Ю.М. Железородные месторождения Украины и их прогнозная оценка. К.: Наукова думка, 1981. 230 с.
2. Белевцев Я.Н. и др. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Прогнозная оценка железородных месторождений. К.: Наукова думка, 1990.
3. Борисенко Л.Ф. Ванадий - М.: Недра., 1973, 190 с.
4. Борисенко Л.Ф. Руды ванадия - М.: Наука., 1983, 148 с
5. Ванадий (Геолого-экономический обзор). К.: Геоинформ, 1999. 41 с.
6. Галецкий Л.С., Хмара А.Я. Железные и марганцевые руды Украины и проблемы их рационального использования. К.: ИГН, 1995. 116 с.
7. Геология криворожских железородных месторождений. К.: АН УССР, 1962. Ч. I-484 с. Ч. II-566 с.
8. Глазковский В.А. Геолого-минералогические основы технологической оценки руд месторождений железа. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 181 с.
9. Железо (Геолого-экономический обзор). К.: Геоинформ, 1998. 91 с.
10. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям марганцевых руд. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 45 с.
11. Каневський О.Я. Хромітові руди України // Мін.ресурси України, 1996. № 3. С. 12-12.
12. Коржнев М.Н. Геология и условия накопления толщ раннепротерозойских железородных бассейнов: Автореф. дис...доктора геолого-минерал. наук. К., 1993. 38 с.
13. Кулиш Е.А., Кулиш Л.И. Эндогенная марганценоность Украинского щита. К., 1994. 151 с.
14. Кулиш Л.И., Кулиш Е.К. Вещественно-генетические виды марганценосных пород и руд Украинских Карпат // Аспекты минерагении Украины. К., 1998. С. 144-156.
15. Кулиш Е.А., Войновский А.С., Комов И.Л., Лебедь Н.И. Геология и металлогения месторождений черных металлов (Fe, V, Cr, Mn) докембрия Украинского щита // Метасоматизм, рудообразование, полезные ископаемые. Сб. научн. работ ИГОС. Вып. 7. К., 2003. С. 108-127.
16. Кулиш Е.А., Плотников А.В. Геологические факторы экономической ценности железородных месторождений. К.: Логос, 2005. 292 с.
17. Лепігов Г.Д., Василенко А.П. Прогнозування хромітових родовищ Побузького рудного району // Мін.ресурси України, 2001. № 3. С. 18-19.
18. Магакьян И.Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М.: Недра, 1969. 225 с.
19. Марганцевые руды Украины. К.: Наукова думка, 1993. 172 с.
20. Никопольский марганцевородный бассейн. М.: Недра, 1964. 535 с.

21. Покалюк В.В., Кулиш Е.А. Геология и литогенез досаксаганских метаморфических комплексов криво-рождского железорудного бассейна. К.: Логос, 2004. 245 с.
22. Паталаха Е.И. Новое в геологическом строении Кривбасса с позиций тектонофациального анализа // Збірник наук.праць ИГНС. К., 2002. С. 245-264.
23. Семененко Н.П., Бойко В.Л., Бордунов И.Н. и др. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита (центральная часть). К.: Наукова думка, 1982. 379 с.
24. Строна П.А. Главные типы рудных формаций. Л.: Недра, 1978. 199 с.
25. Тарасенко В.С. Минерально-сырьевая база титановых руд Украины // Геол.журн., 1992. № 5.
26. Титан (Геолого-экономический обзор). К.: Геоинформ, 1998. 48 с.
27. Хромит. Справочник для геологов. Вып. 15. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 35 с.
28. Шнюков Е.Ф., Орловский Г.Н., Панченко Н.А. и др. Марганцевые руды Украины. К.: Наукова думка, 1993. 172 с.
29. Щеголев И.Н. Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. М.: Недра, 1985. 193с.
30. Щербак Н.П., Белевцев Я.Н., Фоменко В.Ю. и др. Железо-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Стратиграфия. К.: Наук..думка, 1988. 144 с.



## РОЗДІЛ 2. ЛЕГКІ МЕТАЛИ

### 2.1. АЛЮМІНІЙ

#### 2.1.1. Загальні відомості

Алюміній – хімічний елемент III групи періодичної системи Менделєєва, порядковий номер 13, атомна маса 26.982. Сріблясто-білий метал, температура плавлення 660°C, температура кипіння 2327°C. В стійких хімічних сполуках проявляє валентність +3, при великих температурах +1, значно рідше +2. Складається з одного стабільного ізотопу  $^{27}\text{Al}$ . Алюміній – один з найпоширеніших елементів (після кисню та кремнію) в породах земної кори – його кларк 8.8%. Найбільшу кількість алюмінію вміщують осадові породи – 10.45%, найменшу ультраосновні – 0.45%. За розповсюдженістю займає перше місце серед металів. У вільному вигляді у природі не зустрічається. Основні носії алюмінію – алюмосилікати. Головна маса цього металу зосереджена у бокситах, нефелінах, алунітах, каолінах та ін.

Алюміній – легкий метал, його густина – 2.7 г/см<sup>3</sup>. Хімічно активний. На повітрі швидко покривається тонкою міцною окисною плівкою завтовшки 50-100 Å, яка запобігає подальшому окисненню і корозії. Утворює сполуки майже з усіма елементами, розчиняється в кислотах та лугах. Алюміній має високу корозійну стійкість у воді, в тому числі в морській. Практично не взаємодіє з концентрованою азотною кислотою, багатьма органічними речовинами й харчовими продуктами. Визначається пластичністю, легко піддається пресуванню, штампуванню, куванню, волочінню. Алюміній має високу електропровідність (четверте місце серед металів після срібла, міді та золота).

Геохімічна поведінка алюмінію в ендегенних процесах визначається досить рівномірним розподілом в алюмосилікатах, що кристалізуються, – польових шпатах, слюдах, амфіболах, піроксенах. Цей метал концентрується переважно в лужних нефелін-лейцитових породах, а також в деяких різновидах основних порід, наприклад, в анортозитах. Значні маси алюмінію накопичуються у зв'язку з процесами алунізації, що є результатом гідротермальної переробки кислих вулканічних утворень. В екзогенних умовах найбільші скупчення його спостерігаються в залишкових і перевідкладених корах вивітрювання на кислих, лужних та основних породах. В осадових процесах алюміній у вигляді глинозему ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) розчиняється та переноситься тільки в кислих (pH < 4) або сильно лужних (pH > 9.5) розчинах. Легко утворює колоїдні системи та різні солі.

Відомо більше 250 мінералів алюмінію, але промислове значення як алюмінієва сировина мають наступні: *діаспор* та *беміт* –  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$  (85%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), *гібсит* (синонім *гідраргіліт*) –  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  (65,45), *нефелін* –  $\text{KNa}_3[\text{AlSiO}_4]_4$  (34%), *алуніт* –  $\text{KAl}_3[\text{SO}_4]_2(\text{OH})_6$  (37%), *лейцит* –  $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$  (23.5%), *дистен* і *андалузіт* –  $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$  (63%), *силіманіт* –  $\text{Al}[\text{AlSiO}_5]$  (63%), *кіаніт* –  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  (63%), *каолініт* –  $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$  (39,5%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), *давсоніт* –  $\text{NaAl}[\text{CO}_3](\text{OH})_2$ .

#### 2.1.2. Галузі використання та вимоги до сировини

Алюміній у вільному стані було виділено датським вченим Х.К.Ерстедом в 1825 році. Перший промисловий спосіб виробництва запропонував в 1855 р. французький хімік Сен-Клер Девіль. Наприкінці XIX століття, після розробки електролітичного та гідролужного способів одержання алюмінію та глинозему з'явилися сприятливі умови для розвитку алюмінієвої промисловості. Сьогодні цей метал є одним з найважливіших в сучасній індустрії. За масштабами виробництва й споживання він займає друге місце після заліза і перше серед кольорових металів. Це пов'язано з його універсальними властивостями – малою щільністю, високою електропровідністю, пластичністю, механічною міцністю та стійкістю проти корозії. Ці властивості значно поліпшуються у сплавах алюмінію з марганцем (дюралюміній), марганцем і магнієм (кольчугалюміній), магнієм (магнал), нікелем (електрон), кремнієм (силумін), а також з Cu, Zn, Ti, Be, Li та іншими металами.

Специфічні властивості алюмінію та його сплавів обумовлюють не тільки систематичне зростання споживання у світі, але й значне поширення сфер застосування. Алюміній використовується більш ніж в 700 видах виробництва. Головними галузями його застосування є авіаційна й космічна промисловість (його називають "крилатим металом"), автомобіле-, судно-, машинобудування. Широко використовується алюміній в електротехнічній промисловості для виготовлення дроту високовольтних ліній електропередач, обмотки двигунів і трансформаторів, кабелю, конденсаторів та багатьох інших виробів.

В будівництві алюмінієві конструкції й покриття виготовляють з алюмінієвих сплавів. Висока теплопровідність (майже в 3 рази більша за теплопровідність заліза) робить цей метал особливо придатним для виготовлення різноманітних теплообмінників. Алюміній наносять на поверхню металевих виробів, в основному зі сталі та чавуна, що захищає ці вироби від корозії (алюмінівання). Застосовують також процес алітування – насичення алюмінієм поверхні металевих деталей, які експлуатуються в окислювальному середовищі при підвищеній температурі (до 1100°C).

Алюміній використовується в алюмотермії, де за його допомогою одержують тугоплавкі метали, що важко відновлюються з їх окислів (Cr, Mn, W, Mo та ін.). Відносно низький перетин поглинання нейтронів та мала чутливість структури до радіаційного впливу дозволяє застосовувати алюміній як конструкційний матеріал ядерних реакторів.

З тонкого порошку алюмінію виробляють сріблясту фарбу, дуже стійку до атмосферного впливу, застосовують його у піротехніці, завдяки властивості швидко запалюватися і горіти яскравим полум'ям з виділенням великої кількості тепла. Алюміній іде також на виготовлення вибухових речовин, таких як алюмінат, алюмотал та ін. Значна відбивна здатність алюмінію використовується для виробництва високоякісних дзеркал шляхом наплення його у вакуумі на скло. Такі дзеркала дуже рівномірно відбивають проміні різної довжини хвиль.

В ємностях і тарі з алюмінію транспортують рідкі гази (кисень, водень, метан), деякі кислоти (оцтову, азотну), зберігають харчові продукти, воду, масла. Широко застосовується вироблена з алюмінію фольга, яка завдяки пластичності цього металу, може бути товщиною менше 0,01 мм. Нарешті, алюміній використовують у побуті для виготовлення посуду та інших побутових виробів.

Крім металічного алюмінію та його сплавів, велике значення мають різні сполуки алюмінію, серед яких найбільш технічно важливими є глинозем ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) – вихідний матеріал для одержання металічного алюмінію; гідрат окису алюмінію  $\text{Al}(\text{OH})_3$  – необхідний проміжний продукт при отриманні сполук Al; сірчанокислий алюміній  $\text{Al}(\text{SO}_4)_3 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$  якій широко застосовується у текстильній, паперовій промисловості та у шкіряному виробництві; хлористий алюміній  $\text{AlCl}_3$ , який використовується при синтезі складних органічних сполук і при крекінгу нафти; криоліт  $\text{Na}_3[\text{AlF}_6]$ , який слугує розчинником при електролізі глинозему.

Виробництво металічного алюмінію включає два етапи: спочатку з алюмінієвих руд гідролужним (метод Байєра), кислотним, електротермічним способами, або спіканням одержують глинозем –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , який потім розчиняють у розплавленому криоліті ( $\text{Na}_3[\text{AlF}_6]$ ) і за допомогою електролізу отримують первинний метал. Для поліпшення чистоти його рафінують. В залежності від хімічного складу розрізняють алюміній технічної чистоти (від 0.15 до 1% домішок), високої чистоти (0.005-0.05% домішок) та особливої чистоти (марки А999), де вміст домішок не більше 0.001%. Криоліт, такий необхідний при електролізі глинозему, отримують штучно з природного флюориту  $\text{CaF}_2$ .

Найважливішою рудою, з якою одержують переважну кількість алюмінію у світі, є боксити. Це тонкодисперсна порода, яка складається з гідрооксидів алюмінію діаспору, беміту та гідраргіліту з домішками оксидів та гідрооксидів заліза і марганцю, кварцу, опалу, карбонатів кальцію і магнію, глинистих мінералів, оксидів титану та ін., і в якій кремнієвий модуль ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ) не менше 2. Супутні бокситам породи з кремнієвим модулем < 0.85 називають сіалітами, а з модулем 0.85-2 – алітами.

За мінеральним складом розрізняють боксити моногідратні (діаспорові, бемітові та діаспор-бемітові), тригідратні (гідраргілітові) і змішані. В елювіальному заляганні боксити називають латеритними. За текстурою вони поділяються на кам'янисті та розсіпні, оолітові, яшмоподібні, бобові, брекчієподібні та ін. Такий розподіл бокситів та їх літологічні різновиди мають досить велике значення, тому що з ними часто пов'язані технологічні та фізико-механічні властивості. Як правило, кам'янисті боксити мають більш високий кремнієвий модуль в порівнянні з глинистими. Колір бокситів переважно червоний та бурий різних відтінків, завдяки оксидам заліза, але зустрічаються боксити білі, чорні, а також зеленого, сірого та інших забарвлень.

Технологічні вимоги до бокситів визначаються складом і вмістом гідрооксидів алюмінію та присутністю шкідливих домішок, головною з яких є кремнезем. До останніх відноситься також  $\text{TiO}_2$ , S,  $\text{CO}_2$ , V, Cr, Fe та органічні речовини, які ускладнюють технологію переробки. В залежності від галузей використання боксити поділяються на декілька марок з вмістом  $\text{Al}_2\text{O}_3$  від 28 до 50% і кремнієвим модулем від 2 до 12. Для виробництва глинозему вміст  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в бокситі повинен бути не менше 40%, застосовують боксити, в яких співвідношення  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 > 2.6$ . Для виготовлення електрокорунда застосовують боксити, в яких вміст  $\text{Al}_2\text{O}_3 > 43\%$ , кремнієвий модуль більше 6; S < 0,3%,  $\text{P}_2\text{O}_5 < 0.5\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} > 250$  (кальцієвий модуль). Найвищі марки бокситів ( $\text{Al}_2\text{O}_3 > 50\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 > 10\%$ ) використовують для виробництва портландцементу швидкого твердіння.

Боксити являють собою комплексну сировину. Разом з алюмінієм вони містять V, Ga, Sc, Ti, інші домішки. Серед них найбільший практичний інтерес мають Ga і V. Схеми їх вилучення з розчинів, куди вони переходять при переробці бокситів на глинозем, освоєні у промисловому масштабі.

Другим після бокситів за промисловим значенням джерелом алюмінію є нефелінові породи. Їх цінність визначається вмістом нефеліну. Цей мінерал вміщує 30-35%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , від 25 до 45%  $\text{SiO}_2$ , 15-20%  $(\text{K},\text{Na})_2\text{O}$ . Нефелінові породи входять до складу лужних комплексів, які приурочені, як правило, до платформ і областей з завершеною складчастістю. Найбільший вміст нефеліну в уртітах – породах, які на 75-85% складаються з нефеліну і на 10-15% з піроксену. Такі руди переробляють без попереднього збагачення. Нефеліновий концентрат одержують з нефелінових сіенітів, нефелін-апатитових, лейцитових та інших порід. Найбільш оптимальними рудами для отримання глинозему є породи, в яких вміст нефеліну та лейциту не менше 70%.

Нефелінові руди є комплексними. Попутно, крім глинозему, при їх переробці одержують рідке скло, високоякісний цемент, поташ, соду та інші продукти. На деяких родовищах самі нефелінові руди видобуваються попутно, а головним є виробництво апатитових та рідкіснометальних концентратів. При оцінці нефелінових порід як комплексної сировини враховуються, в першу чергу, два показники – лужний модуль (молекулярне відношення  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ) та молекулярне відношення  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ . Найбільш рентабельною є переробка нефелінових порід з лужним модулем, близьким до одиниці, і  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 < 3.4$ .

Для одержання глинозему використовують також алунітові руди, які являють собою цінну комплексну речовину, з якої виготовляють більше 20 видів продукції: сірчану кислоту (при отриманні 1 т  $\text{Al}_2\text{O}_3$  одержують 10.5 т  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ), сульфат калію (глазерит), соду, калійні добрива, високоякісний цемент та ін. Родовища алунітових руд пов'язані з областями молодого вулканізму і приурочені до туфогенних порід, які під впливом гідротерм були алунітизовані. Найбільш оптимальними для виробництва глинозему є породи з вмістом алуніту 40-60%. Технологічні схеми переробки руд ґрунтуються на легкому розкладанні алуніту в кислотах і лугах.

Нетрадиційною алюмінієвою сировиною є також високоглиноземисті дистенові (кіанітові), андалузито-ві та силіманітові сланці, каолінітові глини й аргіліти, анортозити, лабрадорити, давсоніти, алюмофосфати; вторинна високоглиноземиста сировина – шлаки від металургійної переробки залізних руд, серицитові хвости збагачувальних фабрик, зола вугілля тощо. При використанні цієї сировини треба, перш за все, враховувати доцільність та рентабельність такого виробництва.

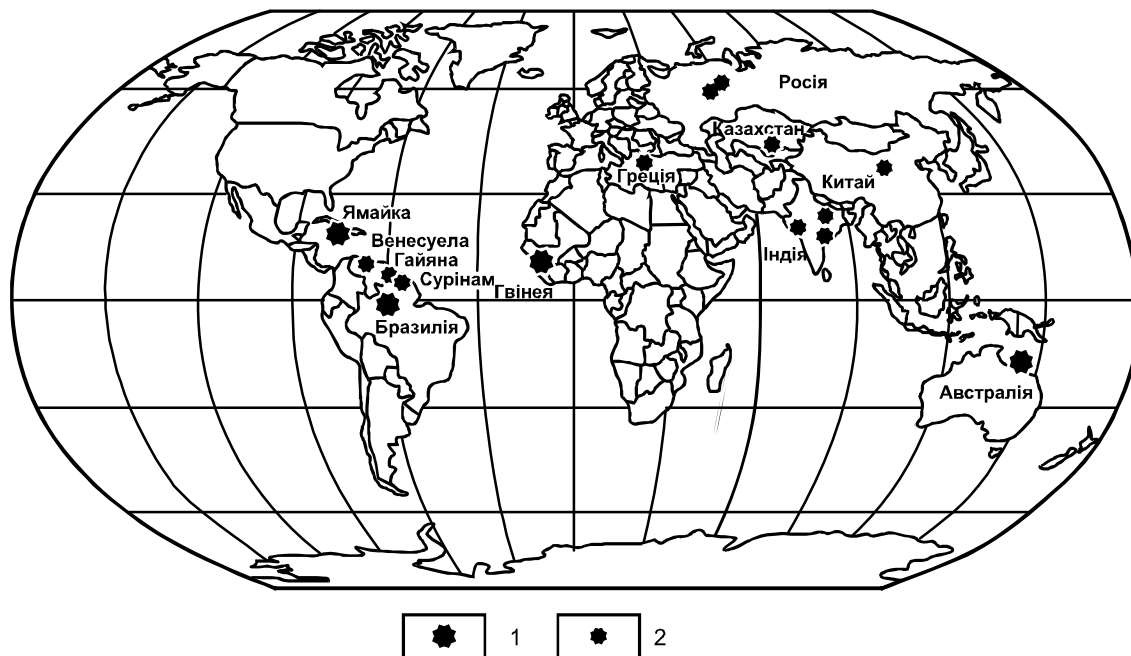
### 2.1.3. Економічні відомості

Найголовнішим промисловим типом алюмінієвої сировини у світі є боксити. Практично вся алюмінієва промисловість світу базується на видобутку бокситових руд. На початок 2001 р. виявлені ресурси бокситів у 83 країнах світу становили 80.1 млрд т [Мінеральні ресурси..., 2003].

Загальні запаси бокситів по 58 країнах світу становили 65 млрд т, підтверджені – біля 29 млрд т. Розподіл запасів у світі дуже нерівномірний. Більше 90% загальних і підтверджених запасів бокситів зосереджено у 18 країнах з тропічним і субтропічним кліматом. Це в першу чергу Гвінея (загальні запаси біля 21 млрд т, майже третина світових), Бразилія (14.6% підтверджених загальносвітових запасів), Австралія (11.3%), Ямайка (7.4%), а також Індія, В'єтнам, Китай, Гайана. На північних територіях боксити мають обмежене розповсюдження. В Європі найбільші загальні запаси виявлено в Греції (750 млн т) і Росії – 600 млн т.

Видобуток бокситів ведуть 26 країн світу. Основні райони видобутку розташовані в Австралії, Західній Африці та Латинській Америці (рис. 2.1). У 2000 році у світі було видобуто 135 млн т бокситів, на 16% більше ніж у 1995 р. (116,4 млн т). Безперечним лідером по видобутку бокситів є Австралія – 48.4 млн т, біля 36% світового, експлуатуються 4 родовища. У Гвінеї на 3 рудниках видобувають біля 15%, в Бразилії біля 10%, на Ямайці – 9% від загальносвітового видобутку. Ці чотири країни дають взагалі до 70% всього видобутку бокситів у світі. Біля 15% припадає на Китай, Індію, Венесуелу. В Росії видобувають 4,5 млн т бокситів. За існуючим рівнем видобутку сировинна база світу забезпечена запасами бокситів більш ніж на 300 років.

За останні роки виробництво глинозему у світі збільшилося (у 2000 р. – 52 млн т проти 42.4 млн т у 1995 р.). Головним продуцентом глинозему є Австралія з річним обсягом 14.5-15.7 млн т (близько третини світового). Ще чотири країни (США, Китай, Ямайка, Бразилія) виробляють щорічно від 3.5 до 5 млн т. Значними виробниками (більше 1 млн т глинозему щорічно) є також Україна, Росія, Канада, Венесуела, Казахстан та інші, всього 9 країн. Рафінований алюміній виробляють у 46 країнах світу (всього 24.6 млн т у 2000 році), 66% від світової кількості дають сім країн світу, річний обсяг виробництва яких більш як 1 млн т (США, Китай, Росія, Канада, Австралія, Бразилія, Норвегія). Обсяг світового споживання рафінованого алюмінію приблизно відповідає його виробництву.



**Рис. 2.1 Основні райони видобутку бокситів у світі**  
1 – більше 5 % світового видобутку; 2 – 1-5 % світового видобутку

Світовий ринок алюмінієвої сировини і продукції характеризується сталою тенденцією до зростання. Експорт бокситів традиційно здійснюють країни Африки, Латинської Америки, Австралія. Головними постачальниками на світовий ринок алюмінію (разом зі сплавами) є Росія, Канада, Австралія, Норвегія і Бразилія. Більш ніж 46% алюмінію, від загальносвітового рівня, імпортують щорічно Японія (2.9 млн т), США (2.5 млн т) і Німеччина (1.6 млн т). Значними імпортерами алюмінію є країни ЄС і Республіка Корея. В 2001 р. алюміній на Лондонській Біржі Металів коштував у середньому 1445.5 \$/т, глинозем металургійного сорту – 155.2 \$/т.

У березні 2005 р. на Лондонській біржі металів ціна на алюміній (99.7%) досягла 2000 \$/т. За прогнозами світових експертів ціни на алюміній збережуться на високому рівні в 2005-2006 р., насамперед у зв'язку з дефіцитом металу у світі і значним попитом на нього. Світовий попит на алюміній у 2004 р. виріс на 9.3%, а виробництво металу на 6.7%. Найбільш високий ріст попиту відбувся в США (більш 11%) і Азії (7.7%), зокрема, у Китаї (17%). Дефіцит алюмінію у світі в 2004 р. склав 420 тис т (у 2003 р. було надвиробництво 280 тис т металу), у 2005 р. також передбачається дефіцит порядку 300-400 тис т алюмінію, а споживання металу виросте на 5-6%. Складські запаси алюмінію на ЛБМ знизилися до 1.45 млн т на початку 2004 р., і до 700 тис т у січні 2005 р. Загальні складські запаси алюмінію у світі за той же період скоротилися з 3.47 до 2.9 млн т. Очікується, що в 2005 р. буде введено в дію близько 3 млн т/рік нових потужностей з виробництва глинозему, а додаткові потужності – у 2006-2007 м, що знизить гостроту попиту. Найбільше споживання алюмінію в найближчі роки буде в галузі будівництва і автомобільній промисловості. Одним з основних експортерів алюмінію залишається Китай, звідки в 2004 р. було експортовано біля 700 тис т металу. На думку консультанта компанії CRU Н. Шаха, у 2005 р. середня спотова ціна на глинозем залишиться на рівні 390 \$/т, але надалі почне знижуватися в зв'язку з тим, що починаючи з 2006 р. зросте пропозиція глинозему, що призведе до скорочення його дефіциту, і середньорічна спотова ціна у 2006 р. складе близько 280 \$/т, а в 2007 р. – приблизно 200 \$/т. Зниженню ціни може сприяти скорочення виробництва алюмінію в Китаї.

#### 2.1.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

Родовища алюмінію пов'язані, в першу чергу, з покладами бокситів. Утворення останніх відбувалося на протязі майже всієї історії земної кори. Максимуми бокситоутворення змінювалися періодами, в яких боксити не формувались. Найбільш сприятливі умови для утворення бокситових родовищ в межах геологічного циклу виникали на пізній стадії геосинклінального етапу і в платформний етап, коли з'явилися залишкові латеритні та осадові родовища. З усіх виділених епох бокситоутворення найважливішими є неоген-четвертинна та палеогенова з найбільшими родовищами, які дають близько 80% світових запасів.

Основні генетичні типи родовищ алюмінієвої сировини наступні: ендегенні (родовища небокситових видів алюмінієвих руд): магматичні – нефелінові (уртитові), нефелін-сієнітові, лейцитові та ін.; гідротермально-метасоматичні – алунітові руди; метаморфічні – кіанітові, силіманітові та інші високоглиноземисті гнейси і кристалічні сланці; екзогенні – родовища вивітрювання (залишкові) та осадові родовища бокситів.

Серед геолого-промислових типів екзогенних родовищ бокситів виділяють залишкові латеритні, полігенні, осадові платформні теригенних товщ, осадові геосинклінальні карбонатних товщ.

Найважливіше значення мають **залишкові латеритні родовища**. Їх утворення пов'язане з глибоким хімічним вивітрюванням алюмосилікатних порід основного, середнього та кислого складу в умовах тропічного і субтропічного клімату [Михайлов, 1986]. Головними мінералами – джерелами алюмінію при латеритному вивітрюванні – є нефелін, польові шпати, піроксени, слюди, хлорити. Найбільш сприятливими материнськими породами для формування латеритних залишкових родовищ є породи з вмістом  $Al_2O_3$  не менш ніж 15-20%,  $SiO_2 < 15\%$  та невеликою кількістю заліза. Сприятливими факторами для утворення латеритів є також рівнинний та слабгорбкуватий рельєф поверхні, достатня пористість порід, наявність рослинного та бактеріального світу. Процес латеритоутворення включає інтенсивне тривале промивання теплою дощовою водою алюмосилікатних порід, винесення з них лугів та кремнезему і накопичення вільних оксидів алюмінію, заліза, титану.

Більша частина латеритних родовищ розташована на древніх платформах в межах щитів, антекліз на території Західної Африки, Південної Америки, Індії, Австралії. Поклади латеритних бокситів, як правило, мають пласто- і лінзоподібну форму, потужність від перших метрів до 10-15 м і більше.

Латеритні родовища мають величезне практичне значення. До цього типу належать родовища Гвінеї – Фріа, Кіндіа, а також найбільше в світі – Боке. Бокситові поклади приурочені до плоских платоподібних височин (бовалей), утворюють покриви потужністю 5-10 м (рис. 2.2). На родовищі виявлено більше 100 бокситових бовалей, які розташовані на площі 3500 км<sup>2</sup>. Руди відмінної якості з високим вмістом глинозему (50-62%), низьким –  $SiO_2$  (1-2%) і сприятливими умовами розробки.

До латеритних, типу бовалей, належать також великі родовища Індії (Геліконда, Джарела, Мадхья-Прадеш) і Бразилії. Поховані латеритні родовища бокситів у давніх корах вивітрювання виявлені на південному схилі УЩ (Високопольське), в межах Курської магнітної аномалії (Вісловське).

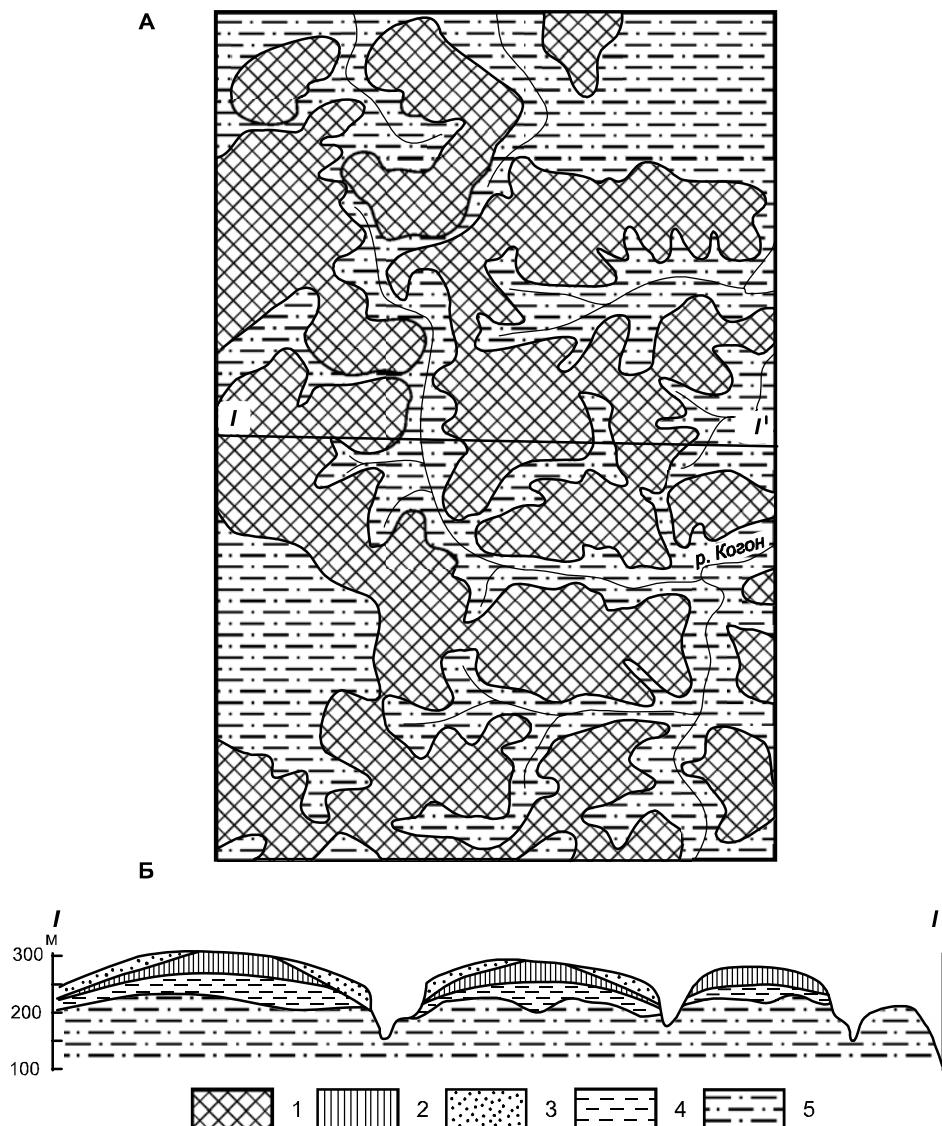
За запасами родовища бокситів поділяються на унікальні (більше 500 млн т), великі (500-50 млн т) і невеликі (менше 50 млн т).

**Полігенні родовища** складені генетично різнорідними покладами і є перехідними між латеритними та осадовими платформними родовищами теригенних товщ. Вони утворилися в результаті перевідкладення латеритних бокситів на невеликій відстані. Форма рудних тіл може бути лінзоподібною та покривною. В першому випадку боксити утворюють численні, переважно дрібні поклади латеритного і осадового походження. Це великі родовища Гвіани у складі бокситоносною провінції, що витягнута уздовж узбережжя Атлантичного океану на 600 км при ширині 100-150 км і проходить по території трьох країн (родовища Моенго в Суринамі, Макензі в Гайані, Кайенна і Махурі в Гвіані). До лінзоподібних родовищ належить також Арканзаське (США).

На родовищах покривного типу поклади великої площі та значної потужності приурочені, як правило, до давніх поверхонь вирівнювання. Рудні поклади складені бобовими, брекчієвими, гравійними, кавернозними бокситами, які зцементовані більш сипкою масою такого ж хімічного і мінерального складу, як і уламковий боксит. Значні родовища цього типу знаходяться в Австралії (Уейпа, Гов, Дарлінг-Рейдж).

**Осадочні платформні родовища теригенних товщ** розташовуються, головним чином, на Східно-Європейській, Китайській та Північно-Американській платформах і приурочені до западин між виступами давніх порід – континентальних водоймищ, до периферійних частин синекліз, а також до ерозійно-тектонічних котловин. Джерелами глинозему були підняті ділянки поверхні, складені алюмосилікатними породами. Накопичення бокситового матеріалу відбувалося в річкових, озерно-болотних, лагунних басейнах, завдяки чому в рудоносній товщі переважають теригенні відклади. До платформного типу належать також бокситові родовища, пов'язані з вугленосними товщами.

Розміщення покладів бокситів визначається особливостями геологічної будови порід фундаменту, їх форма і розміри залежать від особливостей вміщуючих депресій. Рудні тіла часто мають невеликі розміри, але значну потужність (до 150 м), відомі також досить великі поклади, які досягають завдовжки 5-8 км при ширині 1-2 км. Родовища платформного типу, як правило, характеризуються майже горизонтальним заляганням пласто- та лінзоподібних тіл, відсутністю метаморфізму бокситів і вміщуючих порід. Часто вони розташовані поблизу від кір вивітрювання і для багатьох з них встановлено прямий зв'язок з латеритами. Прикладами таких родовищ є бокситові родовища півночі Руської плити (Тихвінський, Північно-Онежський, Південно-Тиманський райони в Росії), а також родовища в Китаї, Північній Америці та Австралії.



**Рис. 2.2** Схема розташування (А) й розріз (Б) родовищ бокситових покладів Гвінеї  
1 – поклади бокситів; 2 – боксити структурні; 3 – боксити уламкові; 4 – аліти, каолінові глини;  
5 – сланці граптолітові та інші теригенні породи ордовіку

**Осадочні геосинклінальні родовища карбонатних товщ** характерні для герцинських і альпійських складчастих областей. Формування їх здійснювалося в прибережно-морських умовах і пов'язане з карбонатними і карбонатно-сланцевими формаціями, розвинутими в середніх і крайових частинах геосинклінальних прогинів, в зонах примикання їх до платформ. Відкладення бокситів пов'язане з перервою в седиментації карбонатних товщ, складених рифогенними вапняками або доломітами. Боксити залягають на надзвичайно нерівній закарстованій поверхні підстиляючих вапняків. Карстові утворення являють собою пастки, сприятливі для накопичення бокситів і збереження їх від подальшого розмиву.

Джерелом для утворення бокситів були кори вивітрювання масивів основних ефузивів, сланців та інших порід, розташованих поблизу карстових порожнин. Бокситоносні горизонти простежуються на десятки і сотні кілометрів, рудні поклади мають довжину до декількох кілометрів і ширину сотні метрів. Як правило, бок-

ситові пласти та вміщуючі породи дислоковані у складки і метаморфізовані. Боксити геосинклінальних областей мають високий вміст  $Al_2O_3$  і витриману потужність рудних тіл.

Родовища цього типу широко розповсюджені в Росії (Червона Шапочка, Новопристанське, Бердське, Обухівське), Греції, Південній Франції, Угорщині (Халімба), Югославії (Никшич), на Ямайці, де виявлено більше 100 промислових бокситових покладів (загальні запаси 2 млрд т).

Головним джерелом формування родовищ **нефелінових руд** є породи протерозойської і палеозойської лужних серій. З такими родовищами часто пов'язані рідкіснометальне та рідкісноземельне зруденіння, апатитоносні карбонатити, лужні пегматити. Нефелінвміщуючі породи утворюють масиви, штоки різних розмірів, дайки у складі лужних комплексів, пов'язаних як з ультраосновною і основною, так і з кислою магмою.

Унікальні запаси нефелінових руд містяться в Хібіногорських апатит-нефелінових родовищах на Кольському півострові. Ці руди є основним джерелом для отримання апатитового і попутно нефелінового концентратів (вміст  $Al_2O_3$  в останньому – 29% на відміну від 10-14% у вихідній руді). Крім того, у будові Хібінського масиву беруть участь нефелінові сієніти, фойяїти, а також нефелін-піроксенові породи – ійоліти і уртити, які не потребують збагачення. Сумарні запаси апатит-нефелінових руд Хібіногорського масиву перевищують 2 млрд т. Розроблюються також нефелінові сієніти Гарячегорського та уртити Кия-Шалтирського родовищ (Кузнецький Алатау).

**Алунітові руди** виникають в різних геологічних умовах, але промислові родовища пов'язані з молодим вулканізмом і утворюються в результаті дії сірчаних термальних вод і газів на кислі ефузивні і туфогенні породи. Гідротермальні розчини, збагачені сірчаною кислотою, можуть бути пов'язані з сольфатарною вулканічною діяльністю. Часто алунітові породи утворюються біля рудних тіл свинцево-баритових низькотемпературних гідротермальних родовищ, які залягають серед кислих вулканогенних порід. Родовища алунітових руд відомі в США (штати Юта і Колорадо), Китаї (Фань-Шань), Україні (Біганське в Закарпатті), Азербайджані (Загликське).

**Кіанітові (дистенові), силіманітові та андалузитові** руди утворюються при метаморфізмі глиноземистих осадових порід, в першу чергу глин й глинистих сланців. Родовища складені великими пластоподібними покладами дистенових (кіанітових), силіманітових і андалузитових гнейсів або кристалічних сланців. Ці родовища, як правило, пов'язані із зонами глибокого метаморфізму і приурочені до давніх метаморфічних комплексів. Звичайно вміст кіаніту або силіманіту в сланцях порівняно невеликий (< 40%), тому руди повинні збагачуватися з метою отримання концентратів, придатних для переробки ( $Al_2O_3 > 57\%$ ), яка здійснюється електротермічним способом з одержанням алюмінію і його сплавів.

Завдяки достатній стійкості дистену і силіманіту в поверхневих умовах, вони можуть утворювати розсипи (наприклад в Середньому Придніпров'ї в Україні).

Найбільші поклади кіанітових руд відкриті на Кольському півострові – Кейвська група родовищ. Продуктивний горизонт простежується тут на 140 км і має потужність до 80-150 м. Розробка здійснюється відкритим способом. Запаси Кейвських родовищ найбільші у світі.

## 2.1.5. Родовища України

Алюмінієва промисловість України зараз не забезпечена високоякісною сировиною – бокситами, тому підприємства з виробництва глинозему і первинного алюмінію працюють на імпортній сировині, яка постаєється з Гвінеї (близько 80% потреб), Ямайки, Австралії та інших країн. Обидва крупних комбінати – Миколаївський глиноземний завод потужністю 1030 тис т глинозему на рік та Запорізький алюмінієвий комбінат (250 тис т глинозему і 100-110 тис т первинного алюмінію на рік) – орієнтовано на переробку високоглиноземистих малозалістистих бокситів ( $Al_2O_3$  – 47-52%,  $Fe_2O_3$  – 4-15%,  $SiO_2$  – 0.8-1.5%). Якість українських бокситів ( $Al_2O_3$  – 38%,  $Fe_2O_3$  – 30%,  $SiO_2$  – 8.5%) не дозволяє їх використання для безпосереднього виробництва глинозему. Для завантаження цих підприємств необхідно близько 3 млн т бокситів на рік.

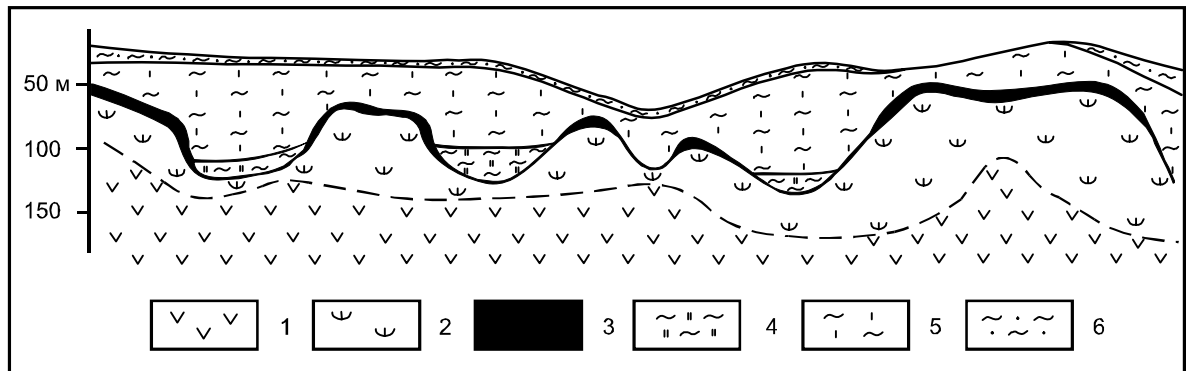
Внутрішня потреба України в металічному алюмінії (первинному, вторинному, алюмінієвому дроті, прокаті, фольги, сплавів) на 2005 рік оцінюється в 200 тис т. Більша частина цієї продукції імпортується з країн СНД, переважно з Росії, замість поставок глинозему в обсязі близько 1 млн т на рік. Споживання алюмінію у всіх формах на душу населення в Україні складає 6.2 кг, що набагато менше, ніж у промислово розвинутих країнах (Німеччина – 21.7 кг, США – 19.4 кг, Японія – 18.8 кг).

Таким чином, проблема забезпечення промисловості власною алюмінієвою сировиною стоїть в Україні дуже гостро, незважаючи на чималі наявні ресурси, які складаються з бокситів, алунітових порід, нефелінових сієнітів, а також дистен-андалузит-силіманітових кварцитів, гнейсів і сланців.

Основним районом розповсюдження бокситів є УЩ та його схили, де виявлено боксити, пов'язані з мезозойською корою вивітрювання архейських зеленокам'яних порід. Алунітові руди і алунітвміщуючі породи приурочені до Закарпатської провінції, де пов'язані з поліметалічними рудами неогенових родовищ. Нефелінові руди встановлені в районі Приазов'я у двох різновікових лужних серіях: протерозойській сієнітовій (УЩ) і палеозойській лужних габроїдів – ДДЗ [Донской, Кулиш, 1996]. Корінні поклади андалузит-дистен-силіманітових сланців і кварцитів виявлено у докембрійських метаморфічних товщах УЩ. Розсипні концентрації дистену і силіманіту входять як складові компоненти до покладів комплексних розсипних родовищ Середнього Придніпров'я.

Найважливіше значення на території України має **бокситова формація первинних латеритних кір** вивітрювання, представлена покладами бокситів, в основному нижньокрейдовими, частково палеогеновими латеритними корама вивітрювання докембрійських кристалічних порід УЩ. Боксити цієї формації утворюють декілька родовищ і низку проявів на території Середнього Придніпров'я. У ДКЗ затверджено запаси двох родовищ – Високопольського та Південнонікопольського.

**Високопольське родовище** розташовано на південному схилі УЩ в зоні зчленування з Причорноморською западиною, в середній течії р. Інгулець (Дніпропетровська область). Родовище являє собою древню кору вивітрювання (1.5x2.5x30 км), розсічену мережею дрібних палеодолин (рис. 2.3). Боксити утворюють верхню зону латеритного розрізу кори вивітрювання порід основного складу (габро-амфіболітів і пов'язаних з ними кварц-хлорит-амфіболових сланців) архею. Бокситові поклади переkritі горизонтально лежачими середньоєоценовими і молодшими пухкими товщами чохла загальною потужністю від 15 до 100 м. Вік бокситів встановлено як апт-альбський.



**Рис. 2.3 Геологічний розріз Високопольського родовища латеритних бокситів (за Ю.Б.Бассом)**  
 1 – амфіболіт; 2 – гідрохлорит-каолінітова порода за амфіболітом; 3 – гетит-гібситова порода за амфіболітом (остаточні боксити); 4 – осадові піщано-глинисті породи; 5 – мергелі, піски, глини;  
 6 – піски й глини глауконітові

Поклади бокситів неправильної форми, їх контури в плані мають хвилясту конфігурацію. Рудний пласт складається з окремих сплюснених брил діаметром до 4-5 м. Його верхня частина утворює міцний панцир з кам'янистого червоно-бурого кавернозного бокситу, який нижче переходить у пухкі глинисті різновиди. Загальна потужність рудного тіла 10-12 м, а кори вивітрювання – 30-40 м.

Мінеральний тип бокситів – гідрогетит-беміт-гібситовий. Вони представлені кременистими високозалізними різновидами, які складені гібситом, бемітом, каолінітом тощо. Для рудних горизонтів типовою є наявність бурого залізняка у вигляді напливів та прожилків, складених гетитом і гематитом. Характерні також структурні боксити, які зберегли реліктову структуру вихідної породи. Найбільш типовими текстурами є бобова, брекчієподібна, трубчаста, реліктова.

Середній хімічний склад бокситів:  $Al_2O_3$  – 38%,  $Fe_2O_3$  – 28%,  $SiO_2$  – 8.5%. Розвідані запаси за категоріями А+В+С<sub>1</sub> становлять 18.9 млн т, а загальні ресурси – 72 млн т. Перспектив відкриття нових покладів бокситів в межах родовища не передбачається, але проведення додаткових геологорозвідувальних робіт в межах ділянки на південь від родовища, дозволить за достатньо обґрунтованим прогнозом приростити запаси близько 50 млн т.

На **Південнонікопольському родовищі** бокситові поклади залягають в верхній частині кори вивітрювання амфіболітів, серпентинітів та інших порід. Виділено 4 поклади (від 0.5 до 5.0 м) високозалізнитих бокситів бобової структури гібсит-каолінітового складу. Запаси за категоріями В+С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> – 535 тис. т.

**Бокситова формація перевідкладених латеритних кір вивітрювання** приурочена в основному до піщано-каолінових відкладів і строкатокольорових глин нижньокрейдової і палеоцен-еоценової континентальних формацій, що виповняють ерозійні западини на поверхні докембрійських комплексів УЩ. Боксити утворюють лінзи, тіла неправильної форми потужністю до 6 м. Вміст вільного глинозему у бокситах змінюється від 18 до 45%. Основні мінерали руд: гібсит, беміт, гематит, присутні також каолініт, монтморилоніт.

До цієї формації належить **Смілянське родовище**, розташоване в центральній частині УЩ (Черкаська обл.). Боксити відносяться до каолініт-гібситового мінерального типу, представлені 6 покладами (1-3 м), текстури бобові, реліктові. Залягають серед нижньокрейдових піщано-каолінових порід або безпосередньо на корі вивітрювання докембрію. Середній вміст вільного глинозему – 22.3%. Родовище розвідане, запаси бокситів за категоріями В+С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> складають 20.8 млн т.

В південно-західній частині УЩ (Ямпільський р-н Вінницької області) розкрито пласт з промисловими бокситами (0.2-1.8 м), бобової текстури, складений бемітом, оксидами заліза, гібситом, кварцом [Шумлянський, 1999]. Вміст  $Al_2O_3$  – 46.8-52.4%,  $SiO_2$  – 26.5-27%,  $Fe_2O_3$  – 8.5%. Глибина залягання продуктивного пласта 110-118 м. Ця знахідка дозволяє говорити про перспективність бокситоносності Середнього Придністров'я.

**Алунітова формація** у вторинних кварцитах розвинена в Закарпатській провінції, де знаходяться декілька родовищ із запасами алунітових руд понад 400 млн т. Ці руди мають невисокий вміст алуніту (30-40%) у порівнянні з кращими родовищами світу (в Загликському родовищі вміст алуніту – 53%), але вони придатні для комплексного використання з отриманням глинозему, сірчаної кислоти, лужних солей тощо. Найбільші накопичення алунітових руд пов'язані з родовищами поліметалів – Біганським і Берегівським.

**Біганське родовище** розташоване в Берегівському районі Закарпатської області. Сформоване під час гідротермального метаморфізму міоценових вулканогенно-осадовчих порід. Алунітові поклади приурочені до фацій вторинних кварцитів потужністю 70-120 м. З глибиною кварц-алунітові руди переходять в барит-алунітові і далі в барит-поліметалічні і поліметалічні. Розвідані запаси алунітових руд становлять 290 млн т із середнім вмістом алуніту – 33.4%, глинозему – 15%.

**Берегівське родовище** має розвідані запаси алунітових руд 50 млн т і параметри зруденіння близькі до Біганського. Алунітові поклади тут знаходяться у простих гірничо-геологічних умовах.

**Формація нефелінових високоглиноземистих порід** метаморфогенно-магматичного генезису розвинена в протерозойських лужних кристалічних комплексах. Найбільш повно вивчено нефелінові утворення Октябрського лужного масиву Приазовського блоку УЩ. Промисловий інтерес тут мають чотири основні типи порід – нефелінові сієніти, фойяїти, морідноліти, лужні пегматити. В цілому ці породи мають вміст глинозему 19-20%, кремнезему – 53-56%, лугів – 10-14%, оксидів заліза – 3-5%. Отримання товарного глинозему потребує значного збагачення. Тому практично цікавими є нефелінові породи з рідкіснометальною мінералізацією (Ta-Nb-Zr). Цім умовам відповідають декілька родовищ, розташованих у межах Октябрського масиву Приазов'я.

**Мазурівське** родовище маріуполітів ( $Al_2O_3$  – 22.45%, кремнієвий модуль 4.25, запаси понад 1 млрд т) розкрито кар'єром, найбільш підготовлене до експлуатації. Поблизу знаходиться Донецький хіміко-металургійний завод, який має технологічні можливості для одержання нефелінового концентрату і низки товарних продуктів.

**Калініно-Шевченківське** родовище маріуполітів і фойяїтів розташоване в південній частині Октябрського масиву. Руди за мінеральним і хімічним складом мало відрізняються від руд Мазурівського родовища. Запаси нефелінових руд становить 330 млн.т.

Декілька масивів девонських лужних порід знаходяться на північний схід від Октябрського масиву, у зоні зчленування УЩ з ДДЗ і Донбасом. Найкрупнішим є **Покрово-Кіресвське** родовище малінітів з середнім вмістом  $Al_2O_3$  в рудах –18.3% і запасами близько 1 млрд т.

**Формація високоглиноземиста у кварцитах** розвинена в Суцано-Пержанській зоні, де відоме **Суцанське родовище** дистену. Зруденіння пов'язане з вторинними кварцитами, які утворюють пласто- і лінзоподібні поклади потужністю до 37 м з середнім вмістом дистену – 20 %.

З докембрійськими метаморфічними товщами Приазов'я пов'язані гранат-силіманітові руди, прогнозні ресурси яких оцінюються в 60-70 млн т. Державним балансом запасів враховано два родовища високоглиноземної сировини – **Вовчанське** і **Малишевське** у Дніпропетровській області. Загальні запаси дистену і силіманіту в них майже 3 млн т.

Україна має непогані перспективи розширення мінерально-сировинної бази алюмінієвої сировини за умовою розробки нових високоефективних технологій переробки алунітових руд Закарпаття, нефелінових – Приазов'я, з широким асортиментом товарної продукції: глинозем, сульфат калію, сірчаноокислий алюміній, алюмокалієвий галун, сода, рідкісноземельний концентрат, заповнювач для легких бетонів і т.п. Перспективним є Середнє Придністров'я, де найближчим часом можуть бути виявлені промислові поклади бокситів. Планується розвідка Суцанського родовища дистена, де на ділянці першочергової розробки прогноуються запаси у 5 млн т.



## 2.2. МАГНІЙ

### 2.2.1. Загальні відомості

Магній – хімічний елемент II групи періодичної системи Менделєєва, порядковий номер 12, атомна маса 24.305. Вперше магній як хімічний елемент було виділено англійським вченим Гемфрі Деві у 1808 році. Металічний магній одержав французький хімік А.Бюссі в 1829 році. Промислове виробництво розпочалося наприкінці XIX століття у Німеччині. Природний магній складається зі стабільних ізотопів  $^{24}\text{Mg}$  (78.6%),  $^{25}\text{Mg}$  (10.1%) і  $^{26}\text{Mg}$  (11.3%). Відомі п'ять радіоактивних ізотопів.

Це сріблясто-білий метал з  $t_{\text{пл.}}$  650°C,  $t_{\text{кип.}}$  1107°C. В хімічних сполуках двохвалентний. Магній є одним з найлегших металів (густина 1.74 г/см<sup>3</sup>), що значною мірою визначає його застосування в промисловості. Це хімічно активний метал. У повітрі окислюється з утворенням окисної плівки з MgO. Стійкий у розчинах плавикової та деяких інших кислот, соди, їдких лугів, у бензині, керосині, мінеральних маслах, що дає можливість використовувати його для виготовлення трубопроводів, цистерн та іншої тари для перевезення і зберігання цих рідин. В морській та мінеральній воді розчиняється. При нагріванні реагує з галогенами, вуглеводнями, утворює силіциди й фосфіди. Сильний відновлювач. Утворює металоорганічні сполуки. Магній відноситься до найбільш поширених елементів у земній корі – його кларк 1.87%, середній вміст в морській воді 0,13%.

У вільному вигляді в природі не зустрічається, знаходиться в сполуках – силікатах, сульфатах, хлоридах, карбонатах. Входить до складу майже 200 відомих мінералів, але найбільш важливими, з яких його одержують, є наступні: *магнезит* MgCO, *брусит* Mg(OH)<sub>2</sub>, *доломіт* CaMg[CO<sub>3</sub>]<sub>2</sub>, *карналіт* KCl·MgCl<sub>2</sub>·6H<sub>2</sub>O, *бішофіт* MgCl<sub>2</sub>·6H<sub>2</sub>O, *кізерит* MgSO<sub>4</sub>·H<sub>2</sub>O, *каїніт* KCl·MgSO<sub>4</sub>·3H<sub>2</sub>O, *епсоміт* MgSO<sub>4</sub>·7H<sub>2</sub>O, *полігаліт* 2CaSO<sub>4</sub>·K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>·MgSO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O, *лангбейніт* K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>·2MgSO<sub>4</sub>. Крім цього магній входить до складу олівінів, піроксенів, формує ізотопні ряди, заміщуючи залізо, кальцій, марганець.

### 2.2.2. Галузі використання та вимоги до сировини

Використання магнію у промисловості пов'язано, в першу чергу, з його легкістю. Більша частина металічного магнію іде на виробництво сплавів, які є найлегшими конструкційними металевими матеріалами. Широко застосовують сплави магнію з алюмінієм, марганцем, цинком, цирконієм, титаном, берилієм, літійом та іншими металами, які підвищують міцність, корозійну стійкість, пластичність сплавів, а також зменшують здатність до окислювання. Сплави магнію використовують в літаку, - та ракетобудуванні, у виробництві деяких вузлів та деталей ядерних реакторів, двигунів, автомобілів, виготовленні баків для масла, бензину та ін.

Неабияку роль відіграє магній у металургії. Його застосовують як відновник у виробництві деяких металів (ванадію, хрому, титану, цирконію, берилію, урану), які важко відновлюються. Додаток магнію у сталь та сплави зменшує в них вміст кисню, який є шкідливою домішкою, а доданий в розплавленій чавун магній модифікує його, тобто поліпшує структуру і підвищує механічні властивості. В хімічній промисловості порошокподібний магній використовують для зневоднення органічних речовин (спирт, анілін та ін.), а також для одержання магнійорганічних сполук, які широко застосовуються в синтетичній хімії. Завдяки властивості магнію в порошокподібному вигляді або у вигляді дроту чи стрічки горіти білим сліпучим полум'ям, він знаходить практичне застосування у піротехніці (виробництво феєрверків та ін.) та у військовій техніці (освітлювальні та сигнальні ракети, трасуючі кулі й снаряди, запальні бомби). Застосовують магній також у медицині при виготовленні деяких ліків, серед яких сірчанооксида та палена магнезії, перекис магнію тощо.

Існують два способи одержання металічного магнію: електролітичний (біля 70% загального виробництва) і термічний (біля 30%). Перший спосіб являє собою електроліз розплавлених магнезійних солей, головним чином хлористих. Таким шляхом отримують дуже чистий метал, який вміщує більше 99.99% магнію. У другому випадку метал одержують за допомогою відновника (вугілля, алюмінію тощо) з випаленого магнезиту і доломіту.

Головними видами магнезійної сировини є доломіти, магнезити та магнезійні солі. Джерелом магнію може бути також морська вода і вода соляних озер, яка вміщує хлористий магній (ропа). Технологічні вимоги значною мірою залежать від виду сировини. Так, магнезит для виробництва металургійного магнезійного порошку повинен вміщувати не менше 43% MgO і не більше 2.5% CaO і 2% SiO<sub>2</sub>. Вміст MgO у сульфатних і змішаних сульфатно-хлористих солях родовищ України коливається від 5 до 10-12%. Солі в ропі озер Криму мають середній вміст MgO біля 22 кг/м<sup>3</sup>.

Експлуатація родовищ магнезиту і доломіту здійснюється відкритим способом, видобуток солей, як правило, підземним, за допомогою шахт, з рентабельною граничною глибиною розробки 1000-1200 м. Солі більш глибоких горизонтів видобувають методом підземного розчинення з свердловин.

### 2.2.3. Економічні відомості

До теперішнього часу світові ресурси і запаси магнію не ідентифіковані. Щодо виробництва металічного магнію, такі дані статистично враховуються по 12 країнах світу, серед яких основними є США (більше 100 тис т/рік), Китай (біля 90 тис т), Канада (65 тис т), Росія і Норвегія (по 35-40 тис т), Ізраїль (біля 30 тис т). Загальна кількість виробленого магнію складає біля 400 тис т на рік.

В останні роки до числа найбільших постачальників металічного магнію на світовий ринок увійшли Бразилія, Франція, Ісландія. Загальний розвиток магнієвої галузі планується у найближчий час в Австралії. Головними споживачами цього легкого металу є країни з високорозвинутим автомобіле- і літакобудуванням. Це країни ЄС, США, Японія. Наприклад, у США з 1996 до 2000 року імпорт магнію майже подвоївся, а експорт скоротився удвічі.

У зв'язку з бурхливим розвитком автомобільної та авіаційної промисловості, а також космічної галузі, які є основними споживачами легких сплавів, в найближчі роки прогнозується різке зростання світового виробництва та споживання магнію (до 800-900 тис т на рік). Цей метал стає серйозним конкурентом алюмінію і сталі, адже його сплави є найлегшими з усіх відомих, які придатні для будівництва сучасних технічних засобів. Поки що більш широке застосування магнію стримується високою вартістю (1 т магнію більш ніж утричі дорожче за 1 т алюмінію), але в зв'язку зі збільшенням виробництва очікується зниження цін на цей метал й більш широке його використання.

### 2.2.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

Найважливішими магнієвими рудами є магнезійно-калійні солі. В результаті вилуговування магнезійних солей підземними водами утворюються природні розсоли і соляні джерела. До значних джерел магнію належать також родовища доломіту в карбонатних товщах осадового походження, магнезиту, що утворився в умовах метасоматичного заміщення магнезійними розчинами вапняків та доломітів. В басейнах внутрішньоматерикових западин і у замкнутих затоках морів виникають сучасні соляні родовища, як осади, так і розсоли. Також, як джерело Mg, зростає роль морської води з її невичерпними ресурсами.

Родовища магнезійної сировини пов'язані в основному з платформними формаціями осадових порід і утворювалися в структурах земної кори, які тривало прогинаються (передгірні прогини, синклінальні прогини платформ). Формування родовищ магнієвих руд відбувалося на протязі тривалого геологічного часу – від кембрію до четвертинного періоду включно. Серед генетичних типів родовищ магнію істотно переважають екзогенні: осадові, осадово-діагенетичні, інфільтраційні. Ендогенні представлені гідротермальними та метасоматичними родовищами.

Найважливішим геолого-промисловим типом магнієвих руд є платформні родовища мінеральних солей галогенно-евапоритової формації. Промислові родовища цього типу відносяться до осадових хімічних, які утворюються з істинних розчинів. Хлориди і сульфати магнію (карналіт, бішофіт, кізерит та ін.) знаходяться у соляних товщах в асоціації з солями натрію, калію, кальцію, бору. Серед таких родовищ виділяють морські і континентальні формації повного (калієносного) й неповного (некалієносного) профілів. Магнієві солі пов'язані, в першу чергу, з хлоридами, хлоридо-сульфатами і сульфатами калію, разом з якими вони створюють відповідні фаціальні типи.

Залежно від часу і умов утворення промислові родовища солей поділяють на викопні та сучасні.

**Родовища викопних солей** виникли в минулі геологічні епохи, залягають на різній глибині від поверхні. Морфологічно це пластові й пластоподібні поклади, або штоки, куполи і тіла складної форми. Часто вони поширені на площі в десятки і сотні квадратних кілометрів при потужності соляних відкладів до 500 - 1000 і більше метрів.

Першоджерелом солей для викопних родовищ були переважно морські води, випадіння солей та їх накопичення відбувалося в основному у затоках, лагунах, озерах морського походження, кінцевих частинах неглибоких морів. Лише нечисленні викопні родовища утворилися за рахунок поверхневих і підземних вод в озерах континентального типу.

До платформних структур, особливо до крайових прогинів, синекліз, западин приурочені найбільш потужні, територіально поширені галогенні формації, переважно палеозойського віку. В складчастих областях галогенні відклади накопичувались у внутрішніх міжгірних западинах, або синклінальних структурах. З цими областями пов'язані в основному мезозойські і кайнозойські галогенні формації.

Всі викопні родовища солей з самого початку виникли як пластові, пласто- і лінзоподібні поклади, однак у горизонтальному або слабо порушеному заляганні такі соляні тіла зберігаються лише в районах, спокійних у тектонічному відношенні, які зазнали тільки поступового прогинання. Такими великими басейнами магнезійно-калійних солей є Верхньокамський (пермського віку) у Передураллі, Прип'ятський (верхньодевонський) у Білорусі, нижньопермський Слов'яно-Артемівський в Україні. До пластових родовищ великого площадного розповсюдження відносяться: Саскачеванський соленосний басейн в Канаді, Штасфуртський – у Німеччині, родовища півдня США.

В складчастих областях під впливом тектонічних сил і руху соляних мас утворюються складки, різноманітні за формою і розмірами. Завдяки пластичності та текучості під великим тиском, соляні маси можуть активно діяти на породи покрівлі, підіймати, або навіть проривати їх з утворенням соляних штоків та діапирових структур, вершини яких нерідко виходять на поверхню, а розміри по вертикалі значно більші, ніж по горизонталі й досягають декількох кілометрів. До таких родовищ належать Урало-Ембінський басейн в Прикаспійській низині, родовища США, Мексики та ін.

**Родовища соляних джерел і природних розсолів** утворюються шляхом вилугування магнезіальних солей підземними водами з викопних родовищ або ж з соленосних гірських порід. За хімічним станом такі води є найчастіше хлоридними, а за умовами залягання – пластовими, тріщинними і карстовими. Використовуються солоні води, які виходять на поверхню (соляні джерела Слов'яно-Артемівського басейну), а також розсоли, видобуток яких здійснюється методом підземного розчинення за допомогою свердловин (Верхньокамський соляний басейн).

**Сучасними соляними родовищами** вважаються соляні басейни, у водах яких концентрація розчинених солей перевищує 3,5% (розсоли), при цьому в даних відкладах присутні поклади твердих солей (осадки), накопичення яких почалось в одну з епох четвертинного періоду і продовжується до нашого часу. Необхідною умовою кристалізації солей є теплий або жаркий і сухий клімат. Сучасні соляні родовища поділяються на морські та континентальні.

Морські родовища виникають у замкнутих затоках морів, лагунах, лиманах, які втрачають зв'язок з морем і перетворюються на озера. Це затока Каспійського моря Кара-Богаз-Гол в Казахстані, соляні озера, лимани і затоки Азово-Чорноморського узбережжя (Сиваш, Донузлав, Сасик та ін.).

Соляні водойми континентального типу утворюються в безстічних внутрішньоматерикових западинах, які заповнюються підземними й поверхневими водами, що вміщують солі, вилуговані з оточуючих порід або викопних соляних покладів. Прикладами таких водоймищ є: Сарпинські озера на Північному Кавказі, озера Ельтон і Баскунчак у Нижньому Поволжі, озера Прикаспійської низовини, Велике Солоне озеро в США. Цінність сучасних соляних родовищ полягає в тому, що експлуатовані природні розсоли відновлюються під час природних процесів.

Як джерело магнію використовують також морську воду, яка вміщує в середньому біля 4% магнію в сухому залишку. Солі отримують випарюванням, але найбільш рентабельний такий видобуток солей в областях, де переважає жаркий та сухий клімат. Однак в останні роки роль морської води з її стабільними ресурсами як джерела магнію постійно зростає.

Важливе значення мають **гідротермальні метасоматичні родовища кристалічного магнезиту**, які утворюються у середньотемпературних умовах при метасоматичному заміщенні доломітів або вапняків магнезіальними розчинами. Форми покладів магнезиту пластові, лінзовидні, штокоподібні, розміри по простяганню 1-2 км, потужність до 500 м і більше. Звичайно вони залягають згідно із вміщуючими породами, причому часто в самих магнезитових тілах зберігаються незаміщені прошарки і блоки доломітів. Разом з магнезитом у складі руд присутні кальцит, доломіт, арагоніт, анкерит, барит, тальк, пирит, халькопірит та ін. Існує просторовий та генетичний зв'язок великих родовищ з гідротермальними родовищами сидериту. Такі магнезитові руди виникли, наприклад, в палеозойських вапняках східних Альп – австрійські родовища Трибен, Радентейн. Великі поклади кристалічного магнезиту знаходяться в Росії. Це, в першу чергу, Саткинська група родовищ, що розташовані на західному схилі Південного Уралу і приурочені до вапняково-доломітових порід верхнього протерозою; Савінське, Онатське родовища в Іркутській області (нижній протерозой).

**Гідротермальні родовища магнезиту серед ультраосновних порід** мають невелике практичне значення. Вони утворюються в процесі серпентинізації останніх завдяки дії на них гарячих розчинів, що вміщують  $\text{CO}_2$ . В результаті виникають невеликі скупчення, системи прожилків аморфного магнезиту, які приурочені до зон розломів в масивах ультраосновних порід, мають значні довжину і потужність. Так, на Евбейському родовищі (Греція) поклади аморфного магнезиту в серпентинітах простежуються до глибини 150-200 м. До цього типу відносяться також родовища в Південній Африці, США, Індії, Польщі.

При процесах латеритного вивітрювання серпентинізованих ультраосновних порід магній, який міститься в них у великій кількості, переходить у розчин і виноситься поверхневими водами в нижні горизонти кори вивітрювання, де відкладається у вигляді гелю  $\text{MgCO}_3$ . Так утворюються **інфільтраційні родовища аморфного магнезиту**.

Його скупчення утворюють невеликі гнізда, лінзи, жили, штокверки. Потужність зони, збагаченої магнезитом, звичайно не перевищує 30-40 м, у середньому становить 10-15 м. Для родовищ цього типу характерна асоціація магнезиту з опалом, оскільки при латеритному вивітрюванні кремнезем виноситься з зони окиснення і може відкладатися разом з магнезитом. Промислове значення і загальні розміри інфільтраційних родовищ невеликі. Вони відомі у Новій Каледонії, на Кубі, на східному схилі Середнього та Південного Уралу (Халиловське родовище), у Казахстані і Закавказзі.

Широко розповсюджені **родовища доломітів у карбонатних товщах осадового походження**. Вони зустрічаються як в складчастих, так і в платформних областях у складі літологічних комплексів порід карбонатних і теригенних формацій. Основним морфологічним типом промислових родовищ доломітів є пластові поклади, в тій чи іншій мірі дислоковані, витримані за літологічним і якісним складом. До цього морфологічного типу належать майже всі морські осадові родовища як хомогенного так і діагенетичного походження. Світові запаси доломіту величезні й розповсюджені в багатьох країнах. Наприклад, за даними Геологічної служби США виробництво металевого магнію з доломітів і природних розсолів цілком задовольняє потребу в цьому металі.

## 2.2.5. Родовища України

Магнієва промисловість України повністю забезпечує потреби держави у металічному магнії в основному за рахунок вітчизняної сировини, якою є в переважній більшості корінні поклади калійно-магнієвих солей (сульфатних і змішаних сульфатно-хлористих) та солей, розчинених в ропі сучасних озер і заток. Основні

магнійвміщуючі мінерали родовищ твердих солей – карналіт, лангбейніт, каїніт, бішофіт, кізерит, полігаліт, епсоміт.

Загальні балансові запаси магнієвих солей в Україні становили на 01.01.2001 р. в перерахунку на MgO 157.3 млн т. Середній вміст MgO у твердих солях – 7.46%, в ропі – 21.5 кг/м<sup>3</sup>. Видобуток MgO в 2000 році досяг 197 тис т [Мінеральні ресурси..., 2003]. Основну кількість металічного магнію виробляють Калуський хіміко-металургійний комбінат (ВО "Хлорвініл"), одне з найбільших підприємств хімічної промисловості України, та Запорізький титано-магнієвий комбінат. Інші сполуки – солі магнію, оксиди магнію ("палена магнезія") – виробляються на Перекопському бромному заводі, Кримському содовому заводі та ін.

Металічний магній в досить великих кількостях експортується, переважно в Росію. Наприклад, у 1992 р. – 16.5 тис т, у 1999 р. – 8.0 тис т. У 2000 році Україна використала товарного магнію 15 тис т. Всі прогностичні потреби у найближчі роки можуть бути забезпечені за рахунок власного виробництва.

Руди магнію в Україні зосереджені в межах трьох соляних районів: Передкарпатському крайовому прогині, Дніпровсько-Донецькій западині та Донбасі, а також в ропі Кримських озер та заток.

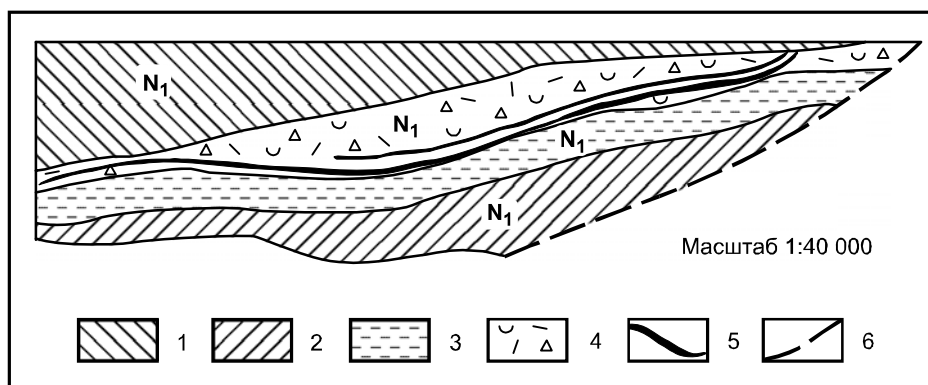
**Родовища магнієвих солей Передкарпатського калієносного басейну** пов'язані з відкладами воротищенської світи нижнього міоцену та породами баденського віку середнього міоцену (калузькі верстви тираської світи), які простягаються вузькою смугою вздовж північного підніжжя Карпат більш ніж на 200 км. Солі всіх родовищ басейну є комплексними, що складені мінералами Ca, Na, Mg, K. Характерна їх властивість – переважно сульфатний склад калій-магнієвих покладів, які, в свою чергу, являють собою пластоподібні лінзи і лінзовидні тіла довжиною від декількох сотень метрів до 10 км і шириною від 300 м до 2 км. Потужність лінз змінюється від декількох метрів до десятків метрів, досягає іноді 150 м.

В калій-магнієвих покладах переважають лангбейніт, епсоміт, полігаліт (в середньому 30.6%); характерним є каїніт (в середньому 14%); хлориди Mg і K (карналіт і сильвін) присутні у незначних кількостях (в середньому 3.4%). Вміст галіту звичайно 30-40%. Такий мінеральний склад дозволяє використовувати ці солі без глибокої хімічної переробки для виробництва безхлорних калійних добрив, що є унікальною характеристикою даного басейну.

В межах Передкарпатського калієносного басейну встановлено більше 25 перспективних проявів солі. Державний баланс корисних копалин України враховує два родовища калій-магнієвих солей: Калуш-Голинське (Івано-Франківська область) і Стебницьке (Львівська область).

Солі цих родовищ полімінеральні (сульфатні і змішані сульфатно-хлористі), основу їх складають калій-магнієві, калієві і магнієві сульфатні мінерали. Головним компонентом при переробці є калієва сіль, інші (калімагнезія, магнієва, кухонна солі та ін.) виробляються попутно.

**Калуш-Голинське родовище** розташоване в 30 км на ПЗ від Івано-Франківська. Калій-магнієві поклади приурочені до двох горизонтів потужністю до 50 м в калузькій товщі міоцену загальною потужністю до 600 м. (рис. 2.4). Розміри покладів коливаються від 300x700 до 1000x2000 м. Калузька товща зім'ята в складки, які мають падіння під кутом 10-15°. Горизонтальне залягання пластів фіксується в південно-західній частині родовища. У склепінневих частинах антиклінальних складок на глибинах 40-150 м розвинуті гіпсово-глинисті шляпи потужністю 30-100 м. За мінеральним складом 99% MgO міститься у змішаних солях. Це перешарування каїнітових, лангбейнітових, каїніто-галітових верств з домішками кізериту, полігаліту, полігаліто-глинистих прошарків. Середній вміст MgO в рудних тілах 5.06%, K<sub>2</sub>O – 11.25; вміст нерозчинного залишку 5-25%.



**Рис. 2.4 Родовище Калуш-Голинське (схематичний геологічний розріз за матеріалами М.Клімова, 1974 р.)**

1 – глини аргілітоподібні; 2 – строкатобарвні піщано-глинисті відклади; 3 – піщано-глинисті, слабо засолені породи; 4 – брекчії та глини соленосні; 5 – тектонічні порушення; 6 – сіль калієва в соленосній товщі

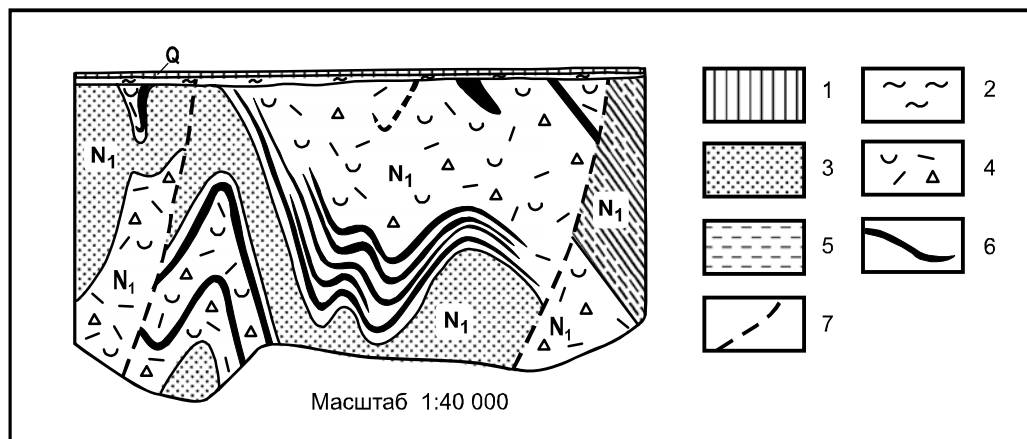
У 2000 році на Калуш-Голинському родовищі було видобуто 410 тис т змішаних сульфатно-хлористих солей (31 тис т MgO). Відпрацьовування соляних покладів здійснюється підземним камерним способом, із залишенням захисних ціликів, що не підлягають відробленню. Гранична рентабельна глибина розробки солей 1000-2000 м при потужності пластів не менше 1.5 м. Крупні поклади калій-магнієвих солей в межах Калуш-Голинського родовища в деяких місцях виходять на денну поверхню, що є дуже рідкісним явищем. Домбровська ділянка – єдина у світі, де видобуток ведеться відкритим способом – кар'єром.

**Стебницьке родовище** розташоване у Львівській області, на південний схід від м. Дрогобича, простягається на 20 км. Поклади калій-магнієвих солей розміщуються на крилах антиклінальних і синклінальних складок і належать до воротищенської світи нижнього міоцену. На родовищі виявлено п'ять калій-магнієвих горизонтів, які залягають серед соленосних піщано-глинистих брекчій і глинистої кам'яної солі (рис. 2.5).

Мінімальні розміри покладів становлять 100x700 м, максимальні – 2000x4000 м. Потужність окремих пластів 30-50 м. Основними мінералами калій-магнієвих покладів є галіт, каїніт, лангбейніт, сільвін, у вигляді домішок присутні кізерит і полігаліт. Найпоширенішим після галіту є каїніт ( $KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$ ). Він зустрічається у вигляді дрібнозернистих агрегатів, паралельно-волокнистих і радіально-волокнистих утворень. Середній вміст в солях  $MgO$  – 8.32%,  $K_2O$  – 10.64%. У 2000 році видобуток калій-магнієвих солей на Стебницькому родовищі становив 24 тис т (2 тис т  $MgO$ ). Загальні запаси сирих солей на Калуш-Голинському та Стебницькому родовищах на 2001 рік складають 1.97 млрд т (149.7 млн т  $MgO$ ).

**Родовища магнієвих солей Дніпровсько-Донецької западини та Донбасу** приурочені до краматорської світи сакмарського ярусу нижнього відділу пермської системи, в межах якої вони зустрічаються від Чернігова до Артемівська на протязі понад 500 км. Максимальну потужність світа має в Орчикському прогині (до 700 м) і Бахмуцькій улоговині (до 600 м). Серед п'яти виділених калій-магнієвих горизонтів світи нижній складається з карналіт-кізеритових і бішофітових солей, три середніх – з солей сільвінітового складу, у верхньому розвинуті поклади сільвініт-карналітових, карналіт-кізеритових солей. Потужність калій-магнієвих горизонтів 15-30 м, а окремих пластів від 1 до 5 м. Глибини залягання понад 1600 м.

Найбільший інтерес як руда для виробництва металічного магнію і, взагалі, багатоцільова сировина, мають бішофітові солі ( $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ ). Будова бішофітвміщуючих відкладів звичайно однотипна. Власне бішофітовий пласт представлений бішофітом (84-94%), в покрівлі і підшві залягають карналіт-кізеритвміщуючі солі. Пластові поклади бішофіту розкрито свердловинами на глибинах 1700-3000 м в північно-західній частині ДДЗ (Кошелевсько-Вертіївська і Срібненська депресії) та в середній частині западини (Орчикський прогин). В межах останнього найпотужніший горизонт бішофіту встановлений на Затуринському родовищі, яке стоїть на державному балансі.



**Рис. 2.5 Родовище Стебницьке, сіль калійна (схематичний геологічний розріз за матеріалами М.Клімова, 1974)**  
1 – глини, суглинки, галечник; 2 – гіпсо-глиниста кора вивітрювання; 3 – пісковики; 4 – брекчії та глини, соленосні; 5 – піщано-глинисті, слабо засолені породи; 6 – сіль калійна в соленосній товщі; 7 – тектонічні порушення

**Затуринське родовище** розташоване в Полтавській області, займає площу близько 200 км<sup>2</sup>. Інтервал залягання бішофіту знаходиться на глибині 2658-2678 м [Хрущов, 2002], потужність горизонту в межах родовища від 14.5 до 24.0 м. Породи покрівлі і підшви складені карналітом, кізеритом з домішками глинистого матеріалу, галіту та ін. Бішофітова порода складається на 88,47% з бішофіту, присутні галіт (8.53%), кізерит (1.87), гіпс (0.82), інші солі (0.31).

В Кошелевсько-Вертіївській зоні перспективним є розвідане **Новоподільське родовище**, яке знаходиться у Чернігівській області. Будова товщі калійно-магнезіальних солей тут подібна до будови таких відкладів на інших ділянках: нижній пласт представлений карналітом, середній – бішофітом, верхній – карналітом і галітом з високим вмістом глинистих домішок. Пачка галіт-бішофіт-карналітових солей залягає на глибині 2338-2387 м. Потужність бішофітового горизонту – 15-35 м, вміст бішофіту – до 94%. Запаси оцінено в 1.68 млрд т.

На сьогоднішній день видобуток бішофіту в Україні здійснюється шляхом свердловинного розчинення в режимі дослідно-промислової експлуатації на Затуринському і Новоподільському родовищах. Широкий площадний розвиток бішофітового горизонту, значні його потужності і високий вміст бішофіту в пласті (90-94%) дозволяють розширити його видобуток.

У цілому, запаси бішофітоносної провінції ДДЗ доступні для відпрацювання і можуть забезпечити будь-які потреби країни в бішофітовій сировині. Важливо також і те, що свердловинний метод видобутку бішофіту є екологічно нешкідливий. Сумарні прогнозні ресурси бішофітових розсолів становлять не менш 50 км<sup>3</sup>.

**Родовища ропи Кримських заток та озер** – це сучасні відклади комплексних солей, які формуються в результаті постійного випаровування вод Азовського моря, що надходять у мілководну, відділену від загальної акваторії затоку – Сиваш. Водообмін між морем і затокою здійснюється в обох напрямках, але з додатним балансом у бік Сивашу. Поблизу затоки знаходяться відокремлені озера (Старе та ін.), які також формують ропу. Подібні озера (Сасик, Донузлав), а також Каламитська затока на південному заході Кримського півострова також є джерелами ропи.

На обліку в державному балансі запасів корисних копалин України у 2001 р. стояли два родовища ропи: Сиваське і озеро Старе, де видобувають хлоридно-сульфатні солі (середній вміст  $MgO$  0.38%). Загальні

запаси сирих солей становлять 7.57 млн т. Сиваське родовище дає найбільшу частину видобутку магнієвих солей в Україні – 7648 тис м<sup>3</sup>, або 164 тис т MgO (2000 рік). Воно розробляється Перекопським бромним заводом. Родовище Сасик-Сиваш у Каламитській затоці Чорного моря (сульфатні солі, із середнім вмістом MgO 1.15%) розробляється Кримським содовим заводом.

Крім описаних, у майбутньому інтерес можуть представляти такі нетрадиційні для України типи магnezіальної сировини, як метаморфогенні родовища магnezиту і талько-магnezиту (Правдинське, Веселянське), високомагnezіальні метасульфидні базальти (Приазов'я), доломітові мармури і кальцифіри (Заваллівське) [Комов, Кулиш, 2002].

**Правдинське родовище** талько-магnezитів розміщено поблизу с. Грушівка Криничанського району Дніпропетровської області, в південно-західній частині однойменної ультраосновної інтрузії, складеної хризотіловими, антигоритовими серпентинитами, талько-магnezит-серпентиновими і талько-магnezитовими породами, талько-хлоритовими і хлорит-карбонат-тальковими сланцями. Відкрито у 1964 р. Новомосковською ГРЕ, розвідане в 1964-1968 і 1971-1972 рр. ПГО "Южукргеологія".

Продуктивна товща залягає серед метаморфізованих порід масиву у вигляді крутопадаючого пластовидного покладу субмеридіонального простягання протяжністю 800 м, потужністю 80-350 м, шириною горизонтального виходу 150-350 м. Талько-магnezитовими породами складено ряд смугоподібних покладів протяжністю 0.5-2.5 км.

Виділяється два типи руд: талько-магnezитові та карбонатизовані серпентиніти. Перші складені тальком (35-50%) і магnezитом (брейнеритом) (40-60%), присутні серпентин (антигорит), доломіт, магнетит, хлорит, хроміт, сульфіді. Вміст основних компонентів (%): MgO – 32-36; SiO<sub>2</sub> – 25-30; CaO – менше 20; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – менше 2. Характерні масивні, зрідка сланцюваті текстури, порфіробластові та лепідогранобластові структури. Карбонатизовані серпентиніти складені серпентином (60-80%), магnezитом (10-30%) та іншими карбонатами (10-20%), тальком, магнетитом, хромітом, інколи зустрічаються олівін, бастит, сульфіді. Вміст основних компонентів (%): MgO – 36-41; SiO<sub>2</sub> – 31-37; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> < 1; CaO < 20; в незначній кількості присутні P і S.

Запаси родовища (категорії А+В+С<sub>1</sub>) складають 105 млн т руди з 55% талько-магnezиту і 45% – карбонатизованих серпентинітів, прогнозні ресурси до глибини 300 м оцінюються в 300 млн т. Кондиції руд: вміст MgO – не менше 38.4%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – не більш 2%; CaO – не більше 2.5%; MgO/SiO<sub>2</sub> – не менше 1.1. Технологічні дослідження довели можливість використання сировини родовища як магnezитово-брейнеритових і талькових марок А і Б концентратів багатодільного призначення; форстеритових вогнетривів із талько-магnezитів і серпентинітів; тонкого талько-магnezитового і карбонат-серпентинітового борошна для виробництва сільхоздобрив, інсектицидів, шлакоситаллів, жаростійких бетонів тощо; вогнетривкої цегли та ін.

**Веселянське родовище** талько-магnezитів розміщене у с. Веселянка Запорізького району Запорізької області, серед кристалічних сланців докембрію (серпентиніти, талько-карбонатні, талько-хлоритові, хлорит-амфіболові породи). Відкрито в 1952-1955 рр., розвідане в 1957 р. Представлене трьома крутопадаючими покладами з лінзами і прошарками серпентинітів. Протяжність покладів 600-1280 м, потужність 50-180 м. Вони складені магnezитом (20-60%), тальком (15-45%), серпентином (3-30%), магнетитом (3-8%). Запаси родовища по категоріям А+В+С<sub>1</sub> підраховані у кількості 1322 тис т, прогнозні ресурси – 250 млн т.

В Приазовському блоці УЩ відомі декілька перспективних проявів високомагnezіальних метасульфидних базальтів (Буртичій, Балки Кримська, Радіоновський, Камішеватський та ін.), придатних для використання як добавки (підшихтовка) для форстеритових вогнетривів і іншої магnezіальної продукції. Вони представлені оталькованими, антофілітованими, тремолітованими піроксенітами, метаолівінітами, метадунітами, метаперидотитами, серпентинитами та ін., де вміст MgO коливається від 21 до 27%.

Таким чином, забезпеченість магnezіальною сировиною в Україні достатня, є перспективи нарощування видобутку бішофітових розсолів за рахунок виявлення інших родовищ в ДДЗ. Суттєвим резервом для збільшення сольового потенціалу є дорозвідка флангів і глибоких горизонтів родовищ Передкарпаття, вивчення родовищ талько-магnezитів і карбонатизованих серпентинітів (Правдинське), попутний видобуток магnezіальної руди з руд Тарнуватського родовища силікатного нікелю.

## Література до розділу 2 "Легкі метали".

1. Блисковський В.З., Минеєв Д.А. Камни плодородия. М., 1986. 214 с.
2. Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В. Главнейшие типы рудных месторождений. М.: Недра, 1982. 384с.
3. Донской А.М., Кулиш Е.А. Перспективы создания собственной сырьевой базы для производства алюминия из нефелиновых пород Украины // Мінеральні ресурси України, 2003. №2. С.9-10.
4. Комов И.Л., Кулиш Е.А. Геологические и геолого-экономические черты метаморфогенного магnezіального сырья Украинского щита // Збірник наук.праць ИГНС. К., 2002. С. 184-198.
5. Кулиш Е.А., Донской А.Н., Комов И.Л., Ищенко А.А., Покалюк В.В. Прогноз и оценка нетрадиционного высокоглиноземистого (алюминиевого) минерального сырья Украины // Аспекты минерогении Украины. К., 1998. С. 271-300.
6. Магnezит и талько-магnezит (Геолого-экономический обзор). К.: Геоинформ, 1997. 25 с.
7. Никитина А.П. Условия формирования месторождений латеритных бокситов Европейской части СССР.// Минеральные месторождения. М.: Наука, 1976. С.120-133.
8. Хрущов Д.П., Вакарчук Г.І., Данишурка Н.А., Шехунова С.Б. Родовища бішофіту в Україні і перспективи їх використання. К., 2002. С. 370-376.
9. Шумлянський В.О., Федорук А.С., Гурський Д.С. та ін.. Боксити в Середньому Придністров'ї // Наук.праці ін-ту фундаментальних досліджень. К.: Знання, 1999. С.147-154.

## РОЗДІЛ 3. КОЛЬОРОВІ МЕТАЛИ

### 3.1. МІДЬ

#### 3.1.1. Загальні відомості

Мідь – це хімічний елемент I групи періодичної системи Менделєєва, атомний номер 29, атомна маса 63.546, м'який ковкий метал жовто-червоного кольору, відомий з давнини (ще з 4-го тисячоліття до Різдва Христового). Густина міді  $8940 \text{ кг/м}^3$ ,  $t_{\text{пл.}} 1084.5^\circ\text{C}$ ,  $t_{\text{кип.}} 2540^\circ\text{C}$ , ступінь окиснення +1, +2, рідко +3. Металічна мідь хімічно малоактивна, при температурі нижче  $200^\circ\text{C}$  з сухим повітрям не взаємодіє, а при нагріванні, а також у присутності вологи і  $\text{CO}_2$  починається окиснення. Мідь взаємодіє з галогенами, сіркою, селеном, утворює комплексні сполуки з ціанідами, часто утворює стійкі комплексні сполуки типу подвійних солей. Металічна мідь відзначається високими електро- і теплопровідністю, корозійною стійкістю, добре обробляється тиском в гарячому та холодному стані, утворює сплави з Zn, Al, Ni, Fe, Mn, Pb, Be, Si та іншими елементами, які мають цінні властивості.

Мідь відноситься до халькофільних елементів. Її кларк в земній корі  $4.7 \cdot 10^{-3}$ . Зазвичай вона пов'язана з основним і кислим магматизмом, формує магматичні, скарнові, колчеданні, мідно-порфірові та жильні родовища.

Крім самородної міді відомо понад 200 мідних і вміщуючих мідь мінералів, найголовнішими з яких є: *халькопірит* ( $\text{CuFeS}_2$ ), *халькозин* ( $\text{Cu}_2\text{S}$ ), *борніт* ( $\text{CuFeS}_4$ ), *кубаніт* ( $\text{CuFe}_2\text{S}_4$ ), підпорядковане значення мають *сульфосоли* (бляклі руди), *енаргіт*, *ковелін*, *тенорит*, мінерали зон окиснення – *азурит*, *малахіт*, *хризокола*, *брошантит*, *куприт* та ін.

#### 3.1.2. Галузі використання та вимоги до сировини

Мідь та її сплави широко використовують в електротехніці, машинобудівному комплексі, будівництві, військовій справі, для виготовлення різноманітних приладів і обладнання, художніх виробів, виготовлення монет тощо. Значна частина міді застосовується в електротехнічній промисловості та зв'язку, що обумовлено її значною електропровідністю. Висока теплопровідність і опір корозії обумовлюють можливість виготовлення з міді деталей теплообмінників, холодильників, вакуумних приладів тощо.

Значна частка міді використовується у вигляді різноманітних сплавів: латуні (з Zn), бронзи (з Sn, Al, Pb, Be та ін.), мідно-нікелевих сплавів тощо, які застосовуються в машинобудівній промисловості, авіа-, авто- і суднобудуванні, на залізничному транспорті, в електротехнічній промисловості, різноманітних приладах. Солі міді використовують для виготовлення пігментів, боротьби з шкідниками і хворобами рослин, як мікродобрива, каталізатори процесів окиснення, у виробництві штучного шовку, в шкіряній і хутровій промисловості та ін.

Мідними рудами називають природні мінеральні утворення, які вміщують мідь в таких сполуках і концентраціях, при яких їх промислове використання технологічно можливе й економічно доцільне.

Мідні руди, як правило, є комплексними і разом з мінералами міді вміщують мінерали Fe, Zn, Pb, Mo, As, Sb, містять Au, Ag, Se, Pt, а також Re, Cd, Ge, In, Ga, Tl, Co та інші елементи, які можуть бути вилучені при їх переробці, що значно підвищує економічну цінність родовищ. Мідні руди поділяються на дуже багаті (понад 3-5% Cu), багаті (понад 2%, а для мідно-порфірових родовищ – понад 1% Cu), рядові (1-2% Cu, а для міднопорфірових родовищ – 0.4-1.0% Cu), бідні (0.7-1.0% Cu, а для міднопорфірових родовищ – менше 0.2% Cu). За ступенем окиснення (вміст міді в окисненій формі) руди поділяються на сульфідні (до 10%), змішанні (11-50%) та окиснені (понад 50%).

Видобуток мідних руд здійснюється переважно відкритим способом, потужність найкрупніших підприємств сягає 30 млн т руди чи 200 тис т міді (Чукікамата і Ель-Тен'енте в Чилі, Бінгем в США, Пангуна і Папуа – в ПНГ).

Зазвичай мідні руди збагачуються методом флотації, лише невелика частина багатих мідно-нікелевих і масивних мідно-колчеданних руд придатні для безпосередньої плавки. Мідно-нікелеві руди збагачуються за схемами селективної і колективної флотації, завдяки чому отримують мідні і мідно-нікелеві концентрати. Залізо-мідні руди в габроїдах, карбонатитові і скарнові руди переробляються за схемами селективної флотації і магнітної сепарації з виробництвом мідного і залізного концентратів. Мідно-молібденові, мідно-цинкові колчеданні, власно мідні руди мідистих пісковиків, самородної міді і руди жильних родовищ переробляються методами прямої селективної, або колективної і колективно-селективної флотації, завдяки чому отримують мідні, молібденові, цинкові і сірчані (піритові) концентрати. Вилучення міді сягає 50-97%, вміст в концентратах – 15-50%. З міднопорфірових руд мідь і молібден вилучаються в колективний концентрат, який у подальшому поділяється на кондиційний мідний концентрат і молібденовий промпродукт.

Окиснені та змішані руди збагачуються значно гірше, зазвичай – за складними комбінованими схемами, які включають сульфідизацію окиснених мінералів, подальшу флотацію, але частіше – хімічним і бактеріологічним вилуговуванням в чанах і купним вилуговуванням.

Вимоги до якості мідних концентратів регламентуються ОСТ 48-77-74 (табл. 3.1).

**Вимоги до якості мідних концентратів (ОСТ 48-77-74)**

Марка концентрату	Вміст			Марка концентрату	Вміст		
	Cu, не менше	Домішок, не більше			Cu, не менше	Домішок, не більше	
		Zn	Pb			Zn	Pb
КМ-0	40	2	2.5	КМ-5	20	10	8
КМ-1	35	2	3	КМ-6	18	11	9
КМ-2	30	3	4.5	КМ-7	15	11	9
КМ-3	25	5	5	ППМ	12	11	9
КМ-4	23	9	7				

Мідні концентрати, а також дуже багаті мідні руди (понад 3-5% міді), які можуть плавитися безпосередньо, піддаються пірометалургійній обробці, завдяки чому отримують чорнову мідь, з газів металургійного виробництва вилучають сірчану кислоту чи сірку, а з пилу – Pb, Zn, Bi, Cd, Ge та інші елементи. З чорнової міді шляхом електролітичного рафінування виробляють мідь високої чистоти і вилучають численні корисні компоненти. Крім того з електролітичних шлаків вилучають селен, телур і благородні метали.

**3.1.3. Економічні відомості**

Загальні світові ресурси міді на 01.01.2000 р. оцінювалися як 1600 млн т, загальні запаси – 895 млн т., а підтверджені запаси – 664 млн т. Найбільші ресурси та запаси міді зосереджені в Чилі, США, Перу, Китаї, Замбії, Росії та ін., які одночасно є й найважливішими виробниками мінеральної сировини (табл. 3.2).

Табл. 3.2

**Ресурси, запаси (на 01.01.2000, млн т) та видобуток міді (1999 р., тис т)**

Країна	Ресурси	Загальні запаси	Підтверджені запаси	Вміст, %	Видобуток
Чилі	393.6	215.7	165.5	1.0	4382
США	221.4	115.9	76.2	0.65	1660
Перу	98.4	45.5	37.0	0.8	536
Китай	91.2	62.0	37.8	0.9	500
Замбія	83.2	30.7	18.0	2.8	260
Росія	73.6	30.0	22.0	1.1	610
Мексика	65.6	22.5	16.9	0.5	362
Індонезія	60.8	36.0	32.8		740
Польща	57.0	35.6	21.8	1.7	461
Австралія	56.0	23.7	21.5	0.5	730
Казахстан	49.3	45.6	36.6	0.68	374
Конго	27.5	25.7	23.6	4.0	35
Канада	26.0	10.1	8.5	0.7	614
Бразилія	20.5	18.1	16.6	0.9	31
Аргентина	20.0	17.4	13.5	0.7	210
Узбекистан	20.0	16.9	16.2	0.4	60
Іран	18.5	15.1	10.1	1.1	135
Філіппіни	15.5	13.9	11.1	0.4	35
ПАР	14.5	12.8	7.3	0.7	161
ПНГ	14.5	10.1	9.5	0.5	183
Югославія	14.0	12.3	12.3	0.6	52
Монголія	11.5	29.3	9.3	0.8	127
Інші країни	147.4	50.1	49.0		569
ВСЬОГО	1600.0	895.0	664.2		12827

Видобуток і виробництво міді в світі постійно зростає. Якщо в 1990 р. виробництво міді склало 8058 тис т, то в 2000 р. воно збільшилося до 13200 тис т. Провідними країнами-виробниками є Чилі і США (у 2000 р. вони виробили відповідно 4600 і 1860 тис т рудничної міді), а також Канада, Росія, Польща, Китай, Індонезія, Австралія, Перу (по 400-700 тис т міді щорічно). До провідних виробників рафінованої міді, крім вище перерахованих, відносяться Японія, Німеччина, Бельгія і Люксембург.

В останні роки значні обсяги міді (до 2 млн т, переважно в США і Чилі) стали одержувати за технологією SX-EW, що включає вилуговування (підземне, купчасте, з відвалів) і електроліз.

Постійно зростають і обсяги споживання (13275 тис т у 1998 р.) і міжнародної торгівлі рафінованою міддю; останні в 1999 р. у цілому склали: експорт - 6582 тис т, імпорт - 5805 тис т. Мідь експортують (1999 р., тис т рафінованої міді) Чилі (2548), Росія (634), Перу (494), Казахстан (354), Канада (294), Австралія (254), Замбія (206) та ін., а імпортують США (915), Тайвань (656), Італія (580), Німеччина (565), Франція (550), Північна Корея (485), Китай (405), Велика Британія (303), Японія (230) та ін.

Світові ціни на мідь у першій половині 2005 р. на Лондонській біржі металів (ЛБМ) перевищували 3000 \$/т (до 3400 \$/т). Однією з головних причин росту цін є зростання економіки і попиту на мідь в Китаї, США, Японії (яка є третім у світі споживачем міді). Фундаментальні фактори росту цін – високий попит і очікуваний дефіцит металів на ринку. Згідно з прогнозами у 2005 р. дефіцит міді на ринку складе 260 тис т, а світове споживання збільшиться на 4.2%, до 17.1 млн т, причому Китай буде лідирувати в споживанні міді, його рі-



вень виросте на 8.4%, до 3.6 млн т. США також збільшать споживання міді на 3%, до 2.6 млн т. Світове виробництво міді з руд виросте на 6.9%, до 15.3 млн т.

### 3.1.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

За походженням виділяються 6 генетичних груп, які об'єднують 9 геолого-промислових типів родовищ (табл. 3.3): 1) магматична (з родовищами мідно-нікелевими і залізо-мідними в габроїдах); 2) карбонатитова (карбонатитовий тип); 3) скарнова (скарновий тип); 4) гідротермальна (з типами мідно-порфіровим, мідно-молібден-порфіровим, жильним кварцово-сульфідним і самородної міді); 5) колчеданна (мідно-колчеданний тип); 6) стратиформна (тип мідистих пісковиків і сланців). В майбутньому, можливо, до промислового використання будуть залучені мідьмістні залізо-марганцеві конкреції.

Табл. 3.3

Геолого-промислові типи родовищ мідних руд				
Генетичні групи	Геолого-промислові типи	Характеристика рудних тіл (потужність)	Промислові і мінеральні типи руд	Вміст міді %
Магматична	Мідно-нікелевий	Згідні пластові поклади, лінзо- і жиліподібні тіла (десятки метрів)	Мідно-нікелеві масивні, брекчієві, прожилково-вкраплені; пентландит-халькопірит-(кубані)-піритинові	0.2-3.5
	Залізо-мідний в габроїдах	Лінзоподібні зони прожилково-вкраплених руд (десятки метрів)	Залізо-мідні; борніт-халькопірит-титаномагнетитові з апатитом	0.5-1.5
Карбонатитова	Карбонатитовий	Трубоподібні і штокверкові	Залізо-мідні прожилково-вкраплені; халькопірит-борніт-магнетитові з апатитом	0.5-0.9
Скарнова	Скарновий	Пласто- і стовпоподібні	Залізо-мідні гніздові, прожилково-вкраплені; борніт-халькопірит-пірит-магнетитові	1.5-5.0
Гідротермальна	Мідно- і мідно-молібден-порфіровий	Штокверки площею 0.2-2 км <sup>2</sup>	Молібден-мідно-порфірові прожилково-вкраплені; молібденіт-халькопірит-піритові	0.3-1.5
	Кварцово-сульфідний (жильний)	Жили і жильні зони (1-10 м)	Мідні, свинцево-цинково-мідні гніздово-жильні, прожилково-вкраплені; халькопірит-піритові, галеніт-сфалерит-халькопірит-піритові	1.5-6.0
	Самородної міді	Пластоподібні (1-10 м)	Самородно-мідні прожилково-вкраплені; халькопірит-борніт-самородно-мідні	1.0-2.5
Колчеданні	Мідно-колчеданний	Пласто-, лінзоподібні (до 200 м)	Мідні, цинково-мідні масивні і прожилково-вкраплені; халькопірит-піритові, сфалерит-халькопірит-піритові	1.0-4.0
Стратиформна	Мідистих пісковиків	Пластові і стрічкоподібні поклади (до 30 м)	Мідні смугасті і вкраплені; халькопірит-борніт-халькозинові	1.0-6.0

Найважливіше значення з них мають такі геолого-промислові типи: мідно- і мідно-молібден-порфіровий (62% підтверджених запасів), мідно-колчеданний і колчеданно-поліметалічний (8%), стратиформний в мідистих пісковиках і сланцях (23%); другорядне значення мають скарновий (3%), мідно-нікелевий магматичний (2%), жильний кварцово-сульфідний (1%), міднорудний карбонатитовий (1%), залізо-мідний в габроїдах (0.3%). Останнім часом великого значення набувають комплексні ураново-золото-мідні руди (родовище Олімпік-Дам в Австралії). Перспективними є золото-мідно-залізооксидні родовища в осадочно-вулканогенних товщах (Старра, Австралія). Раніше велике значення мали родовища самородної міді у вулканітах (США), з яких за більше ніж 100-річний період експлуатації вилучено близько 5 млн т міді.

Родовища мідно-нікелевого типу формувалися як в пізньому докембрії (Кольській півострів, Ботсвана, Канадський щит), так і в мезозої (Норильський рудний район); мідно-порфірового – переважно в мезозої і кайнозої (Південна Америка і Східна Азія, Балкани, Малий Кавказ і Іран), але і в карбоні (Джунгаро-Балхашська і Курамінська рудні провінції) і пермо-тріасі (Монголія); мідно-колчеданного – в докембрії (Канада, Австралія, Індія, США), палеозої (Урал, Рудний Алтай, Північний Кавказ, Салаір) і мезо-кайнозої (Закавказзя, Балкани, Японія, Перу); мідистих пісковиків – в ранньому протерозої (Удоканське родовище в Сибіру), пізньому протерозої (Центральна Африка, США), венді (Афганістан), пізньому палеозої (Джезказган, Польща, Німеччина).

Мідно-порфірові родовища розвинені переважно в базальтоїдних острівнодужних комплексах; молібден-мідно-порфірові – в андезитоїдних вулcano-плутонічних поясах; мідно-колчеданні – в базальтоїдних формаціях евгеосинкліналей; мідно-цинково-колчеданні – в ріоліт-базальтових формаціях евгеосинкліналей; стратиформних мідистих пісковиків і сланців – в червонобарвних осадкових формаціях орогенних і платформних депресійних структур, магматичні сульфідні мідно-нікелеві родовища – в розшарованих основних-ультраосновних інтрузивних комплексах.

Мідно-порфірові родовища (Чилі, США, Мексика, Перу, Індонезія, Іран, Філіппіни й ін.) мають унікальні і великі масштаби, відрізняються комплексним поліметальним складом руд, їх високою технологічністю, сприятливими гірничотехнічними умовами. В стратиформних родовищах зосереджені значні запаси міді Замбії, Конго, Польщі, Казахстану й ін. Більшість колчеданних родовищ розташовані в Канаді, Австралії, Казахстані, Іспанії, Японії.

На родовищі **Олімпік-Дам** в Австралії, де видобувають Cu, Au й U, зруденіння представлене стратиформною борніт-халькопіритовою мінералізацією з ураном, рідкісними землями, флюоритом, сидеритом, баритом і січною халькозин-борнітовою мінералізацією з Au, U, TR. Рудні тіла комплексні, вони містять значні кількості міді (у найближчому майбутньому з виробництва міді ця копальня увійде до першої десятки найбільших світових виробників), срібла і золота.

За запасами родовища поділяють на унікальні (> 10 млн т Cu), великі (3-10), середні (0.5-3), дрібні (< 0.5).

### 3.1.5. Родовища України

Щорічно Україна використовує до 150 тис т мідної металопродукції, більше половини якої складає рафінована мідь. Однак, у зв'язку з відсутністю власної мінерально-сировинної бази потреби нашої країни забезпечуються переважно за рахунок експорту, або використання металічного брухту. Справа в тому, що на території України немає розвіданих родовищ міді, хоча відомо понад 150 рудопроявів, а загальні ресурси оцінюються досить високо. Вони пов'язані з чотирма потенційно міднорудними провінціями: Українського щита, Волино-Подільської плити, Дніпрово-Донецької западини і Складчастих Карпат (рис. 3.1).



Рис. 3.1 Схема розміщення деяких проявів та родовищ родовищ кольорових металів

Виділяються два провідних геолого-промислових типи проявів міді: самородномідний в осадочно-вулканогенних товщах (Волино-Подільська плита, Південний Донбас) і стратиформний в мідистих пісковицях і сланцях (ДДЗ, Південний Донбас, Волино-Подільська плита, Складчасті Карпати, Передкарпатський прогин). Другорядне значення мають мідно-колчеданний і колчедано-поліметалічний (УЩ, Мармароський алохтон Карпатської складчастої області), мідно-нікелевий магматичний і мідно-залізорудний (УЩ) типи, а також жильні сульфідно-кварцові прояви міді.

На УЩ інтерес становить сульфідні мідно-нікелеві, мідноколчеданні і залізо-мідні рудопрояви. Перші представлені Прутівським проявом Волинського блоку, приуроченим до інтрузії габроїдів. Мідноколчеданні прояви відомі в ЗКС Середньопридніпровського мегаблоку; а залізо-мідні – в кварцитах, роговиках і сланцях Криворізько-Кременчуцької зони.

Мідна мінералізація Волино-Подільської плити приурочена до трапів волинської серії венду, де виділяються 10-11 горизонтів самородномідної мінералізації, з яких 5-6 на деяких ділянках мають промислові параметри. Тут виділяються 4 рудних вузли: Ратненський (прояви Жиричі, Заліси, Шменьки), Кухоцьковольський, Рафалівський і Шепетівський. Прогнозні ресурси ( $P_3$ ) міді тут можуть досягати 25 млн. т. Крім того, в Середній Наддністрянщині відомо кілька десятків (64) проявів міді в червонобарвних формаціях дністровської серії нижнього девону.

Відомі стратиформні прояви міді у відкладах девону і нижньої пермі ДДЗ (Гладосівське, Івангородське, Берестянське) і Донецької складчастої області (Миколаївське). Крім того, мідна мінералізація відома в гідротермальних свинцево-цинкових проявах солянокупольних структур ДДЗ. Прогнозні ресурси міді тут досягають 3.2 млн т.

В Карпатській складчастій області мідноколчеданий тип зруденіння характерний для Мармароського алохтону; в Складчастих Карпатах мідисті сланці і пісковики відомі у відкладах шипотської світи крейди (Дуклянсько-Чорногірська зона) і товщі палеогену-нижнього еоцену (Скибова зона); в Передкарпатському прогині мідна мінералізація локалізована в породах червонобарвно-теригенної субформації (стебницька світа міоцену).

**Прояви самородної міді** в траповій формації неопротерозою Волино-Подільської плити (волинська серія), де рудні поклади мають стратиформний характер, простягаються іноді на кілометри.

Найбільш вивченим є **рудопрояв Жиричі** [Шумлянський та ін., 1998] приурочений до південно-західного схилу Ратненського підняття фундаменту. Міднорудні поклади зустрічаються в амігдалоїдних і афанітових базальтах, туфоловаобрекчіях і туфах, гравеліто-пісковиках. Форма рудних тіл пластова, з нерівномірним розподілом міді. Залягання рудних тіл (покладів) полого (1-30°), глибина залягання 150-500 м. Потужність рудних тіл досягає 20 м, середній вміст Cu складає 1.2%; Au – 1.7 г/т, Ag – 40 г/т, Pt – 1.5 г/т. Прогнозні ресурси (категорії P<sub>2</sub>+P<sub>3</sub>) руди – 125 млн т, міді – 1.5 млн т. Руди легко збагачуються гравітаційним методом з подальшою електромагнітною сепарацією продуктів збагачення.

В межах **Рафалівського рудного вузла** (Ровенська обл.) встановлені рудні зони (0.3-4.5 м) з вмістом Cu від 0.1 до 25%, Au – до 1.15 г/т, Ag – до 20 г/т, платиноїдів – до 1.66 г/т. Прогнозні ресурси Cu тут оцінені як 3 млн т, Au – 79 т, Pt і Pd – 40 т, Ag – 1592 т.

**Стратиформні прояви міді** відомі в червонобарвних товщах девону ДДЗ і Південного Донбасу, Наддністрянщини, крейди-еоцену – складчастих Карпатах, а також у міоцені Передкарпатського прогину.

В **Донецькому басейні** мідисті пісковики відомі в складі нижньопермської картамишської світи в Бахмутській улоговині: Берестянське, Гладосівське, Іванградське, Покровське, Гуртинське та ін. Світа складена червоно-бурими, строкатобарвними аргілітами, алевролітами і пісковиками з горизонтами сірих порід того ж складу (сірі зони), до яких і приурочене мідне зруденіння. Потужність світи 500-1200 м, сірих зон - 1-5 м, інколи до 30 м. Всього нараховується 12 горизонтів, де зустрічається мідне зруденіння.

**Берестянський прояв** приурочений до Голубівсько-Мар'ївської синкліналі. Він вивчений 32 свердловинами глибиною 100-866 м. На площі рудопрояву виділено 3 ділянки: Берестянська, Берестянська-II і Суходільська. Рудовміщуюча товща картамишської світи падає на північний захід і захід під кутом 10-12°. Виділяється кілька рудоносних горизонтів глибиною залягання до 855 м, потужністю від 0.3 до 2.0 м (середня 0.6 м). Рудні поклади мають лінзоподібну і пластову форму. Вони приурочені до вапняних алевролітів, темно-сірих алевритистих глин, тонкозернистих пісковиків, доломітових вапняків. Рудна мінералізація представлена халькозином, борнітом, халькопіритом, рідше зустрічаються ковелін, куприт, самородна мідь. Супутні мінерали: галеніт, сфалерит, гринокіт, пірит, акантит, малахіт, азурит, лімоніт. Переважає халькозин, що утворює дрібну вкрапленість (0.1-0.2 мм). Руди звичайно дрібновкраплені, гніздово-вкраплені, зрідка – прожилково-вкраплені. Характерні структури заміщення, ґратчастих зростань, текстури – вкраплена, смугаста, цементна, конкреційна і прожилкова. Вміст Cu в рудах дорівнює 0.5-1.7%, присутні Pb (0.1-1.2%), Zn (0.1-1.2%) а також Ni, Ga, Ag, Re, Au, Pb. Прогнозні ресурси міді становлять 1.7 млн т. Відпрацювання руд можливе відкритим і підземними способами із застосуванням вилуговування і біотехнологічних методів.

В Південному Донбасі в пісковиках девону виявлено прояв мідної мінералізації, представлені малахітом і халькозином, що заміщають рослинні залишки. Вміст Cu і Ва досягає кількох відсотків.

В межах **Волино-Подільської плити**, в Середній Наддністрянщині, прояви міді відомі в червонобарвних відкладах дністровської серії нижнього девону, серед яких зустрічаються темносірі мідьвмісні слюдисті алевроліти й аргіліти. Сульфідна мідна мінералізація залягає на 6 стратиграфічних рівнях у нижній і середній частинах розрізу. В долині р. Дністер між с. Городниця і Стрий відомі 64 прояви мідної (іноді зі свинцем) мінералізації. Руди утворюють лінзи чи шари неправильної форми в плані. Довжина рудних тіл 100-150 м (до 275 м), потужність від кількох сантиметрів до 0.7 м (іноді до 1.5 м). Мінералізація бідна, нерівномірна, вміст міді 0.1-0.2%, в окремих випадках до 18%. Рудні мінерали: малахіт, азурит, халькозин, борніт, ковелін, халькопірит. Встановлений підвищений вміст U (до 0.003%), Pb, V, Ni, Y, Ba.

В **складчастих Карпатах** мідисті сланці і пісковики відомі в складі шипотської світи крейди (Дуклянсько-Чорногірська зона) і в палеоцен-нижньоеоценовій товщі (Скибова зона), складених алевролітами і дрібнозернистими пісковиками з прошарками чорних бітумінозних, зеленкувато-сірих і червоних аргілітів. Вкраплена і прожилково-гніздова мінералізація представлена халькопіритом, халькозином і малахітом. Вміст міді змінюється від 0.04% до 0.55 на потужність 2 м.

В **Передкарпатському прогині** мідна мінералізація локалізована в породах морської червонобарвної теригенної субформації (стебницька світа міоцену). Світа складена глинами, пісковиками, гравелітами, конгломератами загальною потужністю 700-800 м, у північно-західній частині Передкарпатського прогину – до 2500 м. Мідна мінералізація тягнє до північної частини площі поширення світи (Надвірнянська, Львівська, Лотовецька і Яблунівська ділянки). Рудоносними є сірі дрібнозернисті пісковики, глини і змішані породи з вуглефікованим рослинним детритом. Середня потужність рудних шарів 0.8 м, середній вміст міді 0.68%; максимальний – 15.9%. Основний рудний мінерал – халькозин, що утворює вкрапленість у породах, на поверхні зустрічаються малахіт і азурит. Характерним є чергування червонобарвних і сіробарвних відкладів за істотного переважання перших. Інтенсивність зруденіння пов'язана з сірими зонами строкатобарвних товщ і прямо пропорційно залежить від їх загальної потужності.

**Мідно-колчеданні і колчедано-поліметалічні** прояви міді встановлені в метаморфічних товщах Українського щита і Карпат (Рахівський масив).

На УЩ мідно-колчеданні прояви відомі в зеленокам'яних вулканічних породах архею в Середньопридніпровському мегаблоці (Сурський, Верхівцівський та інші райони). Вони приурочені до товщ чергування основних і кислих вулканогенних порід, зон кварц-сульфідного метасоматозу, лиственітизації, вторинних кварцитів. Характерний парагенезис Cu з Co, Ni, Zn, Mo і Au. Часто мідно-колчеданні і колчедано-поліметалічні прояви зустрічаються разом із залізистими кварцитами, збагаченими міддю (Конкська ЗКС). Халькопірит в

асоціації з піритом, піротином і сфалеритом присутній в амфіболітах, хлоритизованих актинолітигах, кератофірах, альбітигах, плагіопорфіритах, сієніт-порфірах, мігматитах і жилах граніту. Вміст Cu коливається від 0.1 до 0.5%.

Мідно-колчеданне зруденіння **Крутобалкинського прояву** у Верхівцівській ЗКС приурочене до крутопадаючої зони шириною 200-250 м, в межах якої розміщені кілька субпаралельних рудних тіл потужністю від 0.2 до 9 м і довжиною 200-800 м. Вміст міді в них змінюється від 0.5 до 3.3%. Головне рудне тіло середньою потужністю 3.4 м, вмістом міді 0.86%, простежено за простяганням на 800 м, а за падінням – на 250 м. Перспективні ресурси міді (категорія P<sub>1</sub>) оцінені тут як 23 тис т.

В Сурському районі мідноколчеданне зруденіння представлене прожилками, жилами, штокверками в пропілітизованих і лиственітизованих породах, супроводжується конкреціями Pb, Zn, Co, Ni, Au в осадочно-вулканогенних формаціях і ультрабазитах. В туфових горизонтах у підосві джеспілітової формації мідноколчеданні поклади потужністю до 10 м містять 0.1-0.3% міді, а в джеспілітовій і ультрабазитовій формаціях – від 0.1-0.6 до 7.6%. В асоціації з халькопіритом зустрічаються борніт, халькозин, ковелін, кубаніт і аморфна мідь.

В Кременчуцькому районі мідна мінералізація представлена колчеданим прожилково-вкрапленим зруденінням, іноді зі сфалеритом і молібденітом у пропілітах за метабазитами, карбонатних породах, кварцових жилах і гранітах. Так, у гранітах Шматківського кар'єру виявлені жильно-штокверкові мідно-кварцові зони з вмістом міді 0.1-0.46%.

**Калинівський рудопрояв** розташований на захід від с. Павлівка Вінницької області, приурочений до тіл ендербітів і чарнокітів серед кальцифірів і кристалосланців дністровсько-бузької серії в Хмільницькій зоні розломів. Рудна мінералізація представлена халькопіритом, ковеліном, кубанітом, піротином, піритом, сфалеритом, пентландитом, галенітом, титаномагнетитом, монацитом.

Прояви міді халькопірит-піритового типу колчеданної формації виявлені в Діловецькому районі Рахівського масиву (Полонське, Піп Іван, Гавришук і ін.), де вони локалізовані в кварцитах (метаріолітах) серед кварц-хлорит-серицитових сланців діловецької світи. Мінералізовані зони простежені на десятки метрів, їхня потужність досягає 38 м. Потужність рудних тіл – 3 м за вмісту Cu до 3.2% (звичайно 0.6-0.82), Pb – 0.42, Zn – 0.33% Ag – до 138 г/т, Au – 1 г/т, Mo – до 0.12%.

В Чивчинських горах у крайовій частині Мармароського алохтону халькопірит-піритовий тип мідноколчеданної формації встановлений на рудопрояві Альбін (струмок Рудний). Мінералізація приурочена до скварцованих і хлоритизованих кварц-польовошпатових порід лостунської світи. Рудні зони мають довжину 40-80 м, потужність 1.5-3 м. Пірит і халькопірит утворюють вкрапленість, гнізда і прожилки. Вміст Cu – 2.3, Zn – 0.47%; Au – 0.8, Ag – 5.6 г/т.

**Мідно-нікелеве магматичне зруденіння** представлене Прутівським проявом у північно-західній частині УЩ, описаним В.М. Скобелевим і ін. (1991), В.О. Шумлянським (2002). Воно приурочене до палеопротерозойської пластової інтрузії долеритів, яка локалізована в зоні глибинного розлому серед мігматитів, гнейсів і амфіболітів. Потужність тіла 110-210 м, довжина за простяганням – 3 км. Інтрузія полого (23-35°) падає на північний захід. Вкраплені сульфідні руди приурочені до нижнього ендоконтакту, складеного долеритами, хоча дрібні сульфідні тіла зустрічаються і в екзоконтактах, і в долеритах центральної частини інтрузії. Виділяються три рудні асоціації: 1) халькопірит, пентландит, піротин; 2) пентландит, кубаніт, халькопірит, піротин; 3) пірит, віоларит, макінавіт. Прогнозні ресурси руди складають 36 млн т, середній вміст міді 0.26%.

**Мідно-залізородні прояви** відомі в межах Криворізько-Кременчуцької зони, Конкського й інших районів УЩ. Підвищений (0.1-2%) вміст міді приурочений до магнетит-гранат-амфіболітових кварцитів, магнетит-хлорит-кварцових роговиків і сланців, гранат-хлорит-біотит-кварцових сланців. Рудоконтролюючі структури – зони розсланцювання і дроблення в залізистих кварцитах. Виділяються зони довжиною до 40 км з підвищеним вмістом Cu, Pb, Zn; із залізистими кварцитами тісно пов'язані мідно-колчеданні прояви, де провідними корисними компонентами є Fe і Cu. Мідисті залізисті кварцити звичайно бідні, дуже метаморфізовані (амфіболітова фація), грубозернисті, масивні, вміщують піроксен. Вони обрамлюють купольні структури, складені гранітоїдами. Сульфідні (пірит, піротин, халькопірит) утворюють вкрапленість чи цементують уламки порід. Іноді зустрічаються метасоматичні прожилки цих сульфідів.

**Жильні сульфідно-кварцові прояви міді** зустрічаються в жилах і прожилкових зонах вулканогенно-гідротермальних золото-срібно-поліметалічних родовищ Закарпаття. Так, у жильних тілах нижніх горизонтів Біганьського родовища халькопірит асоціює з піритом, сфалеритом, галенітом, золотом, іноді з арсенопіритом, піротином, сульфосолями срібла і свинцю. На Мужіївському родовищі халькопірит зустрічається в асоціації зі сфалеритом, галенітом, піритом, сульфосолями, вкрапленими в жильну масу (кварц, барит, каолініт).

В Складчастих Карпатах, на лівому березі р. Велика Вугіллячка, відомий прояв міді Малахітовий, де в зоні розлому, що січе породи крейда-палеогенового флішу, розташовані великі брили кварцових пісковиків і філітів пермо-тріасу (?). Пісковики вміщують вкраплену мінералізацію і кварц-кальцитові жили і гнізда з сульфідами (борніт). Вторинні мінерали – ковелін, куприт, гематит, гетит і малахіт. Рудопрояв дрібний, практичного значення не має.

Крім власне мідних родовищ різного генетичного типу, важливим потенційним джерелом видобутку міді можуть бути **промислові відходи** гірничорудних підприємств [Бакаржів та ін., 2002]. Одним з техногенних нагромаджень міді є відходи Костянтинівського заводу "Укрцинк" в Донецькій області. У відходах цього підприємства виявлено підвищений вміст міді, свинцю, цинку і благородних металів. Відходи цього підприємства є по суті комплексним техногенним родовищем, де знаходиться 8 тис т міді (з середнім вмістом 1.2%), 24 тис т цинку (3.8%), 10 тис т свинцю (1.5%). Можливий їх видобуток засобом купного вилугування з високим рівнем рентабельності (50-70%), що також буде сприяти ліквідації відвалів з поліпшенням екологічного стану довкілля в м. Костянтинівці і навколо нього.

## 3.2. СВИНЕЦЬ І ЦИНК

### 3.2.1. Загальні відомості

**Свинець** (Pb) – це хімічний елемент IV групи періодичної системи елементів Менделєєва. Порядковий номер 82, атомна вага 207.2. Відомо чотири стабільних ізотопи свинцю з масовим числом 204, 206, 207, 208, серед яких переважає  $^{208}\text{Pb}$  (52.1%) і чотири радіоактивних ( $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{211}\text{Pb}$ ,  $^{212}\text{Pb}$ ,  $^{214}\text{Pb}$ ). Ізотопи  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  і  $^{208}\text{Pb}$  є кінцевими стабільними продуктами розпаду U, Ac і Th. Крім цього, отримано ще понад 10 штучних радіоактивних ізотопів. Свинець був відомий ще в глибокій давнині, про що свідчать знахідки свинцевих водопровідних труб при розкопках Помпеї і свинцеві монети в Китаї за 2 тис р. до н.е, знахідки свинцевих виробів у Передній Азії і Месопотамії, вік яких перевищує 3-3.5 тис р.

Природний свинець – м'який пластичний ковкий блакитно-сірий метал, з густиною  $11340 \text{ кг/м}^3$ , температурою плавлення  $327.65^\circ\text{C}$ , кипіння –  $1745^\circ\text{C}$ . Ступень окиснення +2 і +4. Порівняно мало активний. На повітрі швидко вкривається тонкою плівкою оксиду, яка запобігає його подальшому окисненню. Реагує з азотною й оцтовою кислотами, лужними розчинами, а з соляною та сірчаною кислотами не взаємодіє. При нагріванні реагує з сіркою, галогенами та деякими іншими елементами. Середній вміст свинцю в земній корі дорівнює  $1.6 \cdot 10^{-3}\%$ , у тому числі  $1 \cdot 10^{-5}\%$  – в ультраосновних,  $8 \cdot 10^{-4}\%$  – в основних,  $2 \cdot 10^{-3}\%$  – в кислих вивержених породах і  $2 \cdot 10^{-3}\%$  – в осадових.

**Цинк** (Zn) – елемент II групи періодичної системи Менделєєва. Порядковий номер 30, атомна вага 65.39. Відомо 5 стабільних ізотопів цинку:  $^{64}\text{Zn}$  (48.6%),  $^{66}\text{Zn}$  (27.9),  $^{67}\text{Zn}$  (4.1),  $^{68}\text{Zn}$  (18.8) і  $^{70}\text{Zn}$  (0.6). Цинкові руди відомі і розробляються людиною з найдавніших часів під назвою "біла земля" – окиснена цинкова руда, як добавка при виплавці міді, бронзи і латуні, хоча у вигляді чистого металу цинк був отриманий тільки в 1746 році німецьким хіміком А.Маргредом,

Цинк – сріблясто-білий метал синювато-сірого кольору, його густина  $7133 \text{ кг/м}^3$ , температура плавлення  $419.5^\circ\text{C}$ , кипіння –  $905.4^\circ\text{C}$ . На холоді крихкий, при температурі  $100^\circ\text{C}$  пластичний і легко прокатується в тонкі (до 0.05 мм) листи. Ступінь окиснення +2. До температури  $200^\circ\text{C}$  є стійким до впливу водяних парів. Реагує з кислотами, лугами, аміаком, солями амонію; в присутності водних парів – з хлором і бромом; при нагріванні – з киснем.

Кларк цинку в земній корі становить  $8.3 \cdot 10^{-3}\%$  і підвищується від ультраосновних ( $3 \cdot 10^{-3}\%$ ) до середніх ( $7.2 \cdot 10^{-3}\%$ ) і кислих ( $6 \cdot 10^{-3}\%$ ) порід. Він є важливим біогенним елементом.

В рудних родовищах свинець і цинк зустрічаються разом, утворюючи поліметалічні руди, які, як правило, містять золото, срібло, мідь, рідкісні і розсіяні елементи. Рідше зустрічаються самостійні родовища свинцевих або цинкових руд.

Відомо близько 180 мінералів свинцю і 60 цинку, основне промислове значення з яких мають сульфіді, сульфосолі, карбонати і силікати (%) свинцю: *галеніт*  $\text{PbS}$  (86.6), *буланжерит*  $\text{Pb}_5\text{SbS}_4$  (55.4), *церусит*  $\text{PbCO}_3$  (77.5), *англезит*  $\text{PbSO}_4$  (68.3), піроморфіт  $\text{Pb}(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$ , ванадиніт  $\text{Pb}_5(\text{VO}_4)\text{Cl}$ , вульфеніт  $\text{PbMoO}_4$  і цинку: *сфалерит*  $\text{ZnS}$  (67), вюртцит  $\text{ZnS}$ , *смітсоніт*  $\text{ZnCO}_3$  (52), цинкіт  $\text{ZnO}$ , гідроцинкіт  $\text{Zn}_5(\text{OH})_6(\text{CO}_3)_2$ , вілеміт  $\text{Zn}_2(\text{SiO}_3)$ , *каламін*  $\text{Zn}_4[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{OH}]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$  (54).

В екогенних умовах сульфіді свинцю і цинку при окисненні переходять в сульфати. Сульфат цинку відноситься до легкорозчинних сполук, легко мігрує і може перевідкладатися в формі вторинних карбонатів. Сульфат свинцю погано розчиняються і тому свинець не виноситься з зони окиснення. У метаморфічних процесах значної міграції свинцю і цинку не відбувається.

### 3.2.2. Галузі використання і вимоги до сировини

**Свинець** характеризується хімічною стійкістю, ковкістю і м'якістю, великою густиною і низькою температурою плавлення. Ці властивості визначають області його промислового застосування. Близько 40% свинцю використовується для виробництва акумуляторів. Крім цього, він до останнього часу широко застосовувався як антидетонаторна добавка до бензину, для виготовлення оболонки кабелю. У військовій справі свинець використовується для виготовлення шрапнелі і сердечників куль. З свинцю виготовляють екрани для захисту від радіоактивного випромінювання. В останні роки сфера застосування свинцю звужується через токсичність як самого металу, так його сполук. Практично повністю припинено застосування свинцю у виробництві побутових фарбників (білила, крона, сурик), оболонки електрокабелів і дуже обмеженим є його використання як антидетонатора автомобільного пального. Швидко скорочується застосування свинцю у будівельних конструкціях, захисному покритті, пакувальних матеріалах. Але загальне споживання свинцю постійно зростає у зв'язку з розвитком машинобудівництва (свинцеві акумулятори), сірчанокислого виробництва, а також традиційних галузей споживання (бабіти, друкарські сплави, боєприпаси).

Особливості співвідношення радіоактивних і нерадіоактивних ( $^{204}\text{Pb}$ ) ізотопів свинцю, а також свинцю та інших елементів (U, Th) обумовлюють його широке використання як геохронометра, а також для розв'язання численних теоретичних і прикладних задач геології, геохімії, петрології тощо.

Цинк завдяки своїм антикорозійним властивостям застосовується в металічному стані для оцинковування різних виробів – залізних листів, труб, дроту. Значна кількість цинку йде на виготовлення сплавів (латунь, бронза, мельхіор), цинкових білил, акумуляторних батарей, наповнювачів гуми, порошок цинку застосовують у металургії благородних металів. В технології збагачення і хімічному виробництві цинк використо-

вуглець як осаджувач металів (наприклад, при ціануванні золота), в лакофарбовій промисловості. Виробництво цинку постійно зростає.

Свинцево-цинковими рудами є природні мінеральні утворення, які містять свинець і цинк в кількості і формі, за яких можливе й економічно доцільне їх вилучення сучасними промисловими методами. Промислові типи руд визначаються за співвідношенням корисних компонентів і поділяються на: свинцеві, цинкові, свинцево-цинкові, колчеданні мідно-цинкові, колчеданні поліметалічні і поліметалічні. Їх технологічні сорти визначаються ступеню окиснення, структурно-текстурними особливостями, вмістом основних і супутніх корисних компонентів.

Головними рудними мінералами неокиснених руд є галеніт і сфалерит, окиснених – церусит, англезит, смітсоніт, каламін. До корисних компонентів часто належать сірка, флюорит і барит. Крім цього, як правило, в рудах містяться супутні корисні компоненти, які суттєво підвищують економічну цінність руд: Ag, Cu, Cd, Au, Bi, Sb, Hg, Se, Te, In, Tl, Ge. Як правило, це комплексні, свинцево-цинкові руди, де співвідношення свинцю і цинку коливаються в широких межах (Pb – 1-5%, Zn – 2-6%), аж до появи власне свинцевих чи власне цинкових руд. Мінімальний промисловий вміст корисних компонентів визначається цілим рядом факторів (геологічних, технологічних, економічних та ін.), як правило сумарний вміст корисних компонентів, перерахованих на умовний свинець, не повинен бути меншим за 3%. Багатими вважаються руди з вмістом умовного свинцю понад 7%, рядовими – 4-7%, бідними – 2-4%. Родовища із запасами до 0.5 млн т сумарного металу вважаються дрібними, 0.5-2 – середніми, 2-10 – крупними і понад 10 – унікальними.

Металічний свинець отримують окиснювальним випалюванням сульфідних руд з подальшим відновленням PbO до чорного металу, рафінуванням останнього і очисткою електролізом. Найчистіший метал отримують за допомогою методів амальгамації, зонної перекристалізації та ін. Металічний цинк одержують випалюванням руд з подальшим вилуговуванням сірчаною кислотою та електроосадженням з розчину ZnSO<sub>4</sub>.

Основним способом збагачення руд є флотація (колективна, селективна, чи їх різновиди). Часто використовують попереднє гравітаційне збагачення у важких суспензіях для бідних руд і руд, що важко збагачуються, розроблені методи мікробіологічного збагачення і збагачення методом купного вилуговування.

### 3.2.3. Економічні відомості.

На початок 2001 року світові ресурси свинцю сягали 1400 млн т (США, Канада, Австралія та ін.), а загальні запаси свинцю, які враховані в 60-ти країнах світу, становили 192 млн т, підтверджені – 115 млн т [Мінеральні ресурси..., 2003]. Найбільшими обсягами підтверджених запасів володіє 11 країн: Австралія, Казахстан, США, Росія, Канада, Індія, ПАР, Мексика, Югославія, Польща і Іспанія (табл. 3.2.1). Їх сумарна частка від світових підтверджених запасів становить 79.465 млн т чи 68.9%. Найякісніші свинцеві руди розробляються в Австралії, Китаї, ПАР і США. Ці ж країни є також головними світовими виробниками свинцевих концентратів, виробництво яких упродовж останніх років стабільно утримується на рівні 3000 тис т на рік (табл. 3.4). Серед компаній, що займаються видобутком свинцю, найпотужнішими є: Canada's Minco Mining and Metals Corp., One Teck Corp., яка відпрацьовує поліметалічне родовище Вайт-Сілвер-Маунтин в Китаї., Canada's Noranda Inc., що розробляє Pb-Zn-Ag родовище Леді-Лоретта в Квінсленді в Австралії, Evro Zinc Mining Corp., що розробляє родовище Алью-Ред в Португалії. Головним продуцентом свинцевих концентратів в США є компанія Doe Run, яка володіє шістьма копалинами в штаті Міссурі.

Виробництво первинного рафінованого свинцю в 2000 р. складало 6700 тис т і за даними геологічної служби США світова потреба у ньому буде зростати.

Серед країн експортерів свинцю в концентратах виділяються Перу і Австралія. Головними імпортерами (руди, свинцевий концентрат і рафінований свинець) є США, Китай, Республіка Корея, Німеччина і Франція. Середньорічні ціни на свинець на Лондонській біржі за 1995-2001 рр. коливалися в межах 475-631 \$/т, а на Північноамериканському ринку – 961-1075 \$/т. На початку 2004 року середня ціна свинцю на ЛБМ коливалася від 830 до 920 \$/т.

Табл. 3.4

**Світові запаси і виробництво свинцю (тис т) [Мінеральні ресурси..., 2003]**

Країна	Підтверджені запаси Pb	Середній вміст Pb, %	Виробництво концентратів Pb
Австралія	18500	6.4	699
Казахстан	11800	1.3	40
США	10500	3.5	468
Росія	9165	1.3	13
Канада	9000	2.8	143
Індія	5560	1.0	29
Китай	5300	6.0	570
ПАР	4890	5.0	75
Мексика	3140	1.8	156
Югославія	2435	3.1	15
Польща	2265	1.3	60
Ірландія	2250	1.5	45
Інші країни	10590		2313
<b>ВСЬОГО</b>	<b>115395</b>		<b>3000</b>

Світові ресурси цинку на початок 2000 р. за оцінкою Геологічної служби США [Мінеральні ресурси..., 2003] становили 430 млн т, запаси – 1900 млн т, а підтверджені – 250 млн т. Вони зосереджені переважно в Канаді, США, Австралії, Росії, Перу, Казахстані, Китаї, Польщі, ПАР, Мексиці. Видобуток цинку у світі близько 8 млн т металу, провідними видобуваючими країнами є Китай, Австралія, Канада, США (табл. 3.5).

Виробництво цинку в концентратах у світі постійно зростає. Тепер цинк добувається як з руди (первинний цинк), так і шляхом переплавки металобрухту (вторинний цинк). Провідне положення у виробництві первинного і вторинного цинку (тис т) у 2000 р. посідали: Китай – 1920, Канада – 787.5, Японія – 700.5 і Австралія – 500. Основним продуцентом цинкових концентратів у Європі є Ірландія, яка в 2000 р. виробила близько 300 тис т металу в концентраті. У виробництві рафінованого цинку безсумнівним лідером є Китай (1957 тис т).

Головними компаніями-продуцентами первинного цинку є: Unson Miniere (Бельгія), Outoumhu (Фінляндія), Nuta Cynku (Польща), Glencoke (Італія); у світі - Cameco Ltd., Noranda Inc., Voliden Ltd (Канада), CNNC (Китай), Asarco Inc. (США).

В споживанні рафінованого цинку беззаперечними лідерами у світі є США і Китай (1320 тис т). Головними експортерами концентратів цинку, а також рафінованого продукту є Австралія, Перу, США, Канада та Китай. Лідером серед імпортерів руди і концентрату цинку у 2000 р. були (тис т): Японія – 1064, Республіка Корея – 960, Бельгія-Люксембург – 879, Франція – 637. Ціни на метал у 2001 році становили близько 889-970 \$/т відповідно на лондонській біржі металів і на біржовому ринку США [Мінеральні ресурси..., 2003].

Табл. 3.5

#### Світові запаси і виробництво цинку (тис т) [Мінеральні ресурси..., 2003] 175584

Країна	Підтверджені запаси Zn	Середній вміст Zn, %	Виробництво концентратів Zn
Австралія	36000	12.8	1410
Казахстан	26735	3.1	322
США	21620	3.0	829
Канада	21000	7.3	997
Індія	17000	5.0	208
Росія	16965	2.2	136
ПАР	11580	Н/зв.	63
Китай	11310	8.0	1710
Польща	6724	3.7	154
Ірландія	6650	10.2	263
Інші країни	86023		
<b>ВСЬГО</b>	<b>261607</b>		

### 3.2.4. Генетичні і геолого-промислові типи родовищ.

Серед поліметалічних родовищ за генезисом виділяються наступні групи: 1) скарнові; 2) плутогенні гідротермальні, 3) вулканогенні гідротермальні; 4) колчеданні; 5) стратиформні; 6) метаморфізовані, 7) амагатогенні гідротермальні [Смірнов, 1986].

**Скарнові родовища** формуються в зонах тектонічних контактів карбонатних порід з кислими інтрузіями (гранодіоритами, граніт-порфірами, кварцовими порфірами). Скарнові поклади мають плаstopодібну і жилоподібну форму. Сульфідні руди накладені на вапняні скарни гранат-піроксенового складу. Мінеральний склад руд визначається комбінацією скарноутворюючих силікатів і сульфідів. Мінералоутворення відбувалося протягом кількох стадій: дорудної скарнової (800-600°C), продуктивної сульфідної (240-150°C) і післярудної кварц-кальцитової (80-50°C). Типові представники скарнових родовищ: Верхнє, Миколаївське, Садове (Далекий Схід Росії), Алтин-Топкан, Кансай (Таджикистан), Текелі, Узунжал, Ақджал (Казахстан), Трепча (Югославія), Бінгем (США), Серро-де-Паско (Перу).

**Плутогенні гідротермальні родовища** свинцю і цинку просторово і парагенетично пов'язані з інтрузивними комплексами гранітоїдів і малих інтрузій гіпабісальної фації. Рудні тіла мають різноманітну форму: плаstopодібну, лінзоподібну, жильну, штокверкову. Вони простежуються на десятки і багато сотень метрів за простяганням і падінням при потужності до 200 м і більше. Головні рудні мінерали – пірит, піротин, сфалерит, галеніт, арсенопірит, марказит, буланжерит і джемсоніт; жильні – кварц, кальцит і доломіт. Серед плутоногенних гідротермальних родовищ свинцю і цинку виділяються дві рудні формації: 1) метасоматична пірит-галеніт-сфалеритова в карбонатних породах (Благодатське в Забайкаллі, Тінтик в США, Інглезіас в Сардинії, Італія); 2) жильна галеніт-сфалеритова в гранітоїдах і сланцях (Згід на Кавказі, Фрайберг в Німеччині, Пшибрам в Чехії).

**Вулканогенні гідротермальні родовища** свинцево-цинкових руд із сріблом приурочені до вулканітів андезидацитової і дацит-ріолітової формації. Родовища розташовані у вулканічних структурах в синвулканічних зонах дроблення і тріщинах – кільцевих, радіальних і лінійних. Рудні тіла мають, як правило, жильну і лінзоподібну форму, рідше штокверкову. Вони простежуються на десятки і перші сотні метрів за простяганням і падінням, потужність рудних тіл від 0.1 до 1-1.5 м.

Головні рудні мінерали – галеніт, сфалерит, пірит, халькопірит; жильні – кварц, кальцит, барит, флюорит, а також сидерит, анкерит, доломіт, адуляр, халцедон, каолініт. Крім цього, часто зустрічаються арсенопірит, блякла руда, борніт, піраргірит, буланжерит.

Мінералоутворення відбувалося протягом кількох стадій: 1) кварц-пірит-халькопіритової або кварц-адюляр-піритової; 2) кварц-гематитової; 3) барит-флюорит-галеніт-сфалеритової; 4) післярудної кварц-карбонатної. Руди формувалися в інтервалі 300-100°C. Зональність зруденіння виявлена в зміні пірит-халькопіритової асоціації халькопірит-сфалеритовою і потім галеніт-сфалеритовою асоціацією від глибоких до верхніх горизонтів родовищ і від центральних його частин до флангів. Глибина й умови формування субвулканічні – від перших сотень метрів до 1000 м, інтервал зруденіння – перші сотні метрів (Берегівське, Біганське в Закарпатті, Маджсеро в Болгарії, Касапалка в Перу, Апрієрі, Чарди в Грузії, Човдар в Азербайджані).

**Колчеданні поліметалічні родовища** просторово і генетично пов'язані з кислими похідними базальто-їдного вулканізму ранніх стадій евгеосинклінального розвитку – спіліт-кератофіровою і діабаз-альбітофіровою формаціями [Смірнов..., 1986]. Вони формуються як у рифтових зонах океанів, так і у внутрішніх частинах вулканічних островодужних систем, тому часто бувають приурочені як до офіолітових асоціацій, так і до вулкано-купольних і жерлових структур, вулкано-тектонічних, кальдероподібних і міжвулканічних депресій, епівулканічних зон тріщинуватості.

Форма рудних тіл, як правило, згідна, пластовоподібна і лінзоподібна. В лежачому боці цих покладів знаходяться жильні і штокверкові рудні тіла. Верхня межа (висячий бік) згідних покладів різна, деколи вище неї знаходяться пласти руди. Нижня межа (лежачий бік) має складнішу морфологію з крутопадаючими апофізами і прожилково-вкрапленими рудами серед гідротермальних метасоматитів. Розміри пластових і пластовоподібних покладів досягають 2 км за простяганням, 500-600 м за падінням при потужності до 20-50 м.

Руди за складом мідно-свинцево-цинкові, свинцево-цинкові, рідше свинцеві. Переважаючим мінералом є пірит (до 80-90%), до головних відносяться також сфалерит, галеніт, часом халькопірит, а серед жильних мінералів відзначаються кварц і барит. Другорядні мінерали – піротин, арсенопірит, бляклі руди, бурноніт, марказит, кальцит, доломіт, хлорит і серицит.

Мінералоутворення відбувалось протягом 2-3 етапів: 1) епігенетичного вулканогенно-осадового (200-100°C); 2) епігенетичного гідротермально-метасоматичного з кількома стадіями (180-360°C); 3) метаморфогенно-гідротермального або етапу регенерації, на якому мали місце перекристалізація і перевідкладання руд під дією пізніх метаморфічних, магматичних і гідротермальних процесів. Зональність виявляється в тому, що сірчано-колчеданні, мідно-колчеданні, мідно-цинково-колчеданні, поліметалічні колчеданні і барит-поліметалічні руди послідовно змінюють одна одну від нижніх горизонтів і центральних частин родовищ до верхніх горизонтів і флангів.

Серед колчеданних родовищ свинцю і цинку В.І.Смірнов (1986) виділяє дві рудні формації: 1) халькопірит-галеніт-сфалерит-піритову у вулканогенних комплексах – рудноалтайський тип (Рубцовське, Талівське, Зирянівське, Ріддер-Сокольне на Рудному Алтаї, Ріо-Тинто в Іспанії); 2) галеніт-сфалерит-піритову у вулканогенно-теригенних і вулканогенно-карбонатних комплексах – алтайський тип (Жайрем в Казахстані, Раммельсберг в Німеччині, Шананай в Японії).

**Стратиформні родовища** свинцю і цинку приурочені до потужних товщ карбонатних порід (доломітів, вапняків) фанерозою. Рудоносні карбонатні формації, що розповсюджуються на десятки і сотні кілометрів, залягають в чохлах древніх і епігерцинських платформ, а також у верхніх ярусах геосинклінальних комплексів. Для цих родовищ характерні чіткої стратиграфічний і літологічний контроль і відсутність магматичних комплексів, з якими можна було б зв'язати зруденіння. Рудні тіла представлені переважно пластовими покладами багаторядної будови. Рідше зустрічаються січні рудні тіла жило- і трубоподібної форми. Рудні поклади відзначаються великою протяжністю – за простяганням до перших кілометрів і за падінням до 800-1000 м при потужності до 200 м.

Руди характеризуються простим складом: свинцево-цинковим, свинцевим або цинковим. Головні мінерали: рудні – сфалерит, галеніт, інколи пірит; нерудні – кальцит, доломіт, рідше барит. Другорядні мінерали – марказит, халькопірит, борніт, сульфосоли свинцю, кварц, флюорит. Типові родовища – Міргалімсай в Казахстані, Міссісіпі-Міссурі в США, Пайн-Пойнт в Канаді, Жайрем і Ачисай в Казахстані.

**Метаморфізовані родовища** свинцю і цинку приурочені до протерозойських і нижньопалеозойських кристалічних сланців, а також до мармуризованих вапняків, що складають щити і давні складчасті області.

Рудні тіла представлені згідними пластовими та пластовоподібними покладами великої протяжності – за простяганням до перших кілометрів і за падінням до 100 м і більше при потужності 10-100 м. Метаморфічні зміни вміщуючих порід виявилися в їх перекристалізації і метаморфізмі до епідот-амфіболітової, біотит-гранатової, гранат-амфіболітової і гранулітової фацій. Формування руд проходило 2-3 етапи: 1) первинний, гідротермально-метасоматичний і гідротермально-осадовий; 2) метаморфогенний; 3) регенерації. Зональність будови рудних тіл виражена зміною від лежачого боку до висячого пірит-піротинових руд пірит-галеніт-сфалеритовими і, нарешті, найбільш багатими галеніт-сфалеритовими рудами.

Серед метаморфізованих родовищ виділяються дві рудні формації: 1) піротин-пірит-сфалерит-галенітова в метаморфізованих карбонатних породах (Горівське і Холоднинське в Сибіру); 2) галеніт-сфалерит-піротин-піритова в дуже метаморфізованих силікатних породах (Саліван, Кідд-Крик в Канаді, Брокен-Хіл і Маунт-Айза в Австралії).

**Амагматогенні гідротермальні родовища** свинцю і цинку досить чітко виділяються тому, що вони приурочені до площ поширення осадових і осадово-метаморфічних порід, де відсутні активні вивержені породи, гідротермальними дериватами яких ці родовища могли б бути. Раніше припускалося, що вони пов'язані з масивами магматичних порід, які розташовані на глибині і ще не розкриті ерозійною поверхнею і їх називали телетермальними, тобто віддаленими від материнських інтрузій. Пізніше, коли з'явилися сумніви в тому, що формування цих родовищ обумовлене магматичними утвореннями, їх стали називати нейтральним терміном "амагматогенні гідротермальні родовища", в який можна вкладати будь-який генетичний зміст.



Генезис амагматогенних гідротермальних родовищ є однією з гострих дискусійних проблем рудоутворення. Найбільш достовірною є концепція В.І.Смірнова [1995] про полігенне і поліхронне утворення стратиформних родовищ, що несуть риси як сингенетичного осадового походження, так і епігенетичного утворення. В цьому випадку рудоутворення розпочинається з формування сингенетичних і синхронних з оточуючими породами вулканогенно-осадових і осадових руд, які зазнають закономірних діагенетичних, катагенетичних і метагенетичних перетворень з участю глибинних підземних гарячих мінералізованих вод і хімічно активних атмосферних вод глибинної циркуляції.

Поліметалічні родовища в немагматичних областях представлені пластоподібними згідними покладами в карбонатних породах, утворюючи власне стратиформний тип руд, про що було сказано вище. Крім цього, вони утворюють жильні і метасоматичні руди в різних за складом теригенних і вулканогенно-осадових породах. Важлива роль в рудоутворенні тут належить літогенним змінам порід [Шумлянський, 1994]. У верхніх горизонтах осадових товщ переважають породи з поровою проникністю рудоутворюючих розчинів, а в нижніх – з тріщиною проникністю. Ця обставина визначає формування у верхніх частинах стратиформного зруденіння, а в нижніх частинах прожилково-жильних тіл.

Мінералогія амагматогенних родовищ досить різноманітна. Головні рудні мінерали – галеніт, сфалерит, пірит, арсенопірит, сульфосолі свинцю, срібла, халькопірит, марказит, золото; нерудні – сидерит, анкерит, кальцит, барит, флюорит, целестин, сірка, бітуми. Типовими прикладами є золото-поліметалічне зруденіння Нагольного кряжу в Донбасі, свинцево-цинкові родовища солянокупольного типу в південно-східній частині ДДЗ, Трускавецьке сірчано-поліметалічне родовище в Прикарпатті.

Провідне місце в світі за запасами свинцю мають три геолого-промислових типи: колчеданно-поліметалічний в метаморфічних породах докембрію (родовище Брокен-Хілл, Маунт-Айза в Австралії, Саліван в Канаді та інші); колчеданно-поліметалічний в осадово-вулканогенних товщах (Ред-Дог в США, Брансуїк в Канаді, Жайрем в Казахстані, родовища в Росії і Західній Європі); свинцево-цинковий стратиформний в карбонатних комплексах (Марк-Артур-Рівер в Австралії, Пойн-Поїнт в Канаді, Міссісіпі-Міссурі в США). У свою чергу кожний з геолого-промислових типів складається з ряду підтипів. На колчеданно-поліметалічний тип припадає майже 34% сумарних підтверджених запасів і 47% видобутку. Роль метасоматичних (скарнових) і жильних родовищ в запасах і видобутку в останні роки зросла до 7% і 16%, 2% і 4% відповідно.

Головні геолого-промислові типи родовищ цинку ті ж самі, що й для свинцю:

- колчеданно-поліметалічні в метаморфічних породах докембрію;
- колчеданно-поліметалічні у вулканогенно-осадових і теригенних породах докембрію;
- свинцево-цинкові стратиформні в карбонатних і теригенних породах докембрію;
- свинцево-цинкові метасоматичні в карбонатних породах;
- поліметалічні жильні в різних за складом породах.

Родовища з переважанням запасів і вмісту цинку в рудах порівняно з іншими компонентами належать до першого і двох останніх типів. Родовища другого типу, як правило, середні і великі. Їх сумарна частка в світових запасах цинку дорівнює 35%, свинцю – 31%, а за видобутком відповідно 20% і 17%. За речовинним складом родовища цього типу поділяються на 2 підтипи: колчеданні мідно-цинкові і власне колчеданні поліметалічні. Для перших середній вміст цинку коливається від 0.3% до 10%, а для міді від 1% до 6%; для других – цинку від 5% до 10%, свинцю від 0.5% до 6%, міді від 0.2% до 3%.

Свинцево-цинкові метасоматичні і поліметалічні жильні родовища мають другорядне значення у світовому видобутку цинку. З ними пов'язано 10% світових запасів цинку і 7% свинцю; за видобутком – відповідно 15% і 16%. Обсяг світового видобутку цинку і свинцю на поліметалічних жильних родовищах становить всього 6% і 4%, а за запасами відповідно 3% і 2%.

Найважливішими геолого-промисловими типами поліметалічних родовищ є стратиформні прожилково-вкрапленні в карбонатних товщах (Мак-Артур-Рівер, Б'юїк, Сюїтвотер, США; Наван, Ірландія) і поліметалічно-колчеданні в метаморфогенних, теригенних і осадово-вулканогенних формаціях (Хілтон, Брокен-Хілл, Маунт-Айза в Австралії; Ред-Дог у США; Блек-Маунтін у ПАР; Саліван, Брансуїк у Канаді; Рампура-Агута в Індії), менше значення мають жильні родовища (Санта-Барбара в Мексиці; Касапалка в Перу) і неправильні поклади в карбонатних породах Реаль-де-Анхелес в Мексиці; Серро-де-Паско в Перу; Каміока в Японії).

### 3.2.5. Родовища України

Хоча в Україні видобуток свинцево-цинкових руд незначний, вона має значні потужності щодо виробництва свинцевої і цинкової продукції. Костянтинівський завод "Укрцинк" (Донецька обл.) є найбільшим в Європі виробником свинцю (80-90 тис т на рік), цинку (20-30 тис т на рік), кадмію, індію та інших супутніх компонентів і відзначається високою якістю товарної продукції. Водночас, головні споживачі свинцю і цинку України – акумуляторний завод ІСТА (м. Дніпропетровськ), "Азовсталь" (м. Маріуполь), "Поліграфтехніка" (м. Олександрія), "Південькабель" (м. Харків) та інші орієнтувалися на продукцію і сировину, що привозилися з Казахстану, Росії й Узбекистану переважно на толінгових умовах. Внутрішні потреби України у свинцю і цинку на 2005 рік складала відповідно 12 тис т (без свинцю для виробництва акумуляторів) і 62.6 тис т. Вони задовольнялися за рахунок поставок з Казахстану, Росії, Узбекистану і країн Європи (Болгарія, Чехія, Польща).

Свинцево-цинкові родовища в Україні відомі і розробляються з XVIII ст. в Передкарпатті (Трускавецьке родовище), на межі XIX-XX ст. – в Нагольному кряжі Донбасу (Нагольчанське і Нагольно-Тарасівське) і в Карпатах (Рахівське).

Зараз виділяють чотири металогенічні провінції поліметалічних руд: Карпатську, Донецько-Дніпровську, Українського щита і південно-західних схилів Воронежського кристалічного масиву, з яких найбільший інтерес

представляють Карпатська і Дніпровсько-Донецька [Мінеральні ресурси..., 2003; Мінерально-сировинна база..., 2002; Комплексна металогенічна..., 2003].

В Україні відомі наступні геолого-промислові типи родовищ поліметалів: 1) жильні і прожилково-вкраплені в ефузивах (Берегово-Біганський рудний район Закарпаття); 2) жильні в теригенних складчастих товщах (Нагольно-Тарасівське і Нагольчанське в Донбасі); 3) стратиформні в теригенних і карбонатних породах (Марківське на схилі Воронезького масиву і Трускавецьке в Прикарпатті); 4) солянокупольні (Біляївське в ДДВ).

До **Карпатської металогенічної провінції** входять Закарпатський внутрішній прогин, складчасті Карпати і Передкарпатський крайовий прогин. В її межах основна маса гідротермальних родовищ і перспективних рудопроявів свинцю і цинку локалізується в Закарпатському внутрішньому прогині і пов'язана з альпійським вулканізмом андезидацит-ріолітової формації. Провідним не тільки для цього регіону, але й для всієї України на цей час є Берегівсько-Біганське рудне поле з Біганським, Берегівським, Мужіївським родовищами, кількома рудопроявами і перспективними ділянками. Відомі численні поліметалічні рудопрояви також у складчастих Карпатах (Рахівське родовище), Передкарпатському крайовому прогині (Трускавецьке родовище).

**Берегівський рудний район** розташований в південній частині Закарпатської області на північному сході Придунайської низовини. Площа рудного району збігається з Берегівськими нагір'ями, що становлять собою невисокі вулканічні острівні гори серед рівнини. Сучасна структура району обумовлена тектонічними рухами, які відбувалися в пліоцені в період формування Великої Угорської западини і горстової зони. В районі бурінням розкриті породи донеогенового фундаменту (палеозойські філіти, вапняки і тріас-юрські вапняки, діабаз, яшми). Неоген представлений осадово-вулканогенною товщею, що складається з перешарування горизонтів ріолітових туфів і піщано-глинистих порід.

Вся товща зім'ята в брахіскладки субмеридіонального простягання і розбита на окремі блоки розломами різних напрямків і амплітуд. В Берегівському рудному районі розвідані родовища алуніту, каоліну, барит-поліметалічних руд і розробляються золото-поліметалічні руди. В межах району виділяються троє рудних полів: Біганське з однойменним срібло-поліметалічним родовищем; Берегівське з Берегівським і Мужіївським золото-поліметалічними родовищами; Квасівське з Квасівським і Лопошанським срібло-поліметалічними, а також Келчейським золото-поліметалічним рудопроявами. Всі ці об'єкти за віком, структурно-геологічними особливостями, речовинним складом і умовами формування руд є досить близькими.

**Берегівське золото-поліметалічне родовище** приурочене до південного замикання субмеридіонального брахіантиклінального підняття. Рудні тіла в межах родовища локалізовані переважно в туфогенній товщі неогену. Основним рудовміщуючим горизонтом служать ріолітові туфи середньої частини розрізу, частково зруденіння зустрічається в нижній частині осадової товщі. Породи розсічені двома системами тріщин, різних за напрямом і віком. Перша система має захід-північно-західне простягання і з нею пов'язана золото-поліметалічна мінералізація. Друга система – північ-північно-східна – перетинає поліметалічні жили і з нею пов'язане утворення каолінових і алунітових покладів (рис. 3.2).

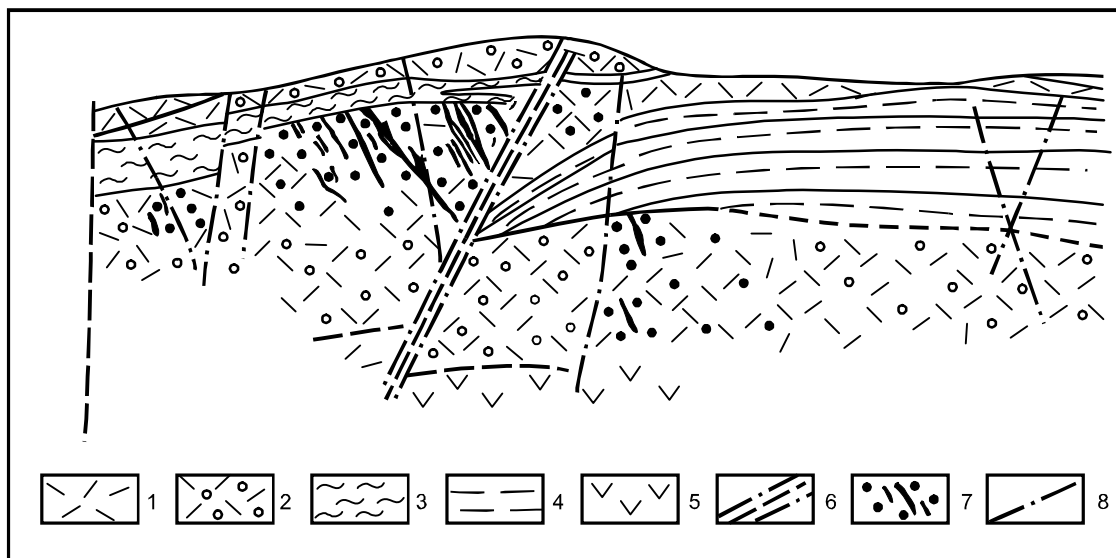


Рис. 3.2 Розріз Берегівського родовища

1 – ріоліти, 2 – туфи ріолітів нижнього горизонту, 3 – аргіліти верхньої осадовчої товщі, 4 – аргіліти нижньої осадовчої товщі, 5 – вулканогенно-осадовчі утворення мезозою, 6 – зона Мужіївського розлому, 7 – рудні тіла, 8 – розломи

Золото-поліметалічна мінералізація представлена чотирма морфологічними групами рудних тіл: 1) складно побудовані рудні жили і жильні зони в розломах північно-західного і північно-східного напрямків; 2) прожилково-вкраплене зруденіння в зонах підвищеної тріщинуватості; 3) субпластові тіла в шаруватих вулканогенно-осадових відкладах; 4) рудні штокверки на ділянках підвищеної тріщинуватості. Жили потужністю до 3-5 м і довжиною 350-450 м простягаються до глибини 350 м.

Мінеральний склад руд родовища досить різноманітний, їх загальна мінералогічна характеристика наведена в таблиці 3.6. Необхідно тільки відзначити, що на верхніх горизонтах більше розповсюджені барит, марказит, мельніковіт. Значно частіше тут зустрічається і золото, особливо в штокверкоподібних кварц-адулярових метасоматитах у вигляді вільних зерен розміром 1 мм в поперечнику.

**Мінеральний склад руд Берегівського родовища [Зацixa та ін., 1986]**

Рудні мінерали			Нерудні мінерали	Гіпергенні мінерали
Головні	Другорядні	Рідкісні		
сфалерит, пірит, галеніт, марказит, халькопірит	гематит, тетраедрит, золото, срібло, електрум, вюртцит, мельніковіт	полібазит, бурноніт, халькозин, піраргірит, енаргіт, кіновар, фрейслебеніт, овихіт,	кварц, каолініт, барит, адуляр, мотморілоніт, альбіт, кальцит, сидерит, дикіт, гідрослюди, нонтроніт, гармотом, натроліт, доломіт	англезит, лімоніт, церусит, ярозит, халцедон, смітсоніт, ковелін, азурит, малахіт, сірка, гіпс, бронантит, куприт

Вміст металів в рудній зоні змінюється в горизонтальному і вертикальному напрямках. Середній вміст суми свинцю і цинку в штокверковому зруденні на флангах менший, ніж в її центральній частині. З глибиною збільшується кількісне співвідношення сфалериту до галеніту, суми свинцю і цинку до золота і срібла. Останні знаходяться в рудах в прямо пропорційній залежності від зміни вмісту свинцю і цинку. Вміст свинцю в середньому по рудній зоні становить 2.09%, цинку – 5.08%. Відзначається високий вміст кадмію, мало сурми і миш'яку.

Багатостадійний процес формування руд, що супроводжувався зональним розподілом мінералів, новим відкриттям тріщин і дробленням раніше відкладених мінералів, а також процеси окиснення і вивітрювання обумовили наявність на родовищі різноманітних морфологічних типів текстур і структур руд, які наведені в таблиці 3.7. Певному типу текстур і структур руд властива визначена мінеральна асоціація.

Навколорудно змінені породи Берегівського родовища відносяться до формації низькотемпературних вторинних кварцитів, які накладалися на раніше сформовані регіонально-метаморфічні пропіліти [Щербань та ін., 1988]. На родовищі виявляється як горизонтальна, так і вертикальна зональність (зверху): монокварц-алуніт-каолініт(дикіт)-гідрослюдисто-(монтморілонітово)-калішпатова і альбітова зони. Вертикальній зональності метасоматитів відповідає рудна зональність, яка полягає в тому, що до верхніх зон розвитку кварцу, алуніту, глинистих мінералів приурочена золота мінералізація, а до зон альбіт-кварцових і адуляр-кварцових метасоматитів – свинцево-цинкове зрудення.

Табл. 3.7

**Генетичні типи текстур і структур руд Берегівського родовища [Зацixa та ін., 1986]**

Текстури		Структури	
Ендогенні	Екзогенні	Первинні	Вторинні
1. Виповнення порожнин (сфалерит, галеніт, кварц, пірит, марказит): прожилкова, смугаста вкраплена, кокардова, друзова, масивна, коломорфно-метаколоїдна	1. Вилуговування (пірит, сфалерит, гематит, кварц, гідроксиди Fe і Mn): уламкова, порошокувата, вохриста, губчаста, ящикова	1. Зернисті (кварц, пірит, галеніт, халькопірит, сфалерит, золото, тетраедрит): ідіоморфно- і гіпідіоморфно-зерниста, порфіроподібна, пойкилітова	1. Розпад твердого розчину (халькопірит, піротин, сфалерит, кубаніт): емульсійна, пластинчаста, зональна
2. Корозійні (сфалерит, галеніт, пірит, кварц): прожилкова, субграфічна, вкраплена, облямування	2. Корозійні (ковелін, смітсоніт, церусит, англезит, гематит): облямування, зональна, реліктова	2. Корозійні (сфалерит, галеніт, кварц, пірит): субграфічна, роз'їдання, залишкова від заміщення 3. Метасоматичні (сфалерит, галеніт, пірит, кварц): ідіоморфно- і гіпідіоморфнозернисті	2. Метаколоїдні (сфалерит, вюртцит, галеніт, халькопірит): промениста, концентрично-зональна
3. Дроблення (сфалерит, пірит, галеніт): брекчієподібна		4. Колоїдні (сфалерит, галеніт, вюртцит, марказит, мельніковіт); коломорфна, скелетна	3. Катакластичні (пірит, галеніт, сфалерит, халькопірит), зім'яття, дроблення

Зона окиснення на родовищі розвинена досить нерівномірно, її потужність залежить від потужності пачки аргілітів, нижче якої залягають сульфідні руди. Пачка аргілітів є водотривом, котрий контролював проникнення на глибину кисню атмосфери і ґрунтових вод і в якому потужність зони окиснення різко зменшується (10-15 м). Зона окиснення проникає на значні глибини (до 250 м).

Рудні мінерали кварц-сульфідних жил замінюються вторинними мінералами (табл.3.2.1) з утворенням своєрідних текстур заміщення. При інтенсивному окисненні і вилуговуванні сфалериту утворюються ящиківі і каркасні текстури лімоніту. У вкраплених рудах на місці гнізд сульфідів утворюються сипкі агрегати дрібних кристалів англезиту, ярозиту, гіпсу, малахіту. В кварц-адулярних породах, де переважає халькопірит, зустрічаються новоутворення ковеліну, азуриту, малахіту, куприту.

Берегівське родовище, як і всі свинцево-цинкові і золоті прояви Закарпатського прогину, відноситься до золото-поліметалічної рудної формації. Головними корисними компонентами є свинець, цинк, золото і срібло, які зустрічаються спільно у всіх родовищах і рудопроявах, але в різних кількостях і співвідношеннях. Мінеральний склад руд досить різноманітний. За перевагою тих чи інших мінеральних парагенезисів в її складі виділяються наступні мінеральні типи: золото-пірит-галеніт-сфалеритовий, золото-кварц-гематитовий, золото-адуляр-кварцовий, золото-срібло-барит-гідрослюди́стий. Генетичний тип родовища – вулканогенний гідротермальний. Підраховані запаси свинцю – 350 тис т, цинку – 850 тис т.

**Біганське родовище** комплексних алуніт-барит-поліметалічних руд має подібну будову. Алунітовими рудами складена верхня частина родовища, їх запаси сягають 196 млн т. Нижче алунітових залягають баритові руди із запасами 4.2 млн т. Нижні поверхи родовища складені барит-поліметалічними рудами з супутньою мінералізацією міді, кадмію, срібла і золота. Запаси Pb дорівнюють 120 тис т, Zn – 381 тис т.

**Мужиївське золото-поліметалічне родовище** характеризується запасами свинцю 780 тис т і цинку – 1600 тис т. Просторово і за геологічною будовою воно є одним цілим з Берегівським родовищем. Враховуючи це, за умови річного видобутку руди 500 тис.т, вони можуть цілком забезпечити завод “Укрцинк” цинковим концентратом у кількості 47 тис т на рік протягом 15 років.

В цілому рудний потенціал Берегівського рудного району дорівнює за свинцем: ресурси 1670 тис т, запаси 404 тис т; за цинком: ресурси 2500 тис т, запаси 971 тис т.

**Дніпровсько-Донецька металогенічна зона** характеризується наявністю двох геолого-промислових типів поліметалічного зруденіння: жильних поліметалічних родовищ складчастого Донбасу і свинцево-цинкових родовищ, пов'язаних з солянокупольними структурами ДДЗ. В Нагольному кряжі Донбасу відомі невеликі родовища поліметалічних (Нагольно-Тарасівське і Нагольчанське), золото-поліметалічних (Бобрівське) та срібло-поліметалічних руд (Журавське). Більшість з них мають практичний інтерес у зв'язку з наявністю в рудах золота і срібла, тобто як золоторудні і срібнорудні родовища, а свинець і цинк можуть бути лише супутніми компонентами. Самостійне значення свинцево-цинкових родовищ має сульфідне зруденіння в солянокупольних структурах Дніпровсько-Донецької западини, в межах якої виявлено 15 об'єктів, серед котрих найперспективнішим є Біляївське родовище.

**Нагольно-Тарасівське родовище** розташоване в східній частині Оріхово-Тарасівської антиклінали, складеної світою  $S_2^2$ , приурочене до вузької (1 км) тектонічної зони субширотного напрямку, простеженої на 12 км. Зруденіння представлене ранніми анкерит-кварцовими жилами з сульфідами і пізними сульфідними жилами. Рудні мінерали – сфалерит, галеніт, халькопірит, тетраедрит, пірит, арсенопірит, бурноніт, піротин; нерудні – кварц, анкерит, пістомезит, кальцит, дікіт, каолініт, тарасовіт, донбасит. Рудна мінералізація має нерівномірний, гніздовий розподіл. Текстура руд масивна і брекчійова, рідше друзова і стрічкова. Характерні коломорфні виділення анкериту, сфалериту. Вік зруденіння ранньотріасовий. Вік галеніту з кварц-анкерит-галеніт-сфалеритових жил з сульфосолями, за даними В.І.Скаржинського, дорівнює  $200 \pm 20$  млн р.

**Нагольчанське родовище** приурочене до однойменної антиклінали, складеної пісковиками й аргілітами нижньої частини дяківської серії ( $C_2dk$ ) [Шумлянський і др., 2000]. Головні рудні жили („Надія”, „Варвара”, „Віра”, „Василь” і ін.) мають субмеридіональне простягання, потужність від 5 см до 1 м, в роздувах – понад 2 м, брекчійову будову, простежуються на десятки і сотні метрів за простяганням. За падінням зруденіння розвинене нерівномірно, часто виклинується на глибині 50-80 м. Рудні мінерали представлені сфалеритом і галенітом з різним співвідношенням (від 3:1 до 8:1), присутні бляклі руди, халькопірит, бурноніт, буланжерит, пірит, арсенопірит, герсдорфіт, мілерит, полідіміт, аргентит, ковелін. Нерудні мінерали: кварц, анкерит і дікіт; менше поширені кальцит, каолініт, хлорит [Лазаренко й ін., 1975]. Промислові перспективи родовища оцінені негативно.

**Біляївське свинцево-цинкове родовище** розташоване на території Первомайського району Харківської області, в північно-західній частині Донбасу, в Бахмутській улоговині, де розповсюджені солянокупольні структури і брахіантиклінальні складки. Відомо сім солянокупольних структур, що розташовані в складних тектонічних вузлах сполучення куполоподібних піднять та розривних порушень. Формування соляних штоків супроводжувалося інтенсивним дробленням порід та утворенням типових брекчій над штоками солі та на їх контактах з вміщуючими породами.

Поліметалічні руди Біляївського родовища сконцентровані в південно-східній частині однойменної солянокупольної структури і локалізуються в породах двох структурних поверхів (рис. 3.3). Верхній поверх складений пісковиками нижнього тріасу ( $T_1dr$ ), нижній локалізований під сольовою тектонічною брекчєю, представленою різновіковими ( $D_3 - T_1$ ) уламками пісковиків, вапняків, аргілітів, алевролітів, ангідритів, ефузивних порід основного складу, зцементованих глинисто-карбонатним матеріалом. Брекчія місцями насичена бітумами. Зруденіння переважно концентрується у верхніх і середніх частинах брекчії, що представлена карбонатним різновидом. Зруденіння прожилково-вкраплене, вкраплене, прожилкове, іноді масивне. Потужність рудних покладів коливається від 2.7 до 90.7 м. Глибина залягання зруденіння 200-1000 м.

Мінеральний склад руд досить простий. Рудні мінерали – галеніт, сфалерит, пірит, марказит, мельніковіт, рідше зустрічаються халькопірит, піротин, пентландит. Нерудні мінерали – кальцит, доломіт, марганцевий сидерит, барит, ангідрит, каолін, ярозит, бітум. Масивні густо-вкраплені пірит-марказит-галеніт-сфалеритові руди розташовані у верхній частині рудної зони.

Розподіл свинцю і цинку вкрай нерівномірний, стрічкоподібний. Середнє співвідношення цинку до свинцю в межах родовища складає 3:1. Середній вміст Pb у пісковиках – 0.84%, Zn – 2.36%; по рудній брекчії: Zn – 3.04%, Pb – 1.1%. З супутніх компонентів відзначаються Cd (95 г/т), Tl (7.4 г/т).

Структурно-текстурні особливості зруденіння визначаються, з одного боку, виповненням порожнин, дрібних тріщин, пор з утворенням прожилково-вкраплених руд, з другого – явищами рудного метасоматозу і утворенням вкраплених руд. Відповідно, розвинені зернисті, корозійні, колоїдні структури, текстури виповнення порожнин, заміщення, брекчіювання.

Рудна мінералізація відзначається широким розповсюдженням гідротермально змінених порід, що представлені формацією двостадійних аргілізитів. Перша, дорудна, стадія має кварц-карбонат-гідрослюдиисто-каолінітовий склад, а друга, синрудна, представлена парагенезисом підвищеної лужності – карбонатами магнезійно-залізного складу (доломіт, анкерит, сидерит), хлоритом з основною масою сульфідів цинку, свинцю, заліза.

Генетичний тип родовища – амагматогенний гідротермальний солянокупольного типу; рудна формація – поліметалічна, мінеральний тип – галеніт-сфалеритовий. Запаси родовища за категорією  $C_2$  складають:

свинцю – 265 тис т, цинку – 618 тис т; ресурси (на глибину до 600 м) – цинку від 700 до 3000 тис т, свинцю – від 300 до 1500 тис т. (за різними варіантами). Проведено технологічне випробування руд з отриманням товарних свинцевого і цинкового концентратів. Супутніми компонентами є срібло, золото і кадмій.

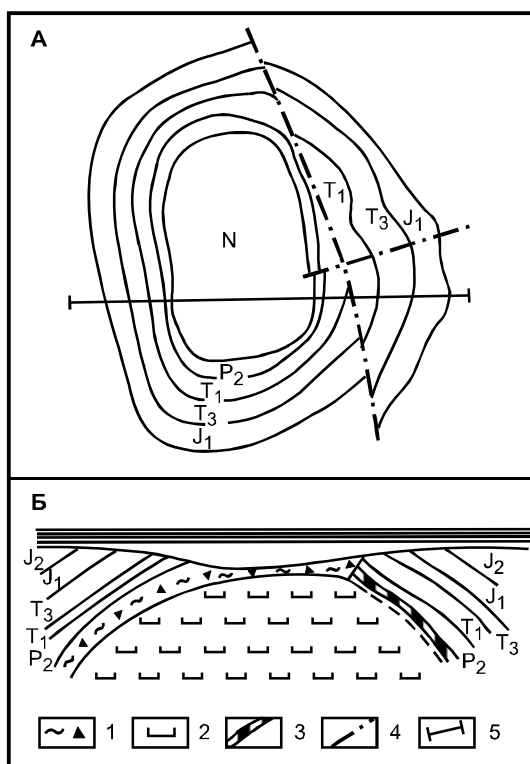


Рис.3.3 Схематична карта (А) та розріз (Б) Біляївського купола

1 – брекчія соляного штоку, 2 – кам'яна сіль, 3 – зона свинцево-цинкового зруденіння, 4 – розривні порушення, 5 – лінія розрізу

На Українському щиті виявлено численні свинцево-цинкові, поліметалічні і рідкіснометально-поліметалічні рудопрояви: анкерит-кварцові жили з вмістом сульфідів до 20% на Сергіївському золоторудному родовищі; в Приазов'ї; в Суцано-Пержанській зоні; Криворізькому басейні; на Бахтинському флюоритовому родовищі; на ряді рудопояв (Котовське, Яришівське та ін.). Прожилкова карбонат-галеніт-сфалеритова мінералізація встановлена в породах кристалічного фундаменту (Могилів-Подільський, Ольховецький, Косницький, Ломозівський та ін. прояви), а також у палеозойському чохла Волино-Подільської плити (Зарічанка), але на сучасному етапі як промислові родовища свинцю і цинку вони не становлять інтересу.

На південно-західному схилі **Воронезького кристалічного масиву** встановлено ряд проявів стратиформного свинцево-цинкового зруденіння (Айдарський, Рівнянський, Марківський), що визначає цей регіон як перспективний на зруденіння свинцево-цинкового стратиформного геолого-промислового типу в карбонатних комплексах.

**Марківський прояв** розміщений в однойменній депресії. Зруденіння представлене лінзоподібними метасоматичними покладами в горизонтах вапняків намюрського і башкирського ярусів платформного чохла. Відзначаються вузькі стрічкоподібні рудні тіла, стратифіковані зони (до 60 м). Навколорудні зміни виражені кальцитизацією, доломітизацією й скремінінням вапняків карбону. Зруденіння прожилково-вкраплене, рідше масивне і жиліоподібне. Головні рудні мінерали – пірит і сфалерит, другорядні – галеніт і марказит. Постійним супутником сфалериту є флюорит. Іноді зустрічаються арсенопірит, антимоніт, кіновар, тверді і рідкі бітуми.

Багаті лінзоподібні поклади потужністю до 5 м містять свинець і цинк у сумі від 2.6 до 11.3%. Прогнозні ресурси категорії  $P_3$  за цинком – до 12.6 млн т, свинцем – 0.8. Вік свинцево-цинкового зруденіння, за даними ізотопного аналізу свинцю галенітів, становить близько 200 млн років.

В цілому, становлення і розвиток мінерально-сировинної бази свинцю і цинку України зорієнтовані насамперед на освоєння промислових родовищ Закарпаття і Біляївського в Харківській області. Враховуючи територіальну близькість останнього і ряду перспективних проявів (Степківський, Берекський, Новодмитріївський) до заводу "Укрцинк", можна передбачити їх першочергове освоєння.

## 3.3. НІКЕЛЬ

### 3.3.1. Загальні відомості

Нікель (лат. *Niccolum*), Ni – це хімічний елемент VIII групи періодичної системи Менделєєва, метал, який входить у тріаду залізо – кобальт – нікель. Порядковий номер 28, атомна маса 58.7, атомний радіус 1.21 – 1.24 Å. В природі відомо п'ять стабільних ізотопів нікелю з масовими числами 58.60–62.64, серед яких переважає  $^{58}\text{Ni}$  (67.76%). Вперше в чистому вигляді отриманий шведським хіміком А.Кронстедтом у 1751 р.

В чистому вигляді нікель – це сріблясто-білий метал з сильним блиском, що не тьмяніє на повітрі. Завдяки своїй твердості (твердість 3.8; питома вага  $8.907 \text{ г/см}^3$ ), ковкості й пластичності, а також тугоплавким властивостям ( $t_{\text{пл}} 1455 \text{ }^\circ\text{C}$ ;  $t_{\text{кип}} 2900 \text{ }^\circ\text{C}$ ) нікель добре піддається всім видам механічної обробки: куванню, прокатці, штампуванню. Нікель є хорошим провідником тепла та електричного струму. Критична точка магнітного перетворення (точка Кюрі) для нікелю становить  $360^\circ$ , нижче цієї температури він стає феромагнітним.

Для нікелю характерна слабка окиснюваність. Основна валентність нікелю +2. Значно рідше зустрічаються три- та одновалентні сполуки. В умовах звичайної температури нікель вкривається тонкою окисдною плівкою, що захищає його від впливу вологи і надає ідеальні антикорозійні властивості. Нікель не піддається корозії навіть при нагріванні в присутності їдкого натрію. Сірчана, соляна й азотна кислоти розчиняють нікель дуже повільно. З лугами не взаємодіє.

Радіус і поляризаційні властивості іона  $\text{Ni}^{2+}$  однакові з іоном  $\text{Mg}^{2+}$  і близькі до іонів  $\text{Fe}^{2+}$  і  $\text{Co}^{2+}$ . Така близькість створює можливість ізоморфізму цих елементів, що дійсно й спостерігається в багатьох природних сполуках, де нікель ізоморфно заміщує залізо та магній. При незначному вмісті сірки у вихідній магмі нікель майже повністю концентрується в перших кристалах силікатних мінералів, насамперед в олівіні, який вміщує 0.13–0.41% Ni.

Однак, умови й межі цього ізоморфізму є складними і знаходяться в прямому зв'язку з різким розходженням спорідненості нікелю й магнію з сіркою. Магній у всіх природних сполуках асоціює тільки з киснем й є суто літофільним елементом. Нікель же проявляє халькофільні властивості. Тому при підвищеному вмісті сірки в магмі нікель має тенденцію до відокремлення у вигляді сульфідів. Відокремлення нікелю з вихідної магми у вигляді сульфідів (разом із залізом, міддю й кобальтом) відбувається шляхом ліквідації, завдяки здатності силікатного й сульфідного розплавів не змішуватися при дуже високій температурі, порядку  $1500^\circ\text{--}1200^\circ\text{C}$ . При розкристалізації ліквідаційного сульфідного розплаву виникають магматичні родовища сульфідних мідно-нікелевих руд.

Кларк нікелю в земній корі становить  $5.8 \cdot 10^{-3}\%$ . Вміст його в ультраосновних породах приблизно в 200 разів вищий ніж в кислих ( $1.2 \cdot 10^{-1}\%$  та  $8 \cdot 10^{-4}\%$ ). Відповідно, промислові концентрації нікелю асоціюють головним чином з базит-гіпербазитовими магмами, пов'язаними з мантійними осередками. Самородний нікель разом із залізом входить до складу метеоритів.

При диференціації первинного магматичного розплаву нікель залишається в основному в габровій магмі, але деяка його частина разом з кобальтом може переходити і в гранітоїди. Тому на постмагматичному етапі можливий винос нікелю гідротермальними розчинами з наступним відкладанням у вигляді сульфідів й арсенідів. Особливостями цього процесу є перенесення нікелю на далеку відстань від інтрузії й відкладання його разом з Co, As, S, іноді з Bi, Ag й U.

В екогенних умовах нікель накопичується в корі вивітрювання в результаті хімічного руйнування олівіну й серпентину. При наявності в підземних водах надлишкової  $\text{CO}_2$ , нікель здатний переходити в розчин і мігрувати у вигляді бікарбонату  $\text{Ni}(\text{HCO}_3)_2$ . Осадження нікелю в нижніх горизонтах кір вивітрювання відбувається у зв'язку з підвищенням значення pH розчинів (при видаленні надлишкової  $\text{CO}_2$ ) трохи пізніше заліза, але раніше кальцію й магнію. В корі вивітрювання, у зоні, де відбувається коагуляція кремнезему, створюються умови для захоплення ним закису нікелю й утворення водних силікатів, а також нікельвмісних ферита алюмосилікатів.

В природі відомо 53 власних мінералів нікелю і кілька десятків мінералів, до яких нікель входить у вигляді ізоморфної домішки. Мінералами сульфідних руд є: *пентландит*  $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$ , *міллерит* NiS, *нікелін* NiAs, *полідиміт*  $\text{Ni}_3\text{S}_4$ , *віоларит*  $\text{FeNi}_2\text{S}_4$ , *бравойїт*  $(\text{FeNi})\text{S}_2$ , *герсдорфіт* NiAsS і *хлоантит*  $\text{NiAs}_{3-2}$ . Мінералами силікатних руд є: *гарнієрит*  $(\text{Ni,Mg})_4(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ , *ревдинскіт*  $(\text{Ni,Mg})_6(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_8$ . В зонах окиснення миш'яквмісних руд розвивається *анабергит*  $\text{Ni}_3(\text{As}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ , що має лише пошукове значення.

### 3.3.2. Галузі використання та вимоги до сировини

Нікель як хімічний елемент і як метал був відкритий у XVIII столітті. Використання ж його в сплавах відноситься до глибокої давнини. Ще за 3000 р до н.е. населення Єгипту, Індії і країн Малої Азії використовувало природні сплави заліза з нікелем для виготовлення предметів домашнього побуту і зброї. Давні походження мають сплави нікелю з міддю, наприклад, сплав "пекфон", що виготовлявся у Південному Китаї з комплексних руд і експортувався в Середню Азію.

В Європі назва "нікель" була пов'язана з назвою мінералу купфернікелю (нікелін NiAs), з якого в XVI столітті саксонські гірники безуспішно намагалися одержати мідь (купфернікель - мідний ошуканець). У 1751 р. шведський металург Кронштедт, аналізуючи миш'яково-кобальтову руду, встановив у ній присутність, крім заліза й кобальту, нового "напівметалу", названого ним нікелем. З середини XVIII століття нікель застосовувався лише як складова частина сплавів, завдяки їх зовнішній схожості на срібло. Широке промислове ви-

користання нікелю припадає на кінець XIX століття і пов'язане з відкриттям нових благородних (легуючих) властивостей нікелю, а також відкриттям у цей час унікальних родовищ у Новій Каледонії й Канаді (понад 500 тис т запасів).

На сьогоднішній день основна частина нікелю використовується у виробництві легованих сталей і сплавів, що обумовлено його здатністю підвищувати їх твердість, ковкість, пластичність, опір корозії, й надавати жаротривкості й жароміцні властивості (паралой, монель, ніхром, константан, мішима, мельхюр, інвар, нейзільбер).

Сплави нікелю з Cr, Cu, Mo, Ti, алюмінієм, берилієм використовуються для виготовлення жароміцних деталей реактивних двигунів. У сполученні з кобальтом нікель дає тверді й надтверді сплави, з алюмінієм - легкі жароміцні сплави. Сплави нікелю на мідній основі включають різні бронзи, латуні, монель-метал. Зі сплавів цього типу виготовляється розмінна монета.

Нікель широко використовується для нікелювання металевих виробів, що поліпшує їх зовнішній вигляд й запобігає корозії. Технічно чистий нікель з незначними домішками інших елементів використовується в харчовій і хімічній промисловості. Сульфат нікелю застосовується в електропромисловості для виробництва залізо-нікелевих лужних акумуляторів. Металевий нікель, сульфат і закис нікелю використовуються для виробництва хімікатів, реактивів, каталізаторів.

**Технологічні типи руд.** За речовинним складом, що визначає склад головних та супутніх рудних компонентів, виділяють два головних промислових типи руд: сульфідні мідно-нікелеві магматичні та силікатні руди кір вивітрювання.

Перші відзначаються сталістю мінерального складу, в якому основними корисними компонентами є Ni, Cu, Co, Fe, S, а супутніми (домішками) – Pt, Au, Ag, W, Pb, Sn, Mo, Ti, Bi, Se, Te, Ge. Основні рудні мінерали сульфідних руд представлені пентландитом, халькопіритом та нікельвмісним піротином, які разом складають, як правило, понад 90% всіх рудних мінералів. Найпоширенішим серед них є піротин. З інших рудних мінералів у цьому типі руд зустрічаються магнетит, пірит, кубаніт, ільменіт, хроміт, сфалерит і платинові мінерали.

За технологічними властивостями сульфідні руди поділяються на бідні (вкраплені), що вимагають попереднього збагачення, з сумарним вмістом міді та нікелю 0.5-1.5% і багаті (масивні та брекчіювані), що надходять у плавку без попереднього збагачення, з вмістом нікелю та міді 1.5-8%.

За запасами родовища нікелю поділяються на дрібні (менше 100 тис т металу), середні (100-300 тис т), великі (200-500 тис т) та унікальні (понад 500 тис т).

Силікатні нікелеві руди представлені різною мірою дезінтегрованим матеріалом (корою вивітрювання). Основну роль носіїв нікелевого зруденіння відіграють такі мінерали як гарнієрит, непуїт, ревінскіт, нонтроніт, гідрохлорити, оксиди й гідроксиди заліза й марганцю.

Різним стадіям вивітрювання серпентинітів відповідають різні мінералогічні форми концентрації нікелевого зруденіння. За хімічним складом основних компонентів силікатних руд серед них виділяють: магнезіальні, залізисто-магнезіальні, залізисто-кременисті та залізисті промислові типи. За вмістом корисного компоненту розрізняють багаті (понад 2%), рядові (2-1.3%) та бідні (менше ніж 1.3%) руд. Шкідливими домішками, що впливають на якість нікелевої руди і підвищують собівартість вилучення корисного компонента, є включення сульфідів, розчинена сірка, вуглець, свинець, а для вищих марок нікелю також цинк, вісмут, кремній.

**Технологія вилучення нікелю.** При переробці сульфідних мідно-нікелевих руд після селективного збагачення методом флотації з руди виділяють мідний, нікелевий і піротиновий концентрати. Надалі нікелевий рудний концентрат в суміші з флюсами плавлять в електричних печах з метою відділення порожньої породи й вилучення нікелю у сульфідний розплав (штейн, що містить 10-15% Ni).

Поряд з Ni у штейн переходить частина Fe, Co і практично повністю Cu і благородні метали. Після вилучення Fe окиснюванням (продувкою рідкого штейну в конверторах) одержують сплав сульфідів Cu й Ni - файнштейн, що повільно охолоджують, тонко подрібнюють і направляють на флотацію для поділу Cu і Ni. Нікелевий концентрат випаляють у киплячому шарі до NiO. Чорновий метал одержують відновленням Ni в електричних дугових печах. З чорнового нікелю відливають аноди й рафінують електролітично. Вміст домішок в рафінованому нікелі (марка 110) не повинен перевищувати 0.01%.

З силікатних (окиснених) руд нікель також може бути сконцентрований у штейні при введенні в шихту флюсів – гіпсу або піриту. Штейн, що утворюється після плавлення, містить 16-20% Ni, 16-18% S, та Fe. Технологія вилучення нікелю зі штейну аналогічна описаній вище, за винятком того, що стадія відділення Cu часто випадає. Для вилучення нікелю з окиснених руд застосовують також гідрометалургійні методи – аміачне вилуговування попередньо відновленої руди, сірчанокислотне автоклавне вилуговування й ін.

### 3.3.3. Економічні відомості

На сьогоднішній день виявлені світові ресурси нікелю становлять не менше ніж 210 млн т. Загальні запаси нікелю в 34 країнах світу на 01.01.2000 р. становили 138,8 млн. т, підтверджені – 52.4 млн т. (табл. 3.8). За оцінкою Геологічної служби США в рудах з вмістом нікелю понад 1% зосереджено близько 130 млн т металу. В залізо-марганцевих утвореннях на дні світового океану прогнозні ресурси нікелю сягають 6858 млн т з його середнім вмістом 0.46 – 1.28%.

На три країни (Нова Каледонія, Куба та Індонезія), які володіють унікальними та крупними родовищами нікелю, припадає 40.5% світових загальних запасів. Підтверджені запаси в кількості понад 5 млн т встановлені в п'ятьох країнах: Росії, Канаді, Австралії, Кубі й Новій Каледонії.

## Запаси нікелю на 1.01.2000 р. (тис т) та середній вміст його в рудах (%)

	Загальні запаси	%, від світових	Підтверджені запаси	Середній вміст нікелю, %
Нова Каледонія	24100	17.4	5250	2.05
Куба	20920	15.1	5500	1.3
Австралія	12400	8.9	7250	0.9
Індонезія	10060	7.2	3200	1.92
ПАР	9270	6.7	2500	0.36
Канада	8400	6.1	5950	1.41
Філіппіни	8000	5.8	1090	2.4
Росія	7300	5.3	6600	1.9
Китай	7250	5.2	3700	1.5
Кот-д'Івуар	4270	3.1	...	1.46
Бурунді	3570	2.6	470	1.62
Бразилія	3250	2.3	750	1.71
Албанія	3000	2.2	1000	1.4
Греція	2890	2.1	450	1.14
Мадагаскар	1680	1.2	645	1.24
Гватемала	1545	1.1	900	1.8
Колумбія	1090	0.8	950	2.33
Казахстан	1055	0.8	770	0.75
Буркіна-Фасо	1050	0.8	...	1.5
Югославія	1030	0.7	795	1.37
Ботсвана	970	0.7	875	0.72
Домініканська респ.	870	0.6	670	1.21
Македонія	745	0.5	580	...
ПНГ	720	0.5	690	0.91
Пуерто-Рико	700	0.5	400	1
Венесуела	670	0.5	605	1.49
Зімбабве	500	0.4	60	0.19
Танзанія	465	0.3	265	2.18
США	350	0.3	115	0.28
Іспанія	210	0.2	...	0.7
Україна	190	0.1	190	0.7
Туреччина	160	0.1	160	2
Фінляндія	100	0.1	8	0.7
Норвегія	55	0	40	0.02
<b>Загалом у світі</b>	<b>138835</b>	<b>100</b>	<b>52428</b>	

Провідна роль у світовій мінерально-сировинній базі нікелю належить родовищам двох геолого-промислових типів: сульфідному мідно-нікелевому з платиноїдним малосульфідним підтипом (Росія, ПАР, Канада) і оксидно-силікатному (латеритному) кобальт-нікелевому (Куба, Нова Каледонія). На кожний з типів припадає близько 23 і 77% загальних і 37 і 63% підтверджених запасів. Частка родовищ інших геолого-промислових типів (жильних, нікель-кобальтових арсенідних, осадових) не перевищує 0.1 – 0.2%. Головні райони видобутку нікелевих руд розташовані в тих країнах, в яких виявлено найкрупніші запаси цих руд – Росії, Канаді, Новій Каледонії, Кубі та ін.

Видобутком нікелевих руд і виробництвом концентратів займаються 22 країни світу. Найкрупнішими виробниками нікелю в концентратах вже довгий час залишаються Росія (22-23%), Канада (17-18%), Австралія (10-11%) і Нова Каледонія (10-12%). До числа крупних виробників також входять Індонезія і Куба. Особливо високоякісні руди нікелю добуваються на Філіппінах, в Новій Каледонії, Росії та Індонезії.

Рівень світових цін на нікель завжди визначався співвідношенням попиту і пропозиції. Так наприклад, у 1998 р., коли очікувалася поява на світовому ринку великої кількості дешевого нікелю з латеритних руд, найбільші продуценти нікелю з сульфідних руд, такі, як *Inco Ltd.* і *WMC Ltd.*, стали проводити тверду політику відмови від використання непридатних для рентабельного відпрацювання руд, консервації чи ліквідації низькоприбуткових підприємств і в результаті знизили видобуток руд і виробництво нікелю. Зниження видобутку цими компаніями продовжилось й у 1999 р. Разом з тим, новим виробникам нікелю з латеритних руд того року не вдалося вийти на планові рубежі виробництва металу. Сумарне світове виробництво первинного нікелю в 1999 р. залишилося на рівні попереднього року, а споживання – помітно зросло. Попит на нікель з боку сталеливарної промисловості, що використовує близько 60% виробленого металу, у 1999 р. виріс, за різними оцінками, на 6-10%, перевищивши його ринкову пропозицію. Дисбаланс між попитом та пропозицією призвів до значного росту цін на метал (табл. 3.9).

За прогнозами, одночасно із зростанням виробництва нікелю у відповідному обсязі буде зростати і попит. За прогнозом Геологічної служби США, попит на нікель у сталеливарній галузі, починаючи з 1975 р., збільшується в середньому на 4.5% на рік та продовжить свій ріст (можливо навіть і більшими темпами) протягом ще принаймні двадцяти років. Буде рости попит на нікель й у виробництві стійких до корозії нікель-вмісних сплавів, суперсплавів з нікелем, що використовуються у космічній промисловості й літакобудуванні. Не менше ніж на 6% за рік протягом найближчих 10 років будуть збільшувати попит на нікель виробники сучасних нікель-кадмійових акумуляторних батарей для автомобілів.



**Динаміка середньорічних цін на рафінований нікель на Лондонській біржі металів, \$/т**

1995	1996	1997	1998	1999	2000
8237	7500	6916	4617	6015	8642

Головними споживачами нікелевої продукції (понад 64% від світового) є шість промислово-розвинутих країн світу: Японія, США, Німеччина, Республіка Корея, Франція та Італія. Провідними експортерами нікелю є Канада, Росія та Австралія, частка яких в обсязі світових експортних поставок у 2000 р. становила 52%. Головними імпортерами нікелю є Японія, США, Норвегія та Німеччина. Імпортували в 2000 р. нікелеву сировину і продукцію 46 країн світу, серед яких є й Україна.

Світові ціни на нікель протягом 2003-2004 р. збільшилися на 58%, у січні 2005 р. досягли 14505 \$/т, у лютому – 15349 \$/т, а в березні перевищили 16320 \$/т. Це сталося завдяки зниженню біржових запасів металу. Згідно з прогнозами, у 2005 р. світові попит та пропозиція нікелю будуть збалансовані, що призведе до стабілізації ринкових цін на метал. У 2004 р. випуск нікелю у світі склав 1.25 млн т (що більше рівню 2003 р. на 5%). У 2005 р. кількість виробленого металу буде зростати, а його постачання на ринок збільшиться на 6% у порівнянні з 2004 р. і складе 1.32 млн т.

Однією з причин дефіциту є швидке зростання економіки Китаю, який відчуває потребу у всіх сировинних ресурсах. Рівень споживання основних сировинних ресурсів у Китаї перевищив аналогічний показник у США. Однак, імпорт нікелю в Китай знизився з 80 тис т у 2003 р. (60% сумарного споживання цього металу в країні) до 54 тис т у 2004 р. з одночасним зростанням власного виробництва: так, у січні 2005 р. зроблено 8 тис т нікелю, що на 19% більше, ніж за той же період 2004 р. Китай нарощує випуск нержавіючої сталі, у виробництві якої використовується нікель.

### 3.3.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

Родовища нікелю виникають у зв'язку з розвитком магматичних, гідротермальних і гіпергенних процесів. Нікель концентрується в трьох генетичних групах родовищ: 1) магматичних, 2) кір вивітрювання, 3) гідротермальних. При цьому характерно, що всі вищезгадані генетичні групи нікелевих родовищ одночасно є також його промисловими типами.

**Магматичні родовища** сульфідних мідно-нікелевих руд ліквацийного типу відомі на Кольському півострові (Печенга, Аларіченське, Монча), у Красноярському краї (Талнах, Жовтневе, Норільськ-І), у Фінляндії (Пори), Швеції (Клева), Канаді (Садбері, Томпсон), США (Стіллуотер), ПАР (Бушвельд, Інсізва) і Австралії (Камбалда). В історії геологічного розвитку Землі спостерігаються дві головних епохи формування сульфідних мідно-нікелевих родовищ: протерозойська (Балтійський і Канадський щити, Південна Африка, Австралія) і киммерійська (Сибірська платформа).

Мідно-нікелеві магматичні родовища є комплексними й містять, крім основних елементів Ni і Cu, також Co, Pt, Au, Ag, Se і Ti в кількостях, що забезпечують їх рентабельне попутне видобування. Ці родовища генетично пов'язані з інтрузивними породами основного й ультраосновного складу (норити, габро, габродолерити, перидотити, піроксеніти), які в більшості випадків є породами, що вміщують рудні тіла. Інтрузивні масиви, котрі складені цими породами, як правило розшаровані, слабо серпентинізовані, відрізняються підвищеним вмістом магнію й сірки. Більш основні відміни складають нижні частини масивів (біля підшви), менш основні – верхні. Розміри рудних тіл змінюються від перших сотень метрів до 1000–1500 м за простяганням; від кількох сотень метрів до 800–1000 м за падінням при потужності від 1–2 до 40–50 м, зрідка 100 м. Руди бувають сингенетичними – вкрапленими, рідше масивними, й епігенетичними – ін'єкційними масивними і брекчійованими.

В складі руд основне значення мають піротин, пентландит, халькопірит з підпорядкованим розвитком магнетиту, рідше арсенідів нікелю й кобальту. В рудах багатьох родовищ спостерігаються також мінерали платини.

Основний шлях утворення родовищ – це ліквация, що може відбуватися по-різному в залежності від вмісту в магмі, що кристалізується, насамперед заліза, сірки, оксидів кремнію й алюмінію. За експериментальними даними, присутність заліза і сірки в силікатному розплаві підвищує розчинність сульфідів, а наявність в розплаві SiO<sub>2</sub> і Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, навпаки, зменшує їх розчинність і сприяє ліквацияї.

Ліквация – поділ магми на два розплави – сульфідний і силікатний – відбувається при високих температурах (1500–1200°C). Сульфідний і силікатний розплави, що утворилися в ході ліквацияї магми, надалі кристалізуються незалежно один від одного, причому силікати випереджають кристалізацію сульфідів на 200–300°C. Формування ж самих сульфідних мідно-нікелевих руд відбувалося при температурі 600–700°C (температура розпаду титаномagnetиту) у послідовності: нікельвмісний піротин – пентландит – халькопірит.

**Родовища силікатних нікелевих руд кори вивітрювання** відомі в Росії, на Уралі (Кемпірсайське, Аккерманівське, Сахаринське та ін.), у Новій Каледонії, Індонезії, Кубі, Австралії. Нікеленосні латеритні кори вивітрювання, що розвивалися на масивах серпентинізованих гіпербазитів різного віку, формувалися в киммерійську і, особливо, в альпійську епоху. При хімічному вивітрюванні ультраосновних порід, переважно в умовах тропічного клімату, відбувалося руйнування олівіну (Mg,Fe)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> і серпентину Mg(SiO<sub>4</sub>O<sub>10</sub>)·(OH)<sub>8</sub>, в яких ізоморфно з магнієм знаходиться певна кількість нікелю. Нікель разом з кобальтом вивільнюється з цих мінералів і переходить у розчин у вигляді бікарбонату Ni(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>. Ця сполука є стійкою в присутності надлишкової CO<sub>2</sub> і може мігрувати в товщах пухких порід з верхніх горизонтів кори вивітрювання до нижніх. У зв'язку зі збільшенням лужності розчинів (зниженням концентрації CO<sub>2</sub>), елементи, що перейшли в розчин, випадають з нього, але одночасно і на різних рівнях. Спочатку (ближче до поверхні) йде нагрома-

дження гідроксидів заліза, потім трохи глибше – нікелю і частково кобальту. Останнім з розчинів випадає магній з утворенням магнезиту. Нікель може накопичуватися безпосередньо в серпентині, що руйнується, або сорбуватися глинами чи захоплюватися коагулюючим кремнеземом. Вторинні мінерали, що осаджувалися з розчинів і містять нікель, представлені гарнієритом, нонтронітом, ревенскітом, непуїтом.

Співвідношення нікелю й кобальту – 10:1. Серед кір вивітрювання виділяються два типи: кероліт-нонтроніт-вохристій (повний профіль) і кероліт-вохристій (неповний профіль). Повний профіль складається з наступних зон (зверху): вохристо-кременисті утворення, нонтронізовані серпентиніти, вилужені серпентиніти. Потужність кожної зони змінюється від перших метрів до 30–50 м. При неповному профілі відсутня нонтронітова зона.

За структурно-морфологічними особливостями (форма рудних тіл та ін.) виділяються наступні кори вивітрювання: 1) площові (родовища Куби, родовища України); 2) лінійні чи тріщинні, що часто просторово сполучені з першими (родовища Нової Каледонії); 3) контактово-карстові, приурочені до тектонічних контактів серпентинітів і вапняків.

**Плутоногенні гідротермальні родовища** – це родовища комплексних (Ni-Cu, Ni-Co-Ag, Ni-Pb-Zn, Co-Ni-Ag-Bi-U) руд, з яких видобувається велика частина кобальту. Нікель є другорядним металом і видобувається попутно. Родовища (за В.І.Смірновим) пов'язані з помірно-кислими гранітоїдами, виникають в умовах середніх температур і характеризуються широким розвитком діарсенідів нікелю й кобальту. На рудоносних площах часто відслонюються масиви діабазових порфіритів або серпентинітів, тому багато дослідників висловлюють протилежну думку про генетичний зв'язок зруденіння саме з цими масивами.

Рудні тіла в більшості випадків представлені жилами й жилоподібними покладами. Вони простежуються на десятки – перші сотні метрів за простяганням і на стільки ж за падінням, при потужності від 0.1 до 1 м, іноді більше (середня 0.4-0.5 м). Головні рудні мінерали – нікелін, шмальтин, хлоантит, скутерудит, саффорит, жильні – кварц, кальцит; другорядні рудні – глаукоdot, арсенопірит, герсдорфіт, кобальтин, лелінгіт, халькопірит, борніт, сфалерит, галеніт, самородне срібло, самородний вісмут, іноді уранова смола. Мінералоутворення відбувалося протягом двох стадій, мінерали кобальту і нікелю виділялися в ранню стадію, мінерали срібла (іноді урану) – пізню.

Серед гідротермальних родовищ відомо кілька рудних формацій: 1) арсенопірит-глаукоdot-кобальтинова (Бу-Аззер, Марокко); 2) шмальтин-хлоантит-нікелінова (Ховуакси, Росія); 3) п'ятиелементна формація (Ni-Co-Ag-Bi-U) (Ельдорадо, Канада).

Найважливішими геолого-промисловими типами родовищ нікелю є сульфідні мідно-нікелеві (31.4% світових запасів і 48.4% світового видобутку) і силікатні (латеритні) нікелеві (68.4% запасів і 51.2% видобутку), меншу роль відіграють жильні (п'ятиелементна формація), кобальт-арсенідні, колчеданні нікеленосні та ільменіт-магнетитові нікеленосні родовища.

### 3.3.5. Родовища України

В Україні власна мінерально-сировинна база нікелю представлена екзогенними родовищами силікатного нікелю кір вивітрювання, які зосереджені в двох районах – Середньому Придніпров'ї і Середньому Побужжі. Силікатні руди цих родовищ мають низьку якість (вміст нікелю 0.38-1.24%) і можуть бути придатними лише для виплавки феронікелю. На базі родовищ Середнього Побужжя діяв Побузький нікелевий завод з проектною потужністю з переробки руди 1.5 млн т і з виробництвом 9.3 тис т нікелю у феронікелі. На проектну потужність завод ніколи не виходив. Споживачами продукції були російські металургійні підприємства з технологією, яка була пристосована до використання феронікелю Побузького заводу. В 1997 р. завод припинив випускати продукцію. На цей час увесь попит промисловості України на нікель задовольняється за рахунок імпорту з Росії. Річні потреби України в нікелі складають біля 5000 т/рік з перспективою росту.

На території України промислові екзогенні родовища нікелевих і залізо-нікелевих руд, пов'язані з корою вивітрювання докембрійських ультраосновних порід. Більшість масивів ультрабазитів Українського щита вкриті корою вивітрювання, яка, як правило, відноситься до площового типу. Потужність кори на ультраосновних породах звичайно становить 25-35 м, досягаючи в окремих випадках 100 м. Вік кори вивітрювання, на думку більшості дослідників, є юра-нижньокрейдовим.

На УЩ встановлені три профілі вивітрювання ультрабазитів: вохристо-нонтронітовий, вохристій і вохристо-кременистий. Останній має обмежене поширення і виявлений на піднятих формах давнього рельєфу. З цим профілем промислові родовища нікелю не пов'язані. На пологих підняттях і їх схилах формуються вохристо-нонтронітові й вохристі профілі вивітрювання.

З вохристим профілем, у якому на окремих ділянках зустрічаються малопотужні горизонти нонтронітів, пов'язане одне родовище нікелю (Нове в Нікопольському районі Дніпропетровської області), а всі інші родовища приурочені до вохристо-нонтронітових профілів. Типовий вохристо-нонтронітовий профіль характерний для ультрабазитів Побузького і Девладівського комплексів.

Саме тому родовища нікелевих руд України зосереджені в двох районах – на Середньому Побужжі (Побузька група родовищ) і Середньому Придніпров'ї (Девладівська група). На базі родовищ Середнього Побужжя з 1972 до 1997 р. діяв Побузький нікелевий завод з виробництва феронікелю. Завод випускав феронікель з вмістом металу до 7-8%. Промислового освоєння Девладівської групи родовищ перешкоджає їх несприятливе розміщення (під орними землями та забудовами). На території України виявлено також 11 дрібних родовищ силікатних нікелевих руд з кобальтом і 48 проявів нікелю і кобальту, але всі вони не мають промислового значення.

**Побузька група родовищ** складається з шести родовищ (Пушківське, Липовеньківське, Капітанівське, Деренюзьке, Грушківське, Тернуватське), розташованих на території Кіровоградської області. Тіла ультра-

базитів розміром до кількох квадратних кілометрів поширені тут на площі близько 500 км<sup>2</sup> і приурочені до Побузької зони розломів, розташованої в межах центральної частині Голованівського блоку. Рудні поклади приурочені до кори вивітрювання ультрабазитів архейського віку. Вміщуючі породи представлені гнейсами і кристалосланцями дністровсько-бузької серії та гнейсами і кварцитами бузької серії.

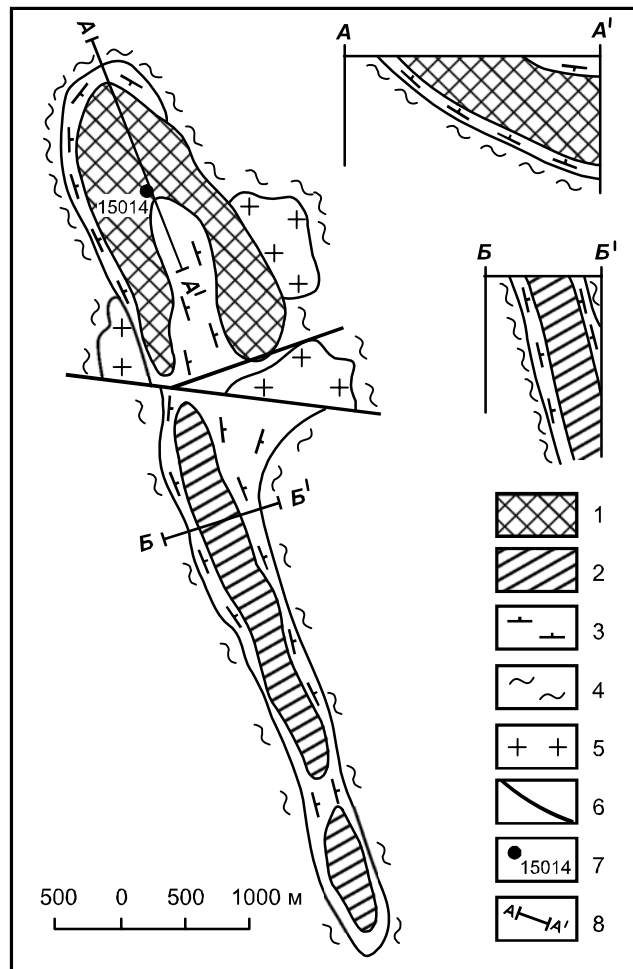
По породах кристалічного фундаменту майже скрізь розвивається кора вивітрювання, потужність якої змінюється від 50 до 80 м, і лише у південній частині району вона в багатьох місцях майже цілком розмита. Склад кори вивітрювання змінюється в залежності від складу корінних порід, від суттєво каолінової над гранітами, мігматитами та гнейсами до переважно нонтронітової – над ультраосновними породами.

Рудні тіла мають плащеподібну форму і такі розміри: довжину – 200-2000 м, ширину 40-500 м і середню потужність 2.9-8.7 м. Глибина залягання рудних тіл – від перших до десяти метрів. Середній вміст нікелю є досить витриманим і становить 0.9-0.99%, хоча на окремих ділянках може сягати 5%. Найбільш важливим супутнім елементом є кобальт. В широких межах змінюється вміст заліза, сягаючи іноді 45-50%. При вмісті заліза понад 30% руди вважаються залізо-нікелевими. До них відноситься більше 15% запасів нікелевих руд Побужжя.

Головним пороодоутворюючим мінералом нікелевих руд є нонтроніт. Крім нього присутні також бейделіт, монтморилоніт, хлорит (пеннін і клінохлор), джефферзит, вермикуліт. Нерідко зустрічаються реліктові мінерали – хризотил, антигорит, магнетит, хроміт.

В межах Побузької групи родовищ встановлено дев'ять промислових рудних ділянок: по дві на Капітанівському (урочище Бурти і Центральний масив), Липовеньківському (ділянки Західна і Шкільна) і Деренюзькому (ділянки Центральна і Південна) і по одній на родовищах Тернуватське, Пушківське і Грушківське. Довжина покладів у середньому сягає 500-600 м при ширині 50-150 м. Середня потужність рудного шару близька до 7 м

**Тернуватське родовище** силікатного нікелю розміщується в центральній частині Голованівського блоку, на правому березі р. Південний Буг, за сім кілометрів на південний захід від Побузького нікелевого заводу. Воно охоплює всю площу однойменного серпентинітового масиву, який має північно-західне простягання і переривчасту будову. Вузькими перемичками він поділений на три частини – північну, центральну та південну (рис. 3.4).



**Рис.3.4** Схема будови Тернуватського родовища

1 – аподунітові серпентиніти; 2 – перешарування аподунітових і апопередотитових серпентинітів; 3 – амфіболіти; 4 – плагіомігматити; 5 – аліт-пегматоїдні граніти; 6 – розломи; 7 – свердловина та її номер; 8 – лінія розрізу

У північній частині масиву переважають породи аподунітового складу. Апоперидотити поширені менше. Загальна потужність серпентинітів становить 600 м. Верхи розрізу складені піроксенітами й амфіболітами загальною потужністю до 300 м. У середній частині масиву (св. 15014) на глибині 535 м серпентиніти пере-

ходять у слабосерпентинізовані дуніти. Вміщуючі породи представлені архейськими кристалосланцями, силіманітовими гнейсами, амфіболітами і плагіомігматитами, а також нижньопротерозойськими апліт-пегматоїдними гранітами. Розломи субширотного простягання з амплітудою до 200 м відділяють північну частину масиву від центральної. Серія малоамплітудних розломів надає масиву блокової будови.

Центральна та південна частини масиву є монокліналями з падінням порід на південний схід під кутами 70–75°. Розріз серпентинітів характеризується перешаровуванням аподунітових і апоперидотитових різновидів з прошарками піроксенітів загальною потужністю до 300 м.

Кора вивітрювання серпентинітів потужністю до 15 м переважно нонтронітова. Вона перекидається осадовою товщею (піски і глини неогену, четвертинні суглинки), яка має потужність від 10 до 25 м. Середній вміст нікелю (у сухій руді) – 0.91%, кобальту – 0.046%. За запасами родовище наближається до середнього.

Породи Тернуватського масиву належать до дуніт-перидотит-габро-норитової чи дуніт-перидотитової формації. Серпентиніти Тернуватського масиву додатково розглядаються як магнезіальні руди, що можуть використовуватися як сировина для виготовлення форстеритових вогнетривів. Аподунітові серпентиніти – це дрібнозернисті породи світло-зеленого кольору, середньої щільності, місцями крихкі. Вони відрізняються найбільшим вмістом магнію (38–41% MgO). Апоперидотитові серпентиніти – це породи темно-сірого кольору, значно щільніші, вміст MgO в них коливається в межах 33–37%. Тому Тернуватське родовище, яке спочатку розглядалося лише як нікелевмісне, у подальшому може набути комплексного характеру.

**Девладівська група родовищ** представлена чотирма родовищами, що розташовані на території Дніпропетровської області в межах Середньопридніпровського блоку УЩ. Ультрабази, за якими формувалася кора вивітрювання, мають архейський вік і відносяться чи до основної стадії формування зеленокам'яних поясів (3.2-2.8 млрд років), чи до постзеленокам'яної (2.8-2.6 млрд років) стадії. З першим віковим рубежем пов'язана переважна частина родовищ, що розташовані в межах Конксько-Білозірського ЗКП.

Ультраосновні породи найбільше розвинені в межах Білозірської ЗКС, що простягається в меридіональному напрямку на 50 км при ширині 10-18 км. У Конкській ЗКС встановлена незначна кількість ультрабазитових тіл, однак серпентинізовані відміни серед них практично відсутні.

У західній частині Середньопридніпровського мегаблоку, в субширотній Девладівській зоні розломів розташований Девладово-Тернівський район поширення ультраосновних порід, приурочений до смуги шириною 4-7 км, що простягається з заходу на схід майже на 50 км.

Девладівське тіло ультрабазитів (9 x 0.35-0.4 км) видовжене в субширотному напрямку, складене інтенсивно серпентинізованими дунітами, дуніт-гарцбургітами, лерцолітами і глиноземистими олівіновими гарцбургітами при підпорядкованій ролі (до 10%) норит-гарцбургітів, піроксенітів і тремоліт-актинолітових порід. Виділяються ультрабази з високим вмістом Ni (0.15-0.35%) і низьким Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.1-0.3%), а також ультрабази, що характеризуються низьким вмістом Ni (0.25-0.05%) і підвищеним – Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.3-0.5%).

У південно-західному крилі Тернівської синклінали виділена Тернівська пачка ультрабазитів (4.5 x 0,3 км), що має таке ж субширотне простягання, яка складена серпентинітами і серпентинізованими дунітами при підпорядкованій ролі актинолітитів і хлоритових сланців. Серпентиніти містять 0.22-0.25% Ni, 0.48-0.56% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.014-0.024% CoO.

У Середньому Придніпров'ї на цілому ряді ділянок кора вивітрювання ультрабазитів латеритна. Латеритний розріз кори в більшості випадків завершується гібситовими бокситами, які не мають практичного значення. Нікель у розрізі кори вивітрювання (на відміну від материнських порід) розподілений нерівномірно, що вказує на його міграцію в процесі гіпергенезу. На Девладівському родовищі породи гібсит-гідрогетитової і вохристої зон містять нікель в менших кількостях, ніж у материнських перидотитах, у зоні ж нонтронітів відзначається різке збільшення концентрації нікелю (вміст його збільшується в п'ять разів у порівнянні з материнськими породами). Таке збагачення, як вважається, відбувалося за рахунок переміщення нікелю з верхніх горизонтів кори вивітрювання у нижні.

**Девладівське родовище** розташоване на території Софіївського району Дніпропетровської області і є комплексним родовищем нікелевих, залізних руд і вогнетривких глин. Рудне поле родовища складене перидотитами і габроперидотитами, порфіроподібними гранітами кіровоградського типу, плагіоклазовими гранітами і їх мігматитами, а також полімігматитами дніпровських гранітів протерозою. Нікелеве родовище приурочене до кори вивітрювання перидотитів і габро-перидотитів, що утворюють крутопадаюче дайкоподібне тіло.

Кора вивітрювання представлена зонами (знизу): а) зруйнованих серпентинізованих перидотитів перемінної потужності; б) нонтронітів (8-10 м), з нікелевим зруденінням, с) вохр (15-20 м), які є промисловою залізною рудою. Нікелеві руди утворюють 7 роз'єднаних у просторі рудних покладів, що складаються з 2-4 горизонтально залягаючих рудних шарів, приурочених частіше до верхніх частин зони нонтронітів. Середній вміст нікелю становить 1.06-1.24%, а на окремих ділянках досягає 1.5-2%; вміст кобальту – 0.04-0.05%.

Родовища сульфідного нікелю і кобальту на території України не виявлені, але в ряді районів були встановлені перспективні ділянки та рудопрояви сульфідного мідно-нікелевого зруденіння. Так, у Волинському блоці УЩ був виявлений Прутівський рудопрояв, пов'язаний з базит-гіпербазитовою інтрузією ранньпротерозойського віку. За попередньою оцінкою на цій ділянці можливе відкриття родовища з запасами нікелю 210 т та кобальту 8 тис т.

На УЩ відомо й ряд інших районів з інтрузіями базит-гіпербазитового складу, де можуть бути виявлені промислові поклади мідно-нікелевих руд. Всі ці масиви приурочені, насамперед, до областей ранньпротерозойської тектоно-магматичної активізації, що проявилася в межах Волинського, Інгуло-Інгулецького і Приазовського мегаблоків УЩ.

## 3.4. КОБАЛЬТ

### 3.4.1. Загальні відомості

Кобальт (лат. Cobaltum), Co – це хімічний елемент VIII групи періодичної системи Менделєєва. Порядковий номер 27, атомна маса 58.93, атомний радіус 1.26-1.39Å. У природних умовах кобальт представлений двома стабільними ізотопами  $^{59}\text{Co}$  (99.83%) і  $^{57}\text{Co}$  (0.17%).

В чистому вигляді кобальт – це метал сріблястого кольору з рожевим відтінком, питома вага кобальту  $8.9 \text{ г/см}^3$ , твердість 5.5. Кобальту властиві ковкість, тягучість, тугоплавкість ( $t_{пл}$  - 1495 °C;  $t_{кип}$  - 3100 °C). На повітрі метал не окиснюється. Плавикова кислота на кобальт не діє. Метал повільно розчиняється в соляній, азотній та сірчаній кислотах. Кобальту притаманні феромагнітні властивості, що зберігаються від низьких значень температури майже до 1121 °C (точка Кюрі, Q).

Кларк кобальту становить  $1.8 \cdot 10^{-3}\%$ . Коефіцієнт концентрації невисокий – 100; вміст кобальту підвищується від кислих магматичних порід ( $5 \cdot 10^{-4}\%$ ) до ультраосновних ( $2 \cdot 10^{-2}\%$ ). В земній корі кобальт і нікель знаходяться переважно у вигляді сульфідів і арсенідів чи продуктів їх окиснювання, а також у вигляді силікатів, формуючи самостійні мінерали і супроводжуючи аналогічні мінерали заліза, міді, марганцю і деяких інших елементів. Близькість іонних і атомних радіусів цих металів допускає їх взаємне заміщення. При цьому кобальт у порівнянні з нікелем геохімічно ближчий до  $\text{Fe}^{2+}$  і виявляє тенденцію до його заміщення та накопичення в сульфідах і арсенідах більше ніж в силікатах. За поширеністю в земній корі він займає 36-те місце серед хімічних елементів і виявляє властивості близькі до ніобію, свинцю, танталу, молібдену, гаюлю. У простих сполуках найбільш стійкий двовалентний, у складних – тривалентний кобальт.

На магматичному етапі кобальт концентрується разом з нікелем і генетично тісно зв'язаний з ультраосновними й основними магмами. На постмагматичному етапі кобальт парагенетично пов'язаний з помірно кислими гранітоїдами, після застигання яких він вноситься гідротермальними розчинами на значні відстані разом з  $\text{Fe}^{2+}$  і  $\text{Ni}^{2+}$  у вигляді сульфідних, галоїдних і миш'яковистих комплексних сполук. В екзогенних умовах кобальт концентрується в корах вивітрювання гіпербазитових масивів разом з силікатними рудами нікелю. За високого окисного потенціалу кобальт у тривалентній формі асоціює з водневими сполуками марганцю (асболанові руди). Для метаморфічних порід спостерігається деяка концентрація кобальту в піритах.

Відомо близько 50 мінералів кобальту, найголовнішими є: *кобальтвмісний пентландит*  $(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co})_9\text{S}_8$ , *лінейт*  $\text{Co}_3\text{S}_4$ , *кобальтин*  $\text{CoAsS}$ , *глаукоdot*  $(\text{Co}, \text{Fe})\text{As}$ , *скутерудит*  $(\text{Ni}, \text{Co})\text{As}_3$ , *сафлорит*  $(\text{Co}, \text{Fe})\text{As}_2$ . Арсеніди Co, Ni і Fe формують закономірні парагенетичні асоціації. В зоні вивітрювання виникає *асболан*  $m(\text{Co}, \text{Ni})\text{O}_2 \cdot \text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , в зоні окиснювання ендегенних руд кобальту – *еритрин*  $\text{Co}_3\text{As}_3\text{O}_8 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ , що має пошукове значення. Мінералами-носіями кобальту є пірит, піротин, пентландит, халькопірит, арсенопірит та ін.

### 3.4.2. Галузі використання та вимоги до сировини

Оксид кобальту застосовувався ще за 5000 років до н.е. в Стародавньому Єгипті, Вавилоні, Китаї як природний барвник для фарбування скла та емалей в синій колір. Секрет був на багато сторіч загублений, а потім знову відкритий у XVI столітті. В цей час у Західній Європі гірники Гарцу марно намагалися отримати хоч будь-який метал при виплавленні руд, що носили назву "кобольд". Ці руди виділяли рясний отруйний дим (завдяки присутності кобальтину, що вміщував миш'як), а з продукту їх плавлення отримати метал не вдавалося. Тому середньовічні рудокопи і металурги вважали це витівками міфічних істот - кобольдів (від нім. Kobold - домовик, гном), а відомий середньовічний мінералог Агрикола описував кобальт як отруйний метал, що складається з суміші міді, срібла та вісмуту. І лише у 1735 році шведським хіміком Г. Брандтом був вперше виділений метал у чистому вигляді. Широке ж використання кобальту в промисловості почалося в XX в і пов'язане передусім з відкриттям його легуючих властивостей для виготовлення надтвердих сплавів – стелітів (до складу яких разом з кобальтом входять Cu, W, Mo).

На сьгоднішній день кобальт винятково широко застосовується в металургії. Сплави кобальту (24-50% Co) із залізом та іншими металами (нікелем, алюмінієм, міддю і платиною) мають високу магнітну здатність і вважаються кращим матеріалом для постійних магнітів. Тугоплавкі сплави кобальту (45% Co) з такими металами як хром, молібден, нікель, вольфрам, ніобій характеризуються значною механічною міцністю яка зберігається і при високих температурах 720-730° і тому широко використовуються в авіації.

Широко відомі тверді і надтверді сплави кобальту (7-62% Co) з вольфрамом, залізом, хромом, титаном, молібденом і іншими металами (так звані стеліти), що значно підвищують стійкість робочого інструменту проти стирання і корозії. Вони широко використовуються в металообробній промисловості, а також у приладобудуванні (вимірювальних приладах).

Значна кількість кобальтових сполук використовується в лакофарбній, керамічній і скляній промисловості, а також у виробництві емальованих виробів. Кобальтові фарби й емалі стійкі і мають красивий синій колір. Сполуки кобальту використовуються для одержання чорнил. Радіоактивний ізотоп кобальту ( $^{60}\text{Co}$ ) широко використовується в медицині.

**Промислові типи руд.** Кобальтове зруденіння спостерігається майже у всіх генетичних типах рудних родовищ – від власне магматичних до седиментаційних і може бути пов'язане з різними комплексами магматичних порід. Але основний видобуток кобальту в світі припадає на три генетичних типи родовищ: кобальт-нікелевий латеритний кір вивітрювання, стратиформний мідно-кобальтовий та магматичний сульфідний мідно-нікелевий.

За запасами руд промислові родовища кобальту поділяються на унікальні (більше 50 тис т.), крупні (50-25 тис т.), середні (25-10 тис т.) та дрібні (менше ніж 10 тис т.). За вмістом кобальту в рудах виділяються багаті (вміст кобальту більше 0.5%), рядові (0.5-0.1%) та бідні (менше 0.1%, що розробляються як комплексні) руди. За мінеральним і хімічним складом виділяють миш'якові, сірчані та окиснені кобальтові руди.

Характерною рисою кобальту є його тісний зв'язок з залізом, нікелем, марганцем, міддю, сріблом, вісмутом, золотом, ураном. Тому в більшості випадків кобальт може видобуватися як супутній компонент, що призводить до підвищення рентабельності його видобутку.

**Технологія вилучення кобальту:** Специфікою видобутку кобальту є те, що у більшості випадків він вилучається з комплексних нікелевих і мідних руд. Завдяки тому, що більшість промислових руд містять кобальт як супутню домішку, переробка цих руд дуже складна, і її спосіб залежить від складу руди.

В остаточному підсумку при переробці руд одержують розчин хлоридів кобальту і нікелю, що містить домішки Cu, Pb, Bi. Після хімічного видалення з розчину супутніх домішок отримують металевий (чорновий) кобальт. В свою чергу, металевий кобальт, що містить до 2-3% домішок (Ni, Fe, Cu і ін.), може бути очищений електролізом для отримання рафінованого металу.

### 3.4.3. Економічні відомості

Світові ресурси кобальту на континентах оцінюються як 11 млн т. (Геологічна служба США). На дні ж Світового океану в кірках і конкреціях зосереджено близько 450 млн т, але існуючі на цей час технології не дають можливості промислового освоєння цих ресурсів.

Серед континентальних родовищ кобальту майже половина запасів (48.5%) зосереджена в кобальт-нікелевих (силікатних) латеритних родовищах (Куба, Філіппіни, Австралія, Нова Каледонія). Родовища стратиформного мідно-кобальтового геолого-промислового типу вміщують близько 43% загальних світових запасів (Конго, Замбія, Уганда). На магматогенні мідно-нікелеві сульфідні родовища з кобальтом припадає понад 7% запасів (Канада, Росія, Китай). Промислове значення інших типів родовищ (кобальт-арсенідних, колчеданно-поліметалічних, скарново-магнетитових) незначне.

Загальні запаси кобальту на 1.01.2000 р. становили 10096 тис т, в тому числі підтверджені - 6107 тис т (табл. 3.10).

Таблиця 3.10

<b>Запаси кобальту на 1.01.2000 г. (тис.т) та середній вміст кобальту в рудах (%)</b>				
	Загальні запаси	%, від світових	Підтверджені запаси	Середній вміст кобальту, %
Демократична республіка Конго	2500	24.8	2000	0.31
Куба	1800	17.8	1000	0.1
Австралія	1300	12.9	880	0.07
Нова Каледонія	860	8.5	494	0.07
Індонезія	580	5.7	245	0.11
Замбія	540	5.3	360	0.17
Канада	440	4.4	83	0.05
Філіппіни	400	4	150	0.11
Китай	320	3.2	120	0.04
Росія	230	2.3	140	0.07
Мадагаскар	210	2.1	30	0.1
ПНГ	151	1.5	142	0.11
Греція	120	1.2	90	0.04
Югославія	100	1	75	0.07
Казахстан	70	0.7	50	0.04
Ботсвана	70	0.7	56	0.06
Домініканська республіка	60	0.6	35	0.13
Гватемала	45	0.4	30	0.13
Танзанія	40	0.4	15	0.2
Бурунді	35	0.3	...	...
Колумбія	35	0.3	20	0.05
Фінляндія	34	0.3	23	0.05
США	25	0.2	2	0.05
Албанія	23	0.2	...	0.06
Індія	18	0.2	10	0.06
ПАР	15	0.1	12	0.02
Бразилія	15	0.1	4	0.05
Зімбабве	13	0.1	13	0.05
Уганда	12	0.1	8	1.4
Марокко	10	0.1	7	1.2
Україна	9	0.1	8	0.04
Іспанія	7	0.1	...	...
Японія	6	0.1	3	0
Мавританія	4	0	2	0.02
<b>Всього</b>	<b>10096</b>	<b>100</b>	<b>6107</b>	<b>...</b>

Латеритний (силікатний) тип родовищ кір вивітрювання розповсюджений на Кубі, Філіппінах, у Новій Каледонії, Індонезії, Австралії й інших країнах. Ці родовища характеризуються значними запасами руд і легкістю видобування (поверхневе залягання), але промислові руди відзначаються невисоким (0.05-0.1%) вмістом кобальту. Африканські родовища (Конго, Замбія й Уганда) стратиформних кобальтоносних мідистих пісковиків відрізняються великими запасами при середньому вмісті в рудах кобальту до 0.3%. Власне магматичні сульфідні мідно-нікелеві родовища з кобальтом зустрічаються в Канаді, Росії, Фінляндії, Австралії, Кореї, Ботсвані, Зімбабве, Танзанії, ПАР і на Мадагаскарі. Руди цих родовищ містять 0.06-0.11% кобальту. Найбагатші за вмістом кобальту руди (1.2-12%) пов'язані з гідротермальним арсенідним типом родовищ у Марокко, Канаді і Росії, однак запаси цих родовищ незначні.

В останнє десятиріччя у світі стали освоюватися нові джерела нікелю і кобальту, і перевагу мають власники виробництв з низькою собівартістю продукції: це або продуценти кобальту з руд латеритних родовищ, зосереджених в основному в Австралії, Океанії і країнах Південно-Східної Азії, або ті виробники, хто освоєв техногенні родовища – відвали та хвостосховища старих гірничодобувних підприємств. Компанії, що видобувають кобальт із сульфідних руд, контролюють поки що велику частину світового ринку. І тому вони змушені переходити до селективного відпрацьовування найбагатших ділянок існуючих родовищ, закривати нерентабельні підприємства, удосконалювати технологію переробки руд, знижуючи таким чином виробничі витрати. Їх роль на світовому ринку в міру введення в експлуатацію усе більшого числа латеритних родовищ буде поступово скорочуватися. Обсяг пропозиції дешевого кобальту з латеритних руд на світовому ринку росте, що підтримує тенденцію до поступового зниження світових цін на кобальт

Експорт руд і концентратів кобальту в невеликому обсязі здійснюють Австралія, Нова Каледонія, Канада, Росія, Марокко. Металічний кобальт, що переважає в асортименті світової торгівлі, поставляється в найбільшому обсязі Росією (8.5 тис т в 2000 р.), Замбією (4.0 тис т), Австралією (4.4 тис т) і Фінляндією (4.0 тис т). Велика кількість кобальту і кобальтової продукції надходить на ринок з країн реекспортерів: Бельгії-Люксембургу, Німеччини, Великобританії, США, Гонконгу, Сінгапуру та ін. Імпорт кобальтової продукції у всіх формах здійснює 39 країн світу. І якщо такі великі країни-імпортери, як США і Японія, ввозять кобальт (по 8.0-9.3 тис т на рік кожна) переважно для внутрішніх потреб, то багато країн Європи й Азії, здійснюють це значною мірою для перепродажу.

Вартість кобальту поступово знижувалася наприкінці минулого сторіччя з 56-66 тис \$/т до 21-23 тис \$/т, в останній же час спостерігається незначне підвищення ціни.

### 3.4.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

Кобальт у тій чи іншій кількості накопичується як супутній елемент у всіх генетичних групах нікелевих родовищ, але також формує і самостійні промислові скупчення в гідротермальній групі родовищ. В цілому ж кобальт концентрується: 1) у власне магматичних, 2) гідротермальних, 3) екзогенних та 4) стратиформних родовищах мідистих пісковиків.

**Власне магматичні родовища.** У власне магматичних родовищах сульфідних мідно-нікелевих руд ліквацийного генезису, що є найбільш важливим промисловим типом для нікелю, завжди міститься деяка кількість кобальту. При цьому в переважній більшості випадків кобальт входить до складу пентландиту, де ізоморфно заміщає нікель. Проведені дослідження багатьох родовищ показали, що відношення Co/Ni у рудах змінюється від 1:50 до 1:60 і рідко досягає 1:30 – 1:40. З цих родовищ кобальт вилучається як супутній елемент в процесі виплавки нікелю з руд на металургійних заводах.

**Родовища кір вивітрювання.** Родовища кобальту також виникають у тісному зв'язку з екзогенними родовищами нікелю при латеритному вивітрюванні ультраосновних порід. Нікеленосні кори вивітрювання містять кобальтові руди, представлені асболоном (оксид марганцю) і кобальтоносним нонтронітом. Кобальтвмісні гідроксиди марганцю зустрічаються у всіх зонах профілю кори вивітрювання площового типу. Найбільше збагачені ними верхні горизонти вохристого та нотронітового складу. Тут вони спостерігаються у вигляді невеликих гнізд, розподілених більш-менш рівномірно по дрібних тріщинах і порожнинах, що утворюються при осіданні і механічному переміщенні продуктів вивітрювання. В родовищах кір вивітрювання лінійного типу збагачення оксидами марганцю, що містять кобальт і нікель, відбувається в зонах вохр і брекчій. Відношення Co/Ni в асболонах площової кори вивітрювання іноді наближається до одиниці. Однак у середньому це відношення складає 1:20, підвищуючись до 1:10 у верхніх горизонтах. В лінійному типі вивітрювання кількість кобальту в асболонах зменшується і звичайне відношення Co/Ni коливається від 1:45 до 1:60. Прикладами родовищ цього типу можуть бути Єлізаветинське, Сахаринське, Черемшанське на Уралі, Кемпірсайське в Мугоджарах та ін.

**Гідротермальні родовища.** Серед групи гідротермальних родовищ важливе промислове значення мають нікель-кобальтові. В усіх родовищах даного типу широко розвинені арсеніди і діарсеніди нікелю і кобальту – нікелін NiAs, леленгіт FeAs<sub>2</sub>, сафлорит CoAs<sub>2</sub>, рамельсбергіт NiAs<sub>2</sub>, триарсеніди – скутерудит CoAs<sub>3</sub>, хлоантит (Co,Ni)As<sub>3</sub>, шмальтин (NiCo)As<sub>3,2</sub>, а також герсдорфіт NiAsS. Усі ці мінеральні утворення часто асоціюють з самородним сріблом або з його сульфосолями. Часто гідротермальні родовища просторово і генетично зв'язані з гранітоїдними інтрузивами. Вміщуючі породи представлені осадовими і метаморфізованими утвореннями, скарнами чи серпентинітами. Рудні тіла мають форму жил і штокверків. Руди частіше комплексні (Co-Ni, Co-Ni-Ag, Co-Ni-Bi-Ag-U, Co-Ni-Cu-Pb-Zn). Серед передрудних змін порід відзначаються турмалінізація, біотитизація, іноді скарнування чи серицитизація, наводорудні зміни – скварцування, епідоїтизація, хлоритизація карбонатизація. Мінералоутворення відбувалося протягом кількох стадій, три з яких – основні: 1) арсенопірит-кобальтин-кварцова, 2) шмальтин-хлоантитова і 3) сульфідно-карбонатна. Серед гідротермальних родовищ кобальту виділяються наступні рудні формації: 1) шмальтин-хлоантит-нікелін-

аргентитова (Ховуакси, Росія), 2) арсенопірит-глаукокодот-кобальтинова (Бу-Аззер в Марокко), 3) п'ятиелементна формація Co-Ni-Bi-Ag-U (Ельдорадо в Канаді).

**Стратиформні родовища кобальтоносних мідистих пісковиків.** Ці родовища становлять собою важливий промисловий тип, що концентрує значні запаси мідних руд. Але в ряді стратиформних родовищ Африки до складу руд як промислова домішка входять лінеїт –  $\text{Co}_3\text{S}_4$  та інші мінерали, з яких кобальт видобувається попутно. Як правило кобальт концентрується в халькопіритових рудах, котрі вище по розрізу змінюються халькопірит-борнітовими (слабко кобальтоносними) та борнітовими рудами. Основними характерними рисами стратиформних родовищ є: розвиток зруденіння в синклінальних прогинах, приуроченість до шарів порід з підвищеними колекторними властивостями (пористість, дрібна тріщинуватість) – переважно в пісковиках рідше в карбонатних товщах; відсутність будь-якого видимого просторового (а іноді й генетичного) зв'язку з виверженими породами.

Головними геолого-промисловими типами родовищ кобальту є силікатний кобальт-нікелевий латеритний (запаси 48.5 від світових, видобуток 34.8%), стратиформний мідно-кобальтовий (відповідно 43.1 і 31.3), сульфідний мідно-нікелевий магматичний (7.2 і 31.6).

### 3.4.5. Родовища України

Кобальт в Україні, як і в більшості країн світу, не утворює самостійних родовищ, а міститься в нікелевих рудах та продуктах їх переробки (феронікель із силікатних руд, нікелевий концентрат – з сульфідних руд). Родовища обох металів на території України представлені силікатними рудами кори вивітрянання гіпербазитів і зосереджені в двох районах: Середньому Побужж'ю (Кіровоградська область) та Середньому Придніпров'ї (Дніпропетровська область).

Силікатні руди є рудами низької якості (вміст нікелю 0.38-1.24; кобальту – 0.04-0.14; заліза 18-30%) і можуть бути придатними лише для виплавки феронікелю. На базі родовищ Середнього Побужжя діяв Побузький нікелевий завод проектною потужністю з переробки руди 1.5 млн т і з виробництвом 9.3 тис т нікелю у феронікелі. У 1995 р. завод виробив 28392 т феронікелю з вмістом 3764.1 т нікелю і кобальту. Але в 1997 р. завод припинив випускати продукцію. Розміщення ж родовищ Середнього Придніпров'я під цінними орними землями і забудовами та значна відстань їх від переробного Побузького заводу робить їх розробку на даний час нерентабельною.

Щодо ендегенних родовищ сульфідних нікель-кобальтових руд перспективи України ще до цього часу не визначені. Відомі також рудопрояви і інших генетичних типів, зокрема арсенідної нікель-кобальтової формації, кобальт-мідної, кобальт-марганцевої та інших рудних асоціацій. Але вони також потребують більш детального додаткового вивчення. Зовсім не вивчені прояви нікелю і кобальту (часто з міддю) в зеленокаміяних структурах Українського щита.

Серед усіх проявів ендегенного нікель-кобальтового зруденіння на Українському щиті найбільш перспективним є Прутівський рудопрояв сульфідних мідно-нікелевих руд, що розташований у Волинському блоці УЩ, в межах Красногірсько-Житомирської зони. За результатами пошукових робіт було складено ТЕО доцільності розвідки та промислового освоєння Прутівського прояву. Однак на сьогодні зробити однозначний висновок щодо доцільності його розвідки неможливо. Необхідні додаткові технологічні випробування руд. Вважається, якщо вдасться одержати багатший рудний концентрат та отримати селективний нікелевий, мідний та благороднометальний концентрати, економічно ефективно освоєння родовища буде цілком можливим.

**Прутівський рудопрояв** пов'язаний з однойменною інтрузією, яка була розкрита свердловинами на глибині 150-180 м під кайнозойським осадовим чохлам біля с. Прутівка, за 40 км на захід від м. Житомир. За морфологією інтрузивне тіло – це силікатоподібний поклад шириною 1000-1500 м та потужністю 130-160 м, що залягає в ядрі антиклінальної складки, складеної тиньовими біотитовими мігматитами і гнейсами тетерівської серії. Тіло має північно-східне падіння під кутом 23-35° і простежене свердловинами і за геофізичними даними у північно-західному напрямку на протязі 3 км. В складі інтрузії переважають габроїди. У вигляді шлірових виділень і порівняно малопотужних прошарків зустрічаються габронорити, троктоліти, габропегматити. Вкорінення основного розплаву, збагаченого леткими і рудними компонентами, здійснювалося по зоні глибинного розлому північно-західного простягання.

Неоднорідна, розшарована будова Прутівської інтрузії в значній мірі пов'язана з фракційною кристалізацією, що відбувалася в температурному інтервалі 1490-700°C. При найвищих температурах виділявся ліквідусний олівін. Кристалізація олівіну другої генерації відбувалася разом із клінопіроксеном і плагіоклазом при 1280-1100°C. З кристалізацією залишкового розплаву, збагаченого водою й іншими леткими, зв'язане формування рогової обманки і біотиту, а також автометасоматичні перетворення мінералів, що кристалізувалися раніше (актинолітизація, хлоритизація, серпентинізація, оталькування).

Сам процес формування мідно-нікелевого зруденіння пов'язаний з ліквідаційним розподілом первинного сульфідно-силікатного розплаву. Початок кристалізації рудних оксидів і сульфідів відноситься до заключної низькотемпературної стадії становлення інтрузії (700-450°C), а наступні (субсолідусні й автометасоматичні) перетворення сульфідних мінералів відбувалися за низькими температурами.

Рудні зони з сульфідною мінералізацією приурочені переважно до лежачого енде- й екзоконтакту інтрузії. Потужність їх становить від перших метрів до 15.1 м. Вкрапленість сульфідів спостерігається у всьому розрізі інтрузивного покладу. Вміст сульфідної вкрапленості змінюється від 3 до 20%, досягаючи місцями 50-70%. Нерідко спостерігаються суцільні прожилкові руди потужністю до перших сантиметрів. Середній вміст нікелю становить 0.58%, міді – 0.26%, кобальту – 0.022%. Також присутні метали платинової групи, золото і срібло. Відношення Ni/Co в рудних тілах змінюється від 10-15 до 35-37. Для Прутівського інтрузив-



ного тіла й інших подібних масивів Волинського мегаблока характерні три рудні мінеральні асоціації: халькопірит-пентландит-піротинова, пентландит-кубаніт-халькопірит-піротинова і пірит-віоларит-макінавітова; остання є вторинною, розвиваючись у процесі епігенетичної зміни мінералів двох перших парагенезисів. За відношенням Ni/Cu (1,2-2,1) руди Прутівського рудопрояву можна порівняти з рудами відомих мідно-нікелевих родовищ перидотит-піроксеніт-габроноритової формації, характерної для зон ранньопротерозойської активізації платформних областей.

За ізотопно-геохронологічними даними Прутівський інтрузив та інші потенційно рудоносні габроїди та ультрамафіти Волинського мегаблоку формувалися на етапі ранньопротерозойської тектоно-магматичної активізації 2100-1960 млн років тому.

Крім цього прояву перспективним на нікель і кобальт є Каменський масив, розміщений у північній частині Волинського блоку, на кордоні з Беларуссю. Тут свердловинами розкрита зона пентландит-халькопірит-піротинової гніздово-вкрапленої мінералізації потужністю більш 60 м, де вміст кобальту складає 0.145%, міді – до 0.55%, нікелю – від 0.1 до 0.46%. За геофізичними даними, прогнозується протяжність покладу 6.3 км (до глибини 2.4 км), а в північній частині масиву – наявність сульфідних тіл потужністю до 100 м.

Декілька перспективних рудопроявів з кобальт-мідно-нікелевою мінералізацією виявлені в Середньопридніпровському районі: Варварівське, Алферівське, Вільнохутірське, Грановське, Адамівське, Потоцьке та ін. Вони приурочені до Варварівського ультрабазитового масиву, де зафіксована вкрапленість сульфідів нікелю; вміст нікелю сягає 0.5-1.5%, а кобальту – до 0.1%.

В середньому Побужжі в межах Голованівської зони знайдено Демов'ярівський прояв, а в Приазов'ї, в межах Волновахської зони розломів – Николаївський і Новотроїцький прояви.

Загалом перспективи України щодо ендогенного мідно-нікелевого зруденіння з кобальтом цього типу можуть бути пов'язані з діафторованими і розшарованими мафіт-ультрамафітовими інтрузіями, приуроченими до областей ранньопротерозойської тектоно-магматичної активізації, що проявилася в межах Північно-Західного (Волинського), Інгуло-Інгулецького і Приазовського мегаблоків УЩ.

## 3.5. МОЛІБДЕН

### 3.5.1. Загальні відомості

Молібден як хімічний елемент був відкритий у 1778 р. шведським хіміком В.Шеєле, а в металічному вигляді виділений у 1882 р. також шведським хіміком Хьєльмом. Він відноситься до VI групи періодичної системи Менделєєва, має порядковий номер 42, атомна маса 95.95. Відомо сім природних ізотопів Мо (92, 94-98, 100), а також цілий ряд штучних. Атомний радіус Мо 1.40А близький до такого вольфраму (1.41А), що обумовлює близькість властивостей цих металів.

Металічний молібден має срібно-сірий колір, його густина 10.3 г/см<sup>3</sup>, температура плавлення 2620°C, кипіння – 4700°C, твердість 150-250 кг/мм<sup>2</sup>. Молібден залишається стійким у сірчаній та плавиковій кислотах, холодних розчинах лугів; розчиняється в азотній та соляній кислотах, царській горілці, суміші розбавлених азотної та сірчаної кислот. На повітрі при температурі понад 400°C Мо окиснюється до молібденового ангідриду МоО<sub>3</sub>. В природних умовах він має значну спорідненість до сірки, меншу - до кисню, в рудах найчастіше представлений чотиривалентними сполуками, а в зоні окиснення – шестивалентними. Дуже часто він зустрічається разом з оловом, вольфрамом, берилієм, міддю, свинцем, цинком, ураном, ванадієм в різних типах родовищ. Кларк Мо для земної кори дорівнює 1.7·10<sup>-4</sup> % (за А.П.Виноградовим). Дуже часто в мінералі молібденіті знаходиться значна кількість дуже рідкісного елементу – ренію (до 100-1000 г/т).

З мінералів Мо найважливіше значення має *молібденіт* МоS<sub>2</sub>, а також *молібдо-шеєліт* CaW(Mo)O<sub>4</sub>, *повеліт* CaMoO<sub>4</sub>, *молібдит* Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·8H<sub>2</sub>O, *вільфеніт* PbMoO<sub>4</sub>. Крім того існує ціла низка мінералів Мо, які не мають практичного значення: *чизагіт*, *ліндреніт*, *кехлініт*, *ільземаніт*, *умохоїт*, *мосуліт*, *молураніт*, *іригініт*, *ураномолібдат*, *йордизит* та ін.

### 3.5.2. Галузі використання і вимоги до сировини

Молібден - один з тих елементів, потреба в якому сучасної промисловості дуже висока. Він використовується для легування сталей, виробництва термостійких, твердих, кислототривких, антикорозійних сплавів для авіаційної, ракетної, ядерної промисловості, хімічного машинобудування, виготовлення електронагрівальних і електровакуумних приладів і ін. Головна галузь використання молібдену (близько 80%) – металургія (леговані неіржавіючі, надміцні сталі, суперсплави, чавунні зливки і валки для прокатних станів); до 10% молібдену використовується в хімічній промисловості (у вигляді солей та інших хімічних сполук); 6% – молібденметал (дріт, прутики, фольга та ін.).

Легуюча здатність молібдену пов'язана з близькістю кристалографічних особливостей і атомних радіусів Мо і Fe, що обумовлює високу ступінь розчинності Мо в сталях, які набувають завдяки цьому підвищеної міцності, легко піддаються термічній обробці, мають високий опір повзучості. На відміну від інших легованих сталей, молібденова (як і нікелева) не стає крихкою після відпуску при загартуванні, що робить можливим отримувати термічно оброблену сталь підвищеної пластичності, без внутрішніх напружень.

Зазвичай Мо вводять до сталі в комбінаціях з W, Cr, Ni, V в кількості 0,2-1%. Додаток Мо до чавуну сприяє виділенню з нього графіту, що підвищує міцність і опірність чавуну зносу.

Сталь, леговану молібденом разом з Ni, Cr, і V, використовують для виготовлення інструментів, деталей автомобілів та літаків і інших виробів, де необхідні висока міцність і невелика вага. Молібденові сталі є швидкоріжучими, неіржавіючими і жаростійкими.

Жаростійкі і кислотостійкі сталі вміщують від 1-7 до 15-20%. Тверді сталі складаються з карбідів W, Mo, Ni, Ti, Cr, Co.

Металічний молібден, завдяки високій температурі його плавлення і малому коефіцієнтові розширення, використовується в електричних лампах для підвісок вольфрамових ниток, при виготовленні радіоламп і рентгенівських трубок, дроту в високотемпературних електричних печах.

Молібдат амонію використовується в хімлабораторіях як реагент для визначення фосфору; молібдат натрію – у виробництві фарб і лаків, фарбування шовку, шерсті, хутра; окисли молібдену – як каталізатори в хімічній і нафтовій промисловості; сполуки молібдену, що легко розчиняються – як добрива у сільському господарстві; молібденіт – як мастило для підшипників, що працюють в умовах високих температур.

Молібденові концентрати отримують шляхом механічного збагачення (флотації) молібденових руд, чи гідрометалургійною переробкою проміжних продуктів, завдяки чому отримують молібдат кальцію чи трисірчаного молібдену. Для обробки комплексних мідно-молібденових руд використовують колективну чи селективну флотацію за різними схемами.

Офіційно затверджених технічних вимог до якості молібденових руд немає, їхня оцінка зазвичай включає такі показники:

- мінімальний промисловий вміст Мо в рудах, який звичайно складає 0.06-0.12% для штокверкових власне молібденових родовищ; 0.2-1% для жильних родовищ і 0.005-0.02% для великих мідно-порфірових родовищ;
- склад молібденових мінералів, найціннішим з яких є молібденіт, менше значення мають руди, складені молібдо-шеєлітом, молібдатом, повелітом чи молібденвмісними бурими оксидами заліза; окиснені молібденові руди майже не мають промислового значення;
- склад вміщуючих порід, за яким молібденові руди поділяються на кварцові (жильні родовища), скарнові та гранітні чи роговикові (штокверкові родовища);

- наявність супутніх корисних компонентів, що впливає на вибір схеми збагачення руд, підвищує економічну цінність родовища і знижує собівартість видобутку одиниці продукції (наприклад, наявність домішок золота в рудах великих порфірових чи скарнових родовищ; наявність каситериту в жильних штокверкових родовищах; шееліту, халькопіриту, галеніту, сфалериту – в скарнових тощо);
- наявність небажаних домішок, до яких відносяться мінерали, вміщуючи фосфор (апатит), миш'як (арсенопірит), мідь (халькопірит), олово (станін), а також домішок графіту, серициту, тальку та ін.

Діючими ДЄСТАми встановлені вимоги до якості молібденових концентратів для виплавки феромолібдену і молібдату кальцію (марки КМ-1-3), де вміст Мо повинен складати не менше 47-50%, а небажані домішки не більше (%): P – 0.07-0.15, As – 0/07, Cu – 0.5-2.0, Si – 5.0-9.0, Sn – 0.07. Молібденові концентрати гідрометалургійного виробництва (марки КМГ-1,2) повинні вміщувати не менше 48-50% Мо, а небажаних домішок не більше (%): Si – 3.0-5.0, As – 0.10-0.15, Sn – 0.05-0.07, P – 0.05-0.07, Cu – 0.15-0.25, вольфрамового ангідриту – 3.0-4.0. Вміст вологи в концентраті не повинен перевищувати 4%. Молібдат кальцію, який отримують при гідрометалургійному переділі молібденітових концентратів (марки МДК-1,2) повинен вміщувати понад 40-44% Мо і не більше (%): Ca – 22-24, P – 0.1-0.2, S – 0.2-0.3. Триоксид молібдену повинен вміщувати не менш 97-99% Мо, не більше (%): нерозчинний залишок в аміаку – 0.01-0.04, сульфатів – 0.02-0.08, хлоридів – 0.007-0.015, нітратів – 0.005-0.010, фосфатів – 0.001-0.005, важких металів – 0.005-0.010. Феромолібден повинен вміщувати не менш 55% Мо, не більш (%): Si – 1.0-2.5, S – 0.1-0.2, P – 0.1-0.2, C – 0.1-0.2, Cu – 0.8-2.5, Sb – 0.05-0.10, Sn – 0.05-0.10.

### 3.5.3. Економічні відомості

Світові ресурси молібдену у 37 країнах на початок 2001 р. становили 29440 тис т. Більша їх частина – 21770 тис т (74%) зосереджена в Америці; на частку Азії припадає 5400 тис т (18.3%); Австралії і Океанії – 530 тис. т (1.8%); Африки – близько 100 тис. т (0.3%). Величезні ресурси (до 40 млн т) сконцентровані в залізо-марганцевих конкреціях і кобальт-марганцевих кірках Світового океану, де вміст  $MoO_3$  складає 0.04-0.06%.

Загальні запаси молібдену в 28 країнах світу (без Росії) на січень 2000 року становили 14938 тис т, підтверджені – 9647 тис т. Найкрупніші загальні запаси мають чотири країни, де зосереджено 9764 тис т або 65.4% світових запасів, у тому числі (тис. т): США – 4362, Чилі – 2986, Китай – 1220, Перу – 1196. Відомості про запаси Росії є конфіденційними. Відзначається тільки, що вони становлять близько 20% світових. Значними запасами володіють Вірменія (698 тис т), Монголія (616), Канада (556), Казахстан (500), Аргентина (405), Мексика (395), Панама (384), Іран (375), Колумбія (303), Узбекистан (240), ПНГ (109), Гренландія (101), Філіппіни (100).

Видобуток молібдену ведеться на 57 рудниках у 15 країнах, найбільші виробники Мо – США, Чилі і Китай (78% світового видобутку), а також Канада, Мексика, Перу, Росія, Вірменія, Монголія, Іран, Туреччина, в кожній із яких видобувають понад 1 тис. т концентрату молібдену. У Китаї і Росії молібден видобувається переважно з руд молібденових, а також молібден-вольфрамових родовищ (частка останніх у світовому видобутку не перевищує 7%).

У світі спостерігається стійкий ріст споживання Мо, яке досягло до кінця ХХ століття 130 тис т/рік. Основними його споживачами є (тис т): США (40), Японія (17-18), Китай (9-10) і країни ЄС (до 40), тобто держави з найвищим рівнем виробництва високоякісних сталей. В країнах СНД, де рівень використання молібдену в металургії в 2-4 рази нижчий, ніж у високорозвинених країнах світу, обсяги його споживання теж дуже низькі (Росія – 1-2 тис т).

В структурі експорту молібденової продукції з 26 країн світу переважають концентрати і їх вага постійно зростає. Провідними експортерами є США (30-50 тис т на рік), Чилі (20-30 тис т) і Китай (20-25 тис т) в експорті перших двох переважають концентрати, в Китаї - оксиди молібдену.

Імпортують молібденову продукцію 35 країн. Найбільшим світовим імпортером є Японія, яка ввозить 17-20 тис т переважно концентратів. Ще 5 країн імпортують щорічно понад 10 тис т молібдену (Бельгія і Люксембург, Нідерланди, Велика Британія, Німеччина і США).

Середня вартість молібденової продукції (оксид молібдену, молібденовий концентрат, феромолібден) коливається від 6 до 10 \$/кг молібдену в продукті.

### 3.5.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

За походженням виділяються дві великі групи родовищ молібдену: ендегенні і езогенні.

**Ендегенні родовища** молібдену представлені трьома головними генетичними типами: плутоногідротермальним, скарновим і грейзеновим, у кожному з яких виділяється кілька рудних формацій, головними є мідно-молібденова, власне молібденова і вольфрам-молібденова. За мінеральними парагенезисами виділяються такі рудні формації: молібденітова (практичного значення не має); кварц-молібденітова (Чипойське родовище Забайкалля, Харбейське – на Уралі); молібденіт-шеелітова в скарнах (Азгур в Марокко); кварц-вольфраміт-грейзенова (Белуха в Забайкаллі, Чиндагутаї на Алтаї, Акгатау в Казахстані); кварц-молібденіт-серицитова, найважливіша з практичної точки зору, де виділяються два типи родовищ: жильні (Квеста в США, Умальту на Далекому Сході РФ, Давенду в Забайкаллі та ін.) і штокверкові (Клаймакс у США, Мачка-тиця в Югославії та ін.); кварц-молібденіт-халькопірит-серицитова (Каджаранське у Вірменії, Бінгхем у США,

Чукікамата в Чилі, Коунрад в Казахстані, Алмалик в Узбекистані); мідноколчеданна (Урюпінське на Північному Кавказі); свинцево-цинкова (Зирянівське на Алтаї); ураніт-молібденітова (Мерісвейл у США).

В якості супутнього компоненту Мо присутній у вулканогенно-гідротермальних молібден-уранових і рідкіснометальних карбонатитових родовищах, у вуглистих сланцях (разом з U, V, Cu, TR, Ni, Pt, Au). За умовами залягання виділяються чотири промислових типи молібденових родовищ: штокверковий, пласто- і лінзоподібний, жильний і брекчіювий. Найбільші промислові концентрації молібдену пов'язані зі штокверковими молібден- і мідно-молібден-порфіровими родовищами, менше значення мають молібден-вольфрамові і молібден-мідні скарнові і жильні, а також інші формаційні типи родовищ.

До **екзогенної групи** відносяться формації: вульфенітова (Кзил-Еспе в Казахстані, Мамос в Аризоні та ін.); вугільна, вуглисто-кремениста, осадова, які не мають поки що практичного значення.

Родовища молібдену поділяються на дві головні групи: власне молібденові і комплексні. Перша група практично повністю складається з родовищ молібден-порфірового (штокверкового) геолого-промислового типу, в яких міститься близько 31% підтверджених світових запасів. Вони забезпечують приблизно 29% загальносвітового видобутку.

Друга група включає головним чином мідно-молібденові родовища молібден-мідно-порфірового типу (60% підтверджених запасів і 60,4% видобутку) і вольфрам-молібденові штокверкового і скарнового типів (6% запасів і 6,6% видобутку). На молібден-уранові жильно-штокверкові, мідно-молібденові скарнові і жильні, молібден-вольфрамові грейзенові родовища припадає майже 4% світових підтверджених запасів.

Родовища молібден-порфірового типу зосереджені головним чином в США, Росії і Канаді, відомі також у Китаї, Казахстані, Монголії, Гренландії. Молібден-мідно-порфірові сконцентровані переважно в Чилі, Перу, Панамі, Мексиці, Канаді, Казахстані, Монголії. Майже всі вольфрам-молібденові штокверкові і скарнові родовища знаходяться в Китаї, Росії, Казахстані, Монголії.

За розміром розрізняються унікальні (понад 500 тис т металу), дуже великі (100-500), великі (50-100), середні (25-50) і дрібні (менше 25). Багаті руди містять понад 0.5% Мо, рядові – 0.2-0.5%, бідні – 0.1-0.2% і низькосортні комплексні 0.02-0.1%. Рентабельний вміст Мо в руді залежить від промислово-генетичного типу і розміру родовища. Для дрібних жильних і пластово-лінзоподібних це звичайно 0.3-1%, для більшої частини штокверкових – 0.1-0.15%, а промисловий вміст Мо в штокверкових мідно-молібденових родовищах складає тисячні частки відсотка.

### 3.5.5. Родовища України

Потреби України (близько 200 т молібдену на рік), покриваються за рахунок імпорту з країн СНД (Росія, Казахстан, Узбекистан). Це зумовлено відсутністю в Україні підготовлених до розробки і рентабельних родовищ Мо. Разом з тим Україна має передумови для створення власної мінерально-сировинної бази молібдену. Так, у межах Українського щита відомо близько 100 проявів наступних рудних формацій: молібденової грейзенової з молібденітовим (Вирівське) і флюорит-молібденітовим (Вербинське) мінеральними типами в гранітоїдах; молібден-вольфрамової з молібдошеелітовим мінеральним типом зруденіння в скарнах і апоскарнових метасоматитах (Глушківське); молібден-поліметалічної у польовошпатових метасоматитах (Пержанський рудний вузол); кварц-молібденової у ріодацитах і кварцових амфіболітах (Сергіївське, Балка Золота) та ін. З них на сьогоднішній день практичний інтерес становить лише Вербинське родовище, прогнозні ресурси якого за категорією  $P_2$  при бортовому вмісті 0.01% Мо до глибини 300 м оцінюються в 126 млн т руди.

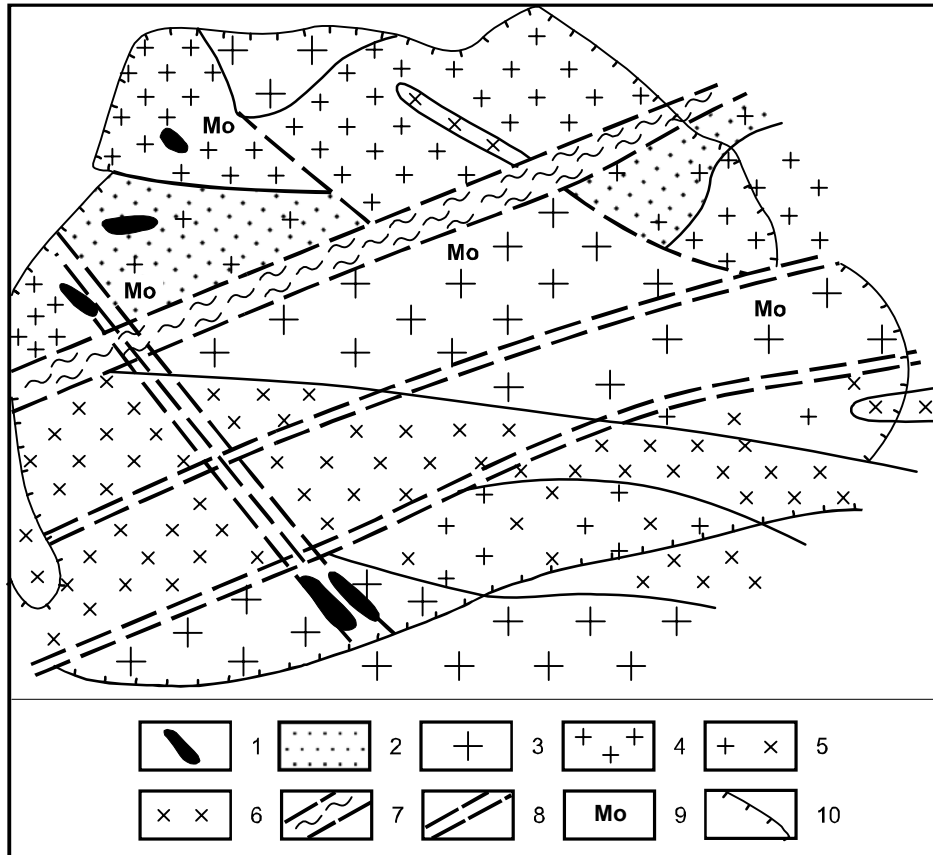
Прояви молібдену відомі у межах наступних геоблоків УЩ:

- Волинському, де вони пов'язані з осницьким габбро-діорит-гранітним комплексом (Вербинське, Вирівське), калієвими метасоматитами (Пержанське), кварцовими сієнітами букинського і пегматитами коростенського комплексів, сієнітами Ястребецького масиву;
- Средньопридніпровському – з гранітами сурського (Східно-Сергіївське), токівського (Токівське) демуринського і саксаганського комплексів;
- Приазовському – з лужними сієнітами, аплітами і пегматитами Октябрського масиву, кварцовими сієнітами і гранітами дмитрівського, пегматитами південокальчицького, фенітами і лужними сієнітами чернігівського, гранітами салтичанського й обіточненського комплексів;
- Дністровсько-Бузькому – з гранітами побузького (Липовеньківське) і бердичівського (Малобраталівське) комплексів;
- Росинско-Тицицькому – з гранітами фастівського й уманського комплексів.

У межах **Волинського мегаблоку** молібденова мінералізація проявлена головним чином у північній частині, в межах Овруцько-Прип'ятьської зони розломів, в різноманітних геологічних умовах: в інтрузивних породах монзонітового ряду (Віри, Томашгород) і сієнітах (Ястребецький шток), пегматитах (Віри, Коростень, Гута-Потівка, Буки), скарнах (Глушковичі), польовошпатових метасоматитах (Перга), грейзенізованих гранітах (Верба), кварцових жилах і прожилках (Віри, Перга, Верба). Найбільш значущими об'єктами геоблоку є Вирівський рудопрояв і Вербинське родовище.

**Вирівський прояв** виявлено в кар'єрі в районі смт. Рокитне, розташованого в межах блоку, обмеженого Новоград-Волинським і Томашгородським північно-західними і Суцано-Пержанським північно-східним розломами (рис. 3.5), де в жилах аплітів, пегматитів, кварцових і мікроклін-кварцових прожилках серед порід осницького габродіорит-гранодіорит-гранітного комплексу встановлені крупнокристалічні агрегати молібденіту. Останній присутній також у вигляді дрібної рівномірної вкрапленості в тілі кварцових монзонітів довжиною 700 м, шириною до 200 м в центральній частині кар'єра, де вміст Мо складає 0.38%. В екзоконтактах

спостерігаються зони бластомілонізації північно-східного (ПС) і північно-західного (ПЗ) простягання, на перетинанні яких відзначається максимальне збагачення молібденітом кварцових і мікроклін-кварцових жил і прожилків. Молібденіт утворює лусочки (0.6 x 0.8 мм) і їхні скупчення (до 6-8 мм). Агрегати крупнолускуватого молібденіту відзначаються поблизу ділянок перетину зони дроблення північно-західного простягання з лінзоподібними тілами пегматитів і зони бластомілонітів північно-східного простягання. Молібденітова мінералізація має порівняно рівномірний вкраплений характер. Виділяються два морфологічних типи мінералізації: вкраплений з дрібнозернистими виділеннями молібденіту в кварцових монцонітах та тріщинно-жилний з крупнозернистими виділеннями в пегматитах, аплітах та кварцових жилах і прожилках, нерідко разом з мікрокліном. В останніх молібденіт зустрічається у вигляді лусочок, радіально-променистих та розеткоподібних агрегатів. Розмір зерен молібденіту 0.5-4 мм, хоча окремі вкраплення перевищують 5 см. Молібденіт зустрічається в асоціації з піритом, піротином та халькопіритом.



**Рисунок 3.5 Геологічна схема Вирівського рудопояву (в контурах кар'єра)**

- 1 – пегматити, 2 – зони мікроклінізації, 3 – кварцові монцоніти, 4 – граніти біотитові порфіроподібні, 5 – гранодіорити біотит-амфіболові, 6 – діорити амфібол-біотитові, 7 – зони бластомілонітів, 8 – зони тріщинуватості (поперечні), 9 – молібденітова мінералізація, 10 – лінія кар'єра

**Вербинське родовище** розташоване в Житомирській області, за 50 км на захід від м. Коростень. Виявлене в 1982 р. геологами Житомирської експедиції ВГО „Північукргеологія”; зараз його вивчення знаходиться на пошуково-оціночній стадії. Прояв розміщений в Устинівському рудному полі, у ПЗ обрамленні Коростенського плутона, на тектонічному контакті Устинівського гранітоїдного масиву з вулканогенно-осадковими утвореннями білокоровицької світи, в зоні перетинання широтного Південно-Поліського і північно-західного Центрально-Коростенського розломів. З пегматитами і грейzenами асоціюють лужні альбіт-кварц-мікроклін-пертитові метасоматити звичайно з флюоритом, цирколітом, рудними мінералами.

Молібденова мінералізація представлена штокверком (0.3 км<sup>2</sup>) кварц-мусковітових грейzenів і серицитолітів з тонкою вкрапленістю молібденіту; топаз-цинвальдитових грейzenів з гніздами крупнокристалічного молібденіту; кварцових жил з молібденовою мінералізацією. Рудоносна зона простежена за простяганням на 800 м, на глибину – до 450 м. За падінням на західному фланзі мінералізована зона не оконтурена. У її межах виділено 10 крутопадаючих жило- і лінзоподібних рудних тіл потужністю від 1 до 83 м (середня 33 м).

Основним рудним мінералом є молібденіт, який утворює окремі мономінеральні гнізда (1-10 мм, з радіально-променистою будовою), а також молібденіт-флюорит-кварцові, рідше мономінеральні прожилки (0.1-3 см). Виділяються дві генерації молібденіту: 1) середньо- і крупно-лускуваті зерна (0.8-4 мм), гніздо-, розетко- та прожилкоподібні агрегати; 2) тонкорозсіяна вкрапленість, яка супроводжується флюоритизацією. У молібденіті виявлені домішки Fe (до 0.34%), Cu (до 0.3%), Zn (0.02-30%), Pb (0.03-0.5%), W (до 0.03%), Ag (1-250 г/т), Re (0.02-0.07%). Іноді в молібденіті зустрічаються дрібні ксеноморфні зерна вісмутину і самородного вісмуту (до 0.08 мм).

В асоціації з молібденітом зустрічаються вісмутин, самородні вісмут, мідь і срібло, пірит, піротин, халькопірит, сфалерит, галеніт, галеновісмутит, магнетит, каситерит і колумбіт, дуже рідко вітихеніт, бенжамініт,

ліндстреміт та кобальтин. У зонах вторинного сульфідного збагачення з'являються борніт, ковелін та дигеніт.

Виділяються три основні стадії рудоутворення: I – кварц-польовошпатовий метасоматоз (Sn, Nb, Ta, W); II – грейзенізація (Mo, W); III – рекристалізація і формування пізніх кварц-сульфідних прожилків (Mo, Bi, Cu, Zn, Pb). K-Ag вік молібденової мінералізації за цинвальдитом -  $1845 \pm 45$  млн р.

Прояв відноситься до мідно-молібденової формації, грейзенового типу лінійно-штокверкового геолого-промислового типу. Прогнозні ресурси Mo при бортовому вмісті 0.01% до глибини 300 м за категорією P<sub>2</sub> оцінені у 126 млн т з врахуванням супутніх компонентів (вісмут, срібло, реній, олово, поліметали, флюорит).

Серед гранітоїдів **Середньопридніпровського геоблоку** виділення молібденіту в асоціації з піритом знайдені в зальбандах аплітових жил серед турмалінованих гранітів, а також разом з піритом, халькопіритом, турмаліном у пегматитових жилах. Відзначається молібденіт і в гранітоїдах, які вміщують прожилки. Прояви Mo, часто разом з W, також поширені на периферії зеленокам'яних структур, вздовж їх контактів з гранітоїдами обрамлення. Характерними проявами молібденової мінералізації геоблоку є Східно-Аннівський, Східно-Сергіївський, Солонянський.

**Східно-Аннівський прояв** розташований у Східно-Аннівській смузі, яка складена саксаганською мета-базитовою, криворізькою та інгулецькою серіями, прорваними мікрокліновими і плагіоклаз-мікрокліновими гранітами боков'янсько-лозоватського комплексу і тілами аплітів. Ділянки активного впливу мікрокліно-плагіоклазових гранітів на осадово-вулканогенну метабазитову товщу представлені зонами скварцування, грейзенізації, серицитизації, альбітизації з підвищеним вмістом Mo (від тисячних до 0.3%), Cu (до 0.7%), W (до 0.2%), Bi (до 0.05%), Nb (до 0.02%), Zr (до 0.02%), Au (0.003-0.2 г/т), а також Ag, Zn, Pb.

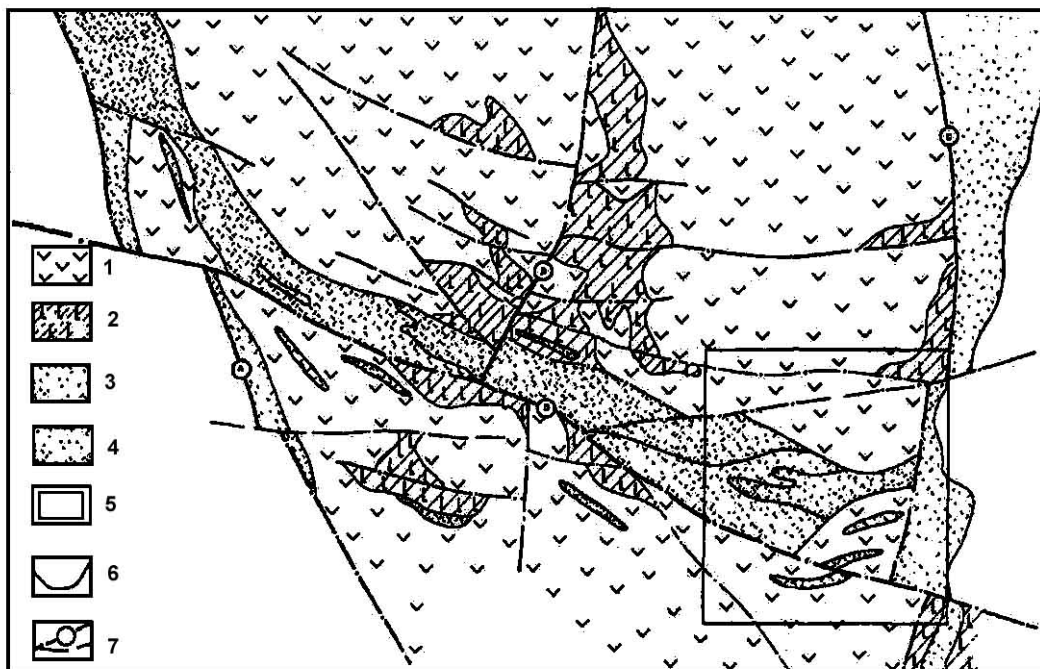
Молібденова мінералізація представлена прожилками, вкрапленням, плівками і примазками в тріщинах сколювання та сланцюватості. За складом рудні прожилки мономінеральні або кварц-молібденітові з халькопіритом, арсенопіритом, піротином, піритом, магнетитом, рідше сфалеритом, галенітом. Молібденіт найчастіше локалізований у зальбандах прожилків. Найгустіша сітка прожилків спостерігається на ділянках інтенсивної метасоматичної переробки, а при віддаленні від них зруденіння зникає. Молібденіт утворює кристали гексагональної, таблитчастої та короткопризматичної форми, часом зростки (0.01-4 мм). Іноді в молібденіті (серед рожево-сірих гранітів та скварцованих і карбонатизованих амфіболітів) фіксується реній (до 0.01-0.02%).

Серед сульфідів переважає пірит, у складі якого виявлені домішки Au, Ag, Co, Cu, Ni. Халькопірит звичайно представлений відокремленнями неправильної форми або прожилковими скупченнями, які січуть пірит. У зростках з піритом, молібденітом, халькопіритом фіксується піротин з підвищеним вмістом Ni (0.5-0.7%), Co (до 0.1), Cu (до 0.03%). Зрідка в рудних тілах фіксується вісмутин.

Рудопрояв представлений лінійно-штокверковою зоною, видовженою в північно-західному напрямку майже на 9 км. Рудні тіла у вертикальних перетинах мають зональну будову, яка обумовлена чергуванням ділянок з різним ступенем концентрації молібдену. В окремих ділянках штокверкової зони в кварцових, кварц-польовошпатових прожилках крім молібденіту встановлений і шееліт, що асоціює з піритом, піротином і халькопіритом.

**Східно-Сергіївський прояв** (рис. 3.6) розташований на східному фланзі Сергіївського родовища золота, у вузлі перетину субширотного Північно-Сергіївського і субмеридіонального Східно-Сергіївського розломів. Він представлений штокверком малопотужних кварцових жил з молібденовою і молібден-вольфрамовою мінералізацією серед порфіроподібних плагіогранітів і плагіограніт-порфірів сурського комплексу, де спостерігаються гнізда і прожилки (до 0.3 см) молібденіту. Золото-срібна (з Mo, W, Bi, Cu, As, Y, Yb) мінералізація представлена густою мережею малопотужних піритизованих кварцових прожилків серед вміщуючих метаефузивів, а істотно молібденова переважно розвинена в кварц-епідот-карбонатних зонах на віддалі від контактів з масивами плагіогранітів сурського комплексу. Метаефузиви в таких ділянках епідотизовані і карбонатизовані. Молібденіт утворює прожилкові виділення (1.5-2 мм). В розміщенні золотого і молібденового зруденіння відзначається зональність, яка полягає в послідовній зміні зі сходу на захід, при віддаленні від Східно-Сергіївського масиву порфіроподібних метатоналітів, золото-молібденової мінералізації істотно золотою.

Виділяються три рудні лінійно-штокверкові зони: Північна, Центральна і Південна, локалізовані, відповідно, у північному висячому боці Сергіївського субвулканічного тіла, у його центральній частині й у південному лежачому боці. Північна і Південна зони складені метабазальтами, які прориваються дайками й апофізами кислих порід, що супроводжують головне Сергіївське субвулканічне тіло. Центральна зона представлена метасоматичне зміненими субвулканічними утвореннями кислого складу. На перетині тектонічних зон виділяються лінзо- і смугоподібні ділянки штокверкового зруденіння, розвинені тектонічні брекчії, зцементовані карбонат- і альбіт-кварцовим матеріалом з багатим молібденовим зруденінням, катаклаз, розсланцювання, бластомілонітизація, лужно-польовошпатові, лиственіто-березитові і пропілітові метасоматити. Найпродуктивніші лужно-польовошпатові метасоматити і лиственіто-березити.



**3.6 Схематична геологічна карта Сергіївського родовища**

1 – породи основного складу нерозчленовані; 2 – метагабродолерити; 3 – нерозчленовані метадацити і плагіограніти; 4 – переважно плагіограніти й тоналіти; 5 – ділянка деталізації; 6 – геологічні межі; 7 – розломи

Рудні зони насичені жилами й прожилками кварцового, карбонат-кварцового, епідот-карбонат-кварцового, альбіт-кварцового складу з молібденовою мінералізацією, яка розміщується в їхніх зальбандах у вигляді лінзоподібних тонколускуватих агрегатів або суцільних облямівок потужністю 1-7 мм, лінзоподібних скупчень і крапель всередині прожилків, пилюватих часток у жильному кварці. Найбільші концентрації рудного мінералу приурочені до вигинів будинованих прожилків, що виклинюються. Зустрічаються молібденітові прожилки (1-2 мм).

Мінеральний склад руд: молібденіт, пірит, халькопірит, піротин, магнетит, рідше телуриди вісмуту, срібла, сфалерит, шееліт, іноді галеніт, флюорит. Текстура руд прожилково-вкраплена і прожилкова. В молібденіті встановлено підвищений вміст ренію й елементів платинової групи. Вміст Мо в рудних зонах (потужністю від 20 до 120-200 м) складає від 0.01% і вище. В цих зонах виділяються рудні перетини (тіла) з бортовим вмістом молібдену 0.05% і більше, стовбурною потужністю від 0.7 до 8.0 м. Перспективні ресурси Мо при бортовому вмісті металу 0.1% до глибини 300 м сягають 12678.8 т металу при середньому вмісті Мо 0.24%, а при бортовому вмісті Мо 0.05% - 17071 т металу при середньому вмісті Мо 0.15%.

**Солонянський прояв** приурочений до східної частини Золотобалкинської золоторудної ділянки на східному борті Сурської ЗКП. Рудовміщуючими структурами є мінералізовані зони розсланцювання, катаклазу, метасоматозу, приурочені переважно до екзо- й ендоконтактів субвулканічних тіл кислого складу (рис. 3.7), розвиток яких контролюється зонами тектонічних порушень. Більшість зон орієнтовані субпаралельно дайковим тілам і представлені скварцованими, альбітизованими, епідотизованими, серицитизованими основними і кислими метамагматитами, насиченими прожилками кварцового, пірит-анкерит-кварцового, карбонат-кварцового, епідот-кварцового складу, з якими і пов'язана молібденова мінералізація.

Молібденіт розвивається переважно в зальбандах прожилків у вигляді лінзоподібних, гніздоподібних тонколускуватих агрегатів, що утворюють переривчасті облямівки, рідше вкраплення у масі прожилків. Мінералізація локалізується як у золотовмісних безсезитизованих і пропілітизованих кислих субвулканітах, так і біотитизованих і амфіболізованих пропілітах, у розсланцьованих ендоконтактових зонах, де зростки молібденіту, серициту і хлориту утворюють переривчасті облямівки біля кварцових прожилків. В кварцових прожилках також фіксується молібденіт, мабуть другої генерації, часто зустрічаються пірит і халькопірит.

Підвищений вміст Мо (0.05-0.18% на 0.4-3.5 м) виявлений у свердловинах в південному екзо- і ендоконтакті Західного тіла плагіогранітпорфірів, метадацитпорфірів і метатоналіт-порфірів. Мінералізовані зони складені метасоматично зміненими розсланцьованими метабазальтами з жилами і прожилками кварцового, епідот-кварцового і карбонат-кварцового складу з молібденітом. Особливий інтерес становить молібденове зруденіння в ендоконтакті Східно-Солонянського субвулканічного тіла, яке контролюється меридіональною тектонічною структурою, складеною катаклазованими, розсланцьованими, метадацитами з прожилками кварцу (1-1.5 см) з тонкими (до 1-3 мм) лінзами і прожилками молібденіту у зальбандах. Потужність кварцових жил досягає 5-30 см, вміст Мо 0.01-0.094% при потужності "рудних тіл" 0.4-6.0 м. Зруденіння представлене лінійно-штокверковими вкраплено-прожилковими зонами потужністю 0.2-3.25 з вмістом Мо 0.04-1.18%. Молібденові руди характеризуються вкрай нерівномірним розподілом корисного компоненту і за складом також відносяться до молібденової рудної формації. При бортовому вмісті молібдену 0.04 середній вміст корисного компоненту складає 0.053% на середню потужність 1.4 м. Протяжність рудних тіл за падінням до 220 м. Прогнозні ресурси Мо прояву дорівнюють 24.0 тис т.

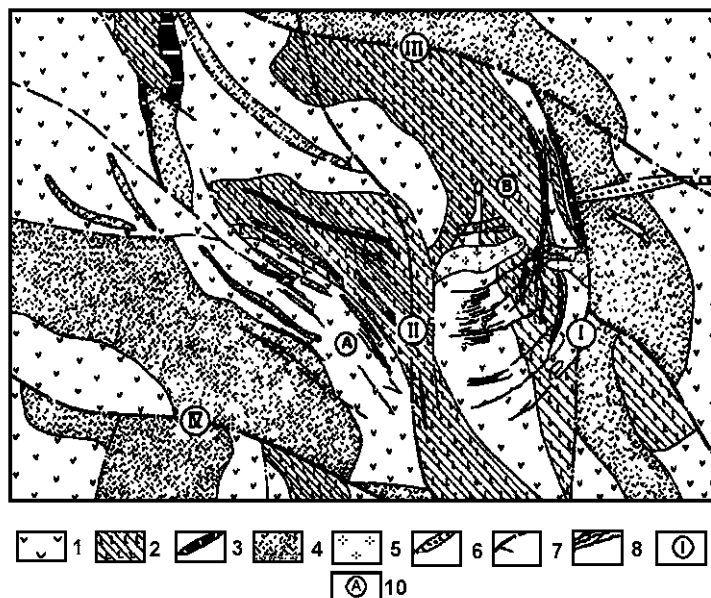


Рис. 3.7 Схематична геологічна карта родовища Балка Золота.

- 1 – метабазальти, 2 – метагаброди, 3 – тальк-карбонат-хлоритові породи, 4 – метадаци, 5 – плагіограніт-порфір-метатоналіт-порфір, 6 – олівінове меланогабро; 7 – зони тектонічних порушень, 8 – рудні зони, 9 – номер розлому (I – Золотобалкинський, II – Центральний; III – Солонівський; IV – Південно-Солонівський), 10 – ділянки: А – Західна (рудопрояв габро, діоритів Південний), Б – Східна (рудопрояв Балка Золота).

У Приазовському геоблоці молібденіт встановлений в карбонатах (Чернігівський прояв), лужних породах (прояв Балки Мазурова), гранітах (Дмитрівський прояв) і в інших місцях.

**Чернігівський прояв** приурочений до порід карбонатитового комплексу, де вміст молібдену на порядок вище кларку. Найчастіше молібденова мінералізація зустрічається в породах сієніт-твейтозит-нордмаркітової серії (до 0.06-0.3%). Молібденіт представлений дрібними вкрапленнями (до 0.3 мм), рідше крупними (2-5 см) кристалами. Часто він знаходиться у вигляді включень у зернах сфену, приурочений до біотитових та флогопітових скупчень у фенітах та карбонатах. Спостерігалися виділення молібденіту в біотитовій облямівці, на контакті жильного сієніту з лужним піроксенітом. Як правило, кристали сплюснені по осі "с", внаслідок чого мають тонкотаблитчастий габітус.

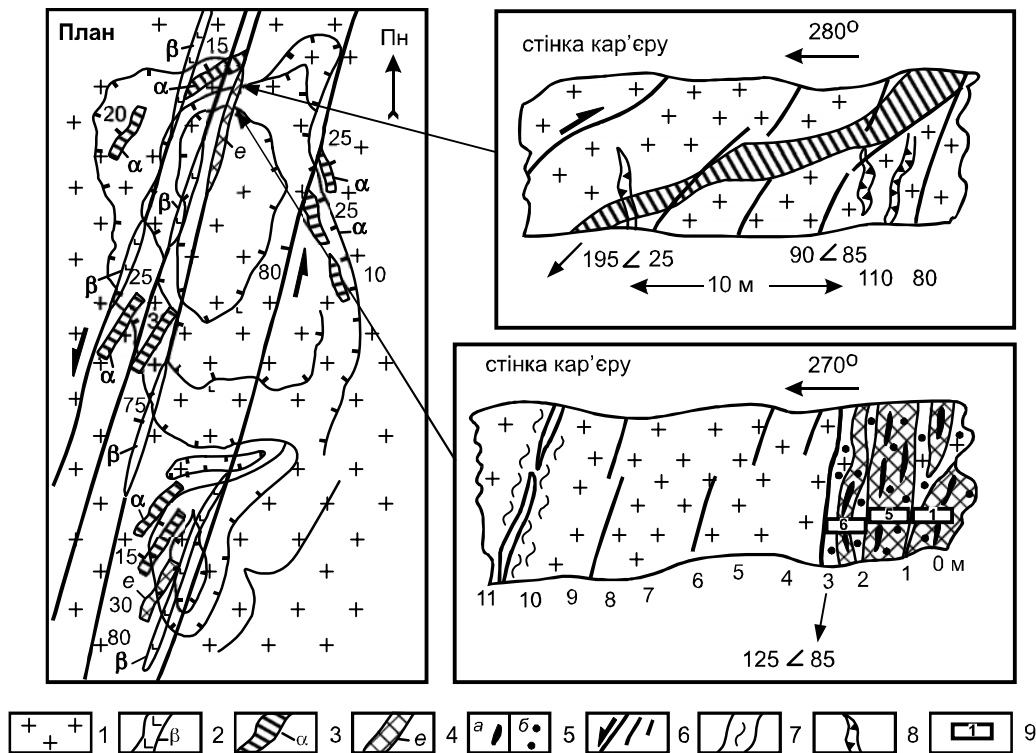
Поодинокі кристали молібденіту спостерігаються рідко. Частіше всього вони представлені паралельними зростками та двійниками. Зерна молібденіту крупнотаблитчасті, ідіоморфні, іноді різко видовжені, зігнуті, черв'якоподібні, з хвилястим погасанням. Крупнотаблитчасті зерна молібденіту зрідка розщеплені за видовженням.

**Родовище Балка Мазурова** приурочене до Октябрського масиву лужних порід, де молібденова мінералізація відзначається в пегматитах та зонах інтенсивної тріщинуватості в сієніто-аплітах, що знаходяться серед основних-ультраосновних порід. Сієніти, які змінені процесами цеолітизації та карбонатизації, містять вкраплення молібденіту у вигляді лусочок розміром 0.6-1.0 мм. Молібденіт асоціює з халькопіритом, піротитом, піритом та сфалеритом. У пегматитах молібденіт розвивається в тонких тріщинках, вздовж яких спостерігаються його гніздоподібні агрегати розміром 8x15 мм. В основних-ультраосновних породах він спостерігається у вигляді сухих швів. Розмір рудного тіла 200 x 300 м, середня потужність 57 м, середній вміст Мо в руді – 0.018%. Запаси за категорією  $C_1 + C_2$  – 7.5 млн т. руди і 1350 т металу.

**Дмитрівський прояв**, виявлений авторами у 2001 р. [Михайлов, Шунько, 2002], розміщений в кар'єрі поблизу селища Дмитрівка в кількох кілометрах на південний схід від смт. Волноваха Донецької області, де відслонюються палеопротерозойські (дубівські) червоно-бурі середньо-грубозернисті мікроклінові граніти, розсічені крутими субмеридіональними порушеннями, з якими пов'язані пологі насувні деформації. До останніх часто приурочені зональні тіла альбітитів з цирконієвою мінералізацією.

Прояв приурочений до зони північно-північно-східного лівого зсуву (рис. 3.8). Рудна зона (3-5 м) має круте падіння, згідне з контролюючою її розривною структурою, зональну будову, складена метасоматично переробленими гранітами зі смугами і ділянками зелених егіринових порід з рясною вкрапленістю і жилами молібденіту (до 1 см). Вихідні граніти, що вміщують зруденіння, інтенсивно змінені: темнозабарвлені мінерали заміщені егірином, різко зменшується вмісту кварцу, з'являється вкрапленість і прожилки молібденіту. В результаті породи набувають характерну плямисто-смугасту текстуру, брудно-зелене забарвлення, що дозволяє легко розпізнавати зони подібних змін навіть у польових умовах. Найчастіше вкрапленки молібденіту локалізуються в сплутано-волокнистій егіриновій масі, часто – на контактах реліктових зерен польових шпатів, іноді – в останніх. Вміст Мо на видиму потужність 3 м складає 0.3%, Nb – 0.084% і Zr – 0.058%.





**Рис. 3.8** Схема геологічної будови Дмитрівського прояву

1 – граніти; 2 – дайки основного складу, 3 – зони альбітитів; 4 – зони егіринізації; 5 – жили (а) і вкрапленість (б) молібденіту; 6 – розломи, тектонічні тріщини і характер переміщень; 7 – тектонічна глина; 8 – бороздові проби

Південніше Дмитрівського кар'єру прояви молібденової мінералізації зафіксовані під час буріння свердловин у північному секторі Октябрського масиву, а на півночі – у Волноваській зоні розломів (балки Мокра Мандрикінська, Грузький Єланчик, Антон-Тарама та ін.). Крім цього прояви молібденової мінералізації спостерігалися у Хлібодарівському та Кальчицькому кар'єрах, на ділянці Новоселівка, а зони егіринізації – у Хлібодарівському кар'єрі, на лівобережжі р. Кальміус вище селища Петрово-Гнутове.

Таким чином, проведені дослідження показали наявність структурного контролю молібденової мінералізації Східного Приазов'я з боку субмеридіональних зсувових структур тривалого розвитку і метасоматичного – зон егіринітів, які широко розповсюджені у Приазовському районі і можуть служити факторами контролю молібденового зруденіння, що обумовлює необхідність їх подальшого вивчення.

В інших регіонах УЦ прояви молібдену практичного інтересу поки що не становлять.

## 3.6. ВОЛЬФРАМ

### 3.6.1. Загальні відомості

Вольфрам (нім. Wolfram – вовча піна), W – хімічний елемент VI групи періодичної системи Менделєєва, порядковий номер 74, атомна вага 183.86. Складається з 5 стабільних ізотопів:  $^{180}\text{W}$  (0.13%),  $^{182}\text{W}$  (26.41%),  $^{183}\text{W}$  (14.4%),  $^{184}\text{W}$  (30.64%),  $^{186}\text{W}$  (28.41%). У вигляді вольфрамового ангідриду виділений шведським хіміком Шеєле у 1781 році з мінералу тангштейну (шеєліту), а в 1783 р. у вигляді оксиду  $\text{WO}_3$  – іспанськими хіміками д'Елуар з вольфрамиту, від чого й походить назва елементу. Вольфрам (рос. волфец) – є переклад німецькою з латинської слів lupi spuma (вовча піна), котрі використовував Агрикола, оскільки на тодішніх копальнях Саксонії домішки цього мінералу в олов'яних рудах ускладнювали отримання олова, обумовлюючи його перехід у піну шлаків.

Вольфрам – важкий світло-сірий тугоплавкий метал. Температура плавлення 3400-3420°C (найбільш тугоплавкий елемент після вуглецю), кипіння – 5930°C, густина – 19300 кг/м<sup>3</sup>. Ступінь окиснення змінюється від +2 до +6, характерними і більш стійкими є сполуки з ступенем окиснення +6. Має схильність до комплексоутворення. Хімічно дуже стійкий: з киснем починає взаємодіяти лише при температурі 400°C, на холоді практично не реагує з HCl, H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, HNO<sub>3</sub>, HF, але легко розчиняється в суміші HNO<sub>3</sub> і HF. Середній вміст вольфраму в земній корі 1·10<sup>-4</sup>%. Вольфрам часто асоціює з Si, Mo, Sn, Be, Ta, F, в рудоносних розчинах мігрує у вигляді гідроксофторидних комплексів. Ендогенні джерела вольфраму пов'язані з коровими гранітоїдними магмами, пересиченими глиноземом і з високим вмістом летких (фтору, бору). На поверхні мінерали вольфраму можуть утворювати розсипища.

Утворює власні мінерали (вольфрамат кальцію, заліза, марганцю, свинцю, цинку; рідко оксиди і сульфід), чи входить як ізоморфна домішка в мінерали молібдену, титану, деякі силікати. Найважливішими мінералами вольфраму є *вольфраміт* (Fe,Mn)WO<sub>4</sub> і *шеєліт* CaWO<sub>4</sub>, менше промислове значення мають *штольцит* PbWO<sub>4</sub>, *санмартиніт* (Zn,Fe)WO<sub>4</sub>, *феритунгстит* (Ca, Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>)<sub>2</sub>WO<sub>4</sub>·4H<sub>2</sub>O, антуаніт AlWO<sub>4</sub>(OH)·H<sub>2</sub>O.

### 3.6.2. Галузі використання і вимоги до сировини

Вольфрам застосовують для виготовлення спеціальних сталей, що відрізняються твердістю, тугоплавкістю, еластичністю і міцністю; карбідів, боридів, матеріалів для електронної, електротехнічної, військової промисловості. З нього виготовляють нитки розжарювання електричних ламп, вольфрамовий дріт, електроди і контакти для електроніки і електротехніки, застосовують у хімічній промисловості як каталізатори, неорганічні пігменти, високотемпературне мастило.

Вольфрам отримують з вольфрамових, молібден-вольфрамових, олов'яно-вольфрамових та деяких інших руд. Багаті руди містять понад 1% WO<sub>3</sub>, рядові – 1-0.3 і навіть менше; в розсипних вміст WO<sub>3</sub> повинен бути не меншим від 200 г/м<sup>3</sup>. Часто вольфрамові руди містять домішки супутніх компонентів: Mo, Sn, Be, Cu, Bi та ін. До унікальних відносять родовища, які мають запаси понад 250 тис т WO<sub>3</sub>, до великих – 100-250 тис т, середніх – 30-100 тис т, дрібних – менше 30 тис т.

Головними промисловими мінералами вольфраму є вольфраміт (ферберит і гюбнерит) і шеєліт. Ендогенні родовища вольфраму утворювались на пізній стадії геосинклінального етапу і в процесі тектоно-магматичної активізації платформ; розсипні – на платформному етапі. Найпродуктивнішими щодо покладів вольфраму були киммерійська та альпійська металогенічні епохи.

Метал з вольфрамових концентратів отримують шляхом багатоетапного процесу: хімічне виділення чистої вольфрамової кислоти чи її солей – відновлення WO<sub>3</sub> до металічного порошку – перетворення порошку на метал.

### 3.6.3. Економічні відомості

На початок XXI ст. світові ресурси вольфраму становили близько 21 млн т, які зосереджені в Китаї (7.5 млн т), Казахстані (3.1 млн т), Росії (3 млн т), і Канаді (1.7 млн т). Загальні запаси перевищували 3 млн т; підтверджені становили близько 2 млн т. Найбільші запаси цього металу знаходяться в Китаї (920 тис т), Казахстані (350 тис т), Канаді (260), Росії (250), США (140), Республіці Корея (58) і Болівії (53), значні ресурси вольфраму зосереджені в країнах Центральної Азії (Узбекистані, Киргизії, Таджикистані). Світове виробництво концентратів вольфраму становить біля 30-35 тис т, головним виробником є Китай (25-30 тис т/р.), а також Росія (3-5 тис т/р.) і Австрія (1-2 тис т/р.). Споживання вольфрамової продукції у перерахунку на метал становило більше 44 тис т. Ціна вольфрамового концентрату (залежно від його складу) – від 4.2 до 7.8 тис \$/т.

### 3.6.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

За умовами утворення родовища вольфраму поділяються на ендогенні й екзогенні з поділом перших на скарнові, грейзенові і гідротермальні (плутоні- і вулканогенні). До другого типу відносяться розсипні родо-

вища і кори вивітрювання. За морфологією рудних тіл виділяють штокверкові, жильні, стратиформні, пласто- і лінзоподібні, брекчіові родовища; за мінеральним складом – шеелітовий, вольфрамітовий, молібденіт-шееліт-вольфрамітовий, каситерит-вольфрамітовий, кіновар-антимоніт-вольфрамітовий, шееліт-сульфідний та інші мінеральні типи. За співвідношенням рудних компонентів виділяють три найважливіших рудних формації: олово-вольфрамову, молібден-вольфрамову і поліметально-вольфрамову.

**Скарнові родовища** вольфраму [Курс рудних..., 1986; Методичні рекомендації..., 1976], подібно до аналогічних родовищ інших металів, тяжіють до контактів гранітоїдів з вмшуючими породами; розташовані або в скарнах або у вапняно-силікатних роговиках. Вмшуючі породи найчастіше представлені мармуризованими чи доломітизованими вапняками, котрі чергуються з теригенними утвореннями. Найбільші витримані поклади знаходяться в контактних зонах дроблення, а також на ділянках заміщення вапнякових горизонтів, що залягають серед алюмосилікатних порід.

Морфологічно рудні поклади різноманітні: пласто-, гніздо-, трубо- і жилоподібні; за простяганням вони простежуються на сотні, часом на перші тисячі метрів, за падінням – на десятки і сотні метрів, маючи потужність від 1 до 50 метрів. Найважливішу роль відіграють стратиформні екзоскарни, які зазвичай розвиваються за алюмосилікатними чи карбонатними породами вздовж контактів кислих і помірно-кислих інтрузій. Рідше зустрічаються ендоскарни, розвинені безпосередньо в інтрузивних породах, ще рідше – жильні скарни.

До складу рудних мінералів крім шееліту в підпорядкованих кількостях входять молібденіт, каситерит, вісмутин, магнетит, піротин, пірит, арсенопірит, вольфраміт, халькопірит, галеніт і сфалерит. Серед нерудних мінералів переважають гранати, піроксени, плагіоклаз, кварц; трапляються епідот, хлорит і карбонати.

Процес мінералоутворення на скарнових родовищах зазвичай складається з кількох стадій: а) скарнової піроксен-гранатової (температура 600-210°C), зокрема ранній шееліт утворюється при температурах від 450 до 300°C; б) кварц-сульфідної (450-110°C) з пізнім шеелітом (160-110°C); в) безрудної кварц-кальцитової (130-80°C).

За речовинним складом скарнові родовища поділяються на дві рудні формації: шеелітову і шееліт-молібденітову; до їх складу можуть входити окремі мінеральні типи родовищ. Найбільш відомі родовища Сан-Донг (Республіка Корея), Тирниауз (Північний Кавказ), Інгічке, Чорух-Дайрон, Кайтам (Центральна Азія), Хуанподі, Ілю (Китай), Емеральд-Фіні (Канада), Пайн-Крік (США), Кінг-Айленд (Австралія).

**Грейзенові родовища** вольфраму, як і інші родовища цього типу, пов'язані з апікальними частинами масивів лейкократових і пегматоїдних гранітів, поширюючись в них на 300-500 м (ендогрейзени), та з роговиками в породах покрівлі – до 1200-1500 м від контакту (екзогрейзени). Поклади мають форму невеликих за розмірами штоків і штокверків, рідше представлені жилами. Останні простежуються за простяганням від десятків метрів до одного кілометра, за падінням – до 300-400 м; потужність їх становить 0.3-0.5 м, зрідка – до 1 метра. Мінеральний склад грейзенових тіл: кварц, мусковіт, альбіт, мікроклін, флюорит, турмалін, берил, топаз, ільменіт, каситерит, вольфраміт, молібденіт і ін. Вольфраміт і каситерит утворюють спорадичну вкрапленість, часом їх вміст сягає промислових значень.

Мінералоутворення звичайно відбувається протягом кількох стадій: перші дві, грейзенові, з вольфрамітом, молібденітом, каситеритом і вісмутином, третя – кварц-вольфрамітова, четверта – сульфідна, п'ята – післярудна кварц-карбонатна. Інтервал температур – від 540 до 300°C. Зональність по вертикалі полягає у зменшенні з глибиною кількості топазу і, навпаки, збільшенні кількості слюди і кварцу, а також зниженні вмісту вольфраму і молібдену, часом на користь олова. Відомі вольфрамівмісні грейзени становлять собою штокверки або видовжені зони площею від 0.1-0.2 до 1-2 км<sup>2</sup>. Вміст W<sub>2</sub>O<sub>3</sub> не перевищує, як правило, 0.7%, олова – 1%, молібдену – 0.03-0.06%; інколи фіксуються промислові концентрації вісмуту і берилію.

Характерні родовища: Садисдорф, Пехтельгрюн (Німеччина); Циновець, Крупка (Чехія); Монтеброк (Франція); Акчатау, Кара-Оба (Казахстан); Спокійненське (Забайкалля, Росія); Югодзир, Баянлюд (Монголія); Шичжуань, Паотан, Синьхуаньшань (Китай); Букит-Туманг (Індонезія); Вольфрам-Кемп, Террангтоп, Чилогу, Йенбері; Терауаджі (Нігерія).

**Гідротермальні плутоногенні родовища** вольфраму приурочені до екзоконтактних, рідше до ендоконтактних зон гранітних масивів і штоків граніт-порфірів. Поклади мають форму жил, штокверків і штокверкових зон. Найважливішими рудними мінералами є вольфраміт (гюбнерит), часом шееліт; підпорядковане значення мають каситерит, молібденіт, вісмутин, арсенопірит та ін. Головний жильний мінерал – кварц, другорядні: турмалін, мусковіт, польові шпати, топаз, флюорит, апатит, серицит, карбонати. Вмшуючі породи зазнали грейзенізації і березитизації. До головних стадій мінералоутворення відносяться: 1) кварц-вольфрамітова, 2) сульфідна, 3) кварц-флюоритова, 4) післярудна карбонатна. Горизонтальна рудна зональність полягає в поширенні високотемпературних парагенезисів з вольфрамітом у центральних частинах штокверків, середньотемпературних сульфідних – у проміжних і низькотемпературних кварц-флюоритових – у крайових. Вертикальна зональність буває як прямою з високотемпературними мінералами в нижніх частинах жил і низькотемпературними – у верхніх, так і зворотною з високотемпературними мінеральними асоціаціями вгорі і низькотемпературними внизу.

На плутоногенних гідротермальних родовищах вольфраму розрізняють п'ять рудних формацій, а саме: кварц-вольфрамітову (Антоновогірське родовище в Забайкаллі, Росія), кварц-гюбнеритову (Бом-Горхон, там же), каситерит-вольфрамітову (Панаскуейра, Португалія), кварц-шеелітову (Богуті, Казахстан) і кварц-сульфідно-вольфраміт-гюбнеритову (Букука, Холтосон, Інкур в Забайкаллі, Росія).

**Гідротермальні вулканогенні родовища** вольфраму відрізняються комплексністю руд (олово-срібло-вольфраміві, ртутно-сурм'яно-вольфраміві, золото-вольфраміві, марганець-вольфраміві) і багатостадійністю їх утворення, що засвідчується асоціацією високотемпературних мінералів (шееліт) з низькотемпературними (кіновар, антимоніт). Вони розташовані в зонах сучасного і молодого вулканізму, або контролюються насувними структурами в субвулканічних, приповерхневих і поверхневих умовах, будучи приуроченими до порід андезидацит-ріолітової формації і порід з підвищеною лужністю, а також – до туфогенних та оса-

дочних утворень. До рудовміщуючих структур відносяться вулканічні куполи, неки, синвулканічні зони дроблення й тріщинуватості. Морфологічно поклади представлені розгалуженими жилами, штокверками, рідше лінзоподібними згідними тілами. Розміри жил невеликі: 250-300 (до 700) метрів за падінням, десятки-сотні метрів за простяганням, десятки сантиметрів – перші метри за потужністю. Відмічаються три рудних формації: (кіновар) антимоніт-шеєліт-ферберитова (Гірська Рача, Зонхіто в Грузії; Атолія в США), срібло-золото-шеєлітова (Боулдер у США), псиломелан-тунгомеланова (Тасор у Центральні Азії).

**Розсипні родовища** вольфраму тісно пов'язані з корінними; вони утворюються при руйнуванні грейзенів і, частіше, плутогенних гідротермальних родовищ. Найпоширенішими є елювіальні та алювіальні каситерит-вольфрамітові, вольфрамітові розсипища, рідше трапляються гюбнеритові та шеєлітові. Вміст вольфраміту в комплексних розсипних родовищах – від 0.3 до 20 кг/м<sup>3</sup>.

Переважна частина вольфраму видобувається з родовищ фанерозойського віку, однак чимало відомих вольфрамоворудних об'єктів розташовані в межах докембрійських платформ, наприклад у Бразилії.

### 3.6.5. Родовища України

В Україні відсутня власна мінерально-сировинна база вольфраму. Серед геологічних структур України певна перспектива стосовно можливості виявлення промислового вольфрамового зруденіння є на території УЩ, особливо в межах протоплатформних блоків з проявами пізньодкембрійської тектоно-магматичної активізації. Відомі прояви вольфрамової мінералізації, пов'язані з Пержанським, Коростенським, Корсунь-Новоміргородським, Кам'яногирським інтрузивними комплексами та інше [Мінералізація..., 1986; Іванов, Козарь, 2004]. Останнім часом промисловість України потребує не більше 500 т вольфраму на рік, тому виявлення навіть одного-двох дрібних (менше 15 тис т WO<sub>3</sub>) родовищ дозволило б уникнути імпортного постачання металу з Росії, країн Західної та Східної Європи, Китаю, Японії та інших країн, яке досягає 500 т/р.

Геологічні та інші особливості вольфрамової мінералізації УЩ висвітлювалися в численних публікаціях (Гурвич та ін., 1959; Галицкий, 1971; Металиди, 1976; Нечаев и др., 1982; Довгань и др., 1983; Остапенко, 1983 – Північно-Західний мегаблок; Жеру, 1972 – Дністровсько-Бузький; Мельник, Ярошук, 1962; Гаєва та ін., 1967; Гаєва и др., 1969; Брянский и др., 1983 – Інгуло-Інгулецький; Стульчиков, 1967; Бордунов, 1975; Бойко и др., 1977 – Середньопридніпровський; Мінералогія Приазов'я, 1981; Кравченко, Русаков, 1982 – Приазовський). В монографіях Металогенія..., 1974, Критерии..., 1975, Мінералізація..., 1986 були відзначені практично всі пункти підвищеного вмісту вольфраму в породах і знахідок його мінералів в Україні.

Прояви вольфрамової мінералізації відомі в структурах УЩ: у Волинському блоці (Західний, Кочерівський, Глушковицький, Бехівський, Березова Гатка); Дністровсько-Бузькому (Придніпровський); Інгуло-Інгулецькому (Головківський, Добровеличківський, Чутівський, Новобузький); Середньопридніпровському (Мотринський, Сурський); Приазовському (Вербівський, Капланівський, Федорівський, Сорокинський, Монгуський, Кичиксу, Кирилівський). Можливо, у майбутньому практичне значення будуть мати комплексні рудопрояви молібдену з вольфрамом (Олександрівський, Ганнівський), золота з вольфрамом (Сергіївський, Сурозький, Східно-Юривський, Майський, Чемерпільський та ін.).

За генетичними і морфологічними ознаками вольфрамове зруденіння древніх платформ подібне (за винятком стратиформного характеру) до фанерозойського. На УЩ, як і в інших подібних випадках, головним вольфрамовим мінералом є шеєліт у скарнах, гнейсах чи гранітах; рідше вольфраміт в грейзенізованих гранітах. Тобто, у більшості випадків рудопрояви відносяться до скарнової шеєлітової формації, меншою мірою – до грейзенової каситерит-кварцової формації.

Шеєлітові скарни і скарноїди відомі у центральній частині УЩ (район Правобережних магнітних аномалій, Селіщенський прояв, Кумарівський прояв), на Волинському блоці (Кочерівський прояв), Приазовському блоці (ділянка Кичиксу).

В Західно-Інгулецькій зоні району **Правобережних магнітних аномалій** знайдені стратифіковані вольфрамоносні горизонти магнетит-гранат-амфіболових, амфібол-біотитових і біотитових скарнованих сланців і гнейсів протяжністю понад 10 км і потужністю від 3-6 до 10-20 м (в окремих випадках до 75 м). Вольфрамова мінералізація представлена шеєлітом чи вольфрамітом в асоціації з піритом, піротином, халькопіритом, молібденітом, апатитом, лейкоксеном; вміст вольфраму складає 0.01-1.0%. Виділяється два типи зруденіння: 1) сульфідно-шеєлітовий з молібденітом; 2) сульфідно-кварц-вольфрамітовий. Виділено дві потенційно вольфрамоносні зони: Миколаївсько-Камчатська і Жовтянсько-Успенівська, приурочені до західного і східного крил Криворізько-Кременчуцького розлому.

**Селіщенський рудопрояв** шеєлітоносних скарнів локалізований серед гнейсів, амфіболітів, кристалосланців, мрамурів і кальцифірів на західному екзоконтакті Корсунь-Новоміргородського плутона. Він представлений зоною скарнування потужністю 50-125 м, протяжністю до 3 км за простяганням і понад 500 м за падінням, до якої приурочені зони (1.2-1.5 м) з підвищеним вмістом вольфраму (від 0.015 до 0.055%). Скарни за складом магnezіальні (флогопіт-діопсидові) і вапняні (геденбергіт-діопсид-андрадит-гросулярові). Перші утворюють біметасоматичні поклади вздовж контакту кристалосланців і серпентинових кальцифірів, другі – інфільтраційні тіла в амфіболітах і тіла заміщення в магnezіальних скарнах. Вольфрамова мінералізація представлена поодинокими зернами (від 1 мм до 2 см) і зернистими агрегатами шеєліту, крім нього присутні самородний вісмут, галеніт, молібденіт, арсенопірит. В окремих пробах встановлений підвищений вміст золота (до 1 г/т).

**Кумарівський рудопрояв** розташований у північній частині Кумарівської синклінали на південно-східному фланзі Первомайсько-Голованівського синклінорію. Структура видовжена у північно-західному напрямку, з північного сходу і південного заходу обмежується тектонічними зонами; складена переважно основними породами, котрі підстиляються мігматитами і мігматизованими гнейсами. Вміщуючі амфіболіти-

зовані габроїди містять тіла ультрабазитів і змінюються зверху вниз плямисто-смугастими олівіновими піроксенітами; меншою мірою в розрізі поширені кальцифіри, залістисті кварцити і чарнокіти. Пегматоїдні граніти тяжіють до приконтактних ділянок ультрабазитів і, рідше, перетинають їх у вигляді лінзоподібних жил. Структура ускладнена розломами та ін'єкціями метасоматично перетворених габро і пегматоїдних гранітів. На контакті з габроїдами фіксуються піроксен-гранатові скарни потужністю 0.8-5.2 м, скварцування і незначна сульфідизація, а також шеелітизація. З шеелітом асоціюють халькопірит, пірит, піротин і молібденіт.

**Кочерівський рудопрояв** Волинського блоку знаходиться в межах однойменної зони на північний схід від Коростенського плутону і приурочений до скарнів у гранітизованих теригенно-карбонатних породах. Вперше в цьому районі біметасоматичні процеси на контакті кристалічних вапняків з сірими гранітами описані В.І.Луцицьким у 1919 році поблизу села Козіївка, пізніше скарни були розкриті бурінням у північній частині Кочерівської зони в східному облямуванні Коростенського плутону.

Скарни Кочерівської зони можна поділити на магнезіальну, апомагнезіальну і вапняну відміни. Перетворені магнезіальні скарни виявлені свердловинами на Негребівському родовищі доломітових мармурів. Вони утворюють пластові й лінзоподібні тіла, гнізда, прожилки, а також розвиваються вздовж контактів з амфібол-біотит-мікрокліновими гнейсами, котрі залягають в мармурах у вигляді пластів потужністю від 2 до 10 м. Окремі скарнові жили і прожилки мають потужність 0.1-2 м; розміри гнізд від 5x10 до 2x5 см. Ендоскарни представлені піроксен-мікрокліновими, піроксен-скаполітовими, скаполіт-піроксеновими, флогопіт-каргасит-піроксеновими, флогопіт-піроксеновими і флогопітовими різновидами; екзоскарни – піроксеновими (діопсидовими), флогопіт-серпентин-кальцитовими, серпентин-кальцитовими і форстерит-серпентин-кальцитовими.

Магнезіальні скарни зафіксовані на ділянці Забілоччя, де вони приурочені до контакту амфіболітів, біотит-амфіболових і біотитових гнейсів з кристалічними сланцями, і містять хондродит, темно-коричневий флогопіт, саліт і шпінель. Крім того в них розвиваються апомагнезіальні вапняні скарни, складені гранатом, везувіаном, піроксеном, властонітом і мікрокліном. Ця відміна скарнів спостерігається також на контакті доломітових мармурів і алюмосилікатних порід (амфіболітів і гнейсів) та у вигляді жилок і прожилків – у доломітових мармурах. Нерідко апомагнезіальні вапняні скарни зазнають скварцування і грейзенізації, котра виявляється у вигляді кварц-флюоритових симплектитових агрегатів, які заміщують піроксен-везувіанові скарни.

Вапняні скарни складені піроксеном, гранатом, везувіаном, плагіоклазом і епідотом; вони утворюють міжпластові і тріщинні тіла потужністю від 0.05-0.1 м до кількох метрів. Останні тяжіють до контакту з алюмосилікатними породами і формують інфільтраційні тіла в кальцитових мармурах. Їм властива чітко виражена метасоматична зональність від піроксен-плагіоклазових і піроксен-гранатових ендоскарнів до гранатових, гранат-везувіанових і везувіанових екзоскарнів.

На вапняні скарни накладаються процеси кварц-польовошпатового метасоматозу і грейзенізації, з якими може бути пов'язана рудна (шееліт-сульфідна і шееліт-рідкіснометальна) мінералізація. Головним концентратом вольфраму в кварц-польовошпатових утвореннях є шееліт, що спостерігається в скарнах і навколоскарнових породах та зонах дроблення у вигляді розсіяної, прожилкової і гніздоподібної вкрапленості. Грейзенізація скарнів фіксується появою флюориту (гніздоподібних скупчень розміром 3x5 см або прожилків потужністю 0.1-0.5 см) на збагачених флогопітом ділянках. Саме з кварц-польовошпат-флюоритовими грейзенами асоціює сульфідна і рідкіснометальна, у тому числі вольфрамова (до 0.1% W), мінералізація. Послідовність рудоутворення така: вихідні породи → магнезіальні (або вапняні) скарни → апомагнезіальні вапняні скарни → кварц-польовошпатові метасоматити → грейзени.

**Ділянка Кичиксу**, разом з Кирилівською і Вербовою приурочена до північної частини Октябрського розлому у Приазов'ї. В її межах в окремих розломах Октябрської зони виділяються лінійно-лінзоподібні тіла трахітів серед ранньопротерозойських анадольських гранітів (на заході ділянки) чи пізньархейських діорито-ендербіто-гнейсів і плагіомігматитів токмацького комплексу (на сході). За геофізичними даними, на глибині приблизно 400 м припускається наявність масиву трахітів. В одній із свердловин виявлені два інтервали (92-98 і 166-173 м) аргілізованих і скварцованих трахітів з молібдо-шеелітом, де міститься, відповідно, 0.47% і 0.72% вольфраму.

## 3.7. ОЛОВО

### 3.7.1. Загальні відомості

Олово (Sn) – елемент IV групи періодичної системи Менделєєва, атомний номер 50, атомна вага 118.69. Відомо десять природних ізотопів олова (масові числа 112, 114-120, 122 і 124), серед яких переважають  $^{116}\text{Sn}$  (14.3%),  $^{118}\text{Sn}$  (24.03%),  $^{120}\text{Sn}$  (32.85%).

Олово, поряд з деякими іншими металами, відоме людині з доісторичних часів. З руди олово виплавляють, напевно, за п'ять тисяч років до н.е. В Біблії (П'ятикнижжя Мойсея) олово згадується під назвою "bedil"; в давньоіндійській літературі (Веди) – "traru"; грецькій (Гомер) – "кассітерос", за стародавньою назвою Британських островів – Кассітеріди. Римляни в часи Юлія Цезаря називали його білим свинцем (plumbum album) на відміну від звичайного чорного свинцю (plumbum nigrum). Ще одна латинська назва (сучасний термін) "stannum" походить від санскритського "ста", що означає "твердий". У більшості слов'янських мов під оловом розумівся метал свинець (за характерною, схожою на свиню, формою злитків, які отримували, починаючи з XVIII століття на заводах Уралу).

Природне олово – м'який сріблясто-білий метал з температурою плавлення 232°C, кипіння – 2620°C, густиною – 7295 кг/м<sup>3</sup>. У природних сполуках олово дво- або чотиривалентне, остання форма більше розповсюджена. Сполуки Sn<sup>2+</sup> – сильні відновлювачі. На повітрі олово не окиснюється, в холодній і гарячій воді є стійким. З галогенами при нагріванні утворює галогеніди, з сіркою – сульфіди. З багатьма металами утворює сплави (наприклад, олов'яні бронзи, олов'янистий бабіт).

Кларк олова – 2.5 · 10<sup>-4</sup>%; від ультраосновних порід до кислих він зростає; коефіцієнт концентрації олова – 2000. Геохімічна природа олова залежить від режиму кисню і сірки і може бути літофільною або, частково, халькофільною. Підвищені концентрації олова ендегенного походження асоціюють з кислими і помірно кислими виверженими породами. В екзогенних умовах олово утворює касітеритові розсипища.

З понад 20 природних мінералів олова промислово значення мають касітерит (близько 78% Sn) , а також станін (22-28% Sn), тиліт, франкеїт, нордешельдін, циліндрит. Часто промислова кількість олова (до 25%) утримується як супутній компонент в силікатах оловоносних скарнів: гранатах, піроксенах, боратах та ін. Нерідко мінерали олова зберігаються в умовах зони гіпергенезу і утворюють промислові розсипи. Поряд з кристалічними формами, існує колоїдна форма касітериту – "дерев'янисте олово" гронаподібної і ниркоподібної форми.

### 3.7.2. Галузі використання і вимоги до сировини

Олово широко застосовується завдяки легкоплавкості, м'якості, хімічній стійкості і здатності утворювати нетоксичні сплави для виробництва білої жерсті і фольги. Головними галузями де використовується олово є харчова (50%), авіаційна, автомобільна, кораблебудівельна і радіотехнічна промисловості, а також типografська справа, виробництво фарб, гальванопластика, склоробне і текстильне виробництво. Особливо широке застосування знайшли сплави олова з іншими металами: з Cu (бронза), Cu і Zn (латунь), Sb (бабіт), сплави з Zr використовуються для ядерних реакторів, Ti – для турбін, Nb – для надпровідників, Pb – для припоїв. Найчастіше олово використовують для захисного покриття металів (наприклад, біла жерсть); як відновлювач іонів металів; чорнові аноди при електролізі; для очищення металургійних газів від парів ртуті; для деталей вимірювальних приладів; органних труб, посуду, художніх виробів та ін.

Отримують олово з олов'яних, олово-срібних, олово-вольфрамових та олово-поліметалічних руд. Багаті руди містять понад 1% олова, рядові – 1-0.4%, бідні – 0.4-0.1%. Найбільш високоякісні руди, де вміст олова сягає 2.6-5.8%, розвідані в Перу і Португалії. Розсипи розробляються за вмісту касітериту 0.3-0.5 кг/м<sup>3</sup>, хоча трапляються і багатші об'єкти, наприклад, в родовищах Бразилії і Заїру концентрація касітериту сягає 1.25 кг/м<sup>3</sup>. Як правило, олов'яні руди мають комплексний характер і поряд з оловом містять промислові концентрації супутніх вольфраму, міді, цинку, свинцю, миш'яку, срібла, танталу, ніобію, індію, кадмію тощо. Унікальні корінні родовища (Кінта, Малайзія; Маунт-Плезант, Канада) містять понад 100 тис т олова, великі – 100-25 тис т, середні – 25-5 тис т, дрібні – менше 5 тис т.

Олово вилучають відновною зонною плавкою з рудних концентратів, попередньо очищених випалюванням і вилугуваних соляною кислотою, завдяки чому отримують чорнове олово. З останнього вилучають домішки інших металів методами електролітичного рафінування і зонної плавки.

### 3.7.3. Економічні відомості

На початок XXI ст. світові ресурси олова становили близько 46 млн т, переважно у Південно-Східній Азії, Південній Америці та Африці. Найбільші ресурси зосереджені в Бразилії (5 млн т), Китаї (5.8 млн т), Індонезії (5 млн т), Малайзії (4.6 млн т), Таїланді (4.5 млн т), Росії (2.4 млн т) і Конго (2.5 млн т). Запаси олова становили: загальні – понад 13 млн т, підтверджені – понад 8 млн т, у т.ч. близько 4 млн т в розсипних родовищах. Найбільші запаси олова зосереджені в Бразилії (1.5 млн т), Китаї (1.6), Малайзії (1.2), Індонезії (0.75), Таїланді (0.6). Виробництво рудних концентратів у 2000-2001 рр. перевищувало 230 тис т, рафінованого олова – близько 260 тис т, а його споживання – близько 270 тис т. Головні виробники олов'яних концентратів

нтратів – Китай (70-80 тис т), Індонезія (50-55 тис т), Перу (25-30 тис т), а також Бразилія, Болівія, Австралія (по 10-15 тис т). Найбільше олова експортували Китай, Індонезія, Сінгапур, Малайзія, а головний імпорт – США. Середньорічна ціна рафінованого олова (99.85%) в 1995 р. була більшою за 6000 \$/т, а в 2001 р. зменшилася до приблизно 4500 \$/т.

### 3.7.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

За умовами утворення виділяються ендегенні (корінні) й екзогенні (розсипні) родовища. Ендегенні родовища за генезисом поділяються на пегматитові, скарнові, грейзенові та гідротермальні (плутоногенні та вулканогенні). Найважливішими оловорудними формаціями є: каситерит-пегматитова, каситерит-скарнова, каситерит-кварцова грейзенова, каситерит-силікатна турмалін-хлоритова і каситерит-сульфідна пропілітова.

**Родовища каситерит-пегматитової** формації приурочні до ендо- і екзоконтактів гранітоїдних масивів, пов'язані з тілами пегматитів жильної, лінзоподібної і штокоподібної форми. Крім олова, руди містять Та, Nb, Sc, Rb, часом W і Bi. Головні рудні мінерали – каситерит, сподумен, петаліт, амбліголіт; нерудні – кварц, мікроклін і альбіт, а також топаз, турмалін, танталіт і вольфраміт. За особливостями мінерального складу виділяється дві субформації: мікроклін-альбітова і альбіт-грейзенова. Родовища цієї формації відомі в Заїрі (Манон-Кітоло), Росії (Куларське, Приискатель, Баймурзинське), Австралії (Вуджина), Зімбабве (Бікіта).

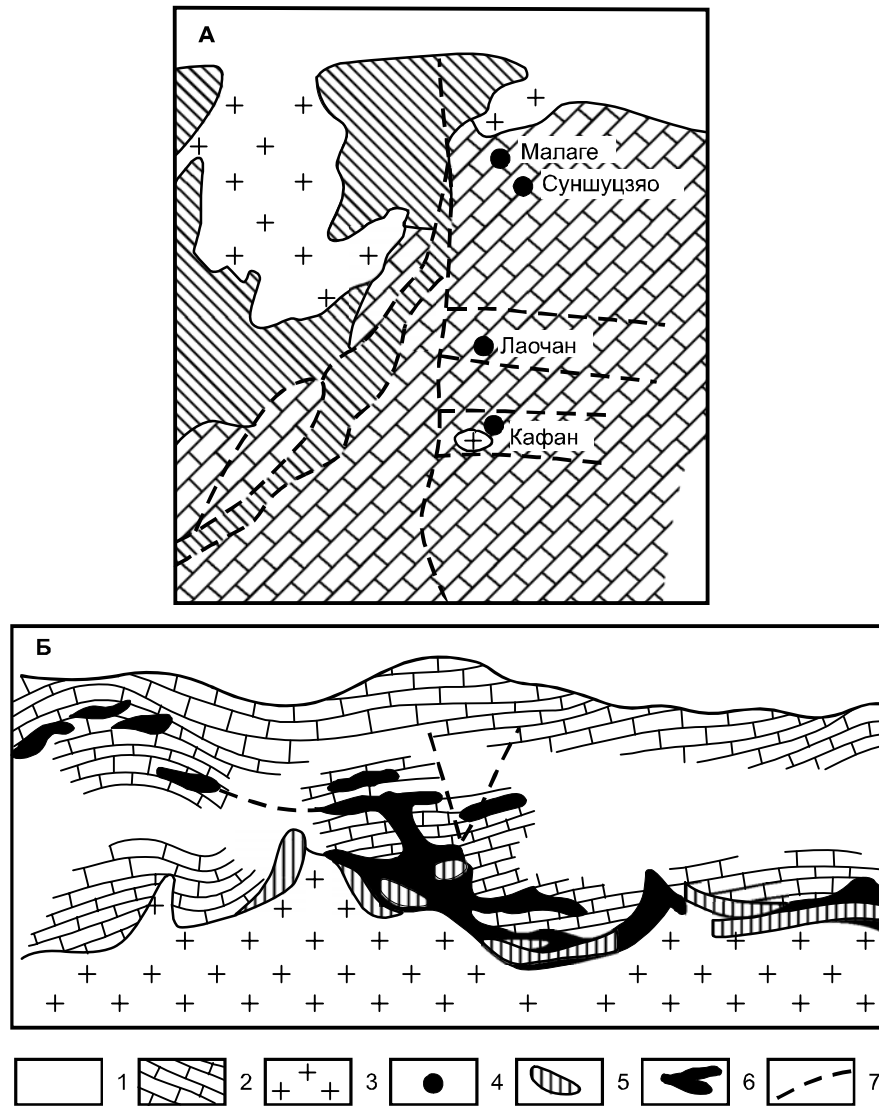
Найзначніше з них, Манон-Кітоло, в Центрально-Африканському поясі оловоносних пегматитів і гранітів довжиною до 1100 км. Пегматити пов'язані з великими гранітними масивами протерозойського віку, що проривають давні метаморфізовані товщі. В плані тіла пегматитів мають зональну будову: кварцова, часто з мусковітом, зона розташовується на контакті з вміщувочими сланцями; вона змінюється до центра тіл спочатку зоною альбітизованих аплітів, а потім натрієво-літєвою зоною з наявністю сподумену. Найважливіші рудні мінерали представлені каситеритом і колумбітом-танталітом; кількість каситериту зростає на ділянках з ознаками грейзенізації.

**Родовища каситерит-скарнової** формації тяжіють до вапняних, часом накладених на ранні магнезіальні, скарнів, котрі, у свою чергу, пов'язані з біотитовими гранітами і гранітоїдами підвищеної основності. Розташовані безпосередньо на контактах з вміщувочими осадовими товщами, у тому числі горизонтами вапняків і доломітів, або на певній віддалі від них, але обов'язково в зоні контактового впливу інтрузій. Рудні поклади можуть мати згідну пласто- і лінзоподібну, а також січну трубо- і жилноподібну, як правило, складну форму. Руди монометалні чи комплексні: олово-вольфрамові, олово-мідні, олово-свинцево-цинкові. До провідних рудних мінералів відносяться магнетит, каситерит, шеєліт, піротин, арсенопірит, пірит, халькопірит, сфалерит і галеніт; нерудних – гранати, піроксени, форстерит, тремоліт, флюорит, турмалін, актиноліт, флогопіт, мусковіт. Піддаються виокремленню кілька стадій мінералізації, а саме: скарново-магнетитова, каситерит-польовошпатована і кварц-сульфідна, з поступовим падінням температури від 600°C до 160°C. Виділяються такі субформації: магнезіально-боратова, вапняно-магнетитова, вапняно-сульфідна. Приклади родовищ: Кітельське, Майхура (РФ); Маунт-Бішоф (Австралія), Лаочан (Китай), Фан-Тіу (Лаос), Беатрис-Майн (Малайзія), Злата-Копець (Чехія).

Наприклад, найбільше в Китаї родовище Лаочан приурочене до складеної мезозойськими породами (вапняки, піщано-глинисті утворення) куполоподібної складки, що порушена численними розломами і прорвана гранітами (рис. 3.9). Вапняки зазнали мармуризації з нагромадженням на окремих ділянках промислових (до 0.2% в неокислених рудах) концентрацій олова і, часом, скарнування. Форма рудних тіл дуже складна: лінзо-, жило-, трубоподібна, штокверкова і гніздова. Розміри покладів – до 1.5 км за простяганням, 0.8 км – за падінням і 30 м за потужністю. До складу руд входять каситерит, турмалін, пірит, галеніт, халькопірит. З глибиною вміст олова зростає, а свинцю зменшується.

**Родовища каситерит-кварцової грейзенової** формації асоціюють з лейкократовими аляскітовими гранітними інтрузіями гіпабісальної фації, концентруючись в їх ендоконтактах, штоках та апофізах, а також у породах покрівлі. Виникають на середній і пізній стадіях геосинклінального етапу та в процесі тектономагматичної активізації (ТМА) на платформах, переважно в герцинську і кіммерійську епохи. За формою переважають жили в тріщинах сколювання і штокверки в ділянках прототектонічної тріщинуватості, рідше – трубоподібні тіла. Руди найчастіше комплексні з W, Li, Та і Nb. Головні рудні мінерали – каситерит, вольфраміт, молібденіт, арсенопірит, цинвальдит; нерудні – кварц, альбіт, ортоклаз, мусковіт, сидерофіліт, топаз, флюорит, турмалін. Виокремлюється кілька стадій мінералоутворення: мікроклін-альбітова (передрудна), кварц-каситеритова, каситерит-вольфрамітова, сульфідна, кварц-карбонат-флюоритова. Виділяються альбітитова (апогранітова) і кварцово-грейзенова субформації. Такі родовища відомі в Чехії (Циновець), Німеччині (Альтенберг), Росії (Екугське на Чукотці, Кестер і Бутугичаг в Якутії, Етика в Забайкаллі, Чапаєвське в Примор'ї тощо), Китаї (Ліму, Сіхуаньшань), Бірмі (Мауча), США (Люст-Рівер на Алясці), Португалії (Панашкейра).

**Родовища каситерит-силікатної турмалін-хлоритової** формації асоціюють з калієвими ріолітами і дацитами андезит-ріолітової формації альпійської і кіммерійської металогенічних епох, приурочені до субвулканічних, жерлових, екструзивних, частково ефузивних фацій вулканічних структур, до синвулканічних тріщин. Поклади мають вигляд розгалужених жил, зруденілих зон дроблення, або штокверків. Руди не тільки олов'яні, але й комплексні з Zn, Pb і Ag. Головні рудні мінерали: каситерит (часом дерев'янисте олово), станін, вісмути, арсенопірит, піротин; жильні: кварц, турмалін, серицит; другорядних мінералів як рудних, так і нерудних, дуже багато. Навколорудні зміни представлені пропілітами, турмаліновими метасоматитами, березитами та аргілізитами. Виокремлюється кілька стадій рудоутворення: кварц-турмалін-каситеритова, станінова, сульфідна, галеніт-срібна, алуніт-халцедонова; характерна вертикальна зональність. Виділяють кварц-турмалінову і кварц-хлоритову субформації. Родовища цього типу відомі на Далекому Сході РФ (Депутатське, Валкумейське, Верхнє, Дубровське, Арсенівське, Терністе, Сонячне).



**Рис. 3.9 Схематичний геологічний план (А) і розріз (Б) родовища Лао-Чан (за матеріалами М.П.Материкова, 1996)**

1 – вугленосні відклади, пісковики і сланці верхнього триасу; 2 – гецзюські вапняки середнього триасу; 3 – граніти; 4 – родовища; 5 – скарни, 6 – рудні тіла, 7 – тектонічні порушення

**Родовища каситерит-сульфідної пропілітової** формації пов'язані з малими інтрузіями гранітоїдів підвищеної основності, іноді з гранітними плутонами. Рудні поля родовищ насичені дайками діоритів, діабазів, лампрофірів, приурочених до тих же систем тріщин що й рудні тіла. Останні представлені жилами штокверками, трубоподібними покладами. Головними рудними мінералами є каситерит і піротин, жильними – кварц, турмалін і хлорит. Навколорудні зміни представлені кварц-турмаліновими і кварц-серіцит-хлоритовими метасоматитами. Провідними стадіями мінералоутворення є турмалін- чи хлорит-кварцова, каситерит-кварцова, сульфідна, галеніт-сфалерит-карбонатна і карбонат-флюорит-кварцова. Виділяють субформації: 1) колчеданно-сульфідну (багатосульфідну), представлену родовищами Фестивальне, Перевальне, Хрустальне (Далекий Схід РФ), Колькірі, Потосі, Оруро (Болівія); 2) сульфосольно-сульфідну: Дальне, Смірновське, Черемухове, Сонячне на Далекому Сході РФ, Ренісон-Бел в Австралії, Менсон Лод в Малайзії.

Прикладом цієї формації є родовище Черемухове (Сінанчинське) в Приморському краї РФ, яке відоме з 1911 р., розроблялось у 1941-55 рр. Всі розвідані жильні рудні тіла (жили Надєждінська, Октябрська, Піонерська, Малютка, Олігонітова) приурочені до вузької (до 40 м) смуги розлому Рудного північно-західного (310-350°) простягання, представлені четкоподібними лінзами потужністю від 0.1 до 4-6 м. Мінералогічний склад руд досить складний, найбільше розповсюджені галеніт, сфалерит, каситерит, олігоніт, рідше зустрічаються пірит, марказит, родохрозит, магнетит, станін, арсенопірит, піротин, халькопірит, піраргірит, самородне срібло, піролюзит. Виділяють три типи руд: сульфідні галеніт-сфалеритові з каситеритом; магнетитові, які цементують роздроблені сульфідні; скарнові. Текстури руд смугасті, рідше шаруваті, натічні й брекчієподібні; структури субграфічні, рідше графічні, радіально-променисті, волокнисті, зернисті.

Крім традиційних оловорудних формацій в останні роки набувають значення нові типи проявів олова, зокрема стратиформні, які представлені каситерит-скарноідно-сланцевою (Брайтенбург в Німеччині), касите-



рит-кварцитовою (Іпамері в Бразилії, Келхуані в Болівії, Юрасті в Фінляндії) і каситерит-колчеданною (Маунт-Клівленд в Австралії, Кідд-Крик в Канаді) формаціями.

**Розсипні родовища олова** є головним промисловим типом, оскільки забезпечують три чверті світового виробництва концентратів олова і містять, як зазначалось, 50% його підтверджених запасів. Крім того вони дуже вигідні для розробки з економічної точки зору завдяки низькій собівартості видобутку. Завдяки цьому розсипні родовища інтенсивно розробляються, з них видобувають 65-70% світового видобутку олова. За походженням розрізняються елювіальні, делювіальні, алювіальні, узбережно-морські та озерні розсипища. В елювіальних, зокрема, поряд з каситеритом часто зустрічається колумбіт, танталіт, сподумен, вольфраміт, шеєліт, золото, топаз, турмалін, циркон і магнетит. Ці розсипища є джерелом утворення інших генетичних різновидів розсипів. Розсипні родовища широко проявлені в рудних районах Південно-Східної Азії, Далекого Сходу РФ та ін.

### 3.7.5. Родовища України

Україна не має власної оловорудної бази. Потреба промисловості України в олові, яка не перевищує 1 тис т на рік, задовольняється за рахунок імпорту. Якщо в 1991 р. було імпортовано 2 тис т олова, у 2000 р. ця кількість зменшилася до 400 т. Кілька десятків тонн олова отримують щороку шляхом переробки брухту й відходів.

На території України промислові родовища олова поки що не виявлені. Разом з тим невеликі розсипи каситериту у Волинському і Приазовському блоках свідчать про наявність об'єктів корінного зруденіння. Останні відомі в польовошпатових і кварцових метасоматитах рідкіснометальних гранітів, грейзенів і пегматитів УЩ. Найперспективнішим є, напевно, Пержанський вузол і весь Вербинсько-Пержанський район на північному заході щита. Деякі очікування щодо оловоносності пов'язуються також з Приазовським блоком УЩ, зокрема з верхньопротерозойськими гіпабісальними гранітами Кам'яномогильського і Катеринівського масивів. Крім того, останнім часом встановлені прояви оловорудної мінералізації (каситерит, станін) в рідкіснометальних пегматитах Шполянсько-Ташлицького району центральної частини УЩ.

Прояви олова на території України відносяться до кварц-каситеритового і кварц-вольфрамітового мінеральних типів олов'яно-вольфрамової рудної формації (за П.А.Строною, 1978), або до формацій олово-вольфрам-берилієвих грейзенів і кварц-каситеритової (за І.Г.Магак'яном, 1969). Розсипні об'єкти відносяться до формації рідкіснометальних або каситерит-вольфрамітових розсипів.

В межах **Волинського блоку**, зокрема Пержанського рудного вузла, здавна відомі прояви олова, пов'язані з рідкіснометальними гранітами і метасоматитами. Вони були описані в публікаціях .....Зубкова і Л.С.Галицького (1966), С.В.Нечаєва та ін. (1982, 1983, 1986), .....Металіді і С.В.Нечаєва (1983). Прояви, які можуть мати промислове значення, представлені трьома генетичними типами: корінними каситерит-(вольфраміт)-кварцовими (прояви Західний, Карерний, Гірняцький, Спуди, Західно-Яструбецький на периферії Пержанського родовища берилію), колумбіт-каситеритовими розсипами і каситерит-колумбітовими корами вивітрювання. Крім того, локальні промислові концентрації олова встановлені у вісмутомолібденових рудах Вербинського родовища.

**Західний прояв** розташований на західному фланзі ділянки польовошпатових метасоматитів уздовж Убортського розлому. Рудні тіла протяжністю до 350 м приурочені до північно-східних оперяючих тріщин; представлені складним штокверком малопотужних пластів, лінз, жил, прожилків. Рудна мінералізація асоціює з грейзенізованими смугастими біотитовими гранітами і граніт-порфірами. Агрегатні скупчення і вкрупненість каситериту і вольфраміту обумовлюють смугасту текстуру породи. В грейзенах відокремлена січна крутопадаюча зона, в котрій вміщуюча порода позбувається смугастості, кварц стає зливним жильним, а зерна каситериту і вольфраміту, до яких додається ільмено-рутил, – крупнішими; в агрегатах переважає каситерит. За даними Житомирської ГРЕ встановлено 18 рудних тіл потужністю 0.2-13.7 м, з вмістом SnO<sub>2</sub> 0.1-1% (середнє 0.14%), а в окремому перерізі північної частини прояву вміст олова сягає 1.58% на потужність 7.7 м. Вміст WO<sub>3</sub> змінюється від 0.02 до 1.10%. Попередньо можна висловити припущення про штокверковий морфологічний тип олов'яного зруденіння.

**Кар'єрний прояв** представлений 5 рудними жилами довжиною 65-130 м за простяганням і 50-300 м за падінням, вмістом олова 0.1-0.19% (середнє 0.16%). На простяганні вони змінюються кварцовими грейзенами з 0.12-0.25% WO<sub>3</sub>. У жорсткій зоні зустрічаються гнізда (3 x 7 см) вольфраміту і сульфідної мідно-свинцево-цинкової мінералізації (Cu до 0.5, Pb до 3, Zn до 7.5%).

**Гірняцький прояв** представлений 10 рудними тілами потужністю від 2 до 8 м, довжиною за простяганням до 600 м і за падінням – 80-300 м. Середній вміст олова складає 0.14%.

**Рудопрояв Спуди** за параметрами подібний до Гірняцького.

**Західно-Яструбецький прояв** включає 6 рудних тіл потужністю від 0.6 до 19.5, в середньому 4 м, з вмістом олова від 0.05 до 0.6% (середнє – 0.14%). Рудоносна зона простежена за простяганням на 500 м, за падінням – на 300 м.

Оловоносні колумбіт-каситеритові розсипища на північному заході УЩ були виявлені ще в кінці 50-х років ХХ ст. (Хатунцева та ін., 1957). Вони утворилися в результаті перемиву кори вивітрювання пержанських гранітів, вміщуючих ці рудні мінерали. Всього відомо 8 дрібних розсипів у русловій частині р.Перга, а також у давніх похованих балках та струмках долини р.Перги. Всі вони розташовані неподалік одне від одного в похованих видовжених улоговинах надзлапавної річкової тераси, в яких на каолиновій корі вивітрювання пержанських гранітів поширені різнозернисті і гравелітисті піски верхньої юри і нижньої крейди (потужність 0.5-1.5 м), глауконітовмісні піски і супіски палеогену (3.5-5.5 м) і дрібнозернисті піски антропогену (3.5-4.5 м). Первинні каоліни відзначаються світло-сірим забарвленням і реліктовою структурою материнських порід;

середня потужність каолінів 0.9 м, вміст каситериту 1100-1200 г/м<sup>3</sup>. У всіх розсипищах продуктивний горизонт потужністю 0.5-2.8 м (середня 1.1 м) представлений базальним шаром палеогенових пісків, алювіально-делювіальними відкладами верхнього мезозою і верхньою частиною кори вивітрювання гранітоїдних порід. Вміст каситериту в них – 100-900 г/м<sup>3</sup> (середнє в розсипах 366 г/м<sup>3</sup>), часом – до 2-4 кг/м<sup>3</sup>; вміст колумбіту сягає 430-500 г/м<sup>3</sup> (середній 95-120 г/м<sup>3</sup>), присутні циркон, рутил, вольфрамід, бастнезит, монацит, ксенотим.

Нижня частина колумбіт-каситеритових розсипів складена первинними і перевідкладеними каолінами (середня потужність 0.9 м), вміст каситериту сягає 1100-2100 г/м<sup>3</sup> (середнє – 325 г/м<sup>3</sup>), колумбіту – до 200 г/м<sup>3</sup> і циркону – до 1.2 кг/м<sup>3</sup>.

“Торфи” розсипів складені пісками водно-льодовикової фації, а також верхньою частиною розрізу палеогенової товщі. Потужність пласта пісків 0.5-3.5 м (середня 2 м), “торфів” – 5-15 м (середня 6.4 м). Середній вміст каситериту в пісках 366 г/м<sup>3</sup>, у “торфах” – 4 г/м<sup>3</sup>, найбільший вміст каситериту спостерігається у верхньомезозойських відкладах. Разом з каситеритом виявлено колумбіт з вмістом 120 г/м<sup>3</sup>, у невеликій кількості присутні циркон, рутил, вольфрамід, бастензит, монацит, ксенотим. На базі цих розсипищ може функціонувати мале підприємство з річним видобутком олова близько 400-500 т, танталу і ніобію до 40-50 т і циркону до 150 т.

Каситерит також зустрічається у всіх зонах профілю кори вивітрювання пержанських гранітів, де його середній вміст складає 12-18 г/м<sup>3</sup>, а вміст колумбіту – 21-33 г/м<sup>3</sup>.

**В Приазовському районі** відомі масиви оловоносних гранітів, за складом і будовою подібні Пержанським. Каситерит в гранітоїдах Приазов'я був описаний Юрком та ін. (1973), Борисенком та ін. (1977).

Кам'яномогильський і Катеринівський гранітні масиви, з якими пов'язані прояви олова, площею близько 10 км<sup>2</sup>, мають штокоподібну форму; в них поширені порфірові структури, вони інтенсивно грейзенізовані, альбітизовані, скварцовані. Прояви олова приурочені до перетинів субмеридіональних розломів з зонами тектонічних порушень північно-західного і субширотного простягання, насичених дайками. Наприклад, Катеринівський прояв у центральній частині однойменного масиву, де каситеритова мінералізація зафіксована в альбітизованих біотитових гранітах, квацових і кварц-хлоритових жилах. Кристали каситериту сягають 4-6 мм, фіксується значна кількість інших акцесорних мінералів: флюориту (1-1.5%), топазу, колумбіту, ксенотину, циркону, вольфраміту, шееліту, паризиту тощо. Вміст каситериту сягає 677 г/см<sup>3</sup>. Навколо масиву відомі кілька розсипищ з вмістом каситериту 20-600 г/м<sup>3</sup>.

## 3.8. РТУТЬ

### 3.8.1. Загальні відомості

Ртуть (від тюркського *utarid* – планета Меркурій), Hg – хімічний елемент II групи періодичної системи Менделєєва, хімічний символ *Hydrargyrum* від грецького *δδωρ* – вода і *ἀργυρος* – срібло), атомний номер 80, атомна вага 200.59. Відомо 7 стабільних ізотопів ртуті:  $^{196}\text{Hg}$  (0.14%),  $^{198}\text{Hg}$  (10.02%),  $^{199}\text{Hg}$  (16.84%),  $^{200}\text{Hg}$  (23.13%),  $^{201}\text{Hg}$  (13.22%),  $^{202}\text{Hg}$  (29.8%),  $^{204}\text{Hg}$  (6.85%), а також понад 24 радіоактивних ізотопів.

Завдяки тому, що ртуть зрідка зустрічається у самородному стані, вона відома людині з дуже давніх часів: знахідки в єгипетських похованнях, споруджених за 1500 р. до н.е.; відомості про застосування в медицині Китаю ще за 3000 р. до н.е.; спосіб отримання ртуті з кіноварі описано в творах китайського хіміка Ко-Хуна (281-361 pp.); сама кіновар використовувалася стародавніми греками і римлянами. Особливо важливого значення надавали ртуті алхіміки, котрі вважали її носієм металічних властивостей і обов'язковою складовою частиною всіх металів. Вони ж називали рідкий метал меркурієм на честь всюдисущого бога Меркурія, покровителя торговців і шахраїв.

У природному стані ртуть – сріблясто-білий важкий метал, рідкий при кімнатній температурі. Температура плавлення – 38.86°C, кипіння – 356.66°C; густина – 1419.3 кг/м<sup>3</sup>, ступені окиснення +1 і +2. Ртуть розчиняється в царській горілці, HNO<sub>3</sub> і гарячій концентрованій H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, не розчиняється в HCl і розбавленій H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>. Ртуть здатна розчиняти інші метали, особливо золото і срібло (амальгамація). Хімічно ртуть мало активна. При кімнатній температурі не окиснюється, при нагріванні до 300°C окиснюється до HgO.

Кларк ртуті 8.3·10<sup>-6</sup>%, а коефіцієнт концентрації, відповідно, майже 100 000. Максимальні кількості ртуті (10<sup>-4</sup> – 10<sup>-2</sup>%) містяться в лужних породах, що вказує, ймовірно, на її глибинне підкорове походження. Гідротермальні магматичні розчини з ртуттю, сурмою і миш'яком, які знаходять вздовж глибинних розломів, мають сірчанисто-хлоридно-карбонатний склад (ртуть переноситься у вигляді сульфідних комплексів (HgS<sub>2</sub><sup>2-</sup>)).

Мінералоутворення на ртутних родовищах відбувається в інтервалі температур 350-50°C і тиску 1500-30 МПа, а біля поверхні – 0.1 МПа. Відомо понад 25 природних мінералів ртуті, з яких головне промислове значення мають кіновар (HgS), яка є хімічно стійкою і зберігається в зоні окиснення, метацинабарит (β-сульфід Hg), самородна ртуть, лівінгстоніт (HgSb<sub>4</sub>S<sub>7</sub>), кордероїт (Hg<sub>3</sub>S<sub>2</sub>Cl), тіманіт (HgSe), колорадоїт (HgTe), рідше зустрічаються каломель (Hg<sub>2</sub>Cl<sub>2</sub>), шватцит (Cu<sub>6</sub>Sb<sub>2</sub>S<sub>6</sub>), гвадалкацарит (HgZn)S, еглестоніт (3HgCl HgO?), терлінгуаїт (HgCl HgO), клейніт (HgCl<sub>2</sub> 3HgO?), мозезит (HgCl<sub>2</sub> 3HgO?), монтроїдит (HgO).

### 3.8.2. Галузі використання та вимоги до сировини

Ртуть широко використовується у виготовленні термометрів, барометрів, ртутних ламп, інших приладів; як рідкий катод у виробництві їдких лугів і хлору електролізом, каталізатор у синтезі оцтової кислоти, в металургії для амальгамації золота і срібла. Гримуча ртуть використовується в якості детонатора; кіновар – як пігмент; органічні сполуки ртуті – у сільському господарстві, а також як складова фарб для фарбування корпусів морських суден; препарати ртуті – в медицині. Ртуть і її сполуки вельми токсичні і потребують обережності в поводженні.

Ртуть видобувають з ртутних руд – природних мінеральних утворень, які вміщують ртуть в таких концентраціях і сполуках, що забезпечує технічну можливість і економічну доцільність їх промислового використання. Головний рудний мінерал – кіновар, другорядні – метацинабарит, самородна ртуть, лівінгстоніт, кордероїт, макдерміт, вміщуючі ртуть сульфосоли міді, сурми, миш'яку, а також сфалерит. До дуже багатих руд відносяться такі, де вміст ртуті перевищує 5-10%, багатих – становить близько 1%, рядових – 0.2-0.3%, бідних – 0.06-0.12%, убогих – 0.02-0.06%.

З монометальних руд ртуть вилучають пірометалургічним способом шляхом прямої возгонки в ретортних, шахтних і обертових печах. Комплексні ртутні руди попередньо збагачують для отримання комплексних або селективних концентратів з наступним вилученням ртуті пірометалургічним чи гідрометалургічним переділом. Збагачення ртутних руд може здійснюватися гравітаційним способом чи флотацією, або за комбінованими схемами. Якщо вміст ртуті не перевищує 0.1%, її вилучення стає доцільним тільки за умови одночасного вилучення супутніх компонентів (сурми, вольфраму, міді та ін.). Крім цього ртуть може вилучатися з кам'яного вугілля, нафти, газу, цементної і флюсової сировини.

### 3.8.3. Економічні відомості

Виробництво і використання ртуті у всьому світі протягом останніх тридцяти років (починаючи з 70-х рр. XX ст.) постійно зменшується в результаті її заміни не такими шкідливими речовинами; ціна ртуті за той же час упала з понад 11 тис \$/т до трохи більше 4 тис \$/т [Мінеральні..., 2003].

Родовища ртуті відомі більше ніж в 40 країнах. Світові ресурси ртуті становлять близько 700 тис т, загальні розвідані запаси – близько 150 тис т (близько 60% припадає на Іспанію, 15% – Алжир, 13% – КНР, 13% – Киргизію). Крім згаданих країн родовища ртуті відомі в Україні, Румунії, Італії, Таджикистані, Мексиці, США, Чилі.

До унікальних відносяться родовища, котрі містять понад 100 тис т металу (Альмаден в Іспанії), дуже великих – 25-100 тис т, великих – 10-25 тис т, середніх – 3-10 тис т, дрібних – менше 3 тис т.

Найбільшим виробником ртуті є Іспанія (понад 1 тис т чи близько 40% світового виробництва), по 300-500 т ртуті виробляють Алжир, Киргизія і Китай. Ці чотири країни отримують до 50% світового виробництва ртуті.

### 3.8.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

В генетичному відношенні родовища ртуті є гідротермальними і поділяються на плутоногенні, вулканогенні та телетермальні (стратиформні). Крім цього виділяється розсипний тип родовищ, вміщуючі ртуть сульфідні й вугільні родовища, солянокупольні ртутно-бітумні родовища. Є також випадки утворення кіноварі з вод діючих термальних джерел (Нова Зеландія, Камчатка, Каліфорнія).

**Плутоногенні родовища** представлені звичайно комплексними поліметалічними, рідкіснометальними, золото-срібними рудами, котрі вміщують ртуть. В залежності від складу вміщуючих порід вони поділяються на два типи: кварц-хлорит-серицитовий (родовища Восі в Китаї, Гюмюшлер в Турції) і кварц-карбонатний (Тагіг, Джебел-Аджа в Алжирі, Гордрам в Ірландії).

**Вулканогенні родовища** представлені міжпокривними покладами, штокверкоподібними і трубоподібними тілами, мінералізованими зонами дроблення в товщах субаеральних вулканітів. Головні рудні мінерали: кіновар, метацинабарит, пірит, марказит, самородна ртуть. Звичайні мікрозернисті, коломорфні і крустифікаційні текстури рудних агрегатів, розсіяна мікрівкрапленість, на останніх стадіях – повнокристалічні агрегати. Виділяють формації:

- метацинабарит-кіноварну карбонатно-аргілізову (Монте-Аміата в Італії, Ісмаїл в Алжирі, Західно-Полянське на Чукотці, Акташ на Алтаї, Хуанкавеліка в Андах);
- метацинабарит-кіноварну опалітову (Чемпуринське, Полум'яне на Далекому Сході РФ, Опелайт, Кордеро в штаті Невада, США);
- метацинабарит-кіноварну травертино-сульфатолітову (Апалель на Далекому Сході РФ, Терлінгуа, Салфур-Бенк, Стімбот в штаті Невада, США).

Головне значення мають **телетермальні родовища**, які представлені багатоярусними стратиформними покладами моно- чи біметалічних ртутних руд у скварцованих пісковиках, доломітах і вапняках під сланцевими екранами; штокверкоподібні тіла в масивних вапняках; рудні стовпи в зонах лиственізації на контакті серпентинітів із сланцями; а також труби, гнізда, неправильні тіла в палеокарсті. Головні рудні мінерали: кіновар, реальгар, самородна ртуть, метацинабарит, пірит, марказит. Переважають прожилково-вкраплені і гніздові руди, помітні ознаки перекристалізації, релікти первинних коломорфних текстур. За особливостями вміщуючих порід і мінерального складу вони поділяються на такі рудні формації:

- кіноварно-флюорит-антимонітову джаспероїдну (Хайдаркан, Джижикрут в Середній Азії, Уанкавеліка в Перу);
- кіноварну карбонатну (Симап, Адиракоу в Середній Азії, Ідрія в Югославії, Ваньшань в КНР)
- кіноварну аргілізовану теригенну (Микитівське в Україні, Альмаден в Іспанії);
- метацинабарит-кіноварну лиственітову (Чонкой на Тянь-Шані, Чаганузун в Саянах, Тамватней на Далекому Сході РФ, Нью-Ідрія і Нью-Альмаден в штаті Каліфорнія, США).

Родовища ртуті приурочені до рудоносних структур рухливих поясів, особливо Середземноморського, Тихоокеанського і Центральноазіатського. Вони формувалися протягом пізньої стадії геосинклінального етапу, а також у зв'язку з тектоно-магматичною активізацією платформ і областей завершеної складчастості. Можна виділити такі епохи ртутного зруденіння: кайнозойську, мезозойську (крейдову і триасову) та пізньогерцинську; давніші родовища ртуті не виявлені.

### 3.8.5. Родовища України

Раніше, у другій половині XIX ст. і протягом всього XX ст., Україна була важливим ртутно-видобувним регіоном світу і найбільшим у колишньому СРСР, оскільки в Донецькому басейні знаходяться великі родовища Микитівського рудного поля. Інші родовища і прояви відомі як у Донбасі, так і в Закарпатті, а також у Криму. У 1995 році через несприятливу кон'юнктуру на світовому ринку і внаслідок інших обставин видобуток ртутних руд в Україні був припинений. Загальні запаси руди дорівнюють 25 тис т, у тому числі підтверджені – 5 тис т.

Ртутні родовища України приурочені до Донецької металогенічної провінції, Дніпровсько-Донецької, Східно-Карпатської, Кримської і Добруджинської металогенічних областей (рис. 3.1).

**Донецька ртутна провінція** включає Донецьку складчасту область і південно-східну частину ДДЗ. Тут виділяється три ртутні зони: Північно-, Південно- і Центрально-Донецьку, з яких остання є найважливішою. До її складу входять Микитівське, Дружківсько-Костянтинівське і Слов'янське рудні поля. В межах Південно-Донецької зони (поєднання складчастого Донбасу з Приазовським блоком УЩ) виділяються Волноваське рудне поле і рудопрояви ртуті Амвросіївського купола. За сукупністю даних, більшість геологів ртутне зруденіння Донецької провінції відносять до пізньогерцинської епохи.

Ртутні родовища Донбасу відносяться до двох рудних формацій [Металлогенія ртуті, 1976]: сурм'яно-ртутної, часом з миш'яком (всі родовища Микитівського рудного поля), представленої кварц-дикітовим мінеральним типом, і ртутної, в якій виділяються кварц (дикіт)-карбонатний і кварц-флюорит-карбонатний мінеральні типи. Рудні об'єкти першої формації залягають у теригенно-осадочних відкладах середнього карбону і контролюються великими лінійними антиклінальними складками, а другої – в девонських діапирових брекчіях, осадочних породах карбону, теригенних утвореннях верхньої пермі (Центрально-Донецька рудна зона) та в карбонатних породах нижнього карбону (Південно-Донецька рудна зона).

**Дніпровсько-Донецька металогенічна область**, яка збігається з більшою частиною ДДЗ, відзначається поширенням солянокупольних, нафто- і газоносних антиклінальних структур, до яких інколи приурочена і ртутна мінералізація: Слов'янське ртутно-поліметалічне родовище, скупчення кіноварі в туфогенних

пісковиках девону на Гнединцівський антикліналі, кіновар-бітумна мінералізація в зоні перетину Знамянсько-Чигиринського і Чорнуського розломів.

**Східно-Карпатська металогенічна область** є частиною Карпатського металогенічного поясу. Вона представлена Дубриницьким, Оленівським, Углянським і Вишківським рудними полями Закарпаття з ртутними родовищами кайнозою; рудопроявами мідно-нікелевої формації з поліметалами, ртуттю, сурмою та миш'яком Перечин-Рахівської металогенічної зони; рудопроявами і родовищами алуніто-ртутно-поліметалічної формації з золотом Чоп-Берегове-Баямарської зони; проявами ртутної формації з телуром, вісмутом, свинцем, цинком і золотом Вигорлат-Гутинської зони [Металлогенія ртуті, 1976]. Ртутна мінералізація тісно пов'язана з неогеновими вулканічними породами – похідними андезибазальтової формації. Мінеральний склад ртутних родовищ змінюється з півдня на північ від кіновар-галеніт-сфалеритових і кіноварних до кіновар-реальгарових і кіновар-реальгар-антимонітових. Загальні запаси Закарпатського ртутно-рудного району оцінюються в 229 т, підтверджені – 134 т, середній вміст ртуті в рудах становить 0.4-0.64%.

**Кримська ртутноносна зона** складається з двох частин: Північної або Альмінської і Південної або Узбережної; відомі в їх межах прояви, а також прояви ртуті у зв'язку з грязьовим вулканізмом Керченського півострова практичного значення не мають (Мало-Салгирський, Лозівський, Веселівський, Привітненський, Альмінський, Перевальненський прояви). Вони локалізовані переважно у флішовій товщі таврійської серії, де тяжіють до поперечних дайок діабазових порфіритів. Вік зруденіння вважається доверхньоюрським.

В **Добруджинській металогенічній області** ртутна мінералізація представлена рідкісним кокцинітом в асоціації з піритом (переважає), сфалеритом, галенітом, піротином, халькопіритом, самородним золотом. Вона знайдена в доломітизованих вуглецевистих вапняках девону. Дорудні зміни виявлені зроговуванням, розвитком піритвмісних метасоматитів кварц-хлоритового складу. Ртуть, крім кокциніту, знайдена також у самородному золоті (до 0.6%), яке утворює зростки з кальцитом в прожилках, що має лише мінералогічний інтерес.

З рудних формацій в Україні відомі прояви телетермальних кіноварної теригенної (кіновар-кварц-дікітової), кіновар-карбонатної і кіновар-хлорит-монтморилонітової формацій (Донбас), вулканогенної карбонатно-аргілізитої (Закарпаття), ртутьвміщуючі сульфідні і вугільні родовища, а також відомий тільки тут тип солянокупольних ртутнобітумних родовищ (ДДЗ).

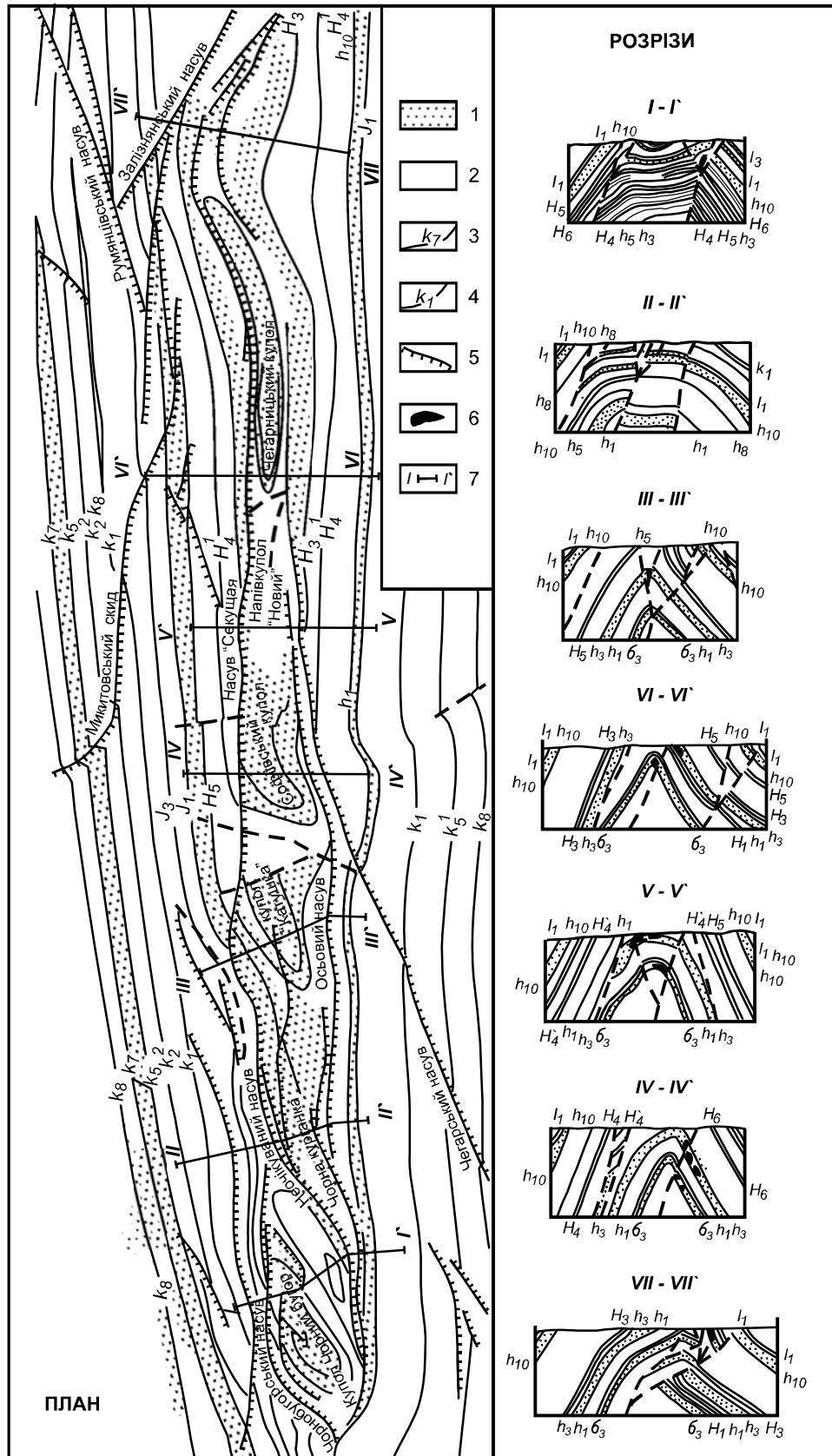
Телетермальний кварц-дікітовий мінеральний тип зруденіння представлений **Микитівським родовищем** (рис. 3.10), яке є найважливішим родовищем ртуті в Україні. За 100 років (1885-1985 рр.) його розробки тут видобуто понад 32 млн т руди, з котрої вилучено 33698 т металічної ртуті. Воно знаходиться в центральній частині Донецької області у сучасній міській межі міста Горлівки. Родовище відкрите гірничим інженером Міненковим у 1879 р. за стародавніми (кам'яної доби) виробками. В 1885 році на його базі підприсмець Ауербах побудував перший в Росії ртутний завод. На VII сесії Міжнародного геологічного конгресу в 1897 році Чернишовим і Лутугіним висвітлені питання геології і мінералогії Микитівського родовища. Згодом були роботи Вебера і Маркова [1920], Абрамова, Данилова і Крутова [1932], Захарова і Корольова [1940], Нікольського [1959], колективні монографії "Геологія ртутних родовищ і рудопроявів України" [1975], "Мінералогія Донецького басейну" [1975], "Навколорудні метасоматити континентальних рифтогенних структур" [1985] та ін., де всебічно розглянуто геолого-генетичні особливості родовища. Родовище детально вивчене і розвідане: загальні запаси ртуті на початок 1996 р. становили 10.7 тис т, підтверджені – 4.5 тис т.

Рудне поле, до складу якого входять ще п'ять рудопроявів (Котушківський, Чорнокурганський, Чорнобугорський, Залізнянський, Мічуринський), розташоване в межах Горлівської антикліналі (західна частина Головної антикліналі Донбасу), що складена аргілітами, алевролітами та пісковиками середнього карбону, котрі чергуються з малопотужними пластами кам'яного вугілля та вапняків [Геологія..., 1975].

Вісь Горлівської антикліналі видовжена на північний захід (290°-300°) і занурюється у тому ж напрямку; породи на крилах падають на північ (55°-60°) і південь (65°-70°). В склепінні антикліналь ускладнена куполоподібними підняттями, які є найважливішими рудоконтролюючими елементами і становлять окремі ділянки родовища – Софіївську, Нову і Чагарницьку. Вони мають форму овалів з довгою віссю, що повернута проти годинникової стрілки стосовно осі антикліналі на кут від 20 до 55°. Складчаста структура порушена повздовжніми (північно-західними), косими і поперечними розломами. До перших на південному крилі відноситься Осьовий насув, а на північному – Січний.

В геологічній будові родовища беруть участь породи світ  $C_2^2$ ,  $C_2^3$ ,  $C_2^4$  середнього карбону. Головні скупчення ртутної мінералізації тяжіють до кількох потужних (десятьки метрів) пластів кварцових пісковиків: чагарницьких перших, софіївських, меншою мірою чорнокурганських, частково інших.

За структурно-морфологічними ознаками на ртутних родовищах Центрального Донбасу, зокрема й на Микитівському, розрізняють два типи зруденіння: микитівський (пластовий) і чорнокурганський (прирозломний), котрі можуть бути представленими трьома групами рудних тіл: згідними, січними і складними [Геологія..., 1975]. Групи поділяються на класи, а класи на морфологічні різновиди. В групі згідних тіл це клас вібрового зруденіння окремих пластів з лінзо-, пласто-, сідло- і трубоподібними різновидами і клас тіл екранування з пласто-, лінзо- і гніздоподібними різновидами. До січних відносяться тіла класу складних зрудених розломів (різновиди – жилоподібні, лінзи, поперечні жили) і класу тріщинних жил (різновиди – повздовжні жили). До складних: тіла класу зон тріщинуватості (різновид - штокверки) і тіла класу перетину тріщин (різновиди – рудні стовпи, гнізда). Магматичні породи як у межах родовища, так і всього рудного поля не виявлені.



**Рис. 3.10** Схема будови Микитівського рудного поля

1 – пісковики, 2 – аргіліти, 3 – вугілля, 4 – вапняки, 5 – розривні порушення, 6 – рудні тіла, 7 – лінії розрізів

Руди відрізняються простим мінеральним складом. Головним рудним мінералом є кіновар, часто зустрічаються антимоніт, арсенопірит, пірит, зрідка – халькопірит, галеніт і сфалерит. Нерудні представлені кварцом, дікітом, карбонатами (сидероплезитом, анкеритом і кальцитом). Знахідки деяких інших мінералів є вельми рідкісними.

За вмістом ртуті (0.094%) руди Микитівського родовища відносяться до бідних; головним хімічним компонентом руд (ртутьвмісних аргілізованих кварцових пісковиків) є кремнезем, у підпорядкованих кількостях присутній глинозем, вміст інших компонентів є незначним. Серед текстур переважають тонкопрожилкові та

вкраплено-прожилкові, зустрічаються масивні і брекчіюві. Структури представлені метаколоїдними, цементацийними, виповнення і взаємних границь.

Навколорудно перетворені породи на Микитівському родовищі тяжіють до зон підвищеної тріщинуватості вздовж великих розломів і в склепінні Горлівської антиклиналі. Потужність метасоматитів, представлених низькотемпературною формацією аргілізитів, як правило, не перевищує кількох десятків метрів, зростаючи до сотень метрів на верхніх горизонтах. У складі метасоматичної колонки встановлена така послідовність зон: вихідний пісковик → зона гідрослюди → зона каолініту → зона донбаситу → зона кварцу. Закономірності будови колонки засвідчують двостадійний процес її формування: після першої стадії кислотного вилугування виникла тричленна колонка з гідрослюдиною зовнішньою, каоліновою середньою і кварцовою внутрішньою зонами. В результаті більш лужної другої стадії утворилися донбасит, карбонати і сульфідні, у тому числі й кіновар.

Поверхневі перетворення виявлені на Микитівському родовищі головним чином уздовж зон дроблення і тріщинних жил. Нижня межа гіпергенезу у цьому випадку знаходиться на глибині 100 м, або навіть 200-250 м, проти 10-20 м у малотріщинуватих ділянках. Розрізняють дві підзони: окиснення (до 50-80 м від поверхні), де встановлені самородна ртуть, стибіконіт, гетит, псиломелан, валентиніт, барит, гіпс, каломель і цементациї (глибина більше за 50-80 м від поверхні) з піритом і марказитом. Розкриття родовища гірничими виробками посилює інтенсивність екзогенного мінералоутворення з переважанням сульфатів та оксидів.

Микитівське родовище відноситься до стратиформного телетермального класу гідротермальної групи ендегенної серії (за класифікацією В.І.Смирнова) і становить собою приклад об'єктів сурм'яно-ртутної, часом з миш'яком, рудної формації.

Загальні запаси ртуті в Донецькому басейні на початок 1996 року (після припинення видобутку руди в 1995 р.) становили 24 672 т, підтверджені (розвідані) – 4 883 т, у тому числі на Микитівському родовищі – 10 717 і 4 555 т, відповідно. Максимальну кількість ртуті на Микитівському комбінаті – 1260 т – було отримано в 1975 р. Світове виробництво ртуті у 2001 р. становило близько 1400 т, тобто запаси Микитівського й інших родовищ Донбасу і потужності ртутного комбінату порівняні з потребами світової промисловості. Однак, скорочення попиту і падіння цін на ртуть, її шкідливість і небезпечність у використанні й зберіганні обумовлюють проблематичність як нарощування запасів окремих родовищ, так і розвитку ртутно-рудної сировинної бази в цілому.

До того ж геолого-промислового типу належить **Костянтинівське родовище** в зоні Центрально-Донбаського розлому, яке за структурними особливостями подібне до Микитівського, а за мінеральним складом – до Слов'янського родовища. Від першого воно відрізняється набагато меншим вмістом мінералів сурми й миш'яку, значною кількістю карбонатів, які різко переважають над кварцом. Зруденіння представлене гніздами, штокверками, жилами, розміщеними в зонах дроблення і системах оперяючих тріщин. Текстура руд переважно прожилкова, зрідка відзначаються вкраплені, плямисті, брекчіюві і петельчасті текстури. Руди приурочені до аргілізитів, де виділяються гідрослюдиства, дикітова і кварцова зони. Руди монометальні, вміст ртуті 0.1-0.7% (середнє 0.2-0.4%), іноді до 1.2-2.7%. Запаси ртуті дорівнюють 2 тис т за середнього вмісту 0.2%, прогнозні ресурси – 1 тис т.

Телетермальний карбонатний тип представлений *Докучаєвським проявом* у зоні Південно-Донбаського глибинного розлому. Ртутна мінералізація була встановлена в кар'єрах Східно-Доломітового рудника в 1966 р. Вона приурочена до нижньої частини карбонатної товщі світи  $S_1^1$  турнейського ярусу. Ртутні прояви локалізовані в доломітах і доломітизованих вапняках, де також розвинені карстові порожнини, заповнені глинами палеогену з епігенетичною кіноварною мінералізацією. Ртутна мінералізація приурочена до Волноваського скиду, у лежачому боці якого породи інтенсивно змінені. Рудовміщуючі вапняки відрізняються підвищеною тріщинуватістю і пористістю, повсюдно відзначаються кальцитизація і доломітизація, скварцування і дикітизація, часто зустрічаються флюоритизація і бітумінізація порід. Серед рудних мінералів найбільше поширена кіновар, рідко зустрічаються пірит, халькопірит, галеніт, сфалерит. Кіновар утворює вкрапленість і прожилки в кальцитових і кварцових жилах. В асоціації з нею присутні доломіт, кальцит, кварц, дикіт, флюорит, барит, бітуми.

Вміщуючі ртуть сульфідні родовища представлені Михайлівським золото-піритовим проявом у склепінневі частині Ольховатської антиклиналі Донбасу, де підвищений вміст ртуті характерний для золотоносного піриту (0.003-0.01%); Єсаулівським срібно-поліметалічним родовищем у Нагольному кряжі, сфалерит якого вміщує 0.02-0.03% ртуті.

**Ртутоносне вугілля** в Донбасі розповсюджене достатньо широко: Микитівське рудне поле, Нагольний кряж, Північна антиклиналь та ін. Прояви ртуті приурочені до відкладів середнього карбону, де вміст ртуті часто сягає 0.001-0.003%. Ртуть концентрується переважно в піриті (в середньому 0.008%), іноді пов'язана з епігенетичним кальцитом, а інколи знаходиться у вигляді ртутьорганічних сполук і пилюватої вкрапленості.

**Солянокупольні ртутно-бітумні** прояви відомі в ДДЗ, в межах Самаро-Торецького металогенічного району, де пов'язані з солянокупольними структурами: Слов'янське родовище, Бантишівський, Троїцький, Петрівський, Корульський, Новодмитрівський, Степківський, Лозовенківський та ін. прояви.

**Слов'янське родовище** розміщене в межах однойменної антиклиналі, яка складена соленими відкладами девону. Виділяється ряд діапирів, які проривають доверхньопермські (Адамівський) чи допалеогенові (Бугаївський) утворення. Ртутне зруденіння приурочене до діапирової брекчії соляного штока, піщано-аргілітових вугленосних утворень верхнього карбону, вапняків пермі і теригенних порід дронівської світи поблизу лежачого контакту Південного скиду і представлене стовпоподібним штокверком з вкрапленими, прожилково-вкрапленими, зрідка масивними рудами. Вміст ртуті складає 0.08-0.4%. Ртутне зруденіння приурочене до центральної зони розвитку свинцево-цинкової мінералізації. В дронівській світі локалізоване і уранобітумне зруденіння, представлене 11 пластовими покладами з високим вмістом урану (до 2-3%).

Виділяються три стадії мінералізації: 1) поліметалічна (карбонати, пірит, марказит, сфалерит, галеніт, рідкісні кварц, блякла руда, халькопірит, флюорит, тунісит); 2) уранобітумна (ураноносні та безуранові бітуми, кальцит, монтморилоніт, настуран, кофінит, пірит, марказит, йордизит, молібденіт та ін.) і кіноварна (кіновар, метацинабарит, анкерит, кальцит, іноді пірит, брункит, кварц, давсоніт); 3) післярудна (ювеліт, сидерит, кальцит, анкерит, целестин, барит, гіпс, галіт, самородна сірка). Характерні вкраплені текстури руд, часто – гніздові чи плямисті, інколи – смугасті. Прогнозні ресурси ртуті оцінюються в 17 тис т.

**Вулканогенна карбонатно-аргілізитова формація** розвинена в Закарпатті, де представлена родовищами ртутних прожилково-вкраплених руд, пов'язаних з неогеновими вулканічними породами. Виділяється кілька мінеральних типів: кіноварний (родовища Боркут і Великий Шаян Вишківського рудного поля; Кам'яний Кар'єр, Мале – Оленівського рудного поля); кіновар-галеніт-сфалеритовий (родовища Грендеш, Марангош і Рівне Вишківського рудного поля), кіновар-реальгаровий (Монастирський, Малоуглянський, Підпогарський, Підкам'яний, Лужанський прояви Мармароської зони Внутрішніх Карпат; Драгочевський, Кричевський, Великоуглянський, Вульховицький – Пенінської зони), кіновар-реальгар-антимонітовий (прояви Чернооголове, Сойми в Зовнішніх Карпатах).

**Родовище Боркут** розташоване в приконтактовій частині Варгедської інтрузії кварцових діорит-порфіритів. Виділяються чотири групи рудних тіл: згідні (локалізовані в туфах, вміст ртуті низький), січні (приурочені до розломів, вміст ртуті коливається від 0.28 до 36%), контактні (локалізовані в ендоконтакті інтрузії) і складні. Навколорудні метасоматити представлені аргілізитами. Основний мінерал рудних тіл – дрібнокристалічна (0,02-0,005 мм) кіновар, іноді з реліктами метацинабариту, зустрічаються марказит і пірит, часом галеніт. З жильними і приконтактовими рудами пов'язані тверді (керит, асфальт) і рідкі бітуми. Текстури руд вкраплені, смугасті, масивні, прожилкові, плямисті, брекчієві і вивонення відкритих порожнин. Родовище відпрацьоване, вилучено близько 800 т ртуті.

**Родовище Кам'яний Кар'єр** розташоване у центральній частині Оленівського рудного поля поблизу однойменного радіального розлому. Ртутне зруденіння утворює гнізда і рудні тіла (0.2-6 м) неправильної форми в експлозивній брекчії Синяцького палеовулкану. Основний рудний мінерал – кіновар, з жильних мінералів зустрічаються кварц і кальцит, присутні тверді чорні і бурі бітуми (клас асфальтів) і кристалічні „органічні” мінерали – кертисит і карпатит, рідкісні метацинабарит і марказит, сфалерит, галеніт і барит.

**Родовище Грендеш** представлено серією зближених мінералізованих тріщин північно-східного напрямку в екзо- і ендоконтактах однойменного інтрузивного тіла. Зруденіння представлено двома типами – поліметалічним і ртутним, зустрічаються також ртутно-поліметалічні руди. Поліметалічна мінералізація представлена піритом, марказитом, сфалеритом, галенітом, кіновар'ю, зрідка зустрічаються халькопірит; жильні мінерали – карбонат і кварц. Головні мінерали ртутних руд: кіновар, марказит; рідше метацинабарит; нерудні – кальцит, каолінит, гірський кришталь, тверді бітуми. У складі ртутно-поліметалічних руд переважає кіновар, часто зустрічаються галеніт, сфалерит, пірит, марказит, рідко – піротин і халькопірит. Відомо 15 тріщинних рудних тіл, розміри яких як за простяганням, так і за падінням не перевищують перших десятків метрів, а потужність – 1 м. Родовище характеризується вертикальною зональністю: на верхніх горизонтах поширені кіноварні руди з марказитом, кількість якого з глибиною помітно знижується, на середніх руди представлені кіновар'ю з галенітом, сфалеритом і піритом, а нижче поширена дуже бідна поліметалічна мінералізація – сфалерит, галеніт і пірит. З глибиною зростає вміст міді і молібдену. За запасами родовище відноситься до дрібних об'єктів.

**Монастирський рудопрояв** розміщується в зовнішній частині Мармароської зони, приурочене до ділянок дроблення і зім'яття в піщаниках і конгломератах палеогену. Мінералізація представлена гніздами і прожилками в межах січних рудних тіл субмеридіонального і північно-західного напрямку. Головними рудними мінералами є кіновар, метацинабарит, реальгар, марказит. Мінералізовані зони мають потужність перші дециметри, за простяганням простежуються на перші десятки метрів. Розподіл мінералізації нерівномірний, середній вміст ртуті 0.15-0.20%.

**Лужанський рудопрояв** розташований у зовнішній частині Мармароської зони. Зруденіння представлено вкрапленістю і примазками кіноварі в тріщинах зони дроблення діабазів і палеогенового фліша. Вміст ртуті досягає 1.7%. Мінералізація представлена кіновар'ю, метацинабаритом, марказитом, гірським кришталем, давсонітом.

Прояви кіновар-реальгар-антимонітового типу не мають промислового значення.



## 3.9. СУРМА

### 3.9.1. Загальні відомості

Сурма (від турецького "сюрме" – натирання, чорніння брів) – хімічний елемент V групи періодичної системи Менделєєва, хімічний символ Sb, атомний номер 51, атомна вага 121.75. В природі зустрічаються два стабільних ізотопи сурми  $^{121}\text{Sb}$  і  $^{123}\text{Sb}$ , з яких перший переважає за кількістю. Крім цього відомо ще понад 20 штучних радіоактивних ізотопів.

Сурма відома з доісторичних часів – у стародавньому Вавілоні за 3 тис р. до н.е. з неї виготовляли посуд. Найпоширеніший мінерал сурми  $\text{Sb}_2\text{S}_3$  (сурм'яний блиск) використовувався у косметиці для фарбування брів і вій у чорний колір. Греки називали його  $\sigma\tau\acute{\iota}\mu\acute{\iota}$  чи  $\sigma\tau\acute{\iota}\beta\acute{\iota}$ , а римляни – stibium; згодом у XV чи XVI столітті, німецький алхімік, відомий під псевдонімом Василій Валентин, назвав мінерал antimonium від грецького  $\alpha\upsilon\tau\epsilon\mu\omicron\nu$  – квітка, за характерним виглядом зростків голчастих кристалів; можливо, з іншого боку, термін запозичений з арабської мови.

У природному стані сурма – сріблясто-білий блискучий метал. Температура плавлення  $630^\circ\text{C}$ , кипіння –  $1634^\circ\text{C}$ , густина –  $6.7 \text{ г/см}^3$ . В сполуках сурма має ступінь окиснення +3, +5 і –3. Кларк –  $5 \cdot 10^{-5}\%$ , коефіцієнт концентрації 100 000. Більшість геологів схильні вважати, що сурма, як і ртуть, має ювенільне підкорове походження і надходить у верхні зони земної кори за глибинними розломами. В зоні окиснення первинні сульфіди сурми переходять у вохри.

Всього відомо 75 природних мінералів сурми. Найважливішим у практичному відношенні мінералом є антимоніт  $\text{Sb}_2\text{S}_3$ ; використовуються також берт'єрит  $\text{FeSb}_2\text{S}_4$ , гудмундит  $\text{FeSbS}$ , тетраедрит  $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ , джемсоніт  $\text{Pb}_4\text{FeSb}_6\text{S}_{14}$ , буланжерит  $\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$ , бурноніт  $\text{CuPbSbS}_3$ , надорит  $\text{PbSbO}_2\text{Cl}$  і гіпергенні валентиніт  $\text{Sb}_2\text{O}_3$ , сенармонтит  $\text{Sb}_2\text{O}_3$ , сервантит  $\text{Sb}_2\text{O}$ , кермезит  $\text{Sb}_2\text{S}_2\text{O}$ , стибіконіт  $\text{Sb}_3\text{O}_6$  (ОН) та інші.

Родовища сурми формувалися протягом пізньої стадії геосинклінального етапу, тектономагматичної активізації платформ та областей завершеної складчастості. Найбільші родовища сурми приурочені до утворень альпійської металогенічної епохи, об'єкти каледонського і давнішого віку не зустрічаються.

### 3.9.2. Галузі використання і вимоги до сировини

Найважливішою якістю сурми, яка й обумовлює її широке застосування у промисловості, є здатність утворювати сплави з багатьма металами, у тому числі з лужними і лужно-земельними. Металічна сурма крихка і застосовується для отримання різноманітних (близько 200) сплавів підвищеної твердості з антикорозійними властивостями: твердого свинцю (гартблею), типографського металу, підшипникового металу (сплав сурми з оловом, свинцем і міддю – бабіт), британського чи білого металу (сплав олова з сурмою і невеликою кількістю міді). Сполуки сурми широко використовуються в гумотехнічній, лакофарбовій, медичній, піротехнічній промисловості, у виробництві напівпровідників тощо.

Сурму отримують з сурм'яних, ртутно-сурм'яних і золото-сурм'яних руд, попутно – з поліметалічних, олов'яних і вольфрамівих руд шляхом або безпосередньо металургійної обробки, або збагаченням з наступним металургійним переділом. Схема обробки визначається вмістом сурми в рудах і технологічними можливостями підприємств. В залежності від марки сурм'яних концентратів вміст сурми в них повинен бути не менш чим 30%, шкідливих домішок (% не більше): миш'яку – 0.25, міді – 0.03, свинцю – 0.08, вологи – 5.

Багаті руди містять понад 5%, рядові – 2-5%, бідні – менше від 2% сурми. До унікальних відносяться родовища, які містять понад 100 тис т металу (Гравелот у ПАР), великих – 30-100 тис т, середніх – 10-30 тис т і дрібних – менше 10 тис т.

### 3.9.3. Економічні відомості

На початок XXI ст. світові ресурси сурми становили 7.6 млн т (найбільше в Китаї); загальні запаси – 5.7 млн т, підтверджені запаси – 4.3 млн т. Найбільші запаси зосереджені в Китаї (51%), Таджикистані (10%), Росії (8%), Болівії (6%), Таїланді (6%). Сумарний обсяг видобутку сурми з 1996 до 2000 року скоротився з 160 тис т до 116 тис т. Ціна металічної сурми впала на західноєвропейському ринку з 3741 \$/т у 1995 р. до 1429 \$/т у 2000 р. Скорочення виробництва і падіння цін пов'язане з перевиробництвом сурми в Китаї і нерегульованим її надходженням на світовий ринок.

### 3.9.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

Виділяється чотири найважливіших типи родовищ сурми: плутоногенний гідротермальний (з кварц-шеєліт-антимонітовим і кварц-полісульфідним підтипами); вулканогенний гідротермальний (з підтипами полісульфідним сурмавмісним і травертиновим сурм'яним підтипами); стратиформний телетермальний сурм'яно-ртутний прожилково-вкраплений; телетермальний джаспероїдно-антимонітовий і кварц-золото-антимонітовий.

**Плутоногенний тип** представлений двома рудними формаціями: кварц-шеєліт-антимонітовою (часом вміщує золото) і комплексною кварц-полісульфідною, що містить сурму, миш'як, золото, срібло, вольфрам,

мідь, свинець і цинк. Родовища першої з них залягають в алюмосилікатних породах (пісковиках, глинистих і метаморфічних сланцях, гнейсах) і контролюються розломами, зонами дроблення і тріщинуватості. Рудні тіла – кулісоподібні системи протяжних жил, складених антимонітом і кварцом, а також другорядними берт'єритом, гундмундитом, піритом, арсенопіритом, хлоритом, серицитом і сидеритом. Відомі в Росії (Сарилах в Якутії та Роздольненське й Удерейське в Красноярському краї), Чехії (Пезинок), ПАР (Гравелот), Туреччині (Ездемір), Таїланді (Ротбурі), Австралії (Блю-Снек), Болівії (Чилкобія), Мексиці (Техокатес).

Родовища комплексної формації розташовані в теригенних, інколи карбонатних породах і в гранітоїдах. Форма покладів жильна, трапляється також штокверкова, трубо- і лінзоподібна. Мінеральний склад дуже різноманітний. Розрізняють об'єкти шеєліт-золото-антимонітові (Восі в Китаї), вольфраміт-кіноварні (Барун-Шівея в Забайкаллі, Росія; Сіань у Китаї), антимоніт-аргентит-галеніт-сфалеритові (Саншайн у США) і каситерит-антимонітові (Сари-Булак в Центральній Азії).

**Вулканогенні гідротермальні родовища сурми** формуються в областях молодого і сучасного вулканізму у зв'язку з андезитовими і ріолітовими вулканітами. Рудні тіла – розгалужені жили, штокверки, трубо-, лінзо- і грибоподібні поклади. Руди монометальні сурм'яні або комплексні миш'яково-сурм'яні, сурм'яно-срібні і сурм'яно-олов'яні. Головний рудний мінерал – антимоніт; навколожилні перетворення представлені метасоматитами аргілізованої формації. Родовища цієї формації відомі в Румунії (Бая-Маре, Бая Сирне), Туреччині (Тьокгьор, Акдашанайя Дерє), Алжирі (Хаман Н'Байль, Хамінат), США (Іелоу-Пайн).

**Стратиформні родовища** характерні для міогеосинклінальних зон і платформ і тяжіють до карбонатних товщ, переkritих сланцями. Вони часто контролюються пологими брахіантикліналями, ускладненими насувами і крутими розломами; в шарнірних ділянках утворюються потужні міжформаційні поклади скварцованих вапняків – джаспероїдів, з пласто- і лінзоподібними рудними тілами у верхній частині розрізу під сланцевим екраном. Стратиформні родовища відносяться до кварц-флюорит-антимонітові формації; руди бувають монометальними сурм'яними або поліметальними сурм'яно-ртутними. Поширені в Таджикистані (Кадамджай, Джижикрут, Терек), Китаї (Сіньюаньшань), Болгарії (Рибново), Італії (Перета), Мексиці (Сан-Хозе).

Згідно з Інструкцією щодо застосування класифікації запасів до родовищ сурм'яних руд (1983), провідними промисловими типами є субзгідний і січний (жильний) для стратиформних (телетермальних) родовищ і контактово-січний для вулканогенних.

### 3.9.5. Родовища України

На території України, точніше в межах Донецького басейну, відомі рудопрояви сурми і, набагато більше, комплексні сурм'яно-ртутні рудопрояви і родовища. Останні розташовані в Микитівському рудному полі й описані частково в розділі "Ртуть". З економічної точки зору, як об'єкти промислової розробки сурм'яних руд ні ті ні інші суттєвого значення не мають. Правда, ще в 1932 році Ф.Абрамов та ін. зазначали, що на кожні 3 т ртуті, яка вилучається з руд Микитівського родовища, припадає 2 т сурми, котра потрапляє разом з огарками виробництва ртуті у відвали. Сурм'яно-ртутні і сурм'яні об'єкти приурочені до осадоної товщі середнього карбону і є гідротермальними. Сурм'яні прояви відносяться до кварц-флюорит-антимонітової рудної формації.

Характерним і єдиним проявом власне сурм'яних руд є антимонітова жила на **Вірівській прояві**. Прояв розташований в північно-західній частині Ольховатсько-Волинцівської антикліналі, котра є частиною Головної антикліналі Донбасу і на північному заході кулісоподібно поєднується з Горлівською антикліналлю. Антимонітова жила була виявлена в 1957 р. геологом І.Сафошкіним у чагарницьких пісковиках північного крила антикліналі. Рудне тіло тяжіє до зони тріщинуватості в склепінні складки, порушеного повздовжніми, поперечними і діагональними диз'юнктивами.

Осадочні породи поблизу тектонічних порушень скварцовані, каолінізовані і піритизовані. Антимонітова мінералізація концентрується в круто падаючій (65-90°C) на північний захід діагональній тріщині, що супроводжується зоною дроблення пісковиків потужністю до 4 м. Антимоніт утворює жильні галузисті виділення неправильної форми потужністю від 5 до 15 см, кірки на площинах притирання з ознаками ковзання, а також включення і невеликі гнізда серед роздроблених пісковиків. Мінерал цілком заповнює жилу і часом супроводжується кварцом, дікітом, серицитом, гідроксидом заліза і сурм'яними вохрами. Як правило, він утворює мономінеральні агрегати скріплених між собою жердинчастих, пластинчастих, голчастих або сплутано-волокнистих кристалів чи суцільних масивних дрібнозернистих виділень. Можна спостерігати дві генерації антимоніту. Індивіди, що відносяться до першої з них, деформовані внаслідок тектонічних причин; під мікроскопом помітні вигнуті й розірвані полісинтетичні двійники з ознаками перекристалізації. Антимоніт другої генерації утворює тонкоголчасті недеформовані кристали в тоненьких тріщинках пісковиків.

За походженням Вірівський рудопрояр сурми, як зазначалося, гідротермальний телетермальний і відноситься до власне сурм'яного мінерального типу, а за структурними особливостями до січного (жильного) типу. Запаси на рудопрояр не підраховувалися, ресурси не оцінювалися. У практичному відношенні він, скоріш за все, неперспективний.

## 3.10. ВІСМУТ

### 3.10.1. Загальні відомості

Вісмут (Bi) – це хімічний елемент V групи періодичної системи Менделєєва, атомний номер 83, атомна маса 108.980. Природний вісмут складається з одного стабільного ізотопу  $^{209}\text{Bi}$ , з радіоактивних ізотопів найважливішим є  $^{210}\text{Bi}$ .

Вісмут – сріблясто-сірий метал з рожевим відтінком, густиною  $9800 \text{ кг/м}^3$ ,  $t_{\text{пл.}} 271.3^\circ \text{C}$ ,  $t_{\text{кип.}} 1564^\circ \text{C}$ . За кімнатної температури є крихким, при температурі  $120\text{-}150^\circ\text{C}$  ковкий. Характерна низька теплопровідність і високі діамантні властивості. На повітрі слабо окиснюється, має яскраво виражені основні якості, ступінь окиснення +2, +3, +5, особливо в лужному середовищі. Кристалохімічно близький до свинцю, сурми, телуру; характерні природні сполуки з сіркою, селеном і телуром. Легко розчиняється в кислотах, мало – в концентрованих лугах.

Кларк вісмуту в земній корі дорівнює  $1.7 \cdot 10^{-5} \%$ . Найбільше збагачені вісмутом кислі породи.

Відомо понад 100 мінералів вісмуту, найголовніше значення з яких мають самородний вісмут, вісмутин  $\text{Bi}_2\text{S}$ , козаліт  $\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5$ , айкініт  $\text{CuPbBiS}_3$ , тетрадиміт  $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$ , телуровісмутит  $\text{Bi}_2\text{Te}_3$ , бісміт  $\text{Bi}_2\text{O}_3$ , бісмутит  $\text{Bi}_2\text{CO}_3\text{OH}$ . В зоні гіпергенезу ці мінерали переходять в гідроксиди і карбонати.

### 3.10.2. Галузі використання і вимоги до сировини

Вісмут використовується в металургії для отримання легкоплавких сплавів зі свинцем, оловом, кадмієм; виготовлення форм для лиття, штампів; у фармацевтії – для знезараження і підсушування; в хімічній промисловості – як каталізатор у виробництві синтетичного волокна; в атомній енергетиці – як рідкий теплоносій і охолоджуючий елемент; електроніці – для виготовлення напівпровідників; скляній і керамічній промисловості – для підвищення коефіцієнта заломлення і виготовлення легкоплавкої емалі. Його також застосовують для виготовлення термометрів і температурних запобіжників.

Із концентратів спочатку вилучають чорновий вісмут, який перетворюють на чистий вісмут за допомогою окиснювального рафінування лужними флюсами, зейгеруванням, сплавлянням з сіркою, зонною кристалізацією в інертних газах та ін.

### 3.10.3. Економічні відомості

Світові запаси вісмуту оцінюються в 110 тис т, а ресурси – 260 тис. т. Найбільшими запасами володіють (тис. т): Китай – 20, Австралія – 18, Перу – 11, Мексика і Болівія – по 10, Японія і США – по 9, Казахстан – 5.

Світове виробництво вісмуту в концентраті дорівнює 3500-4000 т/рік, основні виробники (т/рік): Мексика і Перу (1000-1600), Китай (400-850), Японія (470-550). Головними експортерами металевого вісмуту є Китай, Мексика, Перу і Великобританія (1-2 тис. т/рік).

### 3.10.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

Серед родовищ вісмуту виділяються власні родовища, а також вісмутвмісні руди кольорових і благородних металів, де вісмут є домішкою. Як правило, вісмут знаходиться в рудах у вигляді власних мінералів, інколи – домішки в галеніті чи сурм'яних сульфосолях.

Власні родовища вісмуту рідкісні і невеликі за розмірами, зате є поширеною супутня вісмутова мінералізація в рудах родовищ W, Sn, Mo, Cu, Pb, Au, Co.

Основні світові запаси вісмуту (понад 90%) зосереджені переважно в комплексних свинцево-цинкових, мідно-колчеданних, молібден-вольфрамових, золото-мідних, оловорудних родовищах, де він є супутнім компонентом (0.001-01%) і знаходиться у вигляді ізоморфної домішки чи мікрочлеників власних мінералів.

Власне вісмутіві родовища (миш'яково-вісмутіві, нікель-кобальт-вісмутіві, мідно-вісмутіві) відіграють незначну роль, хоча якість руд в них значно вища і середній вміст вісмуту сягає понад 0,2%.

За походженням виділяються дві крупних групи родовищ родовища вісмуту: ендегенні та екзогенні.

Головним типом **ендогенних** родовищ є **післямагматичні**, пов'язані з гранітоїдними комплексами за ключних фаз розвитку геосинкліналей (орогенні комплекси), або комплексами зон активізації. В них вісмут зустрічається в грейзенових, скарнових та інших високотемпературних родовищах вольфраму, олова, міді, золота, поліметалів, наприклад, грейзеново-вольфрамітові родовища Казахстану, Забайкалля, КНР; скарново-шеєлітові – Далекого Сходу Росії (Восток-2), Кореї (Сан-донг), скарново-мідні – США, скарново-поліметалічні – Далекого Сходу Росії (Дальногірський рудний район), оловосульфідні – Болівії (Тасна, Караколес, Есморака), мідно-золоторудні – Австралії (Теннант-Крік, Уоррего, Джуно), мідні і свинцеві – Японії, поліметалічні – Перу (Серро-де-Паско).

За масштабами родовища поділяються на дрібні – менше 1 тис т вісмуту, середні – 1-4 тис т, великі – 4-10 тис. т і унікальні – більш 10 тис. т (Серро-де-Паско в Перу – 20 тис. т; Коміока в Японії – 10 тис. т; Уоррего в Австралії – 10 тис. т); Куроко в Японії – 8 тис. т).

Екзогенні родовища виникають за умови руйнування корінних, коли виникають невеликі елювіальні, делювіальні і делювіально-алювіальні розсипи.

### 3.10.5. Родовища України

В Україні немає власних родовищ вісмуту, вісмут імпортується з Казахстану (8-8.5 т/рік). Вісмутова мінералізація тут встановлена у вигляді мінералів (самородний вісмут, вісмутин, телуриди вісмуту, мальдоніт) в золоторудних проявах УЩ, де в перспективі вісмут може видобуватися як супутній компонент; в рідкісно-метальних проявах Середнього Побужжя (Савранське і Станкуватське) і Волині (Прутівське), де відзначаються ознаки миш'яково-вісмутного і нікель-кобальт-вісмутного зруденіння; молибденових проявах Суццано-Пержанської зони (Вербинське, Устинівське), а також в рудопроявах Східного Приазов'я (Кичиксу). Підвищений вміст вісмуту (до 0.001%) встановлений в кварцових прожилках південного борту Алферівської синкліналі (Верхівцевська ЗКС), а також у вторинних кварцитах за ультраосновними породами з сульфідною кобальт-нікелевою мінералізацією центральної частини синкліналі (до 0,02%), де, крім того, виявлений вісмутин.

#### Література до розділу 3 “Кольорові метали”

1. Бакаржієв А.Х., Макаренко М.М., Польской Ф.Р., Шумлянський В.О. Перспективи видобутку міді в Україні геотехнологічними методами // Мідь Волині. Наукові праці ІФД. К.: Знання України, 2002. С. 64-74.
2. Бухарев В.П., Полянський В.Д. Новий рудопрояр молибденіту в північно-західній частині Українського щита. // ДАН УРСР. Сер.Б. - 1983. - № 12. - С. 9-12.
3. Вісмут. Справочник для геологов. Вып. 28. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 37 с.
4. Галий С.А., Есипчук К.Е., Когут К.В., Кондратенко П.А. Вербинское месторождение молибдена (северо-запад Украинского щита): петрография, минералогия, условия формирования. // Мин.журн. – 2000. – Т. 22. – № 4. – С. 73-83.
5. Глазковский А.А. Оценка месторождений при поисках и разведке. Никель. М.: Геолтехиздат, 1963. 280 с.
6. Иванов В.Н., Козар Н.А. Вольфрамовое оруденение докембрийских кратонов // Мін.ресурси України, 2004. № 2. С. 11-15.
7. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям оловянных руд. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 43 с.
8. Кобальт. Справочник для геологов. Вып. 55. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 51 с.
9. Костенко Н.М. Геология никеленосных гипербазит-базитовых комплексов северо-западной части Украинского щита: Автореф.дис....канд.геол.-минералог. наук. К., 1991. 20 с.
10. Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Груба В.И. Минералогия Донецкого бассейна. Ч.1. К., 1975. 254 с.
11. Ларичкин В.А. Промышленные типы месторождений редких металлов (олова, вольфрама, молибдена). М.: Недра, 1985. 175 с.
12. Металіді В.С., Кондратенко П.А., Парфенюк В.О. Молибденові руди України. // Мін. ресурси України. – 1998. - № 1. - С. 10- 12.
13. Металлогения ртути. М.: Недра, 1976. 255 с.
14. Методические указания по перспективной оценке оруденения цветных и редких металлов при геологической съемке и поисках. Никель, Кобальт. К.: Мингео УССР, 1975. 105 с.
15. Методические указания по производству геолого-разведочных работ. Вып. X. Разведка месторождений меди, свинца и цинка. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 136 с.
16. Минерализация олова, вольфрама и молибдена в Украинском щите. – К.: Наук.Думка,1986.-212 с.
17. Михайлов В.А., Шунько В.В.. Новый тип молибденовой минерализации Украинского щита // Доповіді НАН України. – 2002. – № 6. – С. 137-140.
18. Михайлов В.А., Шунько В.В., Михайлова Л.С. Структурный контроль молибденової мінералізації Східного Приазов'я // Мін.ресурси України. – 2003. – № 2. С. 11-13.
19. Мінерально-сировинна база чорних та кольорових металів. Стан та перспективи. Нікель і кобальт // Матеріали наук.-техн. наради. К., 2002. С. 28-31.
20. Никель (Геолого-экономический обзор). К.: Геоинформ, 1998. 49 с.
21. Перельман Ф.М., Зворыкин А.Я. Кобальт и никель. М.: Наука, 1975. 215 с.
22. Родионов С.М. Металлогения олова Востока России: Автореф.дис....доктора геол.-мин.наук. М., 2003. 55 с.
23. Ртуть. Справочник для геологов. Вып. 34. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 29 с.
24. Свинец и цинк (Геолого-экономический обзор). К.: Геоинформ, 1998. 123 с.
25. Скоржинский В.И. Эндогенная металогения Донецкого бассейна. К.: Наукова думка, 1973. 200 с.
26. Сурьма. Справочник для геологов. Вып. 17. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 44 с.
27. Шумлянський В.А. Литогенез і гіпогенез рудообразования. Наукові праці ІФІ. К., 1994. 75 с.
28. Шумлянський В.А., Приходько В.Л., Жикаляк Н.В., Загнитко В.Н. Основные геолого-промышленные типы медных месторождений Украины // Мідь Волині. Наукові праці ІФД. К.: Знання України, 2002. С. 93-111.

## РОЗДІЛ 4. БЛАГОРОДНІ МЕТАЛИ

### 4.1. ЗОЛОТО

#### 4.1.1. Загальні відомості

Золото – хімічний елемент I групи періодичної системи Менделєєва, м'який ярко-жовтий важкий метал. Золото розсіяне в земній корі, де його кларк складає 0.0035 г/т, найбільший вміст золота зафіксовано в мафічних і ультрамафічних породах (до 0.03-0.1 г/т), що свідчить про сидерофільність і мантієне походження золота. У природі зустрічається головним чином у вигляді *самородного золота*, а також твердих розчинів з різноманітними металами: сріблом (*електрум*), міддю (*купроаурит*), вісмутом (*бісмутаурит*), родієм (*родит*), іридієм (*ірааурит*), платиною (*платинисте золото*). Крім цього відомі телуриди золота (*калаверит* та *монтбрейт*), сульфід золота та срібла (*утенбогардит*), а також золотовмісні телуриди та сульфідні.

Самородне золото є членом мінерального ряду золото – срібло із змінною кількістю останнього, аж до золотистого срібла (*кюстеліт*) і чистого срібла, часто з домішками Cu, Fe, Mn, Pb, Bi, Sb, Hg, Te, Se, Pt, Ir та ін. Кристалізується в кубічній сингонії, тому характерною формою кристалів є октаедри, кубооктаедри, ромбічні додекаедри та ін. Зустрічаються також тонкопластинчасті, волосоподібні, видовжені форми, а для приповерхневих малоглибинних родовищ – дендритоподібні форми. Переважають тонкодисперсні та дрібні (0.01-4 мм) частки золота, інколи зустрічаються самородки золота (понад 1-5 г), найкрупніші з яких були знайдені в Австралії (“Плита Холтермана” – 93.3 кг, “Приємний незнайомиць” – 59.7 кг, “Бажаний гість” – 68.1 кг).

Світовий потенціал ресурсів золота, який оцінюється в 100 тис т металу, головним чином зосереджений у чотирьох великих групах родовищ:

- палеорозсіпні родовища в метаморфізованих золотоносних і уран-золотоносних конгломератах докембрію (Вітватерсранд, Тарква, Жакобіна та ін.) за різними оцінками містять від 30 до 40% світових запасів;
- золоторудні родовища різних морфогенетичних типів у докембрійських зеленокам'яних поясах (ЗКП) – від 10 до 20%;
- золоторудні і золотовмісні родовища різних морфогенетичних типів у фанерозойських складчастих поясах, у тому числі в тектонічно активних континентальних окраїнах, структурах активізації, вулканічних поясах і ін. (Хішікарі, Келан, Поргера, Лепанто, Фортитюд, Мак-Кой, Кав, Андоколло та ін.) – від 20 до 40%.
- молоді і сучасні розсіпні родовища (Канада, Аляска, Чукотка й ін.) – від 10 до 20%;

#### 4.1.2. Галузі використання та вимоги до сировини

Цінність золота визначається в першу чергу його роллю світового грошового еквіваленту, що обумовлює стабільність національних валют, хоча завдяки унікальним фізико-хімічним властивостям (найбільшими серед інших металів пластичністю й ковкістю, виключній хімічній інертності, низькому ступеню окиснення та ін.) золото широко використовується в ювелірній галузі, електроніці, космічній та авіаційній промисловості, медицині тощо. Як правило, в техніці золото використовують у вигляді сплавів з іншими металами. Зокрема, золото використовується як покриття в авіації та космічній техніці, виготовлення електричних контактів і деталей провідників, в радіоапаратурі.

Основний метод отримання золотовмісного концентрату – гравітаційний, а вилучення золота – амальгамація (розчинення металічною ртуттю з наступною відгонкою ртуті), хлорування (хлор пропускається через рудний концентрат, надалі хлорид золота вимивається водою), вилуговування ціанідами (обробка концентратів розчином NaCN, золото переходить до розчину, далі виділяється звідти під дією металічного цинку).

#### 4.1.3. Економічні відомості

Вважається, що за весь час видобування з надр Землі вилучено 133 тис т золота, причому більше половини – у XX сторіччі, а запаси золота тільки у відомих родовищах оцінюються в 100 тис т. У зв'язку з підвищенням вартості золота до 400 дол./унц. у 80-і і на початку 90-х років, його видобуток перевищував 2000 т/рік. Найбільшими золотодобувними країнами є ПАР, США, Австралія, Китай, Канада і Росія, причому за останні роки XX століття Китай з шостого місця перемістився на четверте, ПАР різко знизила видобуток золота (приблизно на третину), а групу лідерів впевнено наздоганяють Перу й Індонезія, які значно збільшили видобуток золота (табл. 4.1).

Найкрупніші родовища золота, що розробляються, розташовані переважно в кількох країнах: США, Канаді, ПАР, Австралії, Індонезії, Перу, Гані та ін.: Грасберг, Індонезія (у 1998 р. видобуто 88 т золота), Мурунтау, Узбекистан (57), Карлін, США (49), Драйфонтейн, ПАР (47), Бетс-Пост, США (47), Клуф, ПАР (43), Янакоха, Перу (42), Кортес, США (35), Грейт-Нолігва, ПАР (33), Твін-Крикс, США (29), Обуасі, Гана (28), Мейкл, США (26), Рандфонтейн, ПАР (26) та ін.

## Світовий видобуток золота, тонн

Країна	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	2000
ПАР	614.1	619.2	580.2	523.8	497.6	485.0	474.0	430.8
США	329.1	331.0	327.0	317.0	329.3	340.0	346.0	353.0
Австралія	243.5	247.2	254.9	253.5	289.5	304.0	313.0	296.4
Китай	125.0	130.0	132.0	140.0	145.0	157.0	161.0	180.0
Канада	160.4	152.9	146.4	151.0	164.1	161.0	164.0	153.8
Росія	146.0	149.5	158.1	142.1	132.8	120.0	127.0	140.0
Перу	24.2	30.3	46.3	57.7	64.8	71.0	89.0	132.6
Індонезія	40.4	46.2	55.3	74.1	92.1	95.0	139.0	124.6
Узбекистан	70.0	70.0	64.4	63.6	71.0	73.0	81.0	85.0
ПНГ	71.2	60.6	58.6	51.7	51.6	58.0		74.0
Гана	31.0	39.2	44.5	52.2	54.2	57.0	73.0	72.1
Чилі	39.3	40.2	43.3	48.5	56.4	52.0		54.1
Бразилія	85.9	74.2	70.5	62.4	62.5	60.0		
Зімбабве	18.3	18.9	20.5	24.0	24.8		27.0	
Колумбія	32.1	27.5	20.8	21.2	22.1		22.0	
Мексика	9.9	11.1	13.9	20.3	22.0		26.0	
Казахстан	24.0	25.0	26.0	26.0	21.0			
Філіппіни	25.6	21.2	27.1	27.1	20.0		35.0	
Еквадор	12.3	12.5	13.0	15.5	15.0			
Південна Корея	23.3	25.0	12.3	13.4	14.1			
Болівія	4.7	10.4	12.8	14.4	12.5			
Нова Зеландія	10.5	11.2	10.1	12.1	12.5			
Венесуела	7.5	8.9	10.1	7.3	12.0			
Інші країни	102.7	146.8	129.9	150.1	160.1		4348.0	
<b>УСЬОГО</b>	<b>2251.0</b>	<b>2309.0</b>	<b>2278.0</b>	<b>2269.0</b>	<b>2347.0</b>	<b>2403.0</b>	<b>2555.0</b>	

Виділяються групи країн експортерів золота (ПАР, Австралія, Канада, Перу, Чилі, ПНГ, Росія, Бразилія, Гана, Філіппіни, Узбекистан, Зімбабве, Колумбія, Венесуела, Болівія й ін.) та імпортерів (Індія, Японія, Туреччина, Тайвань, Індонезія, Малайзія, Єгипет, Південна Корея, Таїланд, Пакистан, ОАЕ та ін.).

#### 4.1.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

Існує багато класифікацій родовищ золота, які ґрунтуються на генетичних, структурних, геохімічних, мінералогічних, тектонічних, економічних та інших принципах [Івенсен, Левін, 1975; Константинов, 1999; Е.М.Некрасов, 1986; І.Я.Некрасов, 1991; Петровська та ін., 1976; Рожков, 1968; Тимофеевський, 1971; Хомич и др., 1989; Шило, 1977 та ін.]. У радянській геологічній літературі зазвичай виділяли три великі групи золоторудних формацій [Критерии прогнозной оценки..., 1986]: *золотовмісні* (мідно-порфірова, мідно- і поліметалічно-колчеданна, мідно-нікелева сульфідна й ін.); *золотоносних розсіпів*; *власне золоторудні*, серед яких виділяли формації: 1) докембрійських золотоносних конгломератів, 2) золото-кварцову (з формаціями давніх щитів і складчастих областей фанерозою), 3) золото-сурм'яну, 4) золото-сульфідну, 5) золоту-срібну та ін.

В англійській геологічній літературі переважає інший підхід, заснований на геолого-промисловій типізації золоторудних родовищ [Gold Metallogeny..., 1993]. Виділяються родовища:

1. *Архейські жильні*, пов'язані з ЗКП (Голден-Майл, Калгурлі, Гвалія в Австралії; Холлінгер, Керр-Еддісон, Йеллоунайф у Канаді; Кейм-Мотор, Кадома у Зімбабве, Колар в Індії й ін.), подальший їх поділ іде за типом вміщуючих порід (в амфіболітах, основних вулканітах, інтрузіях і т.д.);
2. *Палеорозсіпні*, пов'язані з докембрійськими конгломератами (Вітватерсранд, Тарква та ін.);
3. *Фанерозойських активних континентальних окраїн*, які поділяються на ряд підтипів:
  - 3.1. Епітермальні у вулканічних терейнах (Хішікарі в Японії; Келіан в Індонезії; Ладолам у Папуа Новій Гвінеї (ПНГ) і ін.), за типом мінералізації їх поділяють на високотемпературні жильні, розсіяні, пов'язані з брекчіями і порфірові;
  - 3.2. Пов'язані з інтрузивною діяльністю, серед яких виділяються:
    - порфірові (Лепанто, Санто-Томас, Дізон на Філіппінах; Ок-Тедді в ПНГ; Сулліван у Неваді; Марті в Чилі; Янг-Девідсон у Канаді; Боддінгтон в Австралії);
    - іншого типу, локалізовані в інтрузіях (Зортман-Ландускі в Монтані, Салав в Іспанії; Жилт-Едж в Дакоті; Корі-Коло в Болівії);
    - скарнові (Фортитюд, Мак-Кой у Неваді; Нікель-Плейт у Канаді; Ред-Дом в Австралії; Танксівінг на Філіппінах; Суан у КНДР; Навахаб у Намібії);
    - не-скарнові в карбонатних породах екзоконтактів інтрузій (Барней-Каньон у Юті; Фоллі-Рідж у Дакоті; Кав у Неваді; Кетза-Рівер у Канаді; Тай-Парі в Малайзії; Пурісіма в Перу);
    - штокверки, розсіяна мінералізація і тіла заміщення в не-карбонатних породах екзоконтактів інтрузій (Поргера в ПНГ; Біл у Монтані; Мурунтау в Узбекистані; Андаколло в Чилі; Кеснел-Рівер в Канаді; Маунт-Морган в Австралії);

- у вулканічних брекчіях екзоконтактів інтрузій (Голден-Санлайт у Монтані; Коллосеум у Каліфорнії; Ортіз у Нью Мексико, Кідстон, Маунт-Лейсон в Австралії; Чадбурн у Канаді);
  - жили в ендо- і екзоконтактах інтрузій (Чартерз-Тауерз в Австралії; Тіуї в Марокко; Лос-Мантос-де-Пунітагу в Чилі; Сеговія в Колумбії; Жао-І в Китаї; Массара на Філіппінах); можуть бути поділені на масивні мезотермальні і крустифікаційні епітермальні жили;
- 3.3. Карлін-типу.

Автори пропонують таку морфогенетичну класифікацію родовищ золота, засновану на принципах системності, ієрархічності, однаковості класифікаційних ознак, багаторівневої організації рудних площ і об'єктів і таких критеріях, як тип і морфологія рудних тіл, генетичні і структурні особливості родовищ, тип вміщуючих порід [Михайлов, 2002, 2005]:

I. Ендогенні родовища різних морфогенетичних типів:

- 1.1. *Жильного*, де можна виділити формації: золото-кварцову, золото-срібну, золото-сульфідну, золото-сурм'яну та ін.; за глибиною й температурою рудоутворення тут виділяються епітермальні та мезотермальні родовища, а за вміщуючими породами: родовища, локалізовані в амфіболітах, мігматитах, зеленікам'яних породах, інтрузіях, моласах та ін. (родовища Керр-Едісон, Кон-Жіант, Холлінгер-Мак-Інтайр, Кіркленд-Лейк у Канаді; Нью-Консорт, Пайонір, Альфа-Гравелотт в ПАР; Кейм-Мотор, Глоб-Фенікс, Дальній, Резенде в Зімбабве; Макалдер, Бухемба в Танзанії; Обуасі, Престеа, Кононго, Бібіані в Гані; Кулгарді, Норсман в Австралії; Колар в Індії; Сергіївське, Южне в Україні);
- 1.2. *Розсіяного* (вкрапленого), де також виділяються відповідні різновиди за складом вміщуючих порід, та за мінералого-геохімічними типами руд (Хемло, Малартік, Харкер-Хелювей, Дойон, Бускет, Жіант-Йеллоунайф, Жіант-Дормант, Мадлен Ред-Лейк, у Канаді; Барбрук, Фаревью, Клейн-Летаба в ПАР; Бланкет, в Зімбабве; Кіабакарі в Танзанії; Нторозо, Відінаба в Гані; Яре в Кот-д'Івуар; Леро в Гвінеї; Зяма в Малі; Купела в Буркіна-Фасо; Калгурлі, Йілгарн в Австралії; Балка Золота, Майське, Клинецьське, Юріївське, Сурозьке в Україні);
- 1.3. *Стратиформного* (займає проміжне положення між ендогенними та екзогенними родовищами), родовища якого найчастіше приурочені до турбідитів, чорних сланців та СЗФ; як окремий різновид, виділяються родовища Карлін-типу, у виникненні яких найважливішу роль відіграють тектонічні процеси, зокрема, утворення насувів (Люпен, Централ-Патриція, Буфало-Анкерит у Канаді; Шеба, Агнес, Дорін, Естерлінг, Фумані в ПАР; Вубачикве, Вандерер в Зімбабве; Гейта-Майн, Махене в Танзанії; Луло в Малі; Саміра в Нігері; Васса в Гані; Морру-Велью, Рапозос в Бразилії; Норсман в Австралії; Балка Широка в Україні);
- 1.4. *Порфірового* з формаціями: золото-порфіровою, мідно-порфіровою, мідно-молібден-порфіровою (Лас-Троїлус, Хоувей-Хасага у Канаді; Інт'єдугу в Буркіна-Фасо);
- 1.5. *Масивні сульфідні руди* типу Куроко, Бешуї та ін. (Хорн у Канаді)
- 1.6. *Скарнового* з формаціями скарною золоторудною, скарною мідною, скарною залізною (Неворія, Баунті, Марвел-Лох в Австралії; Капітанівське в Україні);

II. Екзогенні родовища, до яких відносяться:

- 2.1. *Палеорозсіпний* тип (Вітватерсранд в ПАР; Тарква в Гані; Рорайма в Гайані; Жакобіна і Моеда в Бразилії);
- 2.2. *Розсіпний тип*, який у свою чергу може бути поділений за умовами утворення розсіпів на алювіальний, пролювіальний, узбережно-морський, та багато інших;
- 2.3. *Залишкові* родовища, до яких відносяться латеритні родовища кори вивітряння давніх комплексів (Іті в Кот-д'Івуар).

Неважно помітити, що типи 1.1-1.3 відносяться до власне золоторудних, а 1.4-1.6 – до золотомісних. Останні незначно розповсюджені в докембрії, але мають велике практичне значення для фанерозойського часу.

Провідними золоторудними формаціями є: золото-кварцова, золото-сульфідна, золото-сульфідно-кварцова, золото-алюмосилікатна, золото-халцедон-кварцова, золото-сульфідно-халцедон-кварцова, золото-карбонат-сульфідна, золото-баритова, золото-барит-сульфідна; мінеральними типами руд: безсульфідний, піритовий, пірит-піротинний, халькопіритовий, сфалерит-галенітовий, магнетитовий, пірит-гематитовий, поліметалічно-телуридний, вісмут-телуридний, вісмут-сульфідний, поліметалічно-сульфосольно-телуридний та ін. За вмістом золота руди поділяються на багаті (10 г/т і вище), рядові (3-10), бідні (2-3) і убогі (нижче 2). За кількістю сульфідів виділяють убого-сульфідні (до 2%), малосульфідні (2-5), помірно-сульфідні (5-20), істотно сульфідні (понад 20) типи руд.

За розміром часток золото поділяється на: велике (70 мкм), дрібне (70-1), тонкодисперсне (1-0,1), субмікроскопічне (0,1-0,001) і мікроскопічне.

Корінні родовища Au за запасами (τ) поділяються на: унікальні – до перших тисяч, дуже великі – понад 400, великі – 100-400, середні – 25-100, дрібні – менш 25; розсіпні: унікальні – понад 50, дуже великі – 5-50, великі – 1-5, середні – 0,5-1, дрібні – менш 0,5.

#### 4.1.5. Родовища України

В Україні встановлені три основні золоторудні провінції: Українського щита з родовищами золота, пов'язаними з глибокометаморфізованими докембрійськими комплексами, Карпатської і Донецької складчастих областей (рис. 4.1). Крім того виділяються давні і сучасні золотоносні розсіпи.



**Рис. 4.1** Схема розміщення родовищ благородних металів України

1 – металогенічні зони; 2 – родовища золота; 3 – золото-поліметалічні родовища

Металогенічні зони: I - Закарпатська; II - Мармароська; III – Суцано-Пержанська; IV – Кірово-Кочерівська; V - Придніпровська; VI - Тальнівська; VII – Первомайсько-Трактемирівська; VIII - Кіровоградська; IX – Верхівцевсько-Сурсько-Чортомлицька; X – Конксько-Білозерська; XI - Нагольчанська

Родовища: 1 – Беганське, 2 – Берегівське, 3 – Мужіївське, 4 – Сауляк, 5 – Майське, 6 – Клинцівське, 7 – Юріївське, 8 – Балка Золота, 9 – Сергіївське, 10 – Южне, 11 – Балка Широка, 12 – Сурозьке, 13 – Журавське, 14 – Гострий Бугор, 15 – Бобриківське

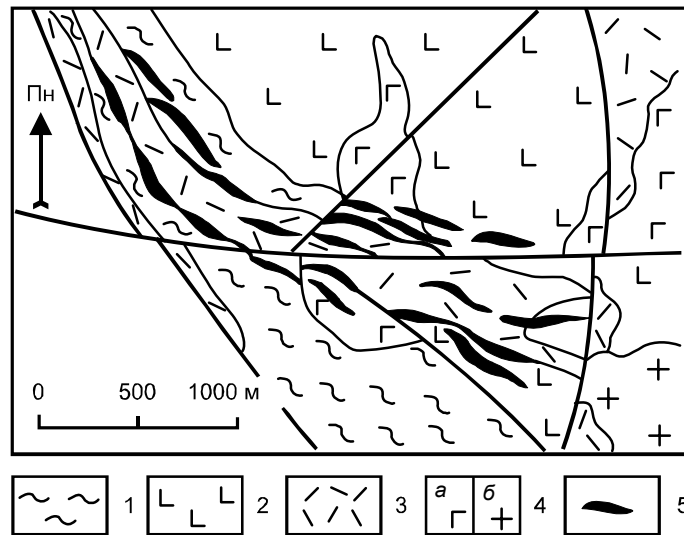
У провінції Українського щита виділяються структурно-металогенічні зони (СМЗ): Придніпровська з родовищами Сергіївським, Балка Золота, Южним (Сурська ЗКС), Балка Широка (Чортомлицька ЗКС); Кіровоградська з родовищами тектоно-метасоматичних зон Клинцівським і Юріївським; Голованівська, де розміщене родовище Майське; Східноприазовська СМЗ, де виявлене Сурозьке родовище (Сорокинська ЗКС) а також Волинська, Подільська, Білоцерківська, Західно-Інгулецька, Криворізько-Кременчузька з непромисловими проявами золота.

У докембрії УЩ виділяються дві металогенічні епохи, найсприятливіші для золоторудної мінералізації: мезоархейська (3.1-2.6 Ga), мінералізація якої пов'язана з ЗКП, і палеопротерозойська тектоно-магматичної активізації (2.1-1.8 Ga).

Родовища мезоархейської епохи розташовані у вулканогенно-осадочних породах ЗКС Придніпровського (Конська, Білозерська, Чортомлицька, Верхівцевська, Бурська, Томаківська, Дерезоватська) і Приазовського (Сорокинська) блоках. Виділяються три основні типи золоторудної мінералізації: 1) золотоносні мінералізовані зони (Солонянське і Сергіївське рудні поля Сурської ЗКС, Алферівське – Верхівцевської, Чкалівське – Чортомлицької); 2) золотоносні кварцові і кварц-карбонатні жили; 3) стратиформна мінералізація в залізистих кварцитах (Алферівське рудне поле Верхівцевської ЗКС, ПЗ частина Сурської ЗКС і ін.). Золоті прояви розташовані в контактних зонах субвулканічних інтрузій плагіогранітів, гранодіоритів, дацитів і зеленокам'яній товщі (Сергіївське, Балка Золота, Южне, Чкалівське); у зонах розсланцювання (Потоцьке, Аполонське, Олексіївське); у залізистих кварцитах (Балка Широка, Кіровське); у кварц-перидотитових і дуніт-піроксеніт-габрових інтрузіях (Грановське, Варварівське). Золота мінералізація представлена зонами тонкої вкрапленості, жилами і штокверками.

**Сергіївське родовище** [Дищук, 2001; Дыщук, 2000; Коваль и др., 1998; Яценко и др., 2000] розташоване в Солонянському рудному полі південної частини Сурської ЗКС, яка складена metabазитами, амфіболітами, алевролітами, залізистими кварцитами сурської світи й аполонівської товщі з численними субвулканічними тілами і дайками метадолеритів і метагабро сергіївського комплексу, плагіогранітів і метадацитів сурського комплексу (3080-2950 млн р.) в зоні перетину Девладівського і Дніпродзержинського розломів (рис. 4.2). Воно контролюється зоною Південно-Сергіївського розлому, де локалізоване субвулканічне тіло гранодіорит-порфірів, що занурюється в північному напрямку під кутом 50-70°. Зруденіння локалізується в зоні розсланцювання як у висячому, так і лежачому боках субвулканічного тіла, найбагатша його частина тягнє до інтенсивно дислокованих ділянок у місцях перетину повздовжніх і поперечно-діагональних зон розсланцювання і дроблення. Вміщаючи породи представлені metabазальтами, метагабро-долеритами, афіровими метадацитами і метагранодіорит-порфірами, перетвореними на різні сланці.





**Рис. 4.2. Структурна схема Сергіївського родовища (за матеріалами [Дышук, 2000; Яценко та ін., 2000])**

1 – сланці з горизонтами кварцитів сурської світи; 2 – метабазальти аполонівської товщі; 3 – метадацити і метаріоліти солонівської світи; 4 – інтрузії габро-діабазів сергіївського комплексу (а), гранітів сурського комплексу (б); 5 – рудні тіла

Виділяються три рудоконтролюючі субширотні зони кварц-карбонат-амфіболових метасоматитів шириною 80-160 м, довжиною 1-1.5 км, часто приурочених до екзоконтактів штоків і дайок кислого складу. Золота мінералізація представлена: 1) кварц-карбонатними прожилками в зонах розсланцювання за метабазальтами з бідною сульфідною мінералізацією; 2) субширотними смугастими і лінзоподібними зонами скварцування за метавулканічними породами з рясною (до 30%) сульфідною вкрапленістю (пірит, піротин, халькопірит); 3) субширотними кварц-карбонат-тремолітовими жилами в зонах амфіболітових метасоматитів; 4) субмеридіональними до північно-північно-західних анкерит-сульфідно-кварцовими жилами. Рудні тіла (близько 20) супроводжуються карбонатизацією, скварцуванням і амфіболовим метасоматозом. Ширина мінералізованих зон всियाчому і лежачого боків (Північний і Південний) від 100 до 200 м. Найбільша концентрація зруденіння відзначається у всियाчому боці, де в зонах кварц-карбонат-тремолітового метасоматозу локалізуються багаті руди. Середній вміст золота в рудах складає 7-8 г/т, співвідношення Au:Ag 1:2.

Найважливіші мінералогічні типи руд: 1) золото-срібло-вісмут-телуриді (Au від 0.5 до 100 г/т): самородне золото, пільзеніт (Au до 4.01%), сульваніт (Au 23.5-24.15%), петцит (Au 23.6-24.9%), пірит (Au до 14 г/т); 2) золото-мідно-молібденові (в скварцованих дайках метабазальтів і плагіогранітів); 3) золото-сульфідний стратиформний в горизонтах кварцитів (Au 1-3 г/т), золото представлено тонкою вкрапленістю в піриті. Пробність золота змінюється від 810 до 950.

Золото в рудах самородне, при незначній частці його телуридів і дисперсного золота в сульфідах і породоутворюючих мінералах. Найчастіше золото пов'язане з халцедоноподібним сірим кварцом і відособлено від піриту та арсенопіриту, рідше зустрічається серед карбонатів і хлориту, утворює пілоподібні скупчення в тонких кварцових прожилках. Розмірність золота складає 0,05-0.1 мм рідко – до 1,5 мм. Сульфосоли Pb, Bi, Ag, телуриди Au, Ag, Bi (сульваніт, петцит, Си-козаліт, пільзеніт, телуровісмутит), а також самородний Bi зустрічаються у вигляді поодиноких зерен чи гнізд (1-2 мм) в кварцу. Зустрічаються реліктові магнетит, ільменіт, титаномагнетит (до 10%), рідко (у зонах амфіболового метасоматозу) - шееліт. Молібденіт в асоціації з халькопіритом відзначається в кварцових прожилках у гранодіорит-порфірах. Молібденове зруденіння досягає промислових параметрів на східному фланзі Сергіївського родовища.

Золото-телуридно-сульфідно-сульфосольне зруденіння приурочене до пізніших субмеридіональних розривних порушень, відрізняється присутністю Te, Bi, Pb, Sb, Ag, Hg, Au.

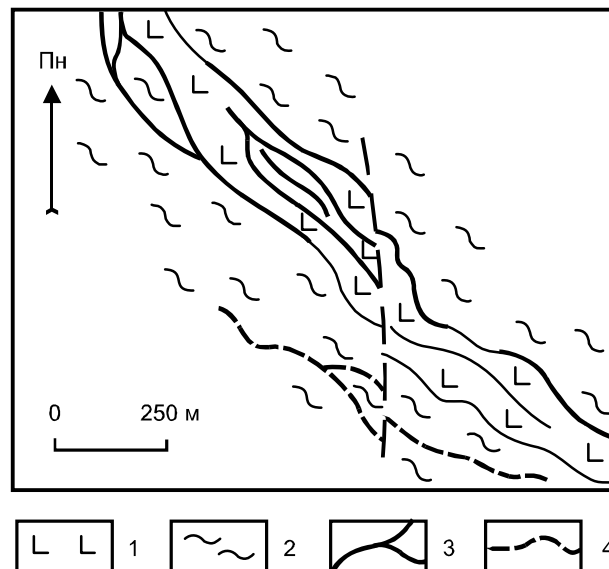
Виділяються щонайменше чотири етапи гідротермальної діяльності і рудоутворення: вулканогенно-гідротермальний (3200-3100 Ma); метаморфогенно-гідротермальний (3100-3080 Ma); скарново-гідротермальний (3080±20 Ma) і плутогенно-гідротермальний (2950±15 Ma), найважливіше значення з яких мають 3-й і 4-й. Родовище належить до золото-кварцової формації, золото-сульфідно-кварцового і золото-молібденіт-кварцового мінеральних типів.

**Родовище Балка Золота** розташоване в південній частині Сурської ЗКС, яка складена метабазальтами, метадіабазами, туфами основного складу конкської світи, прорваними дайками кислого складу. Воно відноситься до золото-кварцового жильного типу, приурочене до штока кварцових кератофірів (3.15-3.07 млрд. років). Рудні тіла представлені зонами прожилково-вкрапленої сульфідної мінералізації в субширотних зонах скварцування. За морфологією рудних тіл виділяються: 1) лінійні штокверки (1-10 м) в зонах розсланцювання з кварц-карбонатним прожилкуванням, незначною роллю сульфідів (піриту і піротину) (1-3%), телуридів і сульфосолей; 2) кварцові і карбонатні жили потужністю від перших десятків сантиметрів до 5-6 метрів, трубно- і стовпчасті жильні тіла. Рудні мінерали представлені піритом, халькопіритом, піротином, сфалеритом і ін. Вміст золота змінюється від 0.7 до 30.2 г/т. Середній вміст золота в рудах – 6.2 г/т. Вік галеніту з кварцових жил відповідає 3.0-2.9 і 2.7-2.5 млрд. років.

**Родовище Балка Широка** [Коваль і др., 1998; Коптюх і др., 1997; Романюк та ін., 1997; Фомин і др., 1994 та ін.] розташоване у ПС частині Чортомлицької ЗКС, яка складена архейськими метабазальтами, сланцями, кварцитами, андезитами сурської світи з дайками метадолеритів, метагабро, метадіоритів, ме-

таморфізованими в умовах фації зелених сланців в зоні перетину двох розломів: Східно-Чортомлицької зони розсланцювання, катаклазу, мілонітизації, брекчийовання, гідротермально-метасоматичних змін ПЗ (до субмеридіонального) напрямку і ПС Дерезоватського розлому, поблизу субвулканічних тіл плагіограніт-порфірів Чкалівського масиву (рис. 4.3).

Золота мінералізація локалізована в серії субпаралельних північно-північно-західних зон потужністю 280 м, простежених уздовж Східно-Чортомлицького розлому за простяганням на 3 км, за падінням на 800 м. Осьові частини таких зон складені лиственітами з кварцовими і карбонат-кварцовими жилами й прожилками, а зовнішні – зонами лиственітизації, що поступово переходять у вмещаючи пропілітізовані породи. Золоте зруденіння концентрується в зонах (2-80 м) брекчийованих, катаклазованих, мілонітизованих порід, зім'ятих у круті складки, простежених за простяганням на кілька кілометрів, переважно на контактах із залізистими кварцитами. Рудні тіла представлені лінзами, горизонтами, рудними стовпами, жилами, штокверками невеликої (переважно 0.4-6.4, у середньому 1.45 м) потужності, локалізованими серед метасоматитів беризит-лиственітової формації.



**Рис. 4.3. Структурна схема родовища Балка Широка (за матеріалами [Коваль і др., 1998; Фомин і др., 1994])**  
1 – метатоліти; 2 – сланці; 3 – горизонти залізистих кварцитів і конформні їм рудні тіла; 4 – горизонти метаомфакітиту

Виділяються три найважливіших типи мінералізації: 1) золото-сульфідно-залізистий (найважливіший) в горизонтах залізистих кварцитів з кварц-карбонат-сульфідним цементом (до 30-50% сульфідів), вміст золота 1-3 г/т, іноді до 20-40 г/т (середній 5.5 г/т), золото представлене самородною формою і тонкою пилюватою вкрапленістю в піриті (від 4 до 2100 г/т), зрідка в інших сульфідах і магнетиті; 2) золото-поліметалічний (із сріблом) у малопотужних (1-5 см) крутопадаючих зонах дроблення з кварц-карбонат-сульфідним цементом (1-30% сульфідів), приурочених до сланцево-базитової пачки; вміст золота досягає 5-8 г/т, срібла 430 г/т, тонкі включення золота відзначаються в піриті (1-7 г/т), галеніті, магнетиті й інших сульфідах; 3) золото-кварцовий малосульфідний в метабазит-ультрабазитах.

Рудні мінерали: магнетит, піротин, халькопірит, сфалерит, пірит, марказит, арсенопірит, тетраедрит, самородне золото. Найважливіші рудні тіла залягають згідно з вмещаючими породами, контролюються поперечними порушеннями, флексурами, а також структурами типу "кінського хвоста". Середній вміст золота в рудах 4-7 г/т. Вік зруденіння жильного золото-кварцового типу – 3.0-2.9 млрд. років, а зруденіння в залізистих кварцитах – 2.55-2.50 млрд. років для золото-пірит-піротинових і 2.60-2.55 млрд. років для золото-поліметалічних руд. Родовище має поліетапний генезис, коли на сингенетичне в смугастих залізородних формаціях (СЗФ) зруденіння були накладені епігенетичні гідротермальні процеси, що викликало перевідкладання золота.

**Сурозьке родовище** [Бобров та ін., 2000; Кравченко, 1999; Фомин, Коржнев, 1993] розташоване в Сорокинській ЗКС, яка складена метабазитами, залізисто-кременистими породами і вапняними скарнами, метапелітами, кислими метавулканітами осипенківської серії мезоархею з силами метаультрабазитів і кислих ефузивів, жилами апліт-пегматоїдних гранітів і пегматитів, на перетині давнього ПЗ розлому і пізнього насуву ПС простягання (рис. 4.4).

Рудні зони представлені пластовими і стрічкоподібними тілами (0.2-3.1 м) скварцованих і сульфідизованих метасоматитів у катаклазованих, брекчийованих і скварцованих сланцях, амфіболітах, магнетитових кварцитах, що формують рудний стовп. Вони залягають згідно з вмещаючими породами, часто приурочені до контактів різнорідних порід (наприклад, амфіболіти і сланці), контролюються кулісоподібною системою тріщин відриву. Рудні тіла характеризуються пласто- і лінзоподібною формою, рідше – жильною, потужністю 0.2-3.1 м, в середньому 1.9 м. Рідше зустрічаються жильні рудні тіла. До висячих боків (слідити за амфіболітами і сланцями) рудних тіл частіше приурочене бідне зруденіння (до 4 г/т Au), а до лежачих, де звичайно присутні залізисті кварцити, – найбільш багате (до 66 г/т Au).

Рудні мінерали представлені магнетитом, ільменітом, піротином, піритом, пентландитом, сфалеритом, телуровісмутином, нікеліном, арсенопіритом, герсдорфітом, кобальтином, самородним золотом і ін. Золото

пов'язане з кварцом (до 114 г/т), меншою мірою – з піротином і піритом (до 41 г/т). Серед видимого золота переважають зерна розміром 0,01-0,02 мм, рідше зустрічаються золотини до 0,1-0,5 мм у поперечнику і ще рідше – до 1-2 мм. Найчастіше зустрічаються ксеноморфні виділення прожилкоподібної, цементаційної та інших форм. Пробність самородного золота 926-983, іноді до 869, відзначається підвищений вміст Ag (7,72-12,78%), Cu (0,05-0,24%), Bi (0,4-1,0%), Fe (до 2%). За мінеральним складом руди відносяться до золото-сульфідно-кварцового типу.

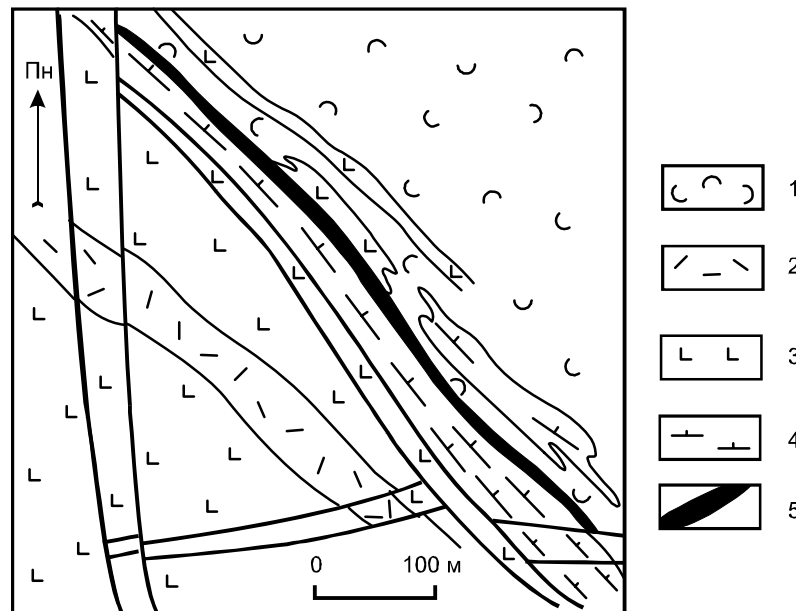


Рис. 4.4. Структурна схема Сурозького родовища (за матеріалами [Бобров та ін., 2000])

1 – метаосадки; 2 – метавулканіти кислого складу; 3 – метатоліти; 4 – метакоматіти; 5 – рудна зона

Вважається, що родовище має метаморфогенно-гідротермальне походження і виникло за рахунок мобілізації гідротермальними розчинами золота, розсіяного в амфіболітах і ультрабазитах, і багатоетапного відкладання в сприятливій структурній обстановці. Виділяються кілька стадій мінералізації: 1) рання оксидна (магнетит-1, ільменіт), 2) рання і середня сульфідні зі сполученою з ними ранньою золоторудною (піротин-2, халькопірит-2, сфалерит, галеніт, пірит-2, молібденіт, вісмутин, самородний вісмут, золото-1); 3) середня оксидна (магнетит-2); 4) пізня золоторудна (самородне золото-2, телуровісмутит); 5) пізня сульфідна (пірит-3, марказит); 6) пізня гідроксидна (гетит, гідрогетит).

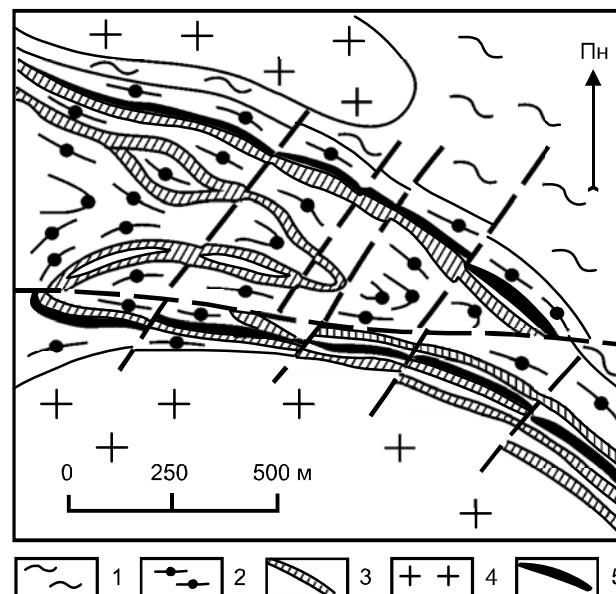
**Родовище Южне** також розташоване в південній частині Сурзької ЗКС, серед кварцових кератофірів конкської світи. Рудні тіла представлені кварцовими жилами (потужністю до 1.2 м) з вмістом золота до 18.2-130.6 г/т і прожилково-вкрапленою сульфідною мінералізацією у зонах скварцування, де вміст золота досягає 1.0-7.8 г/т.

З епохою протерозойської активізації пов'язані родовища золота Майське, Клинецьке, Юрївське, Сурозьке.

**Майське родовище** [Бобров и др., 1999; Бочай и др., 1998; Коваль и др., 1998; Макивчук и др., 1999; Майське..., 2000] розташоване у Савранському рудному полі, в ПнЗ обрамленні Корсунь-Новомиргородського плутону, на перетині Одеського субмеридіонального, Хмільницького і Тальнівського діагональних розломів, серед біотитових гнейсів, плагіогнейсів, амфіболітів, мігматитів побузького комплексу (рис. 4.5). Породи звичайно інтенсивно катаклазовані, скварцовані, серицитизовані. Родовище приурочене до флексуроподібного ускладнення ПС крила Савранської синкліналі і локалізоване в зоні субширотного скиду, що розбиває площу родовища на два блоки: Північний і Південний. Північна і Південна крутопадаючі рудні зони потужністю 100-250 м простежені по простяганням на 1-1.8 км, а на глибину до 350 м. При бортовому вмісті золота 0.5 г/т у зонах виділяються рудні тіла потужністю 1-18 м з вмістом Au від 1 до 70 г/т.

Рудні тіла представлені крутопадаючими рудними стовпами прожилково-вкрапленої мінералізації потужністю 0.5-5.5 м, де золото асоціює з піритом і марказитом. Вони приурочені до сколових тріщин ПЗ простягання, які, ймовірно, контролюються регіональним субмеридіональним розломом. Головні рудні мінерали: пірит, піротин, халькопірит, зустрічаються також сульфідні нікелю, галеніт, сфалерит, молібденіт, шееліт, самородні золото, телур, срібло, електрум. Самородне золото відносно велике (більше 0,07 мм), вміст сульфідів – у межах перших відсотків. Вміст золота коливається від 1 до 70 г/т на потужність від 1 до 18 м, досягає 139 г/т, середнє 7.1 г/т. Золото високопробне (900-990), співвідношення Au/Ag 7:1.

Виділяються наступні рудні мінеральні асоціації: 1) магнетит, ганіт; 2) гексагональний піротин, ільменіт (льолінгіт, графіт); 3) піротин-1, халькопірит-1, пентландит, молібденіт (арсенопірит, нікелін, герсдорфіт, глаукокод, кубаніт, шееліт); 4) продукти десульфідизації піротину, пірит-II, марказит, сфалерит (рутил, галеніт, смайтит, бравоїт, мілерит, віоларит); 5) продуктивні парагенезиси: а) моноклінний піротин, пірит-III, сидерит, гематит, золото; б) халькопірит, золото, вісмут, вісмутин; в) телуриди, срібло, мідь; 6) пірит-IV, флогопіт.



**Рис. 4.5. Структурна схема Майського родовища (за матеріалами [Бобров та ін., 1999; Майське, 2000]**  
 1 – формація гіперстенових гнейсів і кристалосланців; 2 – лейкогранулітова формація; 3 – горизонти магнітоактивних амфіболітів; 4 – граніти; 5 – рудні зони;

Встановлено два етапи гранітоїдного магматизму: формування Південного і Північного масиву ( $2379 \pm 78$  Ma) і тіл пегматоїдних гранітів ( $2040 \pm 40$  Ma). Деякі дослідники виділяють два етапи мінералізації: 1) метаморфогенну сингенетичну у вигляді рівномірної вкрапленості магнетиту й ільменіту в амфіболітах і піротину з вrostками халькопіриту – у гнейсах; 2) епігенетичну з пірит-марказитовою асоціацією рудних мінералів у зонах катаклазу і брекчювання. Ізотопний вік молібденіту, що супроводжує золоту мінералізацію, коливається від 2229 до 2060 Ma. Вважається, що золота мінералізація пов'язана з процесами сульфідизації і карбонатації пізньої лужної стадії. Родовище відноситься до метаморфогенно-гідротермального типу золото-кварцової формації.

**Клинцівське родовище** [Бочай и др., 1998; Загнітко та ін., 1999; Месторождения золота..., 1998; Юник, 1999] розташоване в зоні субмеридіонального Кіровоградського глибинного розлому, у східному екзоконтакті Новоукраїнського масиву гранітоїдів, серед гнейсів, кристалосланців і амфіболітів архею ( $3195 \pm 200$  Ma), які містять субзгідні тіла пегматоїдних гранітів і зони калішпатизації (рис. 4.6).

Рудні тіла (0.1-3.7 м) прожилково-вкрапленої малосульфідної і золото-кварцової мінералізації локалізовані в межах двох смугоподібних субмеридіональних мінералізованих зон довжиною 2.3 і 5.7 км, шириною 70-100 м, на глибину вони простежені на 530 м. Вони облямовані зонами локальних метасоматитів (сульфідизованих беризитів, пропілітів, скварцованих порід).

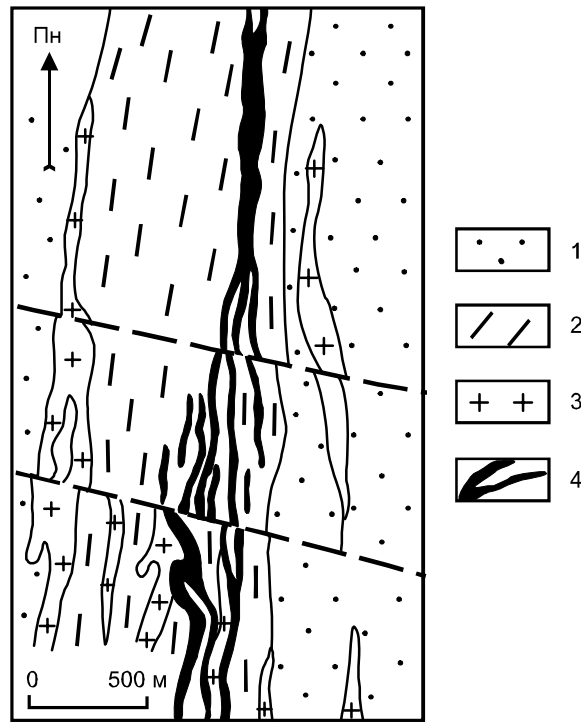
До Клинцівсько-Конівського розлому приурочені дві золотоносні зони субмеридіонального простягання шириною до 100 м, простежені за простяганням на 2.3 і 5.7 км. Вони складені інтенсивно будинованими породами зі скарноїдами і кристалосланцями, насичені кварц-польовошпатовими прожилками, збагаченими сульфідами. У межах зон виявлені біотитизація й амфіболізація, а хлоритизація і гідрослюдизація виражені слабо, розвинені кварцові жили і тонкопрожилкове (штокверкове) скварцування. У зонах виділяються локальні рудні тіла потужністю від 0.1 до перших метрів з вмістом золота понад 1 г/т, для яких характерні катаклаз і присутність сульфідів, з якими асоціює самородне золото: піриту, піротину, арсенопіриту, льолінгіту і халькопіриту (до 5%). При входженні золото-кварцових тіл у гранітоїди вміст золота різко падає. Встановлені 2 генерації золота – тонкодисперсне в арсенопіриті і вільне, парагенетично пов'язане з самородним вісмутом. Із золото-вісмутовою асоціацією пов'язаний ураганний вміст золота (до 200 г/т). Розмір часток самородного золота коливається від 0.01 до 0.8 мм, рідко до 4-6, пробність зазвичай дорівнює 820-970. Відносно велике золото розподіляється у виді „струменів”. Максимальна глибина фіксації зруденіння – 550 м.

Рудні мінерали: льолінгіт, арсенопірит, пірит, піротин, халькопірит, герсдорфіт, сфалерит, галеніт, ітріліт, магнетит, ільменіт, самородні вісмут, миш'як і золото, високої (970-990) і середньої проби (880-930), середній вміст 3-8 г/т.

Переважає золото-кварцовий тип зруденіння, менше розвинений золото-сульфідно-кварцовий. Типи руд: пірит-арсенопіритовий (до 30% сульфідів) і малосульфідний (2-3%). Середній вміст золота в рудах 5.27 г/т. На верхніх горизонтах родовища відзначаються геохімічні аномалії Sb (до 30-100 г/т) і W (до 10-30 г/т).

Вважається, що рудоутворення мало тривалу історію, відбувалося протягом кількох етапів (2.4, 2.2, 1.8 і 1.6 млрд р.). На думку Г.М.Яценко й ін. [2000], зруденіння контролюється флішовою формацією чечеліївської світи, як і низка інших стратиформних родовищ світу. На думку Н.Я.Яценко і В.В.Шехоткіна [1998], рудовміщуюча чечеліївська світа має неоархейський вік, тому й основна фаза золоторудної мінералізації відноситься до неоархею з активізацією і частковим перевідкладанням золота в протерозої.

Виділяються три етапи формування зруденіння: дорудний (турмалін-кварцова і шеєліт-кварцова асоціації), продуктивний (льолінгіт-арсенопірит-кварцова, арсенопірит-піротин-кварцова і золото-сульфідно-кварцова асоціації) і пострудний (карбонат-кварцова асоціація).



**Рис. 4.6. Структурна схема Клиньківського родовища (за матеріалами [Месторождения золота..., 1998]**

1 – плагіогнейси і діопсидові кристалосланці флішоїдної метаграувакової формації чечеліївської світи; 2 – біотит-кумінгтонітові, графіт-біотитові гнейси, діопсид-плагіоклаз-кварцові кристалосланці, турмалініти, скарни, епідозити (тектонно-метасоматична зона); 3 – пегматоїдні граніти кіровоградського комплексу; 4 – рудні зони

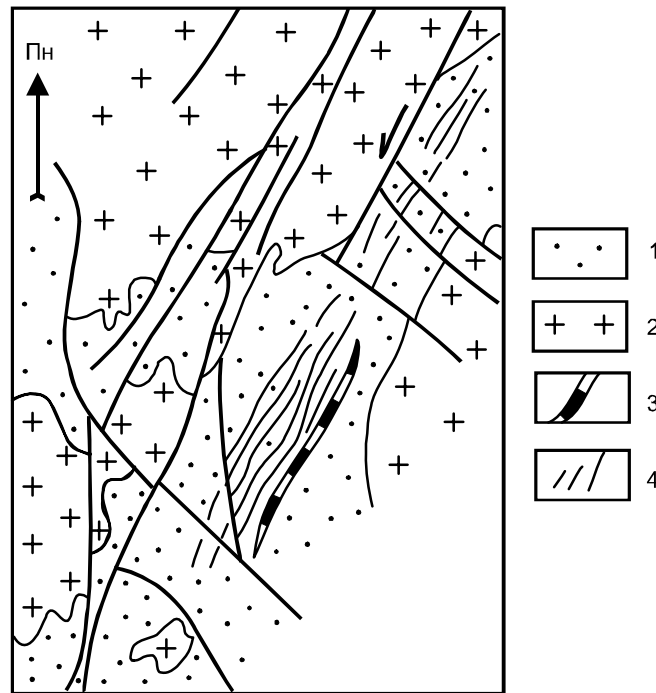
**Юрїївське родовище** [Бочай и др., 1998; Белоус и др., 2001; Фомин и др., 2001] розташоване на південь від Клиньківського, на 17 км південніше м. Кіровограда, у східному екзоконтакті Новоукраїнського гранітного масиву з крутопадаючими (50-70°) на схід палеопротерозойськими графітовими гнейсами чечеліївської світи інгуло-інгулецької серії (2.5-2.39 млрд р.) у зоні субмеридіонального Кіровоградського розлому і його перетині з ПС Маріївською зоною осварчування й дроблення (рис. 4.7). Широко розвинені апліт-пегматоїдні жили.

Родовище має клиноподібну структуру внаслідок сполучення круто- і пологопадаючих структур, які формувалися в обстановці стиснення. Зони мінералізації представлені стовпо-, лінзо-, жило- і штокверкоподібними тілами метасоматичних руд, прожилково-вкрапленими зонами, жилами і стрічкоподібними покладами, локалізованими в інтенсивно прокварцованих породах у кулісоподібних тріщинах відриву в зонах субмеридіональних розломів, часто згідно з вміщуючими графіт-біотитовими гнейсами. Золоторудна мінералізація приурочена до лінійних зон скварчування потужністю 5-17 м, довжиною за простяганням 400-1600 м, за падінням - 980 м, у розрізі вони становлять віяло з 17 рудних зон, що розходиться догори. В середині зон локалізовані рудні тіла довжиною 50-400 м, потужністю 0.2-4 м (середня 1.2 м).

Руди належать до золото-кварцового малосульфідного типу, основні рудні мінерали: золото, пірит, піротин, арсенопірит, халькопірит, сфалерит, галеніт, бляклі руди, льолінгіт, самородний вісмут, мальдоніт. Вміст золота коливається від десятих часток до 34.5 г/т. Воно найчастіше пов'язане з кварцом, іноді з біотитом, рідко з піритом і піротином, в поодиноких випадках – з арсенопіритом і льолінгітом. За співвідношенням ізотопів свинцю вік галеніту  $2.0 \pm 0.15$  млрд р.

Золота мінералізація пов'язується з вкоріненням гранітоїдів, тобто, на думку дослідників, обумовлена тектано-магматичною активізацією. Ряд дослідників підкреслюють багатоетапність формування родовища з первинним нагромадженням золота в протерозойських флішоїдних товщах, збагачених органічним вуглецем, з наступною багаторазовою регенерацією і перевідкладанням у зв'язку з процесами регіонального метаморфізму, гранітизації, багатоактного метасоматозу з формуванням промислової концентрації золота на заключних стадіях. Виділяється п'ять найважливіших стадій мінералоутворення: 1) дорудна (пірит-мельніковіт, піротин, халькопірит, графіт); 2) рудна-1 (кварц, пірит, льолінгіт, арсенопірит, графіт); 3) рудна-2 (піротин, халькопірит, пентландит, сфалерит); 4) головна рудна (самородне золото, халькопірит, сфалерит, галеніт, блякла руда, самородний вісмут, мальдоніт, анкерит); 5) пострудна (марказит-пірит, кварц, кальцит, пірит).

У головній рудній асоціації самородне золото зустрічається як у вигляді самостійних виділень (0,001-0,07 мм, рідко до 0,1-1,0 мм), так і у вигляді зростків з бляклими рудами, сфалеритом, самородним вісмутом, мальдонітом, галенітом; форма золотин різна – ізометрична, неправильна, пластинчаста, краплеподібна чи гачкувата. Пробність золота висока (930-980), домішки представлені Ag, Bi, Fe, Hg, Te, As. За результатами аналізу технологічних проб вихід з руд вільного золота може бути доведений до 80%. З сульфідами пов'язана відносно невелика частина Au. Родовище відноситься до золото-кварцової формації.



**Рис. 4.7. Структурна схема Юріївського родовища (за матеріалами [Фомин, 2001])**  
 1 – гнейси чечеліївської світи; 2 – гранітоїди кіровоградського комплексу;  
 3 – дайки діабазових порфіритів; 4 – рудні зони

У **Карпатській провінції**, в Закарпатській СМЗ встановлені два найважливіших генетичних типи золото-рудної мінералізації. До першого відносяться золото-поліметалічні родовища і прояви жильних і прожилково-вкраплених руд Берегівського рудного поля: Мужіївське, Берегівське і Куклянське, пов'язані з неогеновим вулканізмом обрамлення Панонського масиву. Вони приурочені до прибортових частин Берегівської вулкано-кальдери і представлені системами рудних жил, прожилково-вкраплених зон і штокверків, локалізованих у вулканітах неогену. Ймовірно, вони парагенетично пов'язані з субвулканічними тілами плагіоріолітів, дацитів, андезібазальтів і гранітоїдів завершальних стадій. В будові рудних полів виявлена вертикальна зональність зі зміною істотно поліметалічних руд центральної частини рудно-магматичної системи золото-поліметалічними і золотими зі сріблом у периферійних частинах. На глибоких горизонтах з'являються значні концентрації міді. Рудні тіла контролюються малоамплітудними розломами субширотного і субмеридіонального напрямків. Другий тип розвинений на території Мармароської СМЗ, у межах Рахівського рудного району, де відоме золоторудне родовище Сауляк, представлене кварцовими і кварц-карбонатними жилами і прожилковими зонами серед вапняково-сланцевої олістостроми і тектонічного меланжу в зоні шар'яжно-насувних дислокацій на контакті білопотоцької і діловецької світ пізнього протерозою – раннього палеозою.

**Мужіївське родовище** підготовлене до експлуатації в 1990 р., у даний час розробляється ЗАТ „Поліметали України”. Воно характеризується двоярусною будовою. Нижній ярус (горизонт +180-170 і нижче) складений серією крутопадаючих кварц-сульфідних жил потужністю 1-5 м з поліметалічною і супутньою срібною і золотою мінералізацією. Вміст золота змінюється від 1 до 5 г/т, але руди є упертими, що викликає певні проблеми їхньої переробки. Зараз розробляється верхній ярус, представлений амебоподібним штокверком (50 x 50 м) тонковкрапленої золотої мінералізації серед метасоматитів формації вторинних кварцитів і аргілізитів за туфами і брекчіями неогенових ріолітів. Вміст золота змінюється від перших г/т до перших десятків г/т, за масштабами родовище є середнім.

Родовище відноситься до вулканогенно-гідротермального типу, золото-кварц-сульфідної формації. Рудні тіла не виходять на поверхню, розміщуються на глибині 60-150 м. Рудні мінерали: сфалерит, галеніт, пірит, піротин, золото, електрум; зустрічаються прустит, полібазит, аргентит, самородне срібло. Жильні мінерали представлені кварцом, адуляром рідше халцедоном, каолінітом, гідрослюдами. У золото-срібних і окиснених рудах золото вільне, від тонкого до великого, пробність 500-900 (переважає 720-760). Вміст золота 4.5-15 г/т, золото-срібне відношення 1:3.

Особливості розподілу золота у вертикальному розрізі родовища, а саме зменшення його вмісту з глибиною, зміна форми знаходження й інших характеристик можуть вже в недалекому майбутньому викликати проблеми приросту запасів цього металу і технології його вилучення.

**Берегівське родовище**, яке описували В.О.Шумлянський, Безугла (1997); Скакун і ін. (1992); Вітик і ін. (1993); Матковський та ін. (1997, 1999); Котляр, Лудінгтон (1996) локалізоване в ігнімбритах і туфах ріолітів, що заповнюють вулканічну жерловину, де розвиті радіальні і кільцеві тектонічні порушення, що вміщують сульфідні, кварц-сульфідні, кварц-баритові, кварц-карбонатні і кварцові жили довжиною 600-1300 м і прожилково-вкраплені зони. Середня потужність рудних тіл 3.6 м. Запаси родовища 18 т золота, середній вміст золота 5 г/т, срібла – 15 г/т, суми свинцю і цинку – 5%.

Виділяються чотири стадії мінералоутворення: 1) сульфідна (вкраплені руди): піротин, карбонат, пірит+марказит, сфалерит, галеніт, сульфосоли срібла, халькопірит, тенантит, електрум; 2) кварц-баритова

(масивні баритові і кварц-баритові жили): флюрит, кварц I, барит I, англезит+пірит; 3) кварц-карбонатна (карбонатні і кварцові жили і прожилки): карбонат II, кварц II, гематит, кварц III, срібло, акантит, барит II; 4) карбонат-гетитова (карбонатно-кварцові, аметистові, кварц-халцедонові прожилки, ярозит-гематитові та баритові агрегати): карбонат III, кварц IV, ярозит, гематит, золото, кіновар, барит III. Золото відкладалося наприкінці 1 стадії й всередині 4.

Крім Мужіївського та Берегівського родовищ в Закарпатті відомі інші подібні об'єкти (Куклянське, Квасівське, Біганське), які не мають практичного значення. Це золото-срібло-поліметалічні рудні системи з полістадійною мінералізацією: 1) сульфідною; 2) кварц-баритовою; 3) карбонат-кварцовою; 4) карбонат-гетитовою.

До іншого типу відноситься золоторудна мінералізація Рахівського рудного району. Просторово вона приурочена до метаморфічних товщ пізнього докембрію – раннього палеозою Мармароського кристалічного масиву. Структурний стиль території визначається наявністю великих тектонічних покривів (Білопотоцький, Діловецький, Берлібаський та ін.). Відомі численні шліхові і літохімічні ореоли золота, 19 проявів і одне родовище. Переважна більшість проявів золота приурочена до Діловецького покриву.

Найкрупнішим об'єктом рудного району є **родовище Сауляк**. Воно знаходиться на правому березі р. Тиса в басейні руч. Сауляк, Бредець. Відкрите в 1974 р. під час пошуків корінного джерела вторинного літогеохімічного ореолу золота (0,003-0,1 г/т), вивчене канавами, штольнями, свердловинами. У його вивченні брали участь О.І.Матковський (1992, 1993), Б.Котляр і С.Лудінгтон (1995), С.В.Нечаєв, (1989) та інші.

Родовище локалізоване в зоні шар'яжно-насувних дислокацій на границі покривних споруд рифейських білопотоцької та діловецької світ. Останні складені різноманітними сланцями, серед яких у діловецькій світі виділяються лінзоподібні та пластоподібні тіла вапняків і мармурів. Ці тіла становлять собою типову олістоформу, що безпосередньо на родовищі має тектонічну природу і приурочена до зони конседиментаційного насуву. Існують уявлення щодо локалізації рудних тіл родовища у блоках та "закатишах" тектонічного меланжу, що свідчить про давній вік мінералізації, яка виникла задовго до рухів за системою карпатських покривів. Однак, золота мінералізація локалізується не тільки в кварц-карбонатних тілах (що є перетвореними залишками олістолітів давніх вапняків серед молодших сланців), але й у вміщуваних сланцях, які насичені лінзоподібними прожилками кварцу. Це не суперечить уявленням щодо давнього віку золотої мінералізації, а лише ускладнює структурну картину родовища.

Золота мінералізація зафіксована як в "над-", так і в "підкарбонатній" позиціях, а також захоплює і кварц-карбонатні тіла, які залягають субзгідно у товщі вуглецевих (С до 3 %) кварц-серицит-хлоритових сланців. Це ізольовані лінзо- чи пластоподібні тіла, що локалізовані на різних стратиграфічних рівнях і не складають єдиного суцільного горизонту, хоча й простягаються смугоподібною структурою вздовж зони конседиментаційного насуву, який пізніше був активізований рухами за системою карпатських насувів. Вміщуючи сланці також інтенсивно силіцифіковані, що проявлене у розвитку тонкокристалічного агрегату кварцу за основною масою, численних кварцових і кварц-гідрослюдистих лінзоподібних мікропрожилків полум'яподібної форми, орієнтованих субзгідно з сланцюватістю. Така структура характерна для родовищ золота, локалізованих у чорносланцевих товщах. Поблизу контактів з тілами кварц-карбонатних порід спостерігаються інтенсивне розсланцювання, мілонітизація, оталькування.

Сумарна потужність зони мінералізації сягає 18-30 м, потужність рудних тіл – 0,5-8 м і більше. Вони не мають чітких границь і відбиваються тільки за даними опробування. Рудні тіла мають вкрай неправильну форму, різко виклинюються за простяганням, часто приурочені до границь кварц-карбонатних порід і сланців. Вміст золота різко змінюється, середній вміст дорівнює 2-8 г/т. За межами рудних тіл встановлені локальні ділянки з підвищеним вмістом золота. Всередині рудних тіл золото розподілене вкрай нерівномірно. В рудному кварцу його вміст змінюється від 20-30 до 200-300 г/т і більше; в тонкосмугастих сланцях неоднорідного складу з мікропрожилками рудного кварцу – від 5.0 до 15-20.0 г/т; в монотонних серицитових і хлоритових сланцях – від 0.1 до 2.0-3.0 г/т, звичайно до 0.5 г/т.

Золото присутнє у самородному стані, супутні компоненти практично відсутні, за винятком незначної кількості срібла. Вміст сульфідів (піротин, марказит, пірит, галеніт, сфалерит, арсенопірит) не перевищує 0.2-0.4%. Переважають смугаста і плямисто-смугаста текстури руд; алотріоморфнозерниста структура, рідше – корозійна, заміщення і цементації. Сульфіди утворюють бідну розсіяну вкрапленість, зрідка мікропрожилки в рудному кварцу та його зальбандах, їх сумарний вміст не перевищує 0.7-1.0%. Переважає піротин (0.3-1.0%), часто зустрічаються сфалерит, галеніт, пірит, марказит, халькопірит, арсенопірит і бляклі руди (до 0.1-0.2%), зрідка - телуриди свинцю і срібла (алтаїт і гесит).

Золото в руді переважно вільне, розмір 0,01-0,1мм; є тонше і крупніше золото (до 2-4 мм). Яскраво-жовте високопробне золото (830-930) утворює гачкуваті, забулені чи вигнуті пластинки на границях зерен нерудних мінералів або в інтерстиціях, кавернах і мікротріщинах в кварцу; краплеподібні мікрровключення в піротині чи сфалериті, плоскі дуже тонкі виділення за спайністю в галеніті, неправильні виділення в зростках (агрегатах) сульфідів різного складу. В зростках халькопіриту з бляклою рудою зрідка зустрічається відносно низькопробне телуристе золото. В самородному золоті присутні Ag, Fe, As, Hg, Cu, Sb. Срібло для руд родовища не характерне, середня величина відношення Au:Ag 3:1; вона збільшується з підвищенням вмісту золота. Руди добре збагачуються за гравітаційно-флотаційною і гравітаційно-ціаністою схемами з вилученням 90-92% золота в кондиційний концентрат і 80-82% срібла.

Родовище формувалося протягом трьох стадій: золото-пірит-кварцової (390-320<sup>0</sup> С), золото-телуридно-сульфідно-кварцової (280-245<sup>0</sup> С) і золото-кварц-слюдисто-карбонатної (220-160<sup>0</sup> С). Еволюція мінералоутворюючих флюїдів виражається в зменшенні кількості іонів Cl і Na при збільшенні HSi<sub>3</sub><sup>-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Ca і Mg протягом розвитку процесів рудоутворення, а також у збільшенні C<sub>2</sub> в газовій фазі включень у кварцу з рудоносних зон (CO<sub>2</sub> – 45-93%; CH<sub>4</sub> – 5-12%) порівняно з кварцом в породах, що вміщують ці зони, де переважає метан (CH<sub>4</sub> - 84-95%; CO<sub>2</sub> - 5-10%).

Результати комплексних ізотопно-геохімічних і геолого-структурних досліджень (визначення сірки сульфідів; вуглецю та водню порід; вуглецю руд та карбонатів; вуглецю, водню та кисню компонентів газорідинних включень; свинцю порід; насиченість газорідких включень флюїдом) свідчать про полігенний генезис золотого зруденіння родовища Сауляк. Напевно, формування золоторудної мінералізації відбувалося щонайменше за два етапи: 1) первинне накопичення рудогенних елементів в басейні осаждкопичення за рахунок мінералізованих поствулканічних гідротерм; 2) ремобілізація та перевідкладання рудних компонентів протягом наступних стадій розвитку внаслідок пізнього поліциклічного метаморфізму з вторинною концентрацією золота, мобілізованого з вмшуючих утворень фундаменту.

Зруденіння належить до малосульфідної золото-кварцової формації, характеризується низьким вмістом срібла в рудах (Au:Ag – 3:1) і високою пробністю золота (830-910). Запаси родовища за різними оцінками становлять від 3-4 до 10-11 тон золота. На наш погляд, більш ймовірною є песимістична оцінка родовища, що пов'язане з вкрай неоднорідним розподілом золота, невитриманістю рудних покладів, які навряд чи складають плаstopодібні тіла, котрі протягаються на сотні метрів (як це вважалося раніше), а скоріше становлять собою лінзи, безладно розташовані у вмшуючому горизонті.

Однак, геологічні дані свідчать, що золоте зруденіння не обмежується рудним полем родовища Сауляк, а може поширюватися на більший території, включаючи басейни ручаїв Бредецель, Білий Потік і Довгорунь. Про це свідчить однотипність тектонічного плану території, широкий розвиток шар'яжно-насувних структур, вуглецевих сланців з олістолітами силіцифікованих вапняків (ручаї Білий Потік, Бредецель, Полонський, Довгорунь, Головатий, Лощинка та ін.), наявність проявів золотої мінералізації, зон інтенсивної силіцифікації, які часто супроводжуються сульфідизацією, кварцовими жилами, прожилками, лінзовидними включеннями кварцу, гідрохімічними аномаліями золота. В ряді таких зон встановлений підвищений вміст золота (0.01-3 г/т). Поодинокими свердловинами доведене продовження покладів багатих руд того ж мінерального типу на глибоких горизонтах родовища, нижче рівня р. Тиса. Це засвідчує можливість значного збільшення розмірів родовища і доводить, що Рахівський рудний район має значну перспективу щодо відкриття золотого зруденіння нового для України геолого-промислового типу – великооб'ємного, який за низькою чинників нагадує зруденіння Карлін-типу. Підтвердженням такого припущення є локалізація відомих проявів у зоні шар'яжно-насувних дислокацій, в карбонатвмшуючих вуглецевих товщах, розсіяний стратиформний характер мінералізації, наявність зон силіцифікації і піритизації, структурні і мінералогічні особливості руд, відносно велике Au/Ag відношення (3:1).

Такі особливості родовищ Карлін-типу як тонкодисперсна форма знаходження золота, відсутність чітких обмежень рудних тіл, порівняно низький ступінь гідротермально-метасоматичних перетворень вмшуючих порід та інші обумовлюють складність пошуків об'єктів такого роду традиційними геолого-пошуковими методами. У цьому зв'язку можна рекомендувати проведення спеціалізованих прогнозно-металогенічних досліджень у Рахівському рудному районі для пошуків великооб'ємних золоторудних об'єктів типу Карлін, що вже мають важливе промислове значення в ряді країн світу, знахідка яких може суттєво підвищити перспективи району і України в цілому щодо створення власної золоторудної мінерально-сировинної бази.

**В Донецькій провінції** відомі родовища прожилково-вкраплених руд у складчастих вуглецевистих теригенних товщах, які відносяться до двох мінеральних типів: золото-поліметалічного (Бобриківське й Гострий Бугор) і золотому-піритового (Михайлівський рудопрояв).

**Бобриківське родовище** знаходиться в ПЗ частині однойменного рудного поля, приурочене до піднятої частини склепіння і прилягаючої частини південно-західного крила Бобриківської антикліналі, складеної аргілітами з рідкісними шарами кварцитоподібних пісковиків карбону флішоїдної формації. В різні роки його вивчали Азаров та ін. (1999); П.В.Беличенко й ін. (1997); В.О.Шумлянський та ін. (1994, 2002); Мерлич та ін. (1975); І.П.Щербань й ін. (1985); Лазаренко й ін. (1975); Дудар; Нікольський (1963); Зинчук та ін. (1984).

Родовище контролюється субмеридіональними розривами Сланчик-Ровеньківської зони і Бобриківським підкидо-зсувом з системами оперяючих тріщин сколювання ППЗ і ПЗ напрямків і ПС – відриву, до яких приурочені рудні прожилки. Рудні поклади утворені прожилками субмеридіонального, ПЗ і ПС простягання, підпорядковане значення мають пошарові прожилки, а також ті, що заповнюють тріщини відриву. Вони мають ізометричну чи видовжену в ПЗ чи субмеридіональному напрямку форму, що змінюється на різних горизонтах і ускладнюється на перетині рудними стовпами в падаючих на південний захід пісковиках з слабко золотонною вкрапленістю піриту й арсенопіриту. Складна геометрія покладів дозволяє припускати наявність на глибині сліпих штокверків (рудних стовпів). Зруденіння на поверхні поширене на площі 17.5 тис. м<sup>2</sup> і в приосьовій частині брахіантикліналі простежене на глибину понад 3 км. Гідротермально-метасоматичні породи на родовищі представлені субформацією, проміжною між лиственітами, березитами і аргілізитами. Вміст золота в рудних тілах украй нерівномірний. Вкраплені руди містять мало золота. Вищі його концентрації характерні для кварц-карбонат-галеніт-сфалеритових жил і прожилків, а найбільші – для кварц-карбонат-галеніт-сульфосольних прожилків, розвинених переважно в штокверку (рудне тіло № 1) в межах верхнього рудного яруса, а також безпосередньо поблизу швів Бобриківського розлому. В цілому, вміст золота в рудах складає 2-9 г/т (в окремих пробах 40-106 г/т), срібла до 320 г/т. Відношення Au:Ag у рудних тілах варіює від 1:7 до 1:10.

Виділяється три стадії формування мінеральних асоціацій: 1) кварц, анкерит, сидерит, апатит, пірит, арсенопірит, сфалерит, халькопірит, галеніт; 2) кварц, сидерит, пірит, арсенопірит, халькопірит, тетраедрит, бурноніт, самородне золото, піротин; 3) кварц, сидерит, анкерит, буланжерит, фрейбергіт, герсдорфіт, самородне золото. В березитах основними мінералами-концентраторами золота є пірит і арсенопірит (вміст Au 0.8-3.2 г/т). В піриті й арсенопіриті мінеральної асоціації 1 золото міститься у вигляді тонкорозсіяної вкрапленості. Вміст його в прожилках зростає (до 60 г/т у піриті і до 18 г/т в арсенопіриті). В жилах і прожилках, складених продуктами мінеральної асоціації 2, видиме золото (до 0.2 мм) спостерігається в піриті, кварцу, сидериті й арсенопіриті. Мінеральна асоціація 3 характеризується збільшенням розмірів самородного



золота (до 2 мм) і тісним парагенетичним зв'язком з галенітом, герсдорфітом, фрейбергітом. В піриті цієї асоціації золото розвинене в мікротріщинах, вміст його досягає 310 г/т. Значну частину золотин (до 30%) складають добре ограновані ромбододекаедри. Пробність золота коливається від 551 до 962. Основними елементами-супутниками золота в березитах є As; в поліметалічних рудах – Pb, Zn, Ag, Cu; в сульфідно-сульфосольних – Pb, Sb, Hg, Ag, Ni.

Судячи за ізотопним складом кисню і водню води з ГРВ, Бобріківське родовище формувалося протягом тривалого періоду (на стадії інверсії тектонічного режиму), що охоплював катагенез, метагенез вміщуючих товщ, а також становлення інтрузій. Модельний вік галеніту (за ізотопами свинцю) складає 178 млн років. Запаси золота за категорією С<sub>1</sub> у верхньому рудному ярусі до глибини 140 м становлять 8 т (середній вміст 6.9 г/т), срібла – 21 т (37 г/т). Прогнозні ресурси золота в нижньому рудному ярусі за категорією Р<sub>1</sub> складають 430 т, середній вміст 0.63 г/т. В делювіально-елювіальних відкладах поблизу рудного тіла № 1 вміст золота становить до 23.5 г/м<sup>3</sup>, що дозволило почати його відпрацювання відкритим способом.

**Михайлівський рудопрояв** розташований в північно-західній частині Ольховатської рудної зони, в межах однойменної лінійної антикліналі, де відомі шліхогеохімічні аномалії золота, видовжені за шарами пісковиків карбону, що залягають серед чорних аргілітів. Його вивчали Азаров й ін. (1999); В.О.Шумлянський та ін. (1993, 2000); Александров та ін. (1996) та ін. Рудопрояв приурочений до двох антикліналей 3-го порядку, утворених внаслідок ундуляції осі Ольховатської антикліналі. Довжина мінералізованої частини склепіння антикліналі складає близько 7 км. Виділяється 5 рудних ярусів, що відстоять по вертикалі на 40-80 м один від іншого, приурочених до пісковиків. Рудні тіла (0.1-8 м, середня 2.3 м) мають форму шарів і лінз, простежених на сотні метрів у довжину і до 150 м у ширину. Рідше рудні тіла приурочені до аргілітів. Вони представлені невеликими гніздами і лінзами. Вміст золота відносно стійкий (1.5-2 г/т).

Рудні тіла приурочені до березитизованих або аргілізованих піритвміщуючих пісковиків, алевролітів й аргілітів, де вміст піриту змінюється від 1 до 45-50%. Золото пов'язане з дрібнозернистим масивним піритом. Його середній вміст у піриті складає 27 г/т, а вміст As – 2.6%. Крім того присутні Со (до 0.2%), Те (до 0.15), Se і Ni (сліди). Встановлені наступні стадії рудної мінералізації: I – безрудні анкерит-кварцові жили і прожилки (від 5 см до 1 м); II – анкерит-(сидерит)-кварцові прожилки (до 4-5 см) зі сфеном, піритом, галенітом, сфалеритом, халькопіритом, бурнонітом, бляклою рудою; III - прожилки (1-5 мм) кварцу, сидериту (анкериту), сфалериту, буланжериту, кальциту, дикіту, каолініту, кіноварі, антимоніту, клейофану, тетраедриту; IV - кварц-кальцитові прожилки (з дикітом). Перспективність рудопрояву обумовлена значною довжиною зони зруденіння (4 км), багатоярусністю зруденіння, стійким, хоча й низьким (1.5 г/т), вмістом Au. Руди золотопіритові з домішкою As (2-2.5% у піритовому концентраті). Для з'ясування можливості купчастого біогідро-металургійного вилуговування відкритим способом необхідні технологічні дослідження.

**Золотоносні розсипища** - один з найважливіших геолого-промислових типів родовищ золота, що поєднує пролювіальні, алювіальні й узбережно-морські золотоносні відклади. На їх частку припадає близько 4% запасів і більше 10% світового видобутку золота. Вміст золота змінюється в широких межах: при видобутку золота драгою – 0.15-0.25 г/м<sup>3</sup>, при гідравлічному видобутку – 0.2-0.3 і вище, при відкритому роздільному відпрацюванні – 0.5-1.0 і вище, при підземному – 2-6 і вище. В Україні відомі переважно середні (0.5-1 т) і дрібні (менше 0.5 т) за запасами родовища, хоча є перспективи виявлення великих (1-5 т), переважно в Карпатах, Донбасі та узбережних зонах Чорного й Азовського морів. Проблемам розсипного золота України присвячені роботи В.О.Шумлянського й ін. (1995); С.М.Ковальчука й ін. (1993, 1995, 1997, 2002); Сущука (1997); Ємельянова, Малахіва (2002); Рєзника (1999); Брагіна, Полканова (1999); Шнюкова, Маслакова (2002); Лебеда, Мацківа (1997); Зарицького, Рябчука (1967); О.О. Нечепуренко (1995); Матковського (1992) та ін. В даний час інтерес можуть становити палеорозсипи золота у відкладах чохла УЩ і Карпат; розсипи золота в сучасних континентальних і морських відкладах.

**Палеорозсипи золота** відомі в нижньокрейдових континентальних відкладах північного схилу УЩ (Кіровоградський блок); в конгломератах соймульської світи крейди в Чивчинському районі Карпат; в червонобарвних конгломератах красноплесненської світи верхньої пермі; в базальних конгломератах великобанської світи еоцену (Рахівський район); в конгломератах слобідської світи міоцену і пистинської світи нижнього сармату в Передкарпатському прогині. Однак, практичного інтересу ці палеорозсипища не становлять.

**Розсипні прояви золота** встановлені в сучасних континентальних відкладах Яблунівського, Верховинського, Чивчинського і Перечинського районів Карпат; долини р. Дністер; Нагольному кряжі Донбасу (Бобріківський розсип); узбережних відкладах Чорного й Азовського морів. Частина з них відноситься до дрібних родовищ і за певних умов може розроблятися невеликими артілями.

## 4.2. СРІБЛО

### 4.2.1. Загальні відомості

Срібло – це хімічний елемент I групи періодичної системи Менделєєва, атомний номер 47, атомна маса 107.87, благородний метал. В природних умовах відомі два стабільних ізотопи срібла  $^{107}\text{Ag}$  і  $^{109}\text{Ag}$  з майже однаковим співвідношенням 51.35 : 48.65. Крім того відомо ще понад 35 радіоактивних ізотопів та ізомерів срібла з масовими числами від 99 до 123.

В природному стані срібло – це м'який білий метал густиною  $10500 \text{ кг/м}^3$ ,  $t_{\text{пл}} 961.9^\circ\text{C}$ ,  $t_{\text{кип}} 2212^\circ\text{C}$ , твердістю 24.52 кПа за Бринелем, з високою електро- і теплопровідністю. Срібло є стійким по відношенню до кисню повітря, при підвищенні температури і тиску формує оксид  $\text{Ag}_2\text{O}$ , але навіть за високих температур не реагує з азотом і вуглецем, хоча взаємодіє з парами сірки (формується  $\text{Ag}_2\text{S}$ ) і вільними галогенами (з утворенням галогенідів). Срібло не реагує з соляною і розбавленою сірчаною кислотами, хоча й реагує з азотною і концентрованою сірчаною кислотами.

Срібло – найбільш розповсюджений у природі благородний метал. Кларк срібла для кислих, середніх і основних порід  $5\text{-}7 \cdot 10^{-6} \%$ . Воно концентрується переважно в сульфідах, формує самостійні мінерали, може знаходитися в мусковіті, польових шпатах, є присутнім в солоній і прісній водах, в організмах. Формує ізоморфний ряд із золотом.

В геохімічному відношенні срібло рухливіше в порівнянні з золотом. В зоні окиснення сульфідних родовищ срібло у вигляді сульфату або тіосульфату переходить в розчин і перевідкладається на глибині в самородній формі і в формі галоїдів. Срібло є типовим халькофільним елементом, тому головною геохімічною особливістю срібла є його тісна асоціація з цинком, свинцем, міддю й іншими халькофільними елементами, що обумовлює можливість виникнення комплексних срібловміщуючих родовищ цих елементів. З сидерофільних елементів срібло часто асоціює із залізом, інколи – марганцем, нікелем, кобальтом, платиною і платиноїдами, зрідка – ванадієм і титаном.

Переважну частину срібла отримують попутно, розробляючи комплексні срібновмісні руди. При переробці руд кольорових металів отримують 70%, при переробці золото-срібних родовищ 10-15%, а з руд власне срібних родовищ – 15-20% світового виробництва цього металу.

Відомо понад 50 мінералів срібла, найважливішими з котрих є:

*самородне срібло*  $\text{Ag}$ ;  
*електрум*  $\text{Ag, Au}$ ;  
*аргентит* (срібний блиск)  $\text{Ag}_2\text{S}$ ;  
*піраргірит* (темна червона руда)  $\text{Ag}_2\text{SbS}_3$ ;  
*прустит* (світла червона руда)  $\text{Ag}_3\text{AsS}_3$ ;  
*фрейбергіт* (срібна блякла руда)  $(\text{Cu, Ag})_3\text{SbS}_3$ ;  
*кераргірит* (срібна рогова руда)  $\text{AgCl}$ ;  
*стефаніт*  $\text{Ag}_3\text{SbS}_4$ ;  
*полібазит*  $(\text{Ag, Cu})_{16}$ ;  
*аргентоярозит*  $\text{AgFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ ;  
*дискразит*  $\text{Ag}_3\text{Sb}$   
*гессит*  $\text{Ag}_2\text{Te}$   
*агвіларит*  $\text{Ag}_4\text{Se}_5$ ;

Промислово важливими мінералами-концентраторами срібла є високосрібні галеніти (до 17%  $\text{Ag}$ ), бляклі руди (до 20%), сульфіди й сульфосолі срібла, самородне срібло, сульфіди міді (до 2%  $\text{Ag}$ ), низькопробне золото, халькопірит, телуриди.

### 4.2.2. Галузі використання і вимоги до сировини

Срібло, як золото і мідь, є одним з найдавніших, відомих людині, металів. Воно використовується з доісторичних часів; ще в IV-му тис до н.е. злитки срібла були грошовим еквівалентом в торгівельних операціях давніх фінікійців, в багатьох країнах стародавньої Ойкумени були відомі ювелірні вироби із срібла. Найдавніші срібні копальні (3 тис до н.е.) знайдені в Малій Азії. В Карпатах воно видобувалося ще в VIII-IX ст.

Більша частина срібла, крім традиційного використання в ювелірній промисловості і в карбуванні монет і медалей (10%), використовується у виробництві кіно- і фотоматеріалів (30-35%). Електронна і електротехнічна промисловість споживає 13-17% від загального обсягу. Крім цього, срібло використовується у виготовленні різних медичних і побутових приладів, посуду, покриття апаратів харчової промисловості, дзеркал. Срібло може використовуватися для знешаражування води, колоїдне срібло справляє антисептичний вплив на слизисту оболонку, завдяки чому входить до складу таких медичних препаратів, як аргірол, протаргол, коларгол. Таким чином, срібло відноситься до тих металів, яким не завжди можна знайти рівноцінну заміну.

Срібні руди – це такі природні мінеральні утворення, які містять срібло в таких концентраціях, кількостях і сполуках, які роблять можливим їх вилучення і доцільною їх промисловою розробку.

Найбільшу частину срібла отримують з сульфідних руд поліметалів ( $\text{Pb}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Cu}$ ) переважно засобом електролітичного рафінування; з власне срібних руд срібло вилучають гравітаційним збагаченням, амальгамацією, пінною сепарацією, флотацією. Концентрати срібла переробляються циануванням за сорбційни-

ми технологіями, чи пірометалургійним способом. В результаті переробки чорнових срібних злитків за допомогою електролітичного афінажу отримують срібний концентрат чистотою 99.9%, який і переплавляється в комерційні злитки.

Промисловий вміст срібла в рудах кольорових металів повинен бути не меншим за 10-100 г/т, в золото-срібних рудах 200-1000 г/т, а в рудах власне срібних родовищ 900-2000 г/т.

### 4.2.3. Економічні відомості

Загальні світові ресурси срібла оцінюються як 1300-1400 тис т, а підтвержені запаси сягають 600 тис т, які зосереджені переважно в Польщі (66), США (53 тис т), Мексиці (45), Таджикистані (44), Канаді (42), Казахстані (29), Австралії (25) а також в Болівії, Перу, Аргентині, ПАР, Чилі, Індонезії та ін. [Мінеральні ресурси..., 2003].

Головними світовими виробниками срібла є Мексика (2620 т срібла у 2000 р.), Перу (2437), США (2060), Австралія (2059), а також Китай, Чилі, Канада, Польща, Казахстан, Болівія, Росія, Швеція, Індонезія. Загальносвітовий видобуток срібла сягає 18-20 тис. т. Серед компаній лідерами є мексиканська "Industrials Penoles", американська "Lucky Friday", болівійська "Consur". В Європі провідною країною з виробництва срібла є Польща – компанія "KGHM Polska Miedz".

Попит на срібло має стійку тенденцію до зростання і на початку нового століття сягнув 30 тис т. Різниця між видобутком і попитом поки що задовольняється вилученням срібла з відходів і брухту, зокрема, відходами фотографічної і електронної промисловості, але її наявність свідчить про значний потенціал збільшення видобутку природного срібла вже в недалекому майбутньому.

Головними імпортерами руди і концентратів срібла є Японія (14 тис т), а також Бельгія-Люксембург і Німеччина; експортерами – Мексика (5 тис т), Болівія (понад 2 тис т), а також Канада і США.

Впродовж останніх десяти років ціни на срібло досить стабільні і складають 0.15-0.17 \$/г або 4.88-5.29 \$/трійську унцію.

Вважається, що за весь час людством видобуто близько 640 тис т срібла, у тому числі в ювелірних виробках – 550 тис т, в монетах і медалях – 40 тис т, в злитках – 45 тис т.

### 4.2.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

Родовища срібла поділяються на власне сріблорудні і комплексні срібловмісні. В генетичному відношенні вони належать до гідротермальної (плутоногенної, вулканогенної та амагматогенної), скарнової, колчеданної і метаморфогенної груп.

Власне срібнорудні родовища відносяться до гідротермальних, де основна їх маса належить вулканогенно-гідротермальним, менше плутоногенним і амагматичним.

Вони формуються на заключних етапах розвитку складчастих областей і, як правило, пов'язані з вулканічними поясами, де формують жили, штокверки, жильні і мінералізовані зони. Вулканогенні гідротермальні родовища приурочені до специфічних вулканічних структур – жерловин вулканів, конічних, кільцевих і радіальних тріщин, аналогічно розташуванню поліметалічних родовищ [Константинов, 1984]. Формування вулканічних порід починалося з андезитів, рідше базальтів, продовжувалося дацитами і закінчувалося ріолітами, з якими пов'язана основна маса гідротермальних рудних родовищ, в тому числі золоті, золото-срібні і власне срібні.

Серед вулканогенних родовищ срібла виділяються такі найважливіші геолого-промислові типи:

- **олово-срібний** (родовища Потосі, Чокая в Болівії);
- **свинцево-срібний** (Лос-Торрес в Мексиці, Сан-Кристобаль в Перу);
- **золото-срібний** (Тонопа, Деламар в США, Гуанахуато в Мексиці);
- **мідно-вісмут-срібний** (Яхимів в Чехії).

Частина родовищ срібла не мають безпосереднього зв'язку з вулканічними структурами, локалізовані у вигляді жил і зон мінералізації в теригенних і теригенно-карбонатних товщах складчастих областей, часто (але не обов'язково) пов'язаних з штоками гранітоїдів. Характерні такі типи родовищ:

- **цинково-свинцево-срібний** (родовище Лаврион в Греції, Кер-д'Ален в США);
- **кобальт-нікель-срібний** (Кобальт, Гауганда в Канаді, Конгсберг в Норвегії).

Однак, основна маса срібла видобувається з комплексних срібловмісних родовищ, де виділяються наступні геолого-промислові типи:

- **колчеданно-поліметалічний** (Брансуїк, Фаро, Саліван у Канаді, Брокен-Хіл, Маунт-Айза в Австралії, Косака в Японії);
- **скарновий поліметалічний** (Дальньогірське в РФ)
- **стратиформний поліметалічний в карбонатних і теригенних породах** (Фортит'юд в Канаді, родовища Міссісіпі в США);
- **мідно-порфіровий** (Пангуна в ПНГ, Бінгхем, Морсісі, Бьютт в США, Ботіха, Петакілля в Панамі);
- **золото-срібний** (Дукат в РФ, Кумтор у Киргизії).
- **мідно-колчеданний** (Норанда, Хорн в Канаді);
- **мідистих пісковиків і сланців** (Мансфельдв Німеччині, Нчанга в Замбії, Жайрем, Узунжал в Казахстані).

#### 4.2.5. Родовища України

В Україні до 80-х років минулого століття геологорозвідувальні роботи з пошуків срібла в достатніх обсягах не проводилися. Але в останні роки у зв'язку зі збільшенням інтересу до поліметалічних родовищ виявлені значні ресурси срібла як у формі власних руд срібла, так і у вигляді супутнього компоненту в рудах золота і кольорових металів. Основними регіонами розповсюдження срібла в Україні є Закарпаття, Донбас, меншою мірою – Український щит, де срібло переважно входить до складу поліметалічних родовищ та проявів і дуже рідко формує власні родовища (Квасівське в Закарпатті і Журавське в Донбасі). Крім перелічених районів, підвищену концентрацію срібла встановлено в рудах самородної міді Волині (172 г/т), мідистих пісковиках Бахмутської улоговини (9 г/т), в ряді районів УЩ. В цілому, сріблосність надр України слабо вивчена. Загальні ресурси срібла в Україні наближуються до 600 т [Мінеральні ресурси..., 2001].

**На території Закарпаття**, яке є історичною областю становлення срібловидобувної промисловості Європи, виявлено родовища і перспективні прояви власне срібних руд (Квасівське), поліметалічних руд з високим вмістом срібла, золото-поліметалічних і золото-срібних руд (Біганське, Мужіївське, Берегівське), які знаходяться поблизу одне від одного і утворюють Берегівсько-Біганський рудний район. Крім цих основних сріблорудних об'єктів, в Закарпатті відомі численні, практично не вивчені поліметалічні прояви з підвищеним вмістом срібла і золота. Реалізація ресурсів срібла цього регіону пов'язана насамперед з промисловим освоєнням золотих і золото-поліметалічних руд і подальшим залученням до експлуатації власне золото-срібних родовищ.

**Квасівське родовище** розташоване в північно-східному обрамленні Конфертинської вулканоструктури, локалізоване серед груболамоквих вулканогенно-осадочних порід, метасоматично змінених до адуляр-кварцових і монокварцових порід, контролюється серією скидів.

Зрудення прожилково-вкраплене, представлене піритом, марказитом, галенітом, халькопіритом, піротитом, сфалеритом, бляклою рудою, оксидами марганцю, сріблом, золотом і сурмою. Вміст срібла 20-400 г/т, золота – до 1 г/т. Рудні тіла представлені плащеподібними покладами довжиною 150-500 м, шириною 100-150 м, потужністю 8-15 м з вмістом срібла 60-70 г/т, у складі яких виділяються лінзоподібні тіла довжиною 150-200 м, шириною 50-100 м, потужністю 4-6 м з вмістом срібла 100-120 г/т. Родовище відноситься до срібло-порфірової рудної формації з кварцово-срібним промисловим типом руд.

Руди родовища придатні для збагачення за флотаційно-ціанувальною і флотаційно-електрохімічною схемами; вилучення срібла складає 91-94%.

**Біганське барит-срібло-поліметалічне родовище** розташоване в північно-західній частині Берегівського нагір'я, за 20 км від Берегівського родовища, з яким має дуже подібну геологічну будову (рис. 4.8). Родовище приурочене до верхнього структурного поверху тортон-сарматських туфів і піщано-сланцевих утворень, які прорвані сарматськими екструзивами ріолітів.

Рудні зони залягають в нижньосарматських туфах і аргілітах верхнього і середнього горизонту, що простягається в північно-західному напрямку, представлені крутопадаючими жилами.

Мінералогія Біганського родовища має багато спільних рис з Берегівським, але разом з тим відзначається низкою своєрідних особливостей. На відміну від Берегівського родовища, менший вміст золота менший, концентрації срібла підвищені у вигляді срібловмісних аргентиту, пруститу, енаргіту, сульфосолей. Переважаючими рудними мінералами є галеніт, сфалерит, пірит, халькопірит. Жильні мінерали – кварц, барит, каолін, карбонати, алуніт. На родовищі виявлена чітка зональність, що полягає в зміні на глибині баритової мінералізації, барит-поліметалічною і поліметалічною із сріблом. Срібло входить до складу піраргіриту, пруститу, аргентиту, галеніту, бляклої руди, сфалериту, іноді зустрічається в самородному вигляді серед барит-поліметалічних руд.

Вміст свинцю і цинку в сумі коливається в межах 3-5%. Срібло постійно присутнє в баритових і барит-поліметалічних жилах, де його вміст змінюється від 100 г/т до 500 г/т на потужність до 10 м. В рудних стовпах вміст срібла може сягати 1000 г/т.

Структура руд аналогічна Берегівському родовищу, текстури, в основному, масивні, рідше смугасті і брекчійові.

Гідротермально змінені породи відносяться до формації вторинних кварцитів і пропілітів. Склад гіпергенних мінералів зони окиснення майже нічим не відрізняється від інших поліметалічних утворень Закарпаття. Характерне заміщення сфалериту ковеліном, гідроксидами заліза і, рідше, смітсонітом. Досить типовою є асоціація сфалериту з бемітом і діаспором. В зоні вторинного сульфідного збагачення виявлена асоціація сфалерит-алуніт-гринокіт-халькозин-ковелін.

Генетичний тип родовища – вулканогенний гідротермальний, золото-поліметалічна формація, золото-срібло-барит-галеніт-сфалеритовий мінеральний тип.

В межах Берегівського рудного району найбільш вивченим є **Мужіївське золото-поліметалічне родовище**, котре зараз експлуатується як золоторудний об'єкт. В північно-східній частині родовища широко розвинені золото-срібло-свинцево-цинкові руди, що переходять і в зону окиснення. Державним балансом запасів враховані ресурси срібла родовища як супутнього корисного компоненту складають за категорією С<sub>1</sub> 162.4 т, С<sub>2</sub> – 452.5 т [Мінеральні ресурси України, 1994]. Детальна геологічна характеристика родовища наведена в розділі 4.1.

В поліметалічних рудах **Берегівського родовища**, що містять невеликі кількості пруститу, полібазиту, аргентиту, електруму, самородного срібла, середній вміст срібла близько 20 г/т.

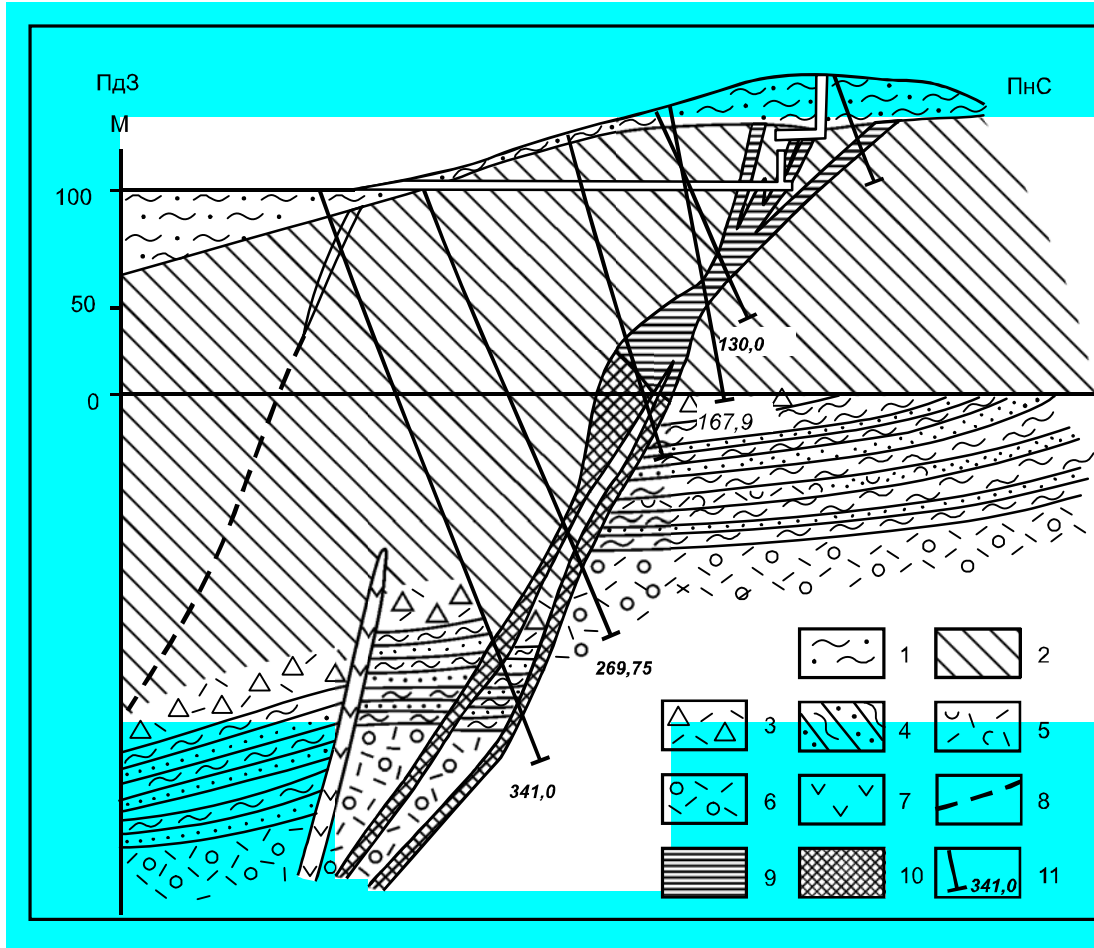


Рис. 4.8 Геологічний розріз Беганського родовища (за Сасінім та ін., 1964)

1 – четвертинні глини і суглинки зі щебенем вторинних кварцитів; 2 – вторинні кварцити (алунітові фації) за туфами ріолітів; 3 – агломератові ксенотуфи ріолітів; 4 – горизонт піщано-глинистих порід; 5 – пелітові туфи ріолітів; 6 – псамітові і гравійні туфи ріолітів; 7 – андезити; 8 – тектонічні порушення; 9 – баритові руди з сульфідами цинку; 10 – поліметалічні руди (сульфіди цинку, свинцю і міді); 11 – свердловини та їх глибина

В Донбасі відомі ряд родовищ і рудопроявів поліметалічної і золото-поліметалічної формації з промисловими концентраціями срібла. Найпродуктивнішим є Нагольний рудний район, що розміщений в зоні Головної антикліналі Донбасу і поперечного Ровеньківського валоподібного підняття. Зруденіння пов'язане з куполоподібними структурами у склепінневих частинах антиклінальних зон, вигинами за простяганням осьових поверхонь антиклінальних складок, вузлами перетину цих складок скидо-зсувами, ділянками змінених і роздроблених порід. Рудна мінералізація приурочена до вугленосної карбонатно-теригенної формації карбону (світи  $C_1^5$ ,  $C_2^1$ ,  $C_2^2$ ,  $C_2^3$ ), що представлена пісковиками, алевролітами, вапняно-глинистими сланцями і вапняками.

Для родовищ і рудопроявів Нагольного кряжу характерні жильний і прожилковий типи зруденіння, рідше штокверковий.

Мінеральний склад жил різноманітний. Головні рудні мінерали – сфалерит, галеніт, пірит, арсенопірит, буланжерит, бурноніт, тетраедрит в різних кількісних співвідношеннях. Другорядні – тенантит, халькопірит, герсдорфит, піротин, аргентит, самородне золото. Рудна мінералізація утворилася в результаті трьох послідовних стадій мінералізації: золото-пірит-арсенопіротової, золото-галеніт-сфалеритової і золото-срібло-поліметалічної. Нерудні мінерали представлені кварцом, сидеритом, анкеритом, пістомезитом, донбаситом.

Структурно-текстурні особливості руд різноманітні. Текстури – жильні, прожилкові, брекчійові, смугасті, масивні. Структури – зернисті, корозійні, метасоматичні, розпаду твердих розчинів. Основна маса срібла знаходиться в галеніті і тетраедриті (табл. 4.2).

Навколорудні зміни відзначаються слабкою контрастністю, що обумовлено низькою реакційною здатністю вміщуючих товщ. Дані породи відносяться до формації лиственітів-березитів у тих випадках, коли вони містять слюду (серицит-мусковіт), або ж до формації, проміжної між типовими лиственітами-березитами і класичними аргілізитами, якщо в їх складі присутня гідрослюда [Щербань, 1985].

Зона окиснення має потужність всього 15-20 м, що пов'язане з особливостями клімату і геологічної будови району. Зона вторинного сульфідного збагачення виражена слабо і її потужність в рідкісних випадках сягає 5-10 м. Гіпергенні мінерали досить численні, переважають лімоніт, церусит, смітсоніт, малахіт, азурит, халькозин, ковелін, англезит, каламін, куприт, хризокола, скородит, псиломелан.

Родовища і рудопрояви Нагольного кряжу відносяться до амагматогенного гідротермального типу, золото-срібло-поліметалічної формації.

Найперспективнішими є Єсаулівське і Журавське родовища, запаси і ресурси яких мало вивчені. Реалізація ресурсів срібла в Нагольному кряжі пов'язана з освоєнням руд золота і поліметалів цього району.

Вміст срібла в рудних мінералах (г/т) [Кузнецов та ін., 1983]

Родовище, рудопрояр	Мінерали				
	Пірит	Сфалерит	Галеніт	Тетраедрит	Бурноніт
Єсаулівське		<u>30-80</u> 53	<u>500-3200</u> 2108		<u>120-3800</u> 715
Бобриківське	<u>0-80</u> 23	<u>30-1440</u> 342	<u>1600-2400</u> 2150	16 000	120
Гострий Бугор			<u>1500-1760</u> 1630		
Нижній Нагольчик		<u>0-620</u> 270	<u>200-1300</u> 633		
Журавське	<u>15-2250</u> 369	<u>10-1520</u> 391	<u>540-3000</u> 1367	<u>12000-38000</u> 21000	

\* В чисельнику – межі, в знаменнику – середній вміст.

**Єсаулівське срібло-поліметалічне родовище** розташоване в північно-західній частині Нагольного кряжу, локалізоване в піщано-аргілітовій товщі середнього карбону, приурочене до повздовжньої зони зім'яття в склепінні Єсаулівської антикліналі. Зруденіння представлено сульфідними і кварц-анкеритовими жилами довжиною до 400 м (потужністю 0.1-2.5 м), прожилково-вкрапленими зонами в аргілітах, гніздами – у вапняках. Жили супроводжуються лінзоподібними прожилками, що розгалужуються, роздувами до 1.5 м. Вміщуючі породи анкеритизировані (вапняки) чи слабко дикітизовані і донбаситизовані (аргіліти). Мінеральний склад: сфалерит, галеніт, халькопірит, буланжерит, бурноніт, кварц, анкерит, зустрічаються халькопірит, тетраедрит, блякла руда, пірит, самородне золото й ін. Середній вміст свинцю в жилах 3.8%, цинку – 5.8%, золота – 1.1 г/т, срібла – 157 г/т.

**Журавське срібне родовище** локалізоване в північному крилі Оріхово-Тарасівської антикліналі серед інтенсивно дислокованих вуглистих аргілітів і пісковиків середнього карбону. Рудні жили приурочені до субширотної зони довжиною 12 км. Жили анкерит-кварцові з сульфідною мінералізацією і пізніші сульфідні. Довжина прожилково-вкраплених і жильних рудних тіл від 60 до 280 м, потужність від 0.3 до 21.7 м. Рудні мінерали представлені сфалеритом, галенітом, халькопіритом, тетраедритом, піраргіритом, аргентитом, піритом, арсенопіритом, бурнонітом, буланжеритом, піротином, золотом; нерудні – кварцом, анкеритом, пістомезитом, кальцитом, хлоритом (тарасовітом, донбаситом), дикітом, каолінітом. Характерні грубозернисті структури, масивна і брекчієва текстури руд, рідше – друзова і стрічкова.

Срібло концентрується у вигляді емульсійної вкрапленості аргентиту в галеніті, а також знаходиться в сульфосолях. В рудних тілах вміст срібла коливається від 35 до 1834 г/т, золота – досягає 8.8 г/т. Відношення золота і срібла становить в середньому 1:200. Золото знаходиться в піриті (до 20-40 г/т). Середній вміст свинцю – 0.25%, цинку – 0.44%.

Прояви срібної мінералізації зафіксовані і в **структурах УЩ**: в залізистих кварцитах Чортотлицької структури, в лужних рідкіснометальних метасоматитах Пержанської зони, Кочерівської структури, в зонах Конкського і Оріхово-Павлоградського розломів, в уранових родовищах Кіровоградського блоку. Срібло також часто є супутнім елементом в родовищах золота (наприклад, родовище Балка Широка).

В західній частині Кіровоградського блоку зафіксовані прояви срібла трьох генетичних типів: колчеданно-срібний, мідь-вісмут-срібний і свинець-вісмут-срібний, приурочені, зокрема, до руд Ватутінського уранового родовища, що дозволяє ставити питання про комплексну розробку уранових руд з супутнім вилученням срібла [Бондаренко и др., 2002].

## 4.3. ПЛАТИНА І ПЛАТИНОЇДИ

### 4.3.1. Загальні відомості

До платиноїдів, чи металів платинової групи (МПГ) відносяться хімічні елементи VIII групи періодичної системи Менделєєва, які включають платину (Pt), паладій (Pd), осмій (Os), іридій (Ir), рутеній (Ru), родій (Rh). Вони відносяться до групи благородних металів завдяки їх високій хімічній стійкості, тугоплавкості, привабливому зовнішньому вигляду.

**Платина** має атомний номер 78, атомну масу 195.09. Відомо 5 стабільних ізотопів платини і понад 20 штучних ізотопів. Вперше металічна платина в чистому вигляді отримана в 1803 р. англійським вченим У.Х.Волластоном. Це срібно-білий метал, який характеризується значною ковкістю і тягучістю, добре прокатується в тонкі листи і штампується. Її густина  $21460 \text{ кг/м}^3$ , температура плавлення  $1772^\circ\text{C}$ , температура кипіння  $3900^\circ\text{C}$ , ступінь окиснення від +1 до +6. Платина хімічно малоактивна, стійка до більшості хімічних реагентів, крім царської горілки і бромю, повільно реагує з гарячою концентрованою  $\text{HNO}_3$  і з  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . Кларк платини в земній корі  $5 \cdot 10^{-7}\%$ , в ультраосновних породах  $2 \cdot 10^{-4}\%$ , середніх -  $1 \cdot 10^{-5}\%$ . В природі зустрічається у вигляді *самородної платини* (Pt понад 80%), *залізистої платини* (20-50% Fe), *ізофероплатини* ( $\text{Pt}_3\text{Fe}$ ), *тетрофероплатини* ( $\text{PtFe}$ ), *іридістої платини* (10.4-37.5% Ir), *паладістої платини* (14.0-40.0% Pd), *паладістої станоплатини* (16-23% Sn, 17.2-20.9% Pd), *зеверситу* ( $\text{PtSb}_2$ ), *холінгеуртиту* [(Rh, Pt, Pd, Ir)(AsS) $_2$ ], а також у вигляді сульфідів *поліксену*, *паладістої платини*, *фероплатини*, *спериліту* ( $\text{PtAs}_2$ ), *купериту* та ін.).

**Паладій** має атомний номер 46, атомну масу 106.4, густину  $12020 \text{ кг/м}^3$ ,  $t_{\text{пл.}} 1552^\circ\text{C}$ ,  $t_{\text{кип.}} 3980^\circ\text{C}$ , ступінь окиснення +2 і +4. Відомо 6 стабільних і 16 штучних ізотопів паладію. Відкритий у 1803 р. англійським вченим У.Х.Волластоном. Характеризується надзвичайно високою спорідненістю з воднем, розчиняється в царській горілці, в гарячих концентрованих  $\text{HNO}_3$  і з  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , під час нагрівання реагує з F, Cl, S. Кларк паладію в земній корі  $1.3 \cdot 10^{-6}\%$ . В природних умовах утворює тверді розчини з платиною: паладіста платина (19-40%), паладіста станоплатина (17-21%), поліксен (до 6%), фероплатина (до 13%), іридіста платина (до 4%), а також знаходиться у вигляді домішок у брегиті, звягинцевіті, висоциті та ін., сульфідах та силікатах ультраосновних і основних порід. Підвищена концентрація паладію спостерігається в марганцевих рудах, фосфоритах.

**Осмій** має атомний номер 76, атомну масу 190.2, густину  $22610 \text{ кг/м}^3$ ,  $t_{\text{пл.}} 3027^\circ\text{C}$ ,  $t_{\text{кип.}} 5027^\circ\text{C}$ , ступінь окиснення від +1 і +8. Відомо 7 стабільних ізотопів осмію. Відкритий у 1804 р. англійським хіміком С.Теннантом. Не розчиняється в царській горілці, розчиняється в гарячій азотній кислоті; в присутності окиснювачів при сплавленні з лугами утворює комплексні сполуки. Металічний осмій і його сполуки легко окиснюються до  $\text{OsO}_4$ . Кларк осмію в земній корі (г/т) 0.007, в перидотитах – 0.15, в еклогітах – 0.16, в дунітах і перидотитах – 0.013, в піроксенітах – 0.007. В природі зустрічається у вигляді самородного осмію, власних мінералів: осміїриду (Os, Ir), нев'янскіту, сисертскіту, сарситу, ерліхманіту ( $\text{OsS}_2$ ), а також домішок у платинових мінералах.

**Іридій** має атомний номер 77, атомну масу 192.22, густину  $22400 \text{ кг/м}^3$ ,  $t_{\text{пл.}} 2447^\circ\text{C}$ ,  $t_{\text{кип.}} 4380^\circ\text{C}$ , ступінь окиснення від +1 до +6. Складається з 2 стабільних ізотопів:  $^{191}\text{Ir}$  (38.5%) і  $^{193}\text{Ir}$  (61/5%). Відкритий у 1804 р. англійським хіміком С.Теннантом. Це срібно-білий метал, хімічно мало активний, в царській горілці не розчиняється, при прожарюванні в кисні утворює  $\text{Ir}_2\text{O}_3$ . У вигляді тонкого порошку адсорбує сірку, галогени та інші неметали. Кларк в земній корі  $1 \cdot 10^{-7}$ . Типовий елемент ультраосновних і основних гірських порід. Зустрічається у вигляді самородного осмію, сполук із іншими МПГ, сіркою та миш'яком, а також знаходиться у вигляді домішка в комплексних сульфідних мідно-нікелевих рудах.

**Рутеній** має атомний номер 44, атомну масу 101.07, густину  $12370 \text{ кг/м}^3$ ,  $t_{\text{пл.}} 2250^\circ\text{C}$ ,  $t_{\text{кип.}} 4200^\circ\text{C}$ , ступінь окиснення від +1 до +8. Відомо 7 стабільних і понад 20 штучних ізотопів рутенію. Відкритий у 1844 р. російським хіміком К.К.Клаусом. Характеризується значною хімічною стійкістю, в кислотах, лугах і царській горілці щільний рутеній не розчиняється, а губчастий повільно реагує з концентрованою  $\text{HCl}$ . Кларк в земній корі  $5 \cdot 10^{-7}$ . Існує лише один власний мінерал рутенію – лаурит ( $\text{RuS}_2$ ). Рутеній утворює тверді розчини в мінералах платини, знаходиться також у сульфідних мідно-нікелевих рудах.

**Родій** має атомний номер 45, атомну масу 102.9, густину  $12410 \text{ кг/м}^3$ ,  $t_{\text{пл.}} 1963^\circ\text{C}$ ,  $t_{\text{кип.}} 3700^\circ\text{C}$ , ступінь окиснення +3, рідко +1, +2, +4 і +6. Відомо 1 стабільний і 20 штучних ізотопів родію. Відкритий у 1804 р. англійським вченим У.Х.Волластоном. Характеризується значною стійкістю до хімічного впливу кислот, лугів, активних неметалів. Кларк родію в земній корі  $1 \cdot 10^{-7}$ . Власних мінералів не має, поширений у вигляді ізоморфних домішок в мінералах самородної платини і групи осмістого іридію (до 3.3%), а також в мідно-нікелевих рудах.

### 4.3.2. Галузі використання та вимоги до сировини

Платина використовується в хімічній промисловості для виготовлення деталей приладів і апаратів, які контактують з агресивними речовинами, або використовуються при високих температурах; хімічного посуду; каталізаторів для каталітичного риформінгу на нафтопереробних заводах; для покриття електродів; для виготовлення термометрів опору і термопар для виміру температур, що перевищують  $1000^\circ\text{C}$ ; феромагнітних сплавів; фільтрів для очистки газів; сполуки платини застосовують в скляній промисловості, для виготовлення постійних магнітів, в ювелірній справі, в комп'ютерній техніці та ін.

Паладій отримують з концентратів МПГ. Паладій у сполуках з іншими металами використовують для ювелірних виробів, виготовлення хімічної апаратури, протезування зубів, як каталізатор багатьох хімічних реакцій, в електротехніці та ін.

Осмій вилучають з платинових концентратів відгонкою  $\text{OsO}_4$ , котрий уловлюють лужним розчином, з якого й осаджують осмій. Надалі осадок відновлюють і отримують осмієвий порошок. Осмій використовують як каталізатор для синтезу аміаку, гідратації органічних сполук, як легуючий додаток до надміцних сплавів.

Іридій видобувають з платинових і золотих розсипів у вигляді власних мінералів, концентратів МПГ, а також з комплексних сульфідних мідно-нікелевих руд (після переробки анодних шламів електролізу нікелю й міді). Сплави іридію (переважно з платиною) використовують для виготовлення хімічного посуду, ювелірних виробів, хірургічних інструментів, нерозчинних анодів, в точних приладах (наприклад, еталони метричної системи мір) тощо.

Рутеній видобувають з платинових руд шляхом возгонки леткої  $\text{RuO}_4$  з її переведенням в розчин  $\text{HCl}$  із  $\text{CH}_3\text{OH}$ , а також осадженням комплексної солі  $\text{Ru}$ . Металічний рутеній отримують термічним відновленням в атмосфері  $\text{H}_2$ . Рутеній використовують як каталізатор при отриманні ряду органічних сполук, він додається до паладієвих і платинових сплавів для надання їм міцності. Платинорутенієві сплави використовують для виготовлення електричних контактів і деталей з підвищеною корозійною стійкістю.

Родій видобувають з концентратів МПГ. Родій і його сплави використовують для виготовлення електrolітичних покрив, термопар, електричних контактів, як каталізатор при отриманні ряду органічних і неорганічних сполук.

Платиновими рудами називають природні мінеральні утворення, котрі вміщують МПГ в таких концентраціях, за яких технічно можливе і економічно доцільне їх промислове використання. Вміст платинових мінералів в рудах змінюється від 2-5 г/т і більше в корінних власне платинових родовищах; від десятків часток до сотень г/т в корінних комплексних родовищах; від десятків  $\text{mg/m}^3$  до сотень  $\text{g/m}^3$  в розсипних родовищах.

Видобуток МПГ здійснюється відкритим і підземним способами. Першим розробляються переважно розсипні родовища (засобами драгування і гідромеханізації), другим – корінні. Завдяки збагаченню металонесних пісків і дроблених корінних руд отримують платиновий концентрат з вмістом платинових мінералів 80-90%, який спрямовують на афінаж. Вилучення МПГ з комплексних сульфідних руд здійснюється флотацією з наступною багатостадійною піро-, гідрометалургійною, електрохімічною та хімічною переробкою.

Чисту платину отримують шляхом гідрометалургійної переробки і відновлення воднем (за умови підвищеної температури) платинових концентратів.

### 4.3.3. Економічні відомості

Світові ресурси платиноїдів оцінюються як 120-140 тис т, велика їх частина (75-85 тис т) знаходиться в Бушвельдському масиві ПАР. Підтверджені запаси МПГ оцінюються як 72 тис т, у т.ч. 63 тис т - у ПАР, 6.2 тис т – в Росії, 1.7 тис т – у США, 0.3 тис т – в Канаді, а також в Зімбабве, Фінляндії, Китаї та ін. Ці ж країни мають і розвідані запаси платиноїдів, причому тільки на долю ПАР з них припадає 95%.

Близько 70% МПГ вилучають з хромітвмісних розшарованих базит-ультрабазитових інтрузій, 25% - з мідно-нікелевих родовищ, близько 4% - з розсипів.

Найбільші родовища світу знаходяться у ПАР, де представлені платиновими і платиноносними хромітовими рудами Бушвельдського базит-гіпербазитового комплексу, родовищем сульфідних мідно-нікелевих руд Інсізва. В Росії промисловий видобуток платиноїдів здійснюється з сульфідних мідно-нікелевих руд родовищ Норильського району (Талнахське, Октябрьське, Норильськ-1, Масловське), менше значення мають родовища Печенгського (Аларіченське, Супутник, Жданівське) та Центрального (Нижньомамонівське, Єланське) районів. Певні перспективи пов'язані з розсипами Меймеча-Кутуйського району в Сибіру. Запаси США пов'язані з платиновими рудами родовища Стіллуотер і розсипами платини на Алясці, а Канади – з комплексними рудами родовищ Седбері та Томпсон. Австралія видобуває МПГ з руд сульфідних мідно-нікелевих родовищ Камбалда, Уіндера та ін., Зімбабве – з хромітових руд Великої Дайки, Фінляндія – з сульфідних руд Оутокумпу, Болівія – розробляє золото-платинові і платинові розсипища.

Світове виробництво МПГ досягає 400 т, у тому числі платини – 160 т, паладію – до 240 т. Світовим лідером у виробництві платини є ПАР (114.5 т у 2000 р.), Росія (35.8), Канада (6.0) і США (3.1), а паладію – Росія (161.7), ПАР (55.8), США (10.3) і Канада (9.4). Незначну кількість МПГ виробляють Австралія (0.17 т у 2000 р.), Зімбабве (0.5), Колумбія (0.5).

Світовий попит на МПГ постійно зростає і значно перевищує пропозицію. Так, у 2000 р. споживання  $\text{Pt}$  зросло до 199 т, а  $\text{Pd}$  – до 277 т. Світовий попит на  $\text{Os}$  складає приблизно 150 кг/рік (2000 р.),  $\text{Ru}$  – 1365 кг,  $\text{Ir}$  – 3950 кг. Споживання МПГ не забезпечене повною мірою їх видобутком. Головними споживачами МПГ у світі (без Росії) є (1999 р., т): автомобільна промисловість – 249.7, електронна й електротехнічна промисловість – 79.7, ювелірна справа – 97.5, стоматологія – 34.5, хімічна й електрохімічна промисловість – 24.5, скляна промисловість – 7.1, нафтопереробна промисловість – 3.6, інші індустріальні галузі – 16.3, виготовлення монет і злитків – 5.6.

Головними експортерами МПГ є ПАР і Росія (понад 100 т кожна), а імпортерами – США (286.8 т у 2000 р.), Японія (157.5), Швейцарія (147.6), а також Німеччина, Франція та ін. Ціни на МПГ постійно зростають і в 2001 р. на Нью-Йоркській біржі сягнули: платина – 540 \$/унцію, паладій - 770 \$/унцію, родій – 1800 \$/унцію, іридій – 415 \$/унцію, рутеній – 130 \$/унцію.

В березні 2004 року світові ціни на платину перевищили 900 \$/унцію, при цьому протягом 2003 р. ріст цін склав 34%. Ріст цін обумовлений перевищенням попиту над пропозиціями на світовому ринку. У Росії дохо-



ди «Норильського нікелю» тільки від продажу платини склали в 2003 р. 500-520 млн дол. (10% від загальних доходів).

В той же час ціни на паладій сягнули 200 \$/унцію, а на родій – 500 \$/унцію.

#### 4.3.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

Родовища платиноїдів поділяються на корінні (ендогенні) та розсіпні (екзогенні), а за складом – на власне платинові та комплексні (родовища мідних і мідно-нікелевих сульфідних руд, розсіпні родовища золота з платиною та ін.).

Корінні родовища здебільшого представлені різноманітними тілами платиноносних комплексів сульфідних і власне платинових хромових руд з масивною і вкрапленою текстурою. Вони генетично пов'язані з інтрузіями основних і ультраосновних порід, відносяться до магматичних родовищ.

Комплексні родовища мідно-нікелевих сульфідних руд займають провідне місце як сировинне джерело платиноїдів. Платинове зруденіння асоціює з тілами масивних і вкраплених мідно-нікелевих сульфідних руд диференційованих інтрузій габродолеритів (Інсизва в ПАР), стратиформних інтрузій габро-норитів з гіпербазитами (Бушвельдський комплекс в ПАР), розшарованих масивів норитів і гранодіоритів (Седбері в Канаді). Платиноїди (головним чином платина і паладій) концентруються в них переважно в піротині, халькопириті, пентландиті, кубаніті, а також в мінералах платинових елементів: інтерметалічних сполуках Pd і Pt з Bi, Sn, Tl, As, Pb, Sb, твердих розчинах Sn і Pb у Pd і Pt, а також Fe в Pt, арсенідах і сульфідах Pd і Pt.

Менше значення мають хромітові руди (Бушвельдський комплекс і комплекс Стіллуотер у США); мідисті сланці і мідноносні чорні сланці; мідно-, молібден- та олово-порфірові родовища; окремі золоті і золото-поліметалічні родовища; океанічні залізо-марганцеві конкреції й кірки.

Розсіпні родовища представлені переважно мезо-кайнозойськими розсіпами платини й осмістого іридію, які утворюються внаслідок руйнування платиноносних ультраосновних масивів. Їх ширина може сягати сотень метрів, а потужність продуктивних шарів – кількох метрів.

90% світових запасів МПГ зосереджено у власне платинових пізньомагматичних родовищах, локалізованих в диференційованих розшарованих гіпербазитових комплексах. Найбільш продуктивними є протяжні малопотужні хромітвміщуючі шари норитів, анортозитів, рідше піроксенітів, які називаються „рифами”. З двома такими рифами – Меренського і UG-2 в Бушвельдському комплексі ПАР пов'язано близько 77.5% світових запасів МПГ. З сульфід-арсенідвміщуючими шарами гіпербазитових комплексів пов'язано близько 11% світових запасів МПГ (Плетриф у Бушвельдському масиві, Велика Дайка в Зімбабве, Лак-Де-Іль у Канаді, Стіллуотер у США, Федорово-Панське в Росії й ін.). Інші запаси (менше 11%) припадає на комплексні родовища мідно-нікелевих руд (Норильське в Росії, Седбері в Канаді й ін.), а також на мідно-порфірові, мідно-колчеданні, мідно-ванадієві і мідно-титан-магнетитові руди (Бор в Югославії, Бігхем у США; Волківське і Качканарське в Росії), штоки мафічних порід (Карелія; Коронейшн-Хілл в Австралії; Солт-Чак у США й ін.). Близько 0.2% запасів пов'язано з розсіпами (Корякія, Урал, Колумбія й ін.).

Значні перспективи пов'язані з новим, нетрадиційним типом пластових комплексних гідротермальних родовищ у чорносланцевих комплексах (Карелія в Росії, Сунлінь в Китаї). Незважаючи на невисокий вміст МПГ, вони мають великі розміри і містять супутні Ni, Au, Ag, Mo. Підвищений вміст МПГ зустрічається також в рудах карбонатитових, скарнових, порфірових, колчеданних, стратиформних родовищ, у корах вивітрювання.

#### 4.3.5. Родовища України

Вивчення платиноносності геологічних комплексів України почалося з виявлення в 1951 р. Н.А.Співак і Е.А.Судзіловською підвищеного вмісту платини (0.1-0.2 г/т) в гіпербазитах р. Обіточної (Західне Приазов'я). В 1954 р. С.М. Цимбал і Ю.А. Полканов знайшли самородну платину в циркон-ільменітових розсіпах ДДЗ. Перші узагальнення з платиноносності геологічних формацій України зробили І.К.Латиш, А.Б.Фомін і В.А.Стульчиков (1974, 1975). Пізніше проблемою платиноносності України займалися Н.В.Бутурлінов, С.О.Галій, Ю.Г.Гершойг, А.Я.Каневський, І.К.Латиш, С.М.Рябоконець, М.П.Семененко, В.А.Стульчиков, А.Б.Фомін, Н.К.Ширинбеков та ін. В 1989-91 р. були виконані роботи з теми „Оценка платиноносности потенциально перспективных образований Украины” (І.Є.Палкін, М.М.Головко, І.Н.Дорофєєва й ін.), в 1992-1994 рр. – „Платиноиды Украины”, а в 1996-2000 р. – за програмою і проектами ІГМР НАНУ і Держкомгеології України „Платина Украины” (К.Ю.Єсипчук, Є.О.Куліш, О.О.Юшин, М.І.Лебідь і ін.). Матеріали з платиноносності України були узагальнені на робочій нараді Міжвідомчої комісії з геології рудних родовищ у листопаді 2004 р. [Мінерально-сировинна..., 2005]

Зараз в Україні відсутні промислові об'єкти платиноїдів, потреби України задовольняються імпортом з Росії, однак відомі перспективні геологічні об'єкти, до яких відносяться: мафіт-ультрамафітові комплекси докембрію УЩ; рифейські трапи Волині; залізорудні формації Кривбасу.

**Мафіт-ультрамафітові** комплекси відомі в докембрії Волинського, Дністровсько-Бузького, Середньопридніпровського, Приазовського мегаблоків УЩ.

У **Волинському мегаблоці** інтерес становлять диференційовані розшаровані інтрузії перидотит-піроксеніт-габроноритової формації букинського, прутівського і каменського комплексів (Прутівський, Залізнякавський, Каменський і ін.). Тут, поблизу границь порід різного складу, на периферії рудних сульфідних зон, в зонах з рідкою сульфідною мінералізацією і на ділянках амфіболізації, біотитизації, хлоритизації встановлені підвищені концентрації платини (0.5-4.9 г/т). Зруденіння представлене малопотужними (1-30 см) переривчастими шарами в найбільш контрастно розшарованих частинах масивів. В сульфідних рудах

вміст Pt і Pd низький, але відзначається підвищений вміст Rh і Ru (до 0.1 г/т). Pt і Pd концентруються в сульфідах (піротині, пентландиті і халькопіриті), телуридах, вісмутидах, інтерметалідах і самородному вісмуті, де встановлені дрібні включення інсіваїту, масловіту, брегїту, меренскїїту, фрудїту, мончеїту, урванцевїту, тетрафероплатини й ін. Телуриди представлені дрібними включеннями гесїту, мелонїту, алтаїту в піротині і пентландиті. Часто вони асоціюють з верлітом, хедлейїтом, телуровісмутитом і самородним вісмутом. Ресурси МПГ на Прутївському прояві оцінені як 10.8 т, вміст Pt і Pd по 0.15 г/т.

В **Дністрівсько-Бузькому мегаблоці** підвищений вміст МПГ приурочений до інтрузій гіпербазитової формації: в дунїтах, піроксенїтах, аподунїтових і апоперидотитових серпентинїтах Північно-Тарновацького масиву (Pt - до 0.3 г/т, Pd - до 0.18 г/т); в хромїтових рудах Капітанївського і Липовеньківського масивів (Pt – 41.3-41.8%; Rh – 2.5-2.6%), де виявлені лаурит, ірарсит, залїзиста самородна платина, андуїт, руарсит, сперїліт, стїбіопаладинїт, ірїдоосмін, природні сплави, арсенїди і вісмутиди МПГ; в ультрабазитах Жданївської інтрузії, де описаний сперїліт, виявлений підвищений вміст платиноїдів (Pt - до 3.68, Pd - до 1.15, Ir - до 0.46, Os - до 0.03 г/т).

В **Середньопридніпровському мегаблоці** підвищений вміст платиноїдів встановлений в ультрабазитах олександрївського комплексу (Os до 4 г/т, Ir 0,1-0.45 г/т, Ru 0.5-1.0 г/т, Rh 0.13-0.25 г/т, Pt і Pd до 0.175 г/т); у Варварївському (Pt – до 0.04 Pd - до 0.036 г/т), Алферївському (Pt 0.007 г/т) і Сухохутірському (Pt – до 0.04-0.26 г/т, Pd – до 0.003 г/т) масивах верхівцевського комплексу; в невеликих гіпербазитових масивах Чортмлицької (Pt – 0.01-0.097, Pd – 0.0035-0.1, Rh – 0.0038-0.0077 г/т), Сурської (Pt – до 0.2 г/т, Pd – до 0.53 г/т) і Білозерської (Pt – до 0.017 г/т, Pd – до 0.035 г/т) ЗКС; в ультраосновних породах Девладївсько-Тернівського району (Pt – 0.041; Pd – 0.059 г/т) і в габроїдах Софїївської інтрузії (Os 2.9-9.8 г/т, Ir 0.05-0.8 г/т, Rh 0.12-0.16 г/т).

В **Приазовському мегаблоці** в ультрабазитах на р. Обїточнїй, біля с. Новосільськ і хут. Дахно встановлений підвищений вміст Pt (до 0.2 г/т) і Pd (до 0.007 г/т); в ультрабазитах Сорокинської зони вміст Pt досягає 0.034 г/т; а в породах Октябрського масиву – Pt 0.06 г/т, Pd – 0.02 г/т.

В **рифейських трапах Волині** виділено кілька ділянок, перспективних на комплексне мідно-золото-срібло-платинове зруденіння. Так, на ділянці Жиричі прогноуються запаси руди 125 млн т з вмістом Cu 1.2%, Au 1.7 г/т, Ag 40 г/т, МПГ 1.5 г/т; як перспективна, виділяється ділянка Рафалївська, де зараз проводяться пошуково-оціночні роботи.

**Залїзорудні формації Кривбасу** містять підвищені концентрації МПГ, тут встановлені їх мінерали: платина, паладій, полїксен, нев'янскїт. Так, в сульфїдизованих метагравелїтах на контактї саксаганської і гданцївської світ на руднику ім. Р. Люксембург встановлені: Au – до 0.31-1.59, Pd – до 0.035-0.5, Pt – до 0.011 г/т; на руднику ім. Ілліча: Pt - до 0.085 г/т, Pd – до 0.078 г/т, Au – до 0.123 г/т; в маритовому рудному концентраті з Ігулецького рудного поля: Au – до 0.12-0.8, Pd – до 0.003-0.006, Pt – до 0.003; а в сульфїдному концентраті: Au – до 1.95 і Pd - 0.003 г/т. В рудах мідно-молїбден-рїдкіснометальної формації Карачунївсько-Лозовацької зони встановлені: Pd – 0.058-0.123, Pt – 0.013-0.027, Au - 0.67-3.0 г/т; в колчедано-полїметалїчних рудах Родїонївського профїлю: Pt – 0.006-0.01; Pd – 0.004-0.006; Au – до 0.5 г/т, а в чорних сланцях цієї ділянки: Pt 0.009-0.016, Pd 0.023-0.043, Au 0.016-0.028 г/т.

В майбутньому інтерес для пошуків платиноїдів можуть становити альпїнотипні гіпербазити Утьосової зони Карпат, де виявлені прояви хромшпїнелїдів; калїшпатові рїдкіснометально-рїдкісноземельні метасоматити, де в окремих пробах фіксуються домїшки Pd і Pt (до 0.01 г/т); березит-лиственїтові золотоносні метасоматити ЗКС Середньої Наддніпрянщини, де локальні концентрації МПГ фіксуються в розрізах родовищ Майського (Rh, Ir, Ru у сумі до 0.2-0.3 г/т), Сергїївського (Rh до 0.3 г/т), Балка Широка (Rh, Ir до 0,05 г/т); рудоносні скарни Середнього Побужжя, де встановлені локальні підвищення вмісту Rh, Ir, Os (до 0.05 г/т); вугленосні, червонобарвні відклади і метасоматити Донбасу, де в окремих пробах зафіксовані підвищені концентрації Pt і Pd; кори вивїтрювання базит-ультрабазитових масивів УЩ; розсипи, де відзначалася незначна домїшка МПГ (алювіальні золотоносні розсипи Середньої Наддніпрянщини і Побужжя).

#### Лїтература до розділу 4 “Благородні метали”

1. Антонов А.Е. Зарубежные месторождения серебра. М.: Недра, 1992. 253 с.
2. Бобров О.Б., Сіворонов А.О., Гурський Д.С. та ін. Геологїчна будова та золотоносність Сорокинської зеленокам'яної структури (Західне Приазов'я). Дніпропетр.:Арт-Прес.,2000. 148 с.
3. Бондаренко С.Н., Иванов Б.Н., Семка В.А. и др. Проявления серебряной минерализации в западной части Кировоградского блока (Украинский щит) // Мин. журнал, 2002. **24**, № 1. С. 72-79.
4. Бочай Л.В., Галецкий Л.С., Кулиш Е.А. и др. Карта золотоносности Украины. Объяснительная записка. К., 1998. 100 с.
5. Буряк В.А. Основы минералогии золота. Владивосток: Дальнаука, 2003. 262 с.
6. Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. Владивосток: Дальнаука, 1998. 403 с.
7. Дыщук М.Ю. Геолого-структурные особенности золотого оруденения Сергеевского месторождения // Науковий вісник НГА України, 2000. N 4. С. 14-15.
8. Золото (геолого-экономический обзор). К.: Геоинформ, 1999. 152 с.
9. Золото-серебряные метасоматиты в черносланцевых толщах. Л., 1987.
10. Квасниця В.М., Латиш І.К. Самородне золото України. К.: АртЕк, 1996. 152 с.
11. Константинов М.М. Провинции благородных металлов. М: Недра, 1999. 169 с.
12. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. М.: Научный мир, 2000. 272 с.

13. Константинов М.М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. М.: Недра, 1984. 165 с.
14. Кравченко Г.Л. Сурожское золоторудное месторождение (Западное Приазовье) // Мин. журн., 1999. Т. 21. № 4. С 7-19.
15. Кузнецов Ю.А., Кучер В.Н., Кузенко С.В. Сереброносность рудных минералов Нагольного кряжа. Доклады АН УССР, 1983, № 11, с.15-18.
16. Латыш И.К. Серебро в природе. К.: АртЭк, 1997. 136 с.
17. Лебедь Н.И., Мацьків Б.В. Геологические особенности золоторудной минерализации Раховского рудного района Украинских Карпат // Проблемы золотоносности недр Украины. К., 1997. С.175-197.
18. Майське золоторудне родовище (геологія, речовинний склад руд, модель утворення) / Бобров О.Б., Сіворонов А.О., Меркушин І.Є. та ін. Дніпропетр.: Арт-Прес., 2000. 168 с.
19. Месторождения золота в гнейсовых комплексах докембрия Украинского щита. К., 1998. 256 с.
20. Мінерально-сировинна база благородних металів України: стан геологорозвідувальних робіт на метали платинової групи та їх аналітичного забезпечення. Матеріали міжвідомчої робочої наради, 22-24 листопада 2004 р, м.Київ. К.: УкрДГРІ, 2005. 141 с.
21. Михайлов В.А. Металлогения золота докембрийских зеленокаменных структур (на примере Западно-Африканского кратона). К.: "Київський університет", 2002. 319 с.
22. Науменко В.В. Закономерности размещения и формирования эндогенного оруденения советских Карпат. К.: Наукова думка, 1974. 190 с.
23. Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. М.: Недра, 1988. 286 с.
24. Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991. 302 с.
25. Перспективы платиноидности геологических формаций Украины. К.: ИГМР, 1994. 64 с.
26. Романюк П.М., Осадченко М.Л., Черніюк С.В. Умови локалізації та контролю зруденіння золоторудного родовища Балка Широка // Мінеральні ресурси України, 1997. N 1-2. С.9-13.
27. Сазонов А.М., Леонтьев С.И., Гринев О.М. и др. Геология и золотоплатиноносность нефелиновых пород Западной Сибири. Томск, 2000. 248 с.
28. Серебро (Геолого-экономический обзор) . К.: Геоинформ, 1999. 77 с.
29. Федчук В.Я., Корсаков А.К., Соколовский А.К., Михайлов В.А. Металлогенические особенности генетических типов зеленокаменных поясов. М.: МГРРУ, 2003, 153 с.
30. Фомин Ю.А., Савченко Л.Т., Демихов Ю.Н. и др. Золото-джеспилитовое оруденение балки Широкая (Среднее Приднепровье) // Геол. журн., 1994. № 3. С. 84-95.
31. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н., Лазаренко Е.Е. Природа вещества Восточно-Юрьевского месторождения золота // Допов. НАНУ, 2001. N 2. С. 135-139.
32. Шер С.Д. Металлогения золота (Сев. Америка, Австралия и Океания).М: Недра, 1972. 295 с.
33. Шер С.Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М: Недра, 1974. 256 с.
34. Щербань И.П., Копылова Л.В., Шевченко В.И. и др. Околорудные метасоматиты континентальных структур. М.: Недра, 1985. 180 с.
35. Юшин А.А. Платиновые металлы в золоторудных месторождениях и рудопроявлениях Украинского щита. // Збірник наук.праць ИГНС. К., 2002. С. 208-217.
36. Geological classification of Canadian Gold deposits // Geol. Surv. Can. Bull., 2000. 106 p.
37. Gold Metallogeny and Exploration / Ed. by Foster R. P. London: Chapman & Hall, 1993. 432 p.
38. West African gold deposits: in their lower Proterozoic lithostructural setting / Milesi J.P., Feybesse J.L., Ledru P. Et al. Orleans: BRGM, 1989. 98 p.

# РОЗДІЛ 5. РАДІОАКТИВНІ МЕТАЛИ

## 5.1. УРАН

### 5.1.1. Загальні відомості.

Уран – це радіоактивний хімічний елемент III групи періодичної системи Менделєєва, актиноїд, атомний номер 92, атомна маса 238.0289. Складається з ряду ізотопів, серед яких у природних умовах різко переважає  $^{238}\text{U}$  з періодом напіврозпаду  $4.5 \cdot 10^9$  років. Це срібло-білий метал з густиною  $19 \text{ г/см}^3$ ,  $t_{\text{пл.}} 1130^\circ\text{C}$ ,  $t_{\text{кип.}} 3500^\circ\text{C}$ , хімічно активний. В хімічних сполуках може проявляти валентність від +2 до +6, найстійкішими є 4-х і 6-ти валентні сполуки. Серед природних оксидів найважливішим є  $\text{U}_3\text{O}_8$ . Уран легко розчинюється в азотній та соляній кислотах, погано – в сірчаній, з рядом металів утворює сплави. Кларк урану в земній корі  $2.5 \cdot 10^{-4}\%$ , найбільші концентрації приурочені до кислих вивержених порід ( $3.5 \cdot 10^{-4}$ ) і вуглецевистих сланців ( $2 \cdot 10^{-2}$ ).

Найважливішою якістю урану є його радіоактивність, тобто здатність спонтанно (а також під час захоплення швидких і повільних нейтронів) розпадатися з вивільненням величезної енергії і послідовним утворенням нових радіоактивних елементів аж до стійких ізотопів радіогенного свинцю. При розпаді  $^{238}\text{U}$  стійким є ізоотоп  $^{206}\text{Pb}$ ;  $^{235}\text{U}$  – ізоотоп  $^{207}\text{Pb}$ . На основі їх співвідношення з ураном і нерадіогенним свинцем визначається абсолютний вік гірських порід і мінералів. Період напіврозпаду ізоотопу  $^{235}\text{U}$  –  $8 \cdot 91 \cdot 10^8$  років, а ізоотопу  $^{234}\text{U}$  –  $2.235 \cdot 10^5$  років.

За умови перевищення так званої критичної маси, яка для 95-відсоткового  $^{235}\text{U}$  дорівнює 1 кг у водневих розчинах, виникає ланцюгова реакція, котра (у випадку значного зростання кількості вторинних нейтронів) може перейти в ядерний вибух. Якщо регулювати кількість вторинних нейтронів так, щоб вона приблизно дорівнювала кількості первинних, відбувається ядерне горіння, що обумовлює можливість використання урану та інших радіоактивних елементів у ядерній техніці.

Уран є досить рухливим елементом, він інтенсивно мігрує в нейтральних і лужних водах у формі простих і комплексних іонів, особливо в умовах окиснювальної обстановки. На контакт з зонами відновного середовища він може переходити до твердої фази і утворювати власні мінерали. Тому окиснювально-відновні процеси є вирішальними в геохімії урану.

Відомо понад 100 уранвмісних мінералів, які за хімічним складом поділяються на групи: оксиди ураніт ( $\text{U}$ ,  $\text{Th}$ ) $\text{O}_2$ , настуран  $\text{UO}_2$ ; прості й складні гідроксиди (уранати): *янтиніт*, *беккереліт*, *більєтит*, *скупіт*; силікати: *кофініт*  $\text{U}(\text{Si}_4)_{1-x}(\text{OH}_4)$ , *уранофан*  $\text{Ca}(\text{H}_3\text{O})_2(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ , *казоліт*  $\text{Pb}(\text{UO}_2)(\text{Si}_3\text{O}_8)(\text{OH})_2$ ; карбонати: *ретзерфордин*, *шарпіт*, *ураноталіт*, *бейліїт*, *фозліт*; сульфат-карбонати: *шрекингерит*  $\text{NaCa}_3(\text{UO}_2)(\text{CO}_3)_3(\text{SO}_4)\text{F} \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$ ; сульфати: *йоганіт*, *уранопіліт*; фосфати: *отеніт*  $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ , *торберніт*  $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ; арсенати: *метацейнерит*  $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ , *цейнерит*, *ураноспініт*; ванадати: *карнотит*  $\text{K}_2(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ , *тюзамуніт*  $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ , *раузіт*  $\text{CaO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot 5\text{V}_2\text{O}_5 \cdot 16\text{H}_2\text{O}$ ; молібдати: *умохіт*, *молураніт*, *іргініт*; *тітанати*: *бранерит*  $(\text{U}, \text{Ca}, \text{Ce})(\text{Ti}, \text{Fe})_2\text{O}_6$ , *абсцит*, *давідит*, *титанотанталоніобати*: *гатчетоліт*, *ельсвортит*, *фергюсоніт*. Крім того існує цілий ряд інших мінералів з ізоморфною домішкою урану: силікати цирконію (*наегіт*, *ямагутиліт*, *циртоліт*, *малакон*), титану (*ринколіт*, *ловчерит*, *сфен*), рідкісних земель (*ортит*, *таленіт*); фосфати рідкісних земель (*ксенотит*, *монацит*), сульфідиди міді (*уран-халькозин*), гідроксиди заліза і марганцю (*уран-лімоніт*, *уран-псиломелан*) і багато інших.

### 5.1.2. Галузі використання та вимоги до сировини.

Уран було відкрито в 1789 р. німецьким вченим М.Клапротом, а в 1841 р. французький хімік Пеліго вперше отримав металічний уран. Увага до цього елемента виникла після того, як у 1896 р. А.Беккерель встановив його радіоактивність, а в 1898 р. подружжя Кюрі вилучили з уранової смолки Яхимова радій. Урановидобувна промисловість є порівняно новою галуззю, яка почала розвиватися лише з 40-х років ХХ століття. Використання радіоактивних елементів пов'язане з їх надзвичайними енергоресурсними можливостями, а саме здатністю при розщепленні виділяти гігантську енергію, що обумовлює ефективність їх застосування у військовій справі та енергетиці, в першу чергу, як палива для ядерних реакторів.

Наприкінці ХХ століття у світі нараховувалося понад 500 ядерних реакторів, які виробляли понад 1800 Гвт/рік чи 17% світової електроенергії. Ядерна енергетика відіграє істотну роль в енергоресурсах Франції – 70%, Бельгії – 66, Угорщини – 49, Швеції і Південної Кореї – 47, Тайваню – 41, Швейцарії – 37, Фінляндії, Іспанії і Болгарії – по 36, Німеччини – 34, Японії – 28, Чехії – 27. Значну частку електроенергії за рахунок ядерних реакторів виробляють США (20%), країни СНД (13%), а також ПАР, Канада, Аргентина, Бразилія, Індія, Пакистан, ФРН, Італія, Нідерланди, Велика Британія, Югославія. Найбільшими виробниками такої електроенергії були США (33% світової), Франція (12.4), Японія (9.9), країни СНД (9.7). У майбутньому частка ядерної енергії буде неухильно підвищуватися, що у свою чергу потребує збільшення постачання ядерного палива і розширення виробництва урану. За прогнозами світових аналітиків, потреби ядерних реакторів, що склали в 1997 р. 74.3 тис т  $\text{U}_3\text{O}_8$  зростуть у 2005 р. до 80.7 тис т, а в 2010 р. – до 89.3 тис т (табл.5.1).

Прогнозні потреби ядерних реакторів, тис т  $U_3O_8$  [Pool, 1998]

	1995	1996	1997	2000	2005	2010	1995-2010
СНГ	12,1			12.5	14.9	17.0	225.2
Західні країни	59,5			62.4	65.8	72.3	1034.0
Сума	71.6	71.9	74.3	74.9	80.7	89.3	1259.2

Крім атомних електричних станцій (АЕС) уран використовується як паливо дослідницьких ядерних реакторів і реакторів, якими обладнані морські судна (атомоходи, авіаносці, підводні човни). Крім того уран може використовуватися у виробництві захисних біологічних екранів, скла й кераміки, спеціальних матеріалів у металургії.

Уранові руди – це природні мінеральні утворення, які вміщують уран в таких концентраціях, кількостях і сполуках, які роблять доцільною їх промислову розробку. Головними рудними мінералами є оксиди (ураніт, уранова смолка, уранова чернь), силікати (кофінит), титанати (бранерит), уранілсилікати (уранофан, бетауранотил), уранілванадати (карнотит, тоямуніт), уранілфосфати (отеніт, торберніт), а також уранвміщуючі фторапатит, лейкоксен, монацит, циркон, ортит, торіаніт, давидит та ін.

Технологічні вимоги до уранової сировини базуються в першу чергу на таких показниках: вміст урану, хімічний та мінеральний склад руд, структурно-текстурні особливості руд, наявність небажаних домішок, комплексність руд. За вмістом U розрізняють руди: багаті I сорту (понад 1.0%), багаті II сорту (0.5-1.0), багаті III сорту (0.2-0.5), рядові (0.1-0.2), бідні (0.05-0.1) й убогі (менше 0.05).

За складом гірничорудної маси руди поділяються на силікатні й алюмосилікатні, карбонатні, сульфідні, залізооксидні, фосфатні, каустобіолітові; за складом корисного компоненту – на настуранові та уранітові, кофінит-настуран-чернієві, бранеритові та настуран-бранеритові, урановослюдкові, настуран-апатитові, торієво-рідкісноземельні, де уран вилучають з монациту, малакону, ортиту та інших рідкісноземельних чи торієвих мінералів.

За структурно-текстурними особливостями руди поділяються на крупнозернисті (25-300 мм), середньозернисті (3-25), дрібнозернисті (0.1-3), тонкозернисті (0.015-0.1), емульсійні та субмікроскопічні (0.001-0.015), колоїдно-дисперсні (менше 0.001).

До небажаних домішок у першу чергу відносяться: для силікатних й алюмосилікатних руд (при кислотному вилуговуванні) – карбонати кальцію та магнію, фосфати кальцію (апатит); для карбонатних руд – сульфати (гіпс), гумусова речовина, сульфідні, фосфати кальцію.

До комплексних руд відносяться такі, де уран видобувається попутно, разом з іншими елементами: фосфати, вугілля, залізни руди, золотоносні конгломерати та ін.

Уран отримують з руд методами механічного збагачення та гідрометалургійної переробки вилуговуванням розчинами сірчаної (зрідка азотної) кислоти, або содовими розчинами. Засоби вилучення урану визначаються в першу чергу типами та мінеральним складом руд. Так, метод флотаційного збагачення може застосовуватися до карбонатних, сульфідних і фосфатних руд; гравітаційне – сульфідних, фосфатних і каустобіолітових; карбонатне вилуговування – силікатних, алюмосилікатних, карбонатних і каустобіолітових; вилуговування кислотами – практично для всіх типів руд. Настуранові, уранітові, урановочернієві руди переробляються содовими та кислотними розчинами з окиснювачами; бранеритові та фосфатні – кислотними розчинами; складені уранвмісними мінералами – хлоруванням, сірчаною кислотою; екзогенні руди – содовими та слабко кислими розчинами. Крупнозернисті руди переробляють методом радіометричного сортування; середньозернисті – радіометричним сортуванням й осадженням; дрібнозернисті – осадженням, поділом у важких суспензіях, концентрацією на столиках, радіометричним сортуванням; тонкозернисті – флотацією, радіометричним сортуванням, гідрометалургійною переробкою; емульсійні та субмікроскопічні – багатостадійною класифікацією на гідроциклонах; колоїднодисперсні – гідрометалургійною переробкою.

Крім традиційних застосовуються методи підземного вилуговування (ПВ), розробляються методи вилучення урану з морської води.

### 5.1.3. Економічні відомості.

Згідно з “економічною” класифікацією МАГАТЕ, виділяються три групи запасів, відповідно до собівартості видобутку: менше 40 \$/кг, 40-80 \$/кг, 80-130 \$/кг. За даними МАГАТЕ, світові розвідані запаси урану досягають 4 млн т, яких вистачить на 65 років розробки; з них близько 3 млн т відносяться до категорії з собівартістю до 80 \$/кг, а 1.25 млн т – менше 40 \$/кг. Потенційні ресурси оцінюються як 16 млн т урану, котрих, як вважається, вистачить на 300 років розробки.

Великі запаси уранових руд зосереджені в Австралії, Казахстані, Канаді, ПАР, Бразилії, Намібії, Росії, США, Узбекистані, Монголії, Нігері, Україні, Алжирі та ін. (табл. 5.2).

Таблиця 5.2

Запаси та ресурси урану в світі на 01.01.2002, тис т

Країна	Запаси	Вміст U	Ресурси	Країна	Запаси	Вміст U	Ресурси
Австралія	863	0.12	2600	Мадагаскар	10	0.25	н/в
Казахстан	628	0.07	810	Румунія	9	0.14	6
Канада	437	н/в.	850	Туреччина	9	0.06	9
ПАР	298	0.03	1261	Аргентина	8	0.19	1
Бразилія	262	0.13	620	ЦАР	8	н/в.	8
Намібія	235	0.11	288	Греція	7	н/в.	6
Росія	177	0.15	1105	Португалія	7	0.08	7

Узбекистан	137	0.1	230	Словенія	7	0.07	1
США	104	0.11	2613	Габон	6	0.31	2
Монголія	83	0.16	1390	Італія	5	0.07	10
Індія	78	0.16	17	Конго	4	0.2	1
Китай	73	0.14	1770	Перу	4	0.17	46
Україна	63	0.09	235	Чехія	3	0.11	180
Нігер	55	0.2	216	Іспанія	3	0.07	9
Алжир	26	0.13	28	Зімбабве	2	0.6	25
Болгарія	16	н/в.	18	Чилі	2	н/в	2
Польща	14	0.06	н/в.	Інші			
Франція	13	0.21	15				
Малаві	12	0.17	12	<b>ВСЬОГО</b>	<b>3653</b>		<b>14890</b>

Проблема в тому, що рівень теперішнього видобутку уранової сировини забезпечує лише 55-60% потреби реакторів у ядерному паливі. Така диспропорція склалася, починаючи з 90-х років ХХ століття, внаслідок падіння обсягу виробництва урану, що продовжується з 80-х років. З аналізу порівняльних даних таблиць 5.1.3 і 5.1.4. видно, що річна потреба в урані для ядерної енергетики щорічно збільшується і за 4 роки – з 1998 по 2002 р. це зростання склало 4.2% (з 62.81 тис т у 1998 р. до 65.43 тис т у 2002 р.), а за 2 роки, з 2000 по 2002 м – 7% (з 61.18 тис. т у 2000 р. до 65.43 – у 2002 р.). В той же час, якщо порівнювати співвідношення потреби ядерних реакторів і виробництво уранового концентрату (табл. 5.3), видно, що різниця між цими двома показниками стабільно залишається на рівні 45-50%. Така ситуація обумовлена падінням вартості урану, котра зменшилась з кінця 70-х років більше ніж втричі: з 95,68 \$/кг до 23-25 \$/кг наприкінці 90-х років (рис. 5.1). Це обумовлено перевиробництвом урану протягом 40-х – 70-х років та надходженням на світовий ринок продуктів переробки збагаченого урану у зв'язку з конверсією ядерної зброї. Зараз за рахунок "вторинних" ресурсів урану забезпечується 40-45% ринкової потреби. Але такий стан не може довго зберігатися, бо дефіцит уранової сировини постійно зростає, стратегічні запаси країн знижуються до мінімально необхідного рівня. Якщо виробництво урану буде зберігатися на нинішньому рівні, це буде задовольняти лише 47-50% світового попиту на період до 2010 р. Тому світові аналітики прогнозують підвищення виробництва уранової сировини, що можливо тільки за умови зростання її вартості.

Табл. 5.3

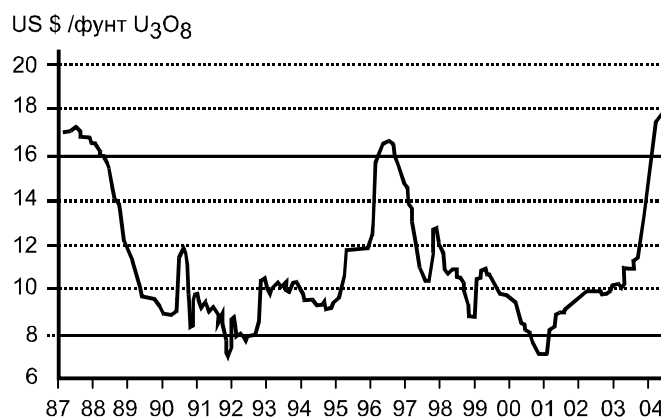
Річна потреба в урані ядерної енергетики (тис т, у перерахуванні на природний уран)

Країна	1998	1999	2000	2001	2002
<b>Росія</b>	<b>3.12</b>	<b>3.62</b>	<b>3.21</b>	<b>3.41</b>	<b>3.46</b>
<b>Європа</b>	<b>26.77</b>	<b>26.83</b>	<b>26.47</b>	<b>26.54</b>	<b>26.53</b>
Бельгія	0.88	1.05	1.02	1.111	1.11
Болгарія	0.57	0.57	0.61	0.62	0.62
Великобританія	2.5	2.46	2.58	2.59	2.6
Угорщина	0.34	0.34	0.35	0.42	0.42
Німеччина	3.66	3.75	3.71	3.71	3.66
Іспанія	1.76	1.39	1.54	1.61	1.62
Литва	0.33	0.35	0.36	0.36	0.36
Нідерланди	0.1	0.09	0.11	0.12	0.12
Румунія	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
Словаччина	0.5	0.5	0.53	0.53	0.53
Словенія	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13
Україна	1.96	2.42	1.88	1.89	1.91
Фінляндія	0.56	0.57	0.56	0.55	0.55
Франція	10.29	10.38	10.51	10.16	10.2
Чехія	0.92	0.57	0.35	0.52	0.51
Швейцарія	0.59	0.58	0.6	0.6	0.6
Швеція	1.58	1.58	1.54	1.53	1.53
<b>Азія</b>	<b>11.8</b>	<b>11.65</b>	<b>11.54</b>	<b>11.83</b>	<b>12.11</b>
Вірменія	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07
Індія	0.22	0.3	0.31	0.31	0.31
Китай	0.38	0.72	0.42	0.57	0.68
Корея Південна	2.59	2.22	2.48	2.47	2.45
Пакистан	0.22	0.01	0.06	0.06	0.06
Тайвань	0.93	0.93	0.97	0.97	0.96
Японія	7.47	7.4	7.33	7.39	7.58
<b>ПАР</b>	<b>0.31</b>	<b>0.36</b>	<b>0.37</b>	<b>0.36</b>	<b>0.36</b>
<b>Америка</b>	<b>20.73</b>	<b>20.63</b>	<b>19.49</b>	<b>22.81</b>	<b>22.98</b>
Аргентина	0.15	0.15	0.15	0.13	0.13
Бразилія	0.09	0.09	0.29	0.3	0.3
Канада	1.27	1.3	1.33	1.34	1.56
Мексика	0.22	0.22	0.23	0.23	0.23
США	19.01	18.86	17.5	20.8	20.75
<b>РАЗОМ</b>	<b>62.81</b>	<b>63.09</b>	<b>61.18</b>	<b>64.96</b>	<b>65.43</b>

Найбільшими виробниками уранової сировини є Канада, Австралія, Нігер, Намібія, Узбекистан, Росія, США, Казахстан, ПАР, Чехія, Україна, а також Китай, Франція, Габон, Іспанія, Індія, Румунія, Німеччина, Аргентина, Пакистан, Угорщина та Португалія (табл. 5.4).

Табл. 5.4

Виробництво уранового концентрату (т, у перерахуванні на природний уран)								
Країна	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002
Канада	10515	11788	12029	10924	8214	10682	12517	11607
Австралія	3712	4974	5520	4885	6059	7578	7720	6888
Нігер	2970	3320	3497	3731	2918	2895	2923	3077
РФ	2250	2000	2000	2000	2000	2500	2884	2900
Намібія	2007	2452	2905	2762	2689	2714	2239	2346
Казахстан	1630	1320	1000	1250	1350	1740	2020	2417
Узбекистан	1800	1500	1764	2000	2130	2350	2400	2100
США	2324	2420	2170	1872	1807	1522	1012	923
ПАР	1424	1440	1100	962	981	1015	885	823
Україна	500	500	500	500	500	500	500	800
Китай	500	500	500	500	500	500	500	730
Чехія	600	600	590	610	612	500	330	465
Бразилія	125	0	0	0	0	0	38	273
Індія	200	200	200	200	200	200	200	230
Німеччина	40	40	40	40	33	45	19	212
Румунія	100	100	100	100	100	50	115	90
Пакистан	23	23	23	23	23	23	23	38
Іспанія	255	255	255	255	255	251	30	37
Франція	980	930	748	508	439	319	124	20
Португалія	18	15	17	19	10	12	0	2
Габон	630	565	472	731	294	0	0	0
Угорщина	205	200	200	10	10	0	0	0
Аргентина	65	29	35	35	28	0	0	0
Болгарія	20	0	0	0	0	0	0	0
Бельгія	23	28	27	15	0	0	0	0
Японія	6	6	6	н/в.	н/в	6	н/в	н/в
<b>ВСЬОГО</b>	<b>32922</b>	<b>35205</b>	<b>35698</b>	<b>33932</b>	<b>30834</b>	<b>35402</b>	<b>36479</b>	<b>35978</b>

Рис. 5.1 Динаміка цін на уранову сировину за період 1987-2004 рр. (\$/фунт  $U_3O_8$ )

Таким чином, з кінця 80-х років урановидобувна промисловість знаходиться в глибокій кризі, що супроводжується падінням виробництва (яке тільки на 50-55% забезпечує потреби ядерних реакторів), зниженням ціни на уранову сировину до 20-22 \$/кг  $U_3O_8$ , що часто не відповідає собівартості видобутку урану. Дефіцит уранової сировини компенсується постачаннями складських запасів високо- і низькозбагаченого урану, що в майбутньому не зможе задовольнити постійне зростання попиту. Однак, на початку 2004 р. цінова ситуація на ринку уранової сировини різко змінилася, відбувається зростання цін, у першому півріччі 2004 р. ціна досягла 18 \$/фунт  $U_3O_8$  (39-40 \$/кг  $U_3O_8$ ).

Найбільш динамічно розвивається урановидобувна промисловість Канади, Австралії, Казахстану й Узбекистану, що постійно нарощують виробництво урану, у той час, як у США, Франції і деяких інших країнах відбувається зниження його видобутку, а попит, котрий постійно підвищується, задовольняється за рахунок збільшення імпорту.

У світі чітко виділяються дві групи країн – експортерів урану (Канада, Австралія, ПАР, Намібія, Нігер, Узбекистан, Казахстан) та імпортерів (США, ЄС, Південно-Східна Азія). Найбільш динамічним є ринок уранової сировини Південно-Східної Азії, що, ймовірно, і буде забезпечувати зростання попиту в найближчі роки.

Росія займає 7 місце в світі за розвіданими запасами урану. Її сьогодення сировинна база базується в першу чергу на родовищах Стрельцовського урановорудного району (УРР) в Забайкаллі (Стрельцовське, Широндукуєвське, Тулукухевське та ін.), виснажених десятиліттями розробки, в тому числі й хвижацькими методами. Навряд чи варто очікувати істотного збільшення видобутку на родовищах цього району, навіть за

умови застосування сучасних технологій. В Росії є величезний потенціал нарощування мінерально-сировинної бази урану (Зауральський, Вітімський, Ельконський, Західно-Сибірський і інші УРР), однак за час після розпаду СРСР геологорозвідувальна галузь країни була зруйнована, випереджаючі геологорозвідувальні роботи (в тому числі на уран) практично не проводилися, що ускладнює оцінку вже відомих і відкриття нових родовищ урану і значно збільшує терміни їхнього залучення в промислове відпрацювання. Тому на найближчі 5-10 років перспективи збільшення Росією видобутку урану виглядають сумнівними.

З колишніх радянських республік урановидобувна промисловість найбільш динамічно розвивається в Казахстані й Узбекистані, що стали одними з провідних урановидобувних країн світу. Цьому сприяє наявність на території цих республік родовищ пісковикового типу, уранова сировина яких може бути вилучена порівняно недорогим методом підземного вилуговування, що забезпечує низьку собівартість продукції і її конкурентноздатність.

#### 5.1.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

Родовища урану пов'язані з протоплатформними відкладами і структурами активізації докембрійських щитів (Вітватерсранд і Палабора в ПАР; Еліот-Лейк і Атабаска в Канаді; Алігейтер-Рівер в Австралії, Франсвіль в Габоні й ін.), палеозойськими і мезозойськими структурами (Нігер, США й ін.). Величезні ресурси зосереджені у фосфоритах Середземноморської провінції, де вміст урану дуже невеликий (0.003%), але враховуючи гігантські об'єми фосфоритів (100 млрд т), ресурси  $U_3O_8$  можуть скласти кілька млн т.

Виділяються наступні основні генетичні типи родовищ урану: **ендогенні**: магматичні (плутонічні, вулканогенні, вулканогенно-плутонічні), післямагматичні, пегматитові, гідротермальні, метаморфогенні (метаморфізовані, метаморфічні, ультраметаморфічні), метасоматичні, гідротермально-метаморфічні; **екзогенні**: осадочні, осадочно-діагенетичні, вулканогенно-осадочні, гіпергенні (інфільтраційні); **полігенні**, формування яких обумовлено сполученням різних процесів.

Геолого-промислова класифікація МАГАТЕ враховує економічну важливість тих чи інших типів родовищ. У загальному балансі видобутку урану найважливішу роль відіграють наступні типи родовищ: **"незгідності"** – близько 40% видобутку (Канада, Австралія); **пісковиковий** – 25% (США, Казахстан, Узбекистан, Нігер); **жильний** – 14-15% (Стрельцовський УРР РФ, родовища Біверлодж у Канаді, Шварцвальдер у США); **гранітний** – 9-10% (Россінг у Намібії); **брекчієвий з Си, Аи, Аg** – 4% (Олімпік-Дам в Австралії); **ураноносні конгломерати** – 3% (Вітватерсранд у ПАР); **метасоматичний** – 3% (Северинівське, Ватутінське в Україні); **ураноносні фосфорити** – 1% (Середземноморська провінція, Флорида у США); **жильний з Си** – 1% (Індія); інші типи – менш 1%. До інших типів відносяться родовища: приповерхневі (Йіліррі в Австралії); вулканогенні (Мерисвейл у США, Чаулі в Казахстані, Ластівка в РФ); в лігнітах (Нижньоолійське в Казахстані); в чорних сланцях (Шмірхау, Пайтудорф у Німеччині); в трубках обвалювання (Аризона, Вудроу у США); гіпергенні родовища (Тулукуй в Забайкаллі, Кара-Кая в Казахстані). Крім власне уранових родовищ, де U є головним компонентом, існують комплексні (поліметальні) родовища, де U є другорядним компонентом поряд з Au, Cu і ін. (Вітватерсранд у ПАР, Олімпік-Дам в Австралії). Найважливіші УРР і родовища світу показані на рис. 5.2.

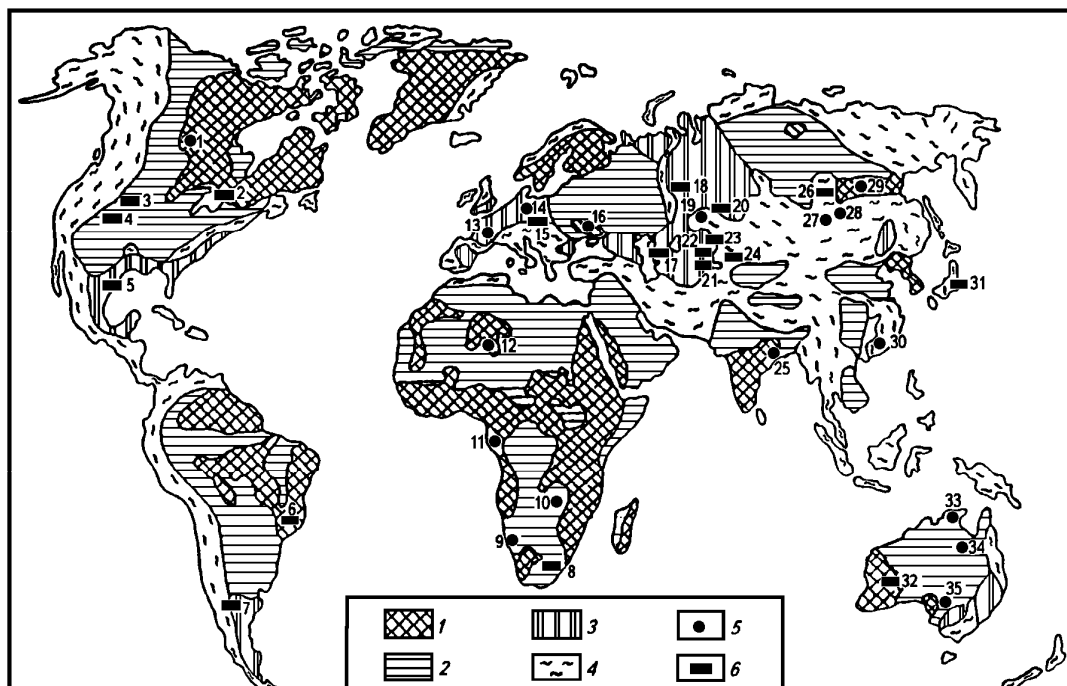


Рис. 5.2 Найважливіші урановорудні райони і родовища світу

1 – щити древніх платформ; 2 – чохол древніх платформ; 3 – чохол молодих платформ; 4 – складчасті пояси; 5-6 – урановорудні райони і родовища (5 - ендогенні, 6 – екзогенні): 1-Атабаска, 2-Блайн-Рівер, 3-Вайомінг, 4-плато Колорадо, 5-Техас, 6-Сьєрра-де-Жакобіна, 7-Сьєрра-Піндада, 8-Вітватерсранд, 9-Россінг, 10-Замбійсько-Заїрський, 11-Габон, 12-Агадес, 13-Центрально-французький, 14-Рудногорський, 15-Лабський, 16-Центрально-український, 17-Прикаспійський, 18-Зауральський, 19-Північно-Казахстанський, 20-Семізбайський, 21-Чу-Сарисуйський, 22-Сир-Дарьїнський, 23-



Центрально-Кизил-Кумський, 24-Верхньоілійський, 25-Сігбум, 26-Вітімський, 27-Дорнотський, 28-Стрельцовський, 29-Алданський, 30-Південно-східний Китай, 31-Хонсю, 32-Йілірі, 33-Аллігейтор-Ріверс, 34-Маунт-Айза, 35-Олімпік-Дам

Найважливіше значення мають родовища типу "незгідності" (рис. 5.3), що були відкриті в 70-80-і роки в Австралії (Джабілука, Набарлек, Рейнджер) і Канаді (Сігар-Лейк, Кі-Лейк, Раббіт-Лейк). Вони відіграють провідну роль у світовому виробництві урану, характеризуються унікальною якістю руд і величезними запасів. Наприклад, одне з найбільших у світі родовище Сігар-Лейк у Канаді має запаси 148500 т при середньому вмісті урану в руді 10.1%. Відпрацювання родовищ здійснюється в Канаді й Австралії головним чином відкритим способом. Родовища цього типу приурочені до зон регіональних стратиграфічних незгідностей між великими структурними елементами земної кори – найчастіше між ранньодокембрійським цоколем континентів і перекриваючим його платформним чохлам. Характерною рисою будови таких зон є інтенсивна роздробленість фундаменту, гідротермальна переробка, наявність жил і прожилків з рудною мінералізацією.

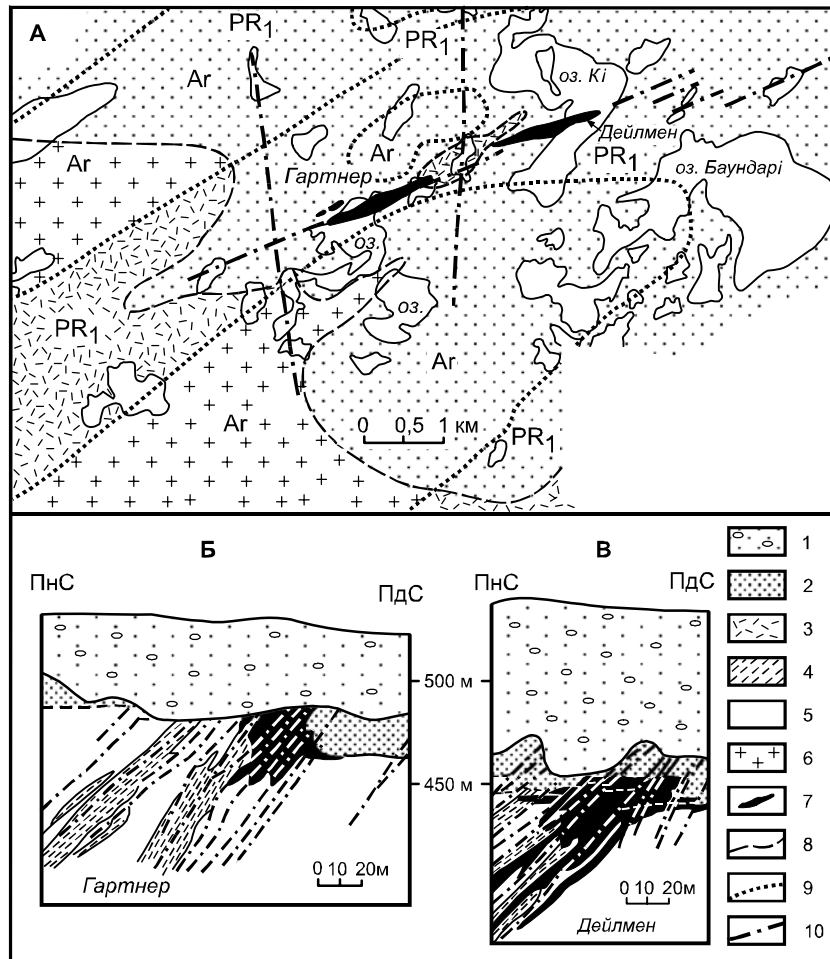


Рис. 5.3 Схема геологічної будови рудного поля Кі-Лейк

1 – платформний чохлам; 2 – пісковики Атабаска; 3 – 5 – нижньопротерозойські метаморфічні породи: 3 – метаосадки, 4 – графітові сланці, 5 – біотитові гнейси; 6 – архейські гранітоїди; 7 – розломи; 8 – незгідності; 9 – геологічні контакти під чохлам (на плані); 10 – рудні поклади

Родовища піщовикового типу відомі практично на всіх континентах, наприклад, такі великі родовища, як Мункудук у Казахстані (запаси 127 тис т U, середній вміст 0.036%) чи Амброзія-Лейк у США (65 тис т U, вміст 0.144%). За якістю руд вони поступають родовищам "незгідності", але значні масштаби зрудення і можливість видобутку методом ПВ, із залученням бідних руд з низьким вмістом U, забезпечують низьку собівартість продукції й обумовлюють привабливість родовищ цього типу для промислової розробки. Методом ПВ вони розробляються в США, Казахстані, Узбекистані, а в Нігері, Франції, Угорщині, Габоні – гірничим способом.

Родовища цього типу є інфільтраційними утвореннями, локалізованими в істотно піщовикових товщах чохлам древніх і молодих платформ. Вони представлені стратиформними покладами, що сформувалися в зонах пластового чи ґрунтового окиснення уранвмісних розчинів, які відіграють роль геохімічних бар'єрів: води від'ємного характеру, що надходять, з розчиненим ураном в зоні окиснення відкладають оксидні сполуки урану, вже нерозчинні у воді.

Найбільшими урановорудними районами, де розвинені родовища піщовикового типу, на території СНД є Чу-Сарисуйський (родовища Інкай, Мункудук, Канжуган), Сирдар'їнський (Карамурун, Іркол), Кизилкумський (Учкудук, Букінай, Бешкек), Узбекистан (Уванас, Канжуган, Інкай, Карамурун, Кольжат). Інший характер мають великі родовища в піщовиках рудного району Грантс на плато Колорадо (США): Амброзія-Лейк, Джекпайл, Саут-Лагуна, Вестуотер-Каньон і ін.

### 5.1.5. Родовища України

Ядерна енергетика є важливою складовою енергетичного комплексу України, на АЕС нашої країни виробляється 40-45% енергії, що споживається. У зв'язку з поступовим виснаженням запасів традиційних енергетичних корисних копалин (як то вугілля, нафта, газ, торф тощо), які відносяться до таких, що не поновлюються, ядерна енергетика і надалі буде розвиватися, незважаючи на негативне відношення до неї, що склалося після Чорнобильської катастрофи. Це обумовлює актуальність питання щодо забезпечення майбутніх потреб паливо-енергетичного комплексу України ядерною сировиною, тобто покладами уранових руд.

Україна належить до провідних урановидобувних країн світу, ресурси уранових руд оцінюються в 366 тис т, розвідані запаси урану складають 31 тис т, у тому числі із собівартістю видобутку 40-80 \$/кг – 62.6 тис т, понад 80 \$/кг – 68.4 тис т; Всього в Україні виявлене 21 уранове родовище (рис. 5.4), а виробництво уранового концентрату за оцінкою міжнародних експертів складає близько 500 т на рік.



**Рис. 5.4** Схема розміщення уранових родовищ України

Родовища: 1 – Ватутінське, 2 – Лозоватське, 3 – Северинівське, 4 – Мічуринське, 5 – Южне, 6 – Калинівське, 7 – Жовторіченське, 8 – Сурське, 9 – Краснооскольське

Головні запаси зосереджені в Кіровоградському УРР, де вони пов'язані з докембрійськими структурами УЩ. Це родовища Северинівське, Мічуринське, Компаніївське. Всі вони локалізовані в докембрійських гнейсах та мігматитах, що прорвані гранітоїдними інтрузіями і за генетичним типом відносяться до ендегенних. Тільки в межах Кіровоградського УРР попередньо оцінені запаси урану перевищують 100 тис т, з яких більше половини оцінюються як високорентабельні. Ресурси цього району оцінюються як 200 тис т. [Бакаржієв та ін., 1999].

В Центральноукраїнському УРР відомо родовище Ватутінське, а в Побузькому – Лозоватське, Южне та Калинівське. Крім того, в залістистих породах докембрію відомі Жовторіченське та Первомайське родовища, відпрацьовані в 90-і роки, а також прояви урану в давніх докембрійських конгломератах, подібних до формації Вітватерсранд в Південній Африці (Микола-Козельське родовище, прояви Ингулецький, Рахманівський, Югоківський, Червоногвардійський).

Мічуринське і Ватутінське родовища експлуатуються Східним гірничо-збагачувальним комбінатом, Северинівське знаходиться у резерві, інші родовища підготовлені до розвідки. Діючі уранові копалини розміщені у м. Кіровограді (Ингульський) і смт. Смоліно Кіровоградської області (Смолінський). Переробку видобутої руди здійснює гідрометалургійний завод у м. Жовті Води Дніпропетровської області, найкрупніше підприємство такого типу в Європі.

Виділяються шість основних епох ураноутворення: ранньопротерозойська (провідна), рифейська, девонська, середньокарбонова, пермо-тріасова і крейдо-палеогенова. Виникнення урановорудної мінералізації пов'язане головним чином з процесами натровога, в меншій мірі калієвого метасоматозу, накладеного на гнейсові комплекси УЩ, переважно в період 2.0-1.8 млрд років. Відповідно до цього, головними урановорудними формаціями є: натрій-уранова чи альбітитога (Северинівське, Мічуринське, Компаніївське, Ватутінське родовища); залізо-уранова (Жовторіченське і Первомайське); калій-уранова (Южне, Лозоватське, Калинівське). Крім цього, відомі прояви уранової формації в метаконгломератах (Микола-Козельське родо-

вище), гідротермальної (Червоношахтарський прояв), уранобітумної солянокупольного типу (Адамівське, Краснооскольське, Берекське в ДДВ), урано-вуглистої осадочно-гідротермальної (інфільтраційної) (Девладівське, Садове, Братське, Сафонівське, Новогур'ївське). Стисла характеристика найголовніших родовищ урану подається за [Металогенія..., 2004].

**Северинівське родовище** контролюється системою діагональних і субмеридіональних розломів Кіровоградської зони в екзоконтакті Леліковського масиву дрібно-середньозернистих гранітів, а також в лежачому, частково висячому боці Северинівського масиву порфіробластичних мігматитів.

Виділяються дві ділянки: Північно-Західна і Східна. Перша приурочена до системи розривних порушень ПдС частини Леліковського масиву, де розвинені альбітити з урановим зруденінням. Розривні порушення складають дві віялоподібні тріщинно-катакlastичні структури, що оконтурюють рудовміщуючий блок. Рудні поклади представлені двома протяжними (до 1 км) складно побудованими пласто- і лінзоподібними тілами рудоносних альбітитів потужністю від перших десятків до сотень метрів, розділених клиноподібним блоком безрудних порід. Простягання покладів ПнЗ, падіння ПнС, під кутом 55-65°. За падінням зруденіння простежено на глибину 1 км. Рудні поклади розміщені в зонах катаклазу вздовж тектонічних порушень, а роздуви рудних тіл і окремих рудних стовпів розташовані на перетині тектонічних швів із зонами контактів різномірних порід.

Руди вкраплені алюмосилікатні з рядовим і бідним вмістом урану, виділяються уранінітові, силікатні й окиснені різновиди. Основні уранові мінерали: уранініт, жовті вторинні силікати; рідше відзначаються бранерит, настуран, продукти окислювання бранериту, кофініт. Вміщуючі альбітити гематит-карбонат-хлоритові, гематит-карбонат-рибекит-егіринові і гематит-карбонат-флогопітові.

Східна ділянка розташована між східним контактом Северинівського масиву і товщею чергування мігматитів і гнейсів, в лежачому боці Східної зони розломів. Зруденіння контролюється дугоподібною структурою, основна частина рудоносних альбітитів зосереджена в південній частині вигину. Характерне інтенсивне брекчювання й скварцування порід, що ускладнює морфологію рудних тіл численними роздувами і відгалуженнями в плані й розрізі. Зруденіння локалізується у вузлах зчленування тектонічних швів різного порядку, що обумовило розвиток зон об'ємного катаклазу в межах рудоносного тектонічного блоку. Виділяються три групи рудних покладів: Південна, Центральна і Північна, що розрізняються за структурою, будовою і формою: лінзо-, шаро- і кулісоподібною. Вміщуючі альбітити мають гематит-карбонат-хлоритовий склад.

Виділяються наступні мінеральні типи руд: бранеритовий, уранініт-бранеритовий, окиснений. Уранові мінерали – бранерит і продукти його окиснення, менше розвинені уранініт, настуран, силікати урану й уранова чернь. Северинівське родовище є резервним і зараз законсервоване.

**Мічуринське родовище** контролюється субмеридіональним Головним Мічуринським розломом, розміщене в інтенсивно катакlastованих гранітоїдах і гнейсах клиноподібною тектонічного блоку, де розвинені лужні метасоматити, вміщуючі уранове зруденіння. Родовище інтенсивно розроблюється.

Зруденіння простежене за простяганням більше ніж на 1 км при максимальній ширині 100 м і глибині кілька сотень метрів. Рудовміщуючі альбітити мають переважно хлоритовий склад; руди тонко-вкрапленні, дрібногніздові і прожилково-вкраплені. Переважають уранові черні й уранофан; близько третини руд представлені силікатами урану (ненадквіт, кофініт). Підпорядковане значення мають настуран, уранініт і титанати урану (бранерит, давидит).

На північному фланзі рудного поля встановлене понад 15 рудних покладів з рудами, складеними переважно бранеритом і окисненим уранінітом; виявлений новий вісмут-урановий тип зруденіння жильного типу (прояв Обгінний), де вміст U досягає 15,5%, Ві 0.8-1.3%, Pb – до 2%.

**Компаніївське родовище** приурочене до субширотної розривної структури у південно-східному замикаванні Кіровоградської брахіантикліналі. Рудовміщуючі гематит-карбонат-рибекитові альбітити розвинені в гнейсовій товщі тектонічно порушеного клиноподібною блоку. Руди переважно бранеритові.

**Ватутинське родовище** (рис. 5.5) розташоване на перетині Звенигород-Анівської зони розломів з широтним Суботсько-Мошоринським розломом, що обмежує з півночі Кіровоградський УРР. Площа родовища складена палеопротерозойськими гнейсами, тінювими і смугастими мігматитами, гранітами кіровоградського комплексу. Основна маса рудовміщуючих альбітитів розміщена в лежачому боці Головного Західного розлому, в смузі довжиною понад 3 км, шириною 0.6 км, глибиною понад 1.2 км. Альбітити поділяються на лужноамфібол-егіринові й епідот-хлоритові.

Уранові руди утворюють три поклади ПЗ простягання з падінням на південний захід під кутом 40-80°. Східний, який контролюється Східним розломом; Центральний (містить основний об'єм руд родовища), що має складну розгалужену форму; Північно-Західний, приурочений до положопадаючих структур інтенсивного катаклазу. Рудні тіла лінзоподібною і складною форми, утворені системами кулісоподібних лінз, що сполучаються і переходять одна в одну.

Уранові мінерали представлені оксидами (уранініт, настуран, уранова чернь, гідроксиди урану), силікатами (ненадквіт, кофініт, уранофан, бетауранотил, болтвудит), титанатами (бранерит, давидит). Виділяють вкраплені, дрібногніздові й дрібнопрожилкові руди; середньо-, дрібно- і грубозернисті, масивні (в гранітах), смугасті й плямисті (в мігматитах), сланцюваті (в гнейсах).

Ізотопний вік зруденіння – 1800±50 млн років, генетичний тип – гідротермально-метасоматичний.

В корі вивітрювання уран концентрується в двох зонах: верхній – у підшві вуглистих утворень бучака, вище зони сульфідного збагачення (з настуран-кофінітовою асоціацією); нижній – у підшві кори вивітрювання, на контакті з вилуженими альбітитами (нінгіоїт-настуран-кофінітова). Присутні також фосфати уранілу (отеніт, фосфураніліт, парсонсит, дюмонтит), уранілванадати (карнотит, тьямуніт, сенджерит, франсвіліт), силікати уранілу (уранофан, бетауранотил, болтвудит).

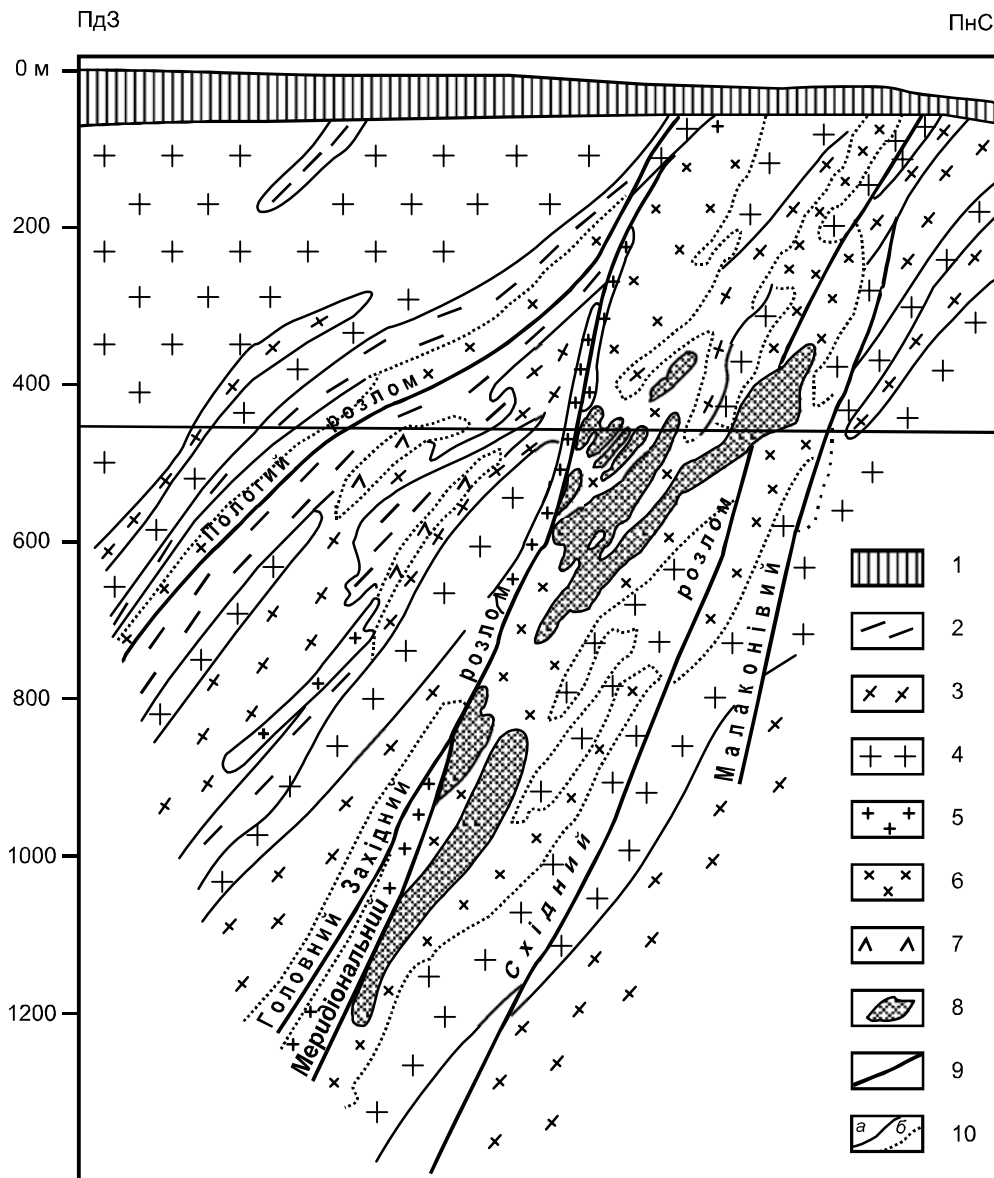


Рис. 5.5 Схематичний геологічний розріз Ватутінського родовища (за [Генетические типы, 1995])

1 – чотвертинні відклади, 2 – гнейси біотитові, 3 – тінюві мігматити, 4 – граніти середньозернисті, 5 – мікрограніти, 6 – альбітити, 7 – сієніти, 8 – рудні тіла, 9 – розломи, 10 – межі (а – геологічні, б – метасоматичних зон)

**Жовторіченське залізо-уранове родовище** приурочене до лінійно видовжених, сідлоподібних і пошарових зон розшарування й дроблення серед порід саксаганської і гданцівської світ криворізької серії на крилах і в замку синклінальної складки. Ці зони у вигляді смуг розсланцьованих і дроблених порід потужністю до перших десятків метрів простежуються за простяганням на відстань понад 1 км; ускладнені син- і післярудними полого- і крутопадаючими зонами брекчювання й трищинуватості.

Лужні метасоматити поділяються на натрієві і натрій-карбонатні. Основні різновиди натрієвих метасоматитів: альбітити, егіриніти, лужноамфіболові, егірин-лужноамфіболові, рибекіт-акміт-карбонатні, рибекіт-тремоліт-карбонатні, тремоліт-талк-карбонатні метасоматити; натрій-карбонатних (залізо-карбонатних): магнетит-мартит-гематит-карбонатні метасоматити з альбітом, егірином, лужними амфіболами, тремолітом, кальцієвим гранатом. Довжина смуги альбітитів до 1,5 км, потужність 4-40 м, на глибину вони простежені більше ніж на 2,0 км.

З натрієвими лужними метасоматитами пов'язані лінійні і кільцеві рудні зони: Ольхівсько-Михайлівська, Кільцева, Східна, представлені пласто-, стовпо-, лінзоподібними і жильними тілами. Головні уранові мінерали: ненадквіт, бранерит, уранініт, іноді настуран, малакон, сфен і апатит. Уранові мінерали утворюють розсіяну вкрапленість, смугасті, прожилкові та плямисті скупчення.

До тіл залізо-карбонатних метасоматитів приурочені кілька пошарових зон уранової мінералізації: Михайлівська, Головна Західна, Головна Східна, Західна Рівнобіжна, представлені жильними проявами настуранових, сульфідно-настуранових і малакон-апатитових руд, тілами метасоматитів з високим вмістом Sc, V, Zr, Hf, TR.

Виділяється шість типів уранових руд:

- уранінітові, представлені залізо-карбонатними метасоматитами з тонкою вкрапленістю уранініту, іноді настурану в асоціації з доломітом, залізо-магнезіальними карбонатами, анкеритом;
- бранеритові, вкраплені в амфібол-егіринових альбітитах з низьким вмістом залізорудних мінералів;

- ненадкєвітові, в межах Ольхівсько-Михайлівського покладу альбітитів, магнетит-рибекітових сланців, єгрінітів і альбіт-рибекітових порід з нерівномірною вкрапленістю, гніздоподібними скупченнями і прожилками цього силікату урану.
- кофініт-настуран-бранеритові, пов'язані з процесами окиснення бранеритових руд з утворенням хлориту, біотиту, вторинних карбонатів і трансформацією уранових мінералів;
- сульфідно-настуранові, що утворюють прожилки (до перших сантиметрів) в лужних метасоматитах різного складу; вміст сульфідів – до 1-2% (пірит, халькопірит, галеніт, сфалерит, борніт); присутні й інші уранові мінерали (бранерит, кофініт).
- малакон-апатитовий, представлений найбільш ранньою продуктивною мінеральною асоціацією, у складі якої в підлеглий кількості присутні і власне уранові мінерали (бранерит, силікати й оксиди урану, уранова чернь), а також монацит, ксенотим, лейкоксен, гідроксиди заліза.

**Первомайське родовище** приурочене до однойменної синкліналі, де відбувається зміна простягання порід криворізької серії з північно-східного на північно-західне. Структура родовища ускладнена численними розривними порушеннями переважно північно-західного простягання, що розбивають рудне поле на блоки і створюють характерну мозаїчно-блокову будову. Виділяють два типи промислових руд: залізні і залізо-карбонатно-уранові. Залізні руди мають амфібол-магнетитовий склад, відрізняються високим вмістом заліза (до 62%) і низьким – кремнезему. Текстури руд смугасті, масивні й плейчасті. Залізо-карбонатно-уранові руди представлені смугастими, рідше масивними різновидами, що успадкували, як правило, текстуру вихідних порід. За генезисом родовище відноситься до метаморфогенного типу.

**Родовище Южне** розташоване на лівобережжі р. Південний Буг, серед піроксен-біотитових (з графітом), біотитових, піроксенових гнейсів, порфіроподібних мігматитів, мікроклінових порфіроподібних гранітів, зім'ятих у складки різних порядків, розбитих системами розломів, насичених субзгідними тілами і жилами пегматоїдних і апліт-пегматоїдних гранітів. Уранове зруденіння приурочене до жил пегматитів і локалізоване в межах субмеридіональних зон потужністю 10-30 м, протяжністю до 7 км. Руди нерівномірно-вкрапленні, за простяганням рудних зон вміст урану змінюється від 0.05 до 0.5%. Уранові мінерали представлені уранінітом, урановою черню; уранвмісні – циртолітом, монацитом; гідрослюдами і гідроксидами заліза.

**Лозовацьке і Калинівське родовища** приурочені до Содовської тектоно-метасоматичної зони, у цілому подібні до Южного родовища. Тут також виявлені зони субзгідних жилоподібних пегматоїдних, апліт-пегматоїдних гранітів, на контактах яких з графітовими гнейсами розміщується уранове зруденіння. Руди уран-торієві, складаються з уранініту, уранових черней, циртоліту, монациту тощо. За розмірами ці родовища відносяться до дрібних і промисловістю не освоювалися.

**Микола-Козельське родовище** розташоване в замку Ліхманівської синкліналі в нижній частині скелеватської світи. Зруденіння приурочене до шару (0.3-3.5 м) конгломератів у верхній частині третього конгломерато-пісковиково-кварцитового горизонту. Вміст урану не перевищує 0.12%. Конгломерати – сірі щільні породи з безрудною галькою (до 45-55%) кварцу (0.5-1.5 см) у пісковиковому цементі. Уламкові мінерали: монацит, циркон, пірит, рідше піротин, марказит, арсенопірит, халькопірит, сфалерит, галеніт, уранові мінерали (настуран, уранініт, кофініт, бранерит, уранова чернь), зустрічаються ільменіт, рутил, хромпикотит, ксенотим, сфен, турмалін, серицит, хлорит, біотит. Основний урановий мінерал – настуран – тонко й нерівномірно розсіяний у цементі, головним чином у ділянках, збагачених піритом, частково заміщаючи його. Виділення настурану (до 0.5 мм) мають чоломорфну ниркоподібну і сферолітову будову. Уранініт зустрічається рідко, у вигляді дрібних (0.08-0.1 мм) округлих чи кубоподібних зерен. Зустрічаються уранвміщуючі твердий бітум (відособлені овальні включення до 0.5 мм) і серицит. Зруденіння належить до осадово-метаморфізованого типу, про що свідчить наявність округлих зерен уранових мінералів і піриту; тісний зв'язок уранового зруденіння з уламковими мінералами, його стратиграфічна приуроченість і пластова форма рудних тіл; локалізація зруденіння в узбережно-морських фаціях; текстурно-структурні особливості руд; тісний зв'язок уранових мінералів з органічною речовиною і сульфідами.

**Червоношахтарський** прояв розташований серед метаморфічних і ультраметаморфічних (кварцити, гнейси, сланці, мігматити, граніти) утворень Західно-Інгулецької зони, де також розвинені дайки діабазів, епідозити, скарноїди, роговообманкові породи і залізні руди. Мідно-уранове зруденіння контролюється субмеридіональними зонами брекчіювання й мілонітизації, де проявлені калієвий метасоматоз, амфіболітизація, хлоритизація, скварцування. Розташування окремих рудних жил контролюється тріщинами сколювання та сприятливими літологічними різновидами порід. Мінералізація представлена дрібними жилами й гніздоподібними скупченнями вздовж розривних порушень і контактів гранітів з кварцитами і сланцями. Довжина жильних тіл не перевищує перших десятків метрів, потужність – 1-1,5 м. Вміст Cu близько 0.1% (іноді до 10-15%), U – десять частки відсотка; відзначається підвищений вміст Bi, Co, Mo, Ag. Рудні мінерали: уранініт, рідше кофініт, уранова чернь, ортит, сфен, апатит, монацит, циркон, халькопірит, пірит, піротин, вісмутин, борніт, халькозин, кубаніт, галеніт, сфалерит, емплектит, марказит, магнетит, гематит, ільменіт і ін.

Уранобітумні родовища солянокупольного типу – **Адамівське, Краснооскольське, Берекське**, приурочені до палеорусел ДДЗ, складених поліміктовими пісковиками дронівської світи (P<sub>2</sub>T<sub>1</sub>), які огинають Адамівський соляний діапир. Зруденіння контролюється Південним і Північним скидами, а також зонами аргілізації та піритизації. Вік зруденіння (U/Pb) від 220±10 до 195±5 млн років. Рудні тіла представлені шарами (до 100-200 м) вкрапленнях і масивних твердих бітумів чорного (оксиантраксоліти) чи темно-коричневого (оксикерити) кольору в пісковиках. Зустрічаються також вкраплені неураноносні бітуми (асфальтити й асфальти). Чорні бітуми більше збагачені ураном (до 1-2%) ніж коричневі (0.1-0.5%). Поблизу розривних порушень встановлені рудні тіла січного типу. Уранобітумне зруденіння локалізоване в зоні сульфідного відновлення, а найбільші скупчення масивних бітумів тяжіють безпосередньо до зони Південного розлому. Вміст ураноносних бітумів змінюється від 1-2 до 85%, крім урану наявні V, Mo (до 1%) і Cr (до 0.1%), з мінералів – кіновар, молібденіт, іордизит, ільземаніт, рідко самородне золото, галеніт, сфалерит, барит, флюорит, целес-

тин. Ртутна і поліметалічна мінералізація простежується на глибину понад 1 км. Вміст Pb досягає 1%, Zn – 10%, Hg – 0.3%. Як вважається, уранобітумне зруденіння сформувалося в результаті взаємодії уранвмісних ґрунтових вод з вуглецевими гідротермальними розчинами.

Інфільтраційні родовища **Девладівське, Садове, Братське, Сафонівське, Новогур'ївське** та ін. приурочені до палеодолин Дніпровського УРР, складених середньоєоценовими вугленосними відкладами бучацької світи. Відомі поклади долинного (Девладівське, Братське, Новогур'ївське родовища) і прибортового типу (Садове, Хутірське, Ташлицьке). Уранові поклади тяжіють до нижньої і середньої частин розрізу, хоча зустрічаються і в верхній частині. Переважають зруденілі вуглисті піски, інколи зруденіння зустрічається у вуглистих глинах і бурому вугіллі. Уран міститься головним чином у вуглистій та глинистій речовині, інколи відзначаються уранова чернь, уранвміщуючі лейкоксен і гідроксиди заліза. Рудні поклади в плані мають складну ізометричну чи видовжену форму, в розрізі багатоярусні, складаються з окремих рудних тіл пласто-, лінзо- чи роллоподібної форми. Середній вміст урану 0.015-0.030%.

Зруденіння контролюється зонами ґрунтового окиснювання водоносних горизонтів, нижня границя яких не опускається нижче врізу води в р. Дніпро (від +50 до +40 м). Виділяються зони: а) поверхневого окиснювання (метеорних вод); б) ґрунтового окиснювання (ґрунтових вод); в) ґрунтового-пластового чи пластового окиснювання (напірних інфільтраційних вод); г) уранового зруденіння, розташована під нижньою поверхнею зони ґрунтового окиснювання або на виклинюванні зони ґрунтового-пластового окиснювання; д) епігенетично незмінені (не окиснені) порід.

Прояви уранової мінералізації відомі також в утвореннях лагунно-лиманного (Сурське і Червоноярське родовища) та озерно-болотного комплексів, де уранове зруденіння контролюється зонами ґрунтового окиснювання, приурочене до верхніх частин відкладів вугленосного еоцену і локалізується в піщанистому бурому вугіллі, рідше – у вуглистих пісках і глинах.

Запаси родовищ не перевищують 1-5 тис т урану. Для відпрацювання способом ПВ найсприятливіші Червоноярське, Сафонівське, Новогур'ївське та Сурське родовища.

Наявність великих запасів урану і розвинута інфраструктура уранодобувної галузі поки забезпечують положення України, як однієї з важливих уранодобувних країн світу, однак відносно низький вміст урану в рудах в сукупності з витратним підземним гірничим способом видобутку (іноді на значних глибинах) ставлять під сумнів подальше збереження важливої ролі на ринках уранової сировини в зв'язку з низькою конкурентоздатністю останньої, обумовленою значною собівартістю. Тому, якщо найближчим часом в Україні не будуть виявлені родовища нових геолого-промислових типів (у першу чергу "незгідності" і пісковикового), можна чекати різкого скорочення видобутку урану з надр України.

## Література до розділу 5 "Радіоактивні метали"

1. Анисимов В.А., Бакаржiev А.Х., Макивчук О.Ф., Михницкая Т.П., Рябенко В.А. Этапы геологического развития и металлогеническое районирование территории Украины по урану // Геол. журн., 1996. № 3-4. С. 70-77.
2. Бакаржiev А.Х., Макивчук О.Ф., Макаренко М.М. Мінерально-сировинна база урану для атомної енергетики України (геологічні умови промислових та перспективних типів уранових родовищ) // Новини енергетики. 1999. № 10. С. 39-40.
3. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. К.: Наукова Думка, 1995. 396 с.
4. Геология, минералогия, геохимия и методы оценки месторождений урана. М.: Мир, 1988. 331 с.
5. Инструкция по применению классификации запасов и ресурсов полезных ископаемых государственного фонда недр к месторождениям урановых руд. К.: ГКЗ Украины, 1999.
6. Каждан А.Б., Соловьев Н.Н. Поиски и разведка месторождений радиоактивных металлов. М.: Недра, 1982.
7. Казанский В.И., Лаверов Н.П., Тугаринов А.И. Эволюция уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978.
8. Коваль В.Б., Бакаржiev А.Х., Макивчук О.Ф. и др. Перспективы выявления богатых и комплексных урановых руд на Украинском щите // Збірник наук.праць і-ту геохімії навколишнього середовища НАН України. К., 2003. С. 22-40.
9. Кулиш Е.А., Михайлов В.А. Урановые руды мира. Геология, ресурсы, экономика. К., 2004. 277 с.
10. Лаверов Н.П., Величкин В.И., Шумилин М.В. Урановые месторождения стран содружества: основные промышленно-генетические типы, их размещение // Геол.рудн.местор., 1992. Т.34. № 2.
11. Машковцев Г.А., Наумов С.С. Месторождения богатых и технологических урановых руд – основной резерв укрепления сырьевого потенциала атомной промышленности России // Отечеств. геол., 2000. № 8. С. 49.
12. Минеральное сырье. Уран. Справ. / Кисляков Я.М., Мишковцев Г.А., Мигута А.К. и др. М.: Геоинформмарк, 1997. 71 с.
13. Наумов С.С. Сырьевая база урана // Горный журнал, 1999. № 12. С. 12-18.
14. Справочник геолога по поискам и разведке месторождений урана / Лаверов Н.П., Шумилин М.В., Мельников И.В. и др. М.: Недра, 1989. 270 с.
15. Тишкин А.И., Тарханов А.В., Стрельцов В.А. Урановые месторождения древних щитов. М.: Недра, 1990. 144 с.
16. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 67. Уран. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 66 с.
17. Уран (геолого-экономический обзор). К.: Геоинформ, 2000. 167 с.
18. Уран // Минеральные ресурсы мира на 1.01.2002 года. Статистический справочник. М: "Минерал", 2003. С. 75-81.
19. Уран. Справочник для геологов. Вып. 57. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 66 с.
20. Production, Inventories and HEU in the world uranium market. Vienna: International Atomic Energy Agency, 1995. 13 p.
21. Red Book: Uranium inventories just keep growing // Nuclear News, 2000. P. 41-43.
22. Pool T.C. Uranium // Engineering and Mining Journal. 1998. Vol. 199, N. 3. P. 68-70.

## РОЗДІЛ 6. РІДКІСНІ ТА РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНІ МЕТАЛИ

### 6.1. БЕРИЛІЙ

#### 6.1.1. Загальні відомості

Берилій – елемент II групи періодичної системи Менделєєва, порядковий номер 4, атомна вага 9.013. Існує чотири стабільних ізотопи  ${}^7\text{Be}$ ,  ${}^8\text{Be}$ ,  ${}^9\text{Be}$ ,  ${}^{10}\text{Be}$ , з яких переважає  ${}^9\text{Be}$ .

В чистому вигляді берилій – метал світло-сірого кольору з температурою плавлення  $1285^\circ\text{C}$ , кипіння –  $1507^\circ\text{C}$ . Питома вага  $1.84\text{--}1.85\text{ г/см}^3$ . Характеризується високою корозійною стійкістю і високим модулем пружності.

Середній вміст берилію в земній корі за даними різних дослідників –  $2\text{--}5 \times 10^{-4}\%$ . Вміст берилію в різних типах гірських порід збільшується від основних до кислих і лужних. Більше 99.9% берилію знаходиться у вигляді ізоморфних домішок в породоутворюючих і акцесорних мінералах гірських порід і тільки частки процента концентруються у власних мінералах.

В ендегенних умовах берилій є типовим фторофільним елементом, а в екзогенних умовах – тісно пов'язаний з алюмінієм. Всього в природі відомо 55 мінералів берилію.

Практичне значення мають наступні мінерали:

*берил* –  $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ - (10-12% BeO);

*хризоберил* –  $\text{Al}_2[\text{BeO}_4]$ - (18-20%);

*фенакіт* –  $\text{Be}_2[\text{SiO}_4]$ - (40-44%);

*бертрандит* –  $\text{Be}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2$ -(40-42%);

*гентгельвін* –  $(\text{Zn},\text{Mn})_4[\text{BeSiO}_4]_3\text{S}$ -(11-18%);

*гельвін* –  $(\text{Mn},\text{Fe})_4[\text{BeSiO}_4]_3\text{S}$ -(12-13%);

*бариліт* –  $\text{BaBe}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]$ -(16%);

*гельбертрандит* –  $\text{Be}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ -(34%).

Приблизно 75% всіх світових запасів припадає на берилієві руди, з яких найбагатшими є фенакіт-бертрандитові, гельбертрандитові, гентгельвінові і барилітові.

#### 6.1.2. Галузі використання і вимоги до сировини

Як один з найлегших металів з відповідними фізичними, механічними і термічними властивостями, берилій використовується в електронній, авіакосмічній, військовій промисловості; берилій високого ступеню чистоти – як уповільнювач і відбивач нейтронів в атомних реакторах. Сплави берилію з Cu, Zn, Pb і Sn широко застосовуються для виробництва надлегких і негорючих сплавів. Берилій використовується як легувальна домішка в деяких сортах сталі і для покриття виробів, як добавка в деякі види ракетного палива. Інші високоміцні сплави з берилієм застосовуються в корпусах надзвукових літаків, космічних ракет, підводних човнів. У вигляді сплавів і сполук берилій знаходить використання в радіоелектроніці. Сполуки берилію застосовуються у виробництві спеціальної кераміки і металокерамічних виробів, ріжучих інструментів для роботи в умовах високої температури. І, нарешті, берилієві мінерали традиційно використовуються в ювелірній промисловості. В першу чергу це берил і його різновиди: смарагд – яскраво-зелений, аквамарин – зеленкувато-блакитний, вороб'євіт – рожевий, геліодор – жовтий і хризоберил (олександрит і цимофан). Каламутні непрозорі кристали берилу йдуть для виробництва берилію.

Для власне берилієвих руд мінімальний вміст берилію в пегматиті дорівнює 0.2-0.26%. В комплексних рідкіснометальних пегматитах за умови флотаційного збагачення мінімальний вміст в рудах оксиду берилію повинен бути не меншим за 0.03%. Бертрандит-фенакітові і фенакітові руди з флюоритом для флотаційного збагачення повинні мати мінімальний вміст оксиду берилію 0.1%. Бертрандитові і бавенітові руди, що призначені для гідрометалургійної переробки, повинні мати мінімальний вміст BeO 0.1%. Гентгельвінові руди вважаються промисловими при середньому вмісті BeO 0.3%.

За масштабами запасів родовища берилію поділяються на дрібні (до 2 тис т BeO), середні (2-10 тис т BeO) і крупні (понад 10 тис т BeO).

#### 6.1.3. Економічні відомості

Світові ресурси берилію оцінюються як 80 тис т, з яких близько 65% зосереджено в США. Ресурси оксиду берилію у світі нараховують 1079 тис т. Найбільшими ресурсами володіють (тис т): Бразилія (200), Росія (135), Індія (100) і США (92). У видобутку і виробництві берилію і берилієвої продукції перше місце посідають США. Крім них найбільшими продуцентами берилію є Китай, Росія і Казахстан. Виробничі потужності з випуску металічного берилію мають США, Китай, Казахстан. Американська фірма "Brugh Wellnton" є провідною з виробництва берилію у світі. Масштаби виробництва берилію цією фірмою на родовищі Spruz Mountain становили 93% світового виробництва цього металу.

В 2000 р. поновив виробництво рафінованого металічного берилію з використанням руди з складських запасів завод "Ulba Metallurgical Works" в Казахстані, що належить концерну "Казахстанпром".

Споживання берилію в світі постійно зростає на 3-5% у рік і становить від 360 до 470 т. Головними споживачами берилію є США, Японія, Франція. У сумарному споживанні берилію вагому частину займають берилій-алюмінієві сплави з вмістом Be до 65%.

Провідними експортерами берилієвих концентратів є Бразилія і Китай, берилієвих продуктів – США. Ціна берилієвої продукції на американському ринку у 2001 р. становила: порошок – 882 \$/кг, зливки – 772 \$/кг, концентрат – 1292 \$/кг.

#### 6.1.4. Генетичні і геолого-промислові типи родовищ

Родовища берилію відносяться до ендегенної серії і за походженням поділяються на пегматитові, польовошпатових метасоматитів, грейзенові, плутоногенні гідротермальні, вулканогенні гідротермальні [Смирнов, 1986].

До останнього часу майже весь світовий видобуток берилію здійснювався на **пегматитових родовищах**. Берил з пегматитів вилучається у вигляді кристалів (нерідко вагою в декілька тон) і з них отримують без якого-небудь збагачення концентрати, що містять 10% BeO. Разом з берилієм часто зустрічаються чорний турмалін, колумбіт, циртолїт, деколи уранїт і монацит.

Найбільш розповсюджена форма пегматитів – лінзоподібна з характерною концентричною зональністю і появою в центральних частинах тіл кварцових ядер. Максимальний розмір тіл 750x100 м, потужність до 20 м. Крупні кристали берилу розташовані на периферії кварцових ядер. Пегматити за складом кварц-олігоклаз-мікроклінові, кварц-мікроклінові, кварц-мусковітові (Володарськ-Волинське родовище в Україні, Калба в Казахстані). Просторовий зв'язок пегматитів з гранітами не завжди очевидний.

**Берилієві польовошпатові метасоматити** розповсюджені на древніх щитах в межах довгоживучих глибинних розломів. Вміщуючі породи – сильно катаклазовані граніти, гнейси, базальти, за якими інтенсивно розвиваються процеси мікроклінізації, альбітизації, грейзенізації. Рудні тіла представлені неправильними покладами мікроклінітів, кварц-мікроклінових, кварц-мікроклін-альбітитових, альбітитових порід з берилієвою мінералізацією у формі гентгельвіну, фенакіту, характерні також флюорит, кріолїт, алюмофториди, циртолїт, касітерит, рідше сульфїди (Пержанське родовище в Україні).

**Грейзенові родовища** приурочені до апікальних ділянок гранітних куполів і представлені штокверковими і жильними тілами. Мінеральний склад грейзенів і берилієвої мінералізації залежить від складу вміщуючих порід. Розрізняють апосилікатні, апобазитові, апогіпербазитові, апокарбонатні грейзени. Особливо цікаві апогіпербазитові і апокарбонатні грейзени. Перші представлені зонами флогопітових слюдистих порід, серед яких розташовані олігоклазові, кварц-олігоклазові і флюорит-олігоклазові жили з берилієм, смарагдом, олександритом, фенакітом. Апокарбонатні грейзени представлені флюоритовими метасоматитами, що утворилися за вапняками, численними прожилками з мусковітом, маргаритом, фенакітом і хризоберилієм. Всі грейзенові родовища зв'язані постійними переходами з плутоногенними гідротермальними утвореннями (Малишевське в Росії, Редскін-Шток в США, Торнбек-Лейн в Канаді).

**Плутоногенні гідротермальні родовища** пов'язані з гіпабісальними дрібними куполами альбітизованих граносієнітів, кварцових сієнітів і лужних гранітів, котрі приурочені до молодих зон активізації областей консолідованої складчастості. В тих випадках, коли куполи проривають вапняки і, в свою чергу, прориваються дайками мікросієнітів і діорит-порфірів, над куполами розвинена потужна зона флюоритизації, мікроклінізації і скарнування (везувіанові скарни).

Рудні тіла утворені масивними і вкрапленими флюоритовими рудами, що містять фенакіт і берtrandит, рідше лейкофан. Зруденіння контролюється дорудними розломами, при цьому найбагатші масивні руди виникають у вузлах перетину дайок різного напрямку. Спостерігається чітко виражена зональність, яка постає в тому, що поблизу куполів лужних гранітоїдів спостерігається фенакіт, торит, ортит, бастнезит, далі появляються берtrandит і кальцит, збільшується кількість сульфїдів, виникають барит і халцедон (родовище Аучачим в Мексиці).

Вулканогенні гідротермальні родовища приурочені до бортів кайнозойських депресій і пов'язані з тектонічними порушеннями, що контролюють розподіл вулканоплутонічних комплексів. Зруденіння розташоване в серицитизованих і скварцованих ріолітових туфах і туфолавах поблизу штоків і дайок ріолїтів. Основні рудні мінерали – берtrandит і його водні різновиди (гельберtrandит, сфероберtrandит) – асоціюють з халцедоном, опалом, адуляром, флюоритом, кальцитом, анкеритом, гематитом-спекуляритом (крупне родовище Томас-Рейндж в США).

Серед геолого-промислових типів родовищ берилію виділяються такі:

- 1) берилієносні гранітні пегматити;
- 2) плагіоклаз-флогопітові жили з берилієм і смарагдом;
- 3) берилієносні кристалічні сланці;
- 4) слюдисто-флюорит-фенакітові метасоматити;
- 5) флюорит-берtrandит-фенакітові метасоматити;
- 6) кварц-мусковітові грейзени з берtrandитом, евклазом, берилієм, бромелітом;
- 7) флюоритові метасоматити з берtrandитом і бавенітом.



### 6.1.5. Родовища України

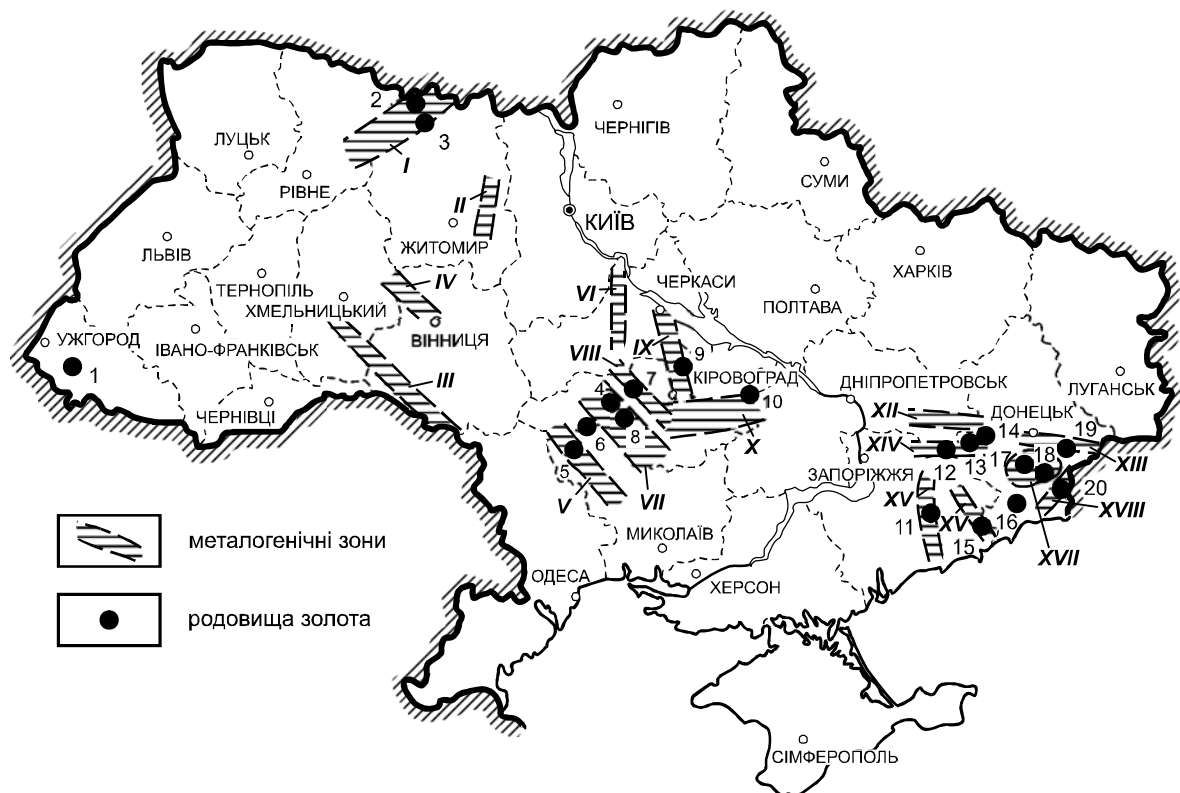
В Україні мінерально-сировинна база берилію представлена одним досить крупним Пержанським родовищем (рис. 6.1) цінних високотехнологічних гентгельвінових руд, що характеризуються високою якістю за вмістом берилію і хорошою збагачуваністю. За цими показниками вони переважають всі відомі промислові типи руд берилію. Родовище підготовлене до розробки. Рентабельність відпрацювання руд – 32.4%. Термін окупності капітальних вкладень – 3 роки. Серед інших районів, де широко розповсюджена берилієва мінералізація, слід зазначити зону зчленування УЩ і Донбасу, де зруденіння приурочене до калішпатизованих істотно лужних порід типу ортофірів, ортофірових брекчій, маліньїтів і відноситься до формації монтморілоніт-халцедон-бертрандитових метасоматитів, аналогічної родовищам групи Томас-Рейндж в США, найкрупнішого в світі родовища багатих руд. Вміст окису берилію змінюється в межах 0.027-0.97%.

В Приазовському блоці УЩ найперспективніші прояви берилієвої мінералізації пов'язані з гранітними пегматитами західної частини Приазов'я. Крупні тіла пегматитів представлені жилами потужністю 80-90 м і протяжністю до 400 м. Берил зустрічається у вигляді короткопризматичних кристалів і скупчень в парагенезисі з зеленим мусковітом. Крім цього, в даному районі виявлені комплексні рідкіснометалеві пегматити альбіт-сподуменового типу з берилом. Вміст берилію в середньому 1%. Крім пегматитів, берилієва мінералізація тут відома в масивах апогранітів "кам'яногильського типу", що представлені малими інтрузіями гранітів, граносієнітів і кварцових сієнітів. В апогранітах зустрічається широкий спектр рідкіснометалевих мінералів (колумбіт, танталіт, циртолїт) в асоціації з флюоритом, берилом і фенакітом.

В середньому Придніпров'ї відомі рідкіснометалеві граніти, пегматити і різноманітні метасоматичні утворення з рідкіснометалеву і берилієвою мінералізацією. В цьому районі ділянки з промисловим вмістом оксиду берилію приурочені до метасоматитів, кори вивітрювання кристалічних порід. Нарешті, давно відомі гранітні пегматити Волині, де кристали берилу вилугуються з міаролових порожнин. Деякі з них вагою до 80 кг є унікальними музейними експонатами. При ручній рудорозборці пегматитів на п'єзоелектричну і ювелірну сировину (п'єзокварц, топаз, аметист, берил) більша частина некондиційного берилу використовується в промисловості.

Загальні запаси оксиду берилію в Україні на 2000 р. склали 66 тис т, в тому числі метасоматити – 40 тис т, пегматити – 18 тис т, розсипи – 8 тис т [Мінеральні ресурси мира, 2001].

Близько однієї тони берилію в 2000 р. Україна імпортувала з Росії. Потреба країни в берилії на період до 2010 р., за оцінками експертів, складає 3 т [Мінеральні ресурси..., 2003].



**Рис. 6.1** Схема розміщення родовищ рідкісних і рідкісноземельних металів України

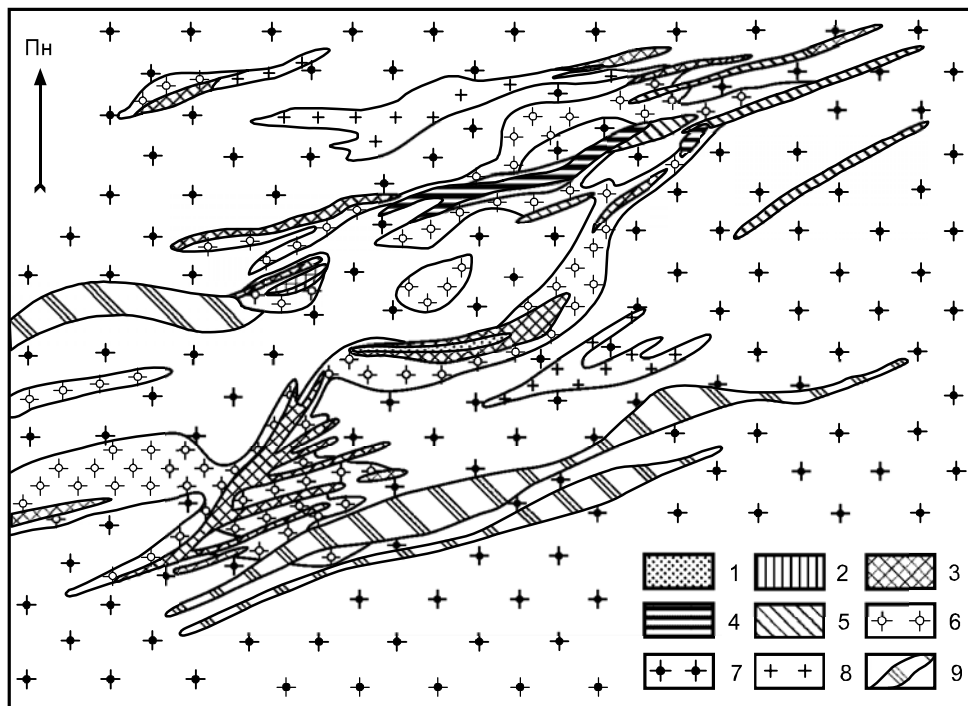
Металогенічні зони: I – Суццано-Пержанська; II – Кочерівська; III – Подільська; IV – Хмельницька; V – Голованівська; VI – Звенигородська; VII – Липнязька; VIII – Хмельська; IX – Кіровоградська; X – Новоукраїнська; XI – Північно-Терсянська; XII – Федорівська; XIII – Південно-Донбаська; XIV – Гайчурська; XV – Чернігівська; XVI – Сорокинська; XVII – Октябрська; XVIII – Кальміуська;

Родовища: 1 – Малобеганське (Ge); 2 – Ястребецьке (TR, Zr); 3 – Пержанське (Be); 4 – Станкуватське (Li, Ta, Nb); 5 – Лозоватське (TR, U, Th); 6 – Калинівське (TR, U, Th); 7 – Полохівське (Li, Ta, Nb); 8 – Южне (TR, U); 9 – Тарасівське (TR); 10 – Жовторіченське (Sc, U, Th); 11 – Новопротавське (Nb, TR); 12 – Успенівське (TR); 13 – Шевченківське (Li); 14 – Воскресенівське (Li); 15 – Крута Балка (Ta, Nb, Li); 16 – Азовське (TR, Zr, Nb); 17 – Мазурівське (Nb, Zr); 18 – Анадолівське (TR); 19 – Покрово-Киріївське (Be, TR); 20 – Петрово-Гнутівське (TR)

**Пержанське родовище берилію** є єдиним в світі, де промислові концентрації берилію пов'язані з гентгельвіном [Азарова, Галецький, 2001]. Воно розташоване на північно-західній окраїні УЩ (Житомирська обл.), яка є областю верхньопротерозойської активізації, що характеризується переважанням диференційних піднять і блоковою будовою.

Основна тектонічна структура – це зона глибинного розлому, що простежується на відстань близько 200 км при ширині 8-10 км в центрі і 3 км на флангах. В геологічній будові зони беруть участь змінні гранітоїди осницького і коростенського комплексів, серед яких затиснуті блоки гнейсів і мігматитів. Ефузивна серія представлена ріолітами, дацитами і діабазами. Серед інтрузивних утворень виділяються габро, діорити, порфіроподібні граніти, метасоматично змінні гранітоїди. Зруденіння пов'язане з комплексом порід гранітоїдної лужної формації. До його складу входять істотно калієві граніти, амфібол-біотитові сієніти і пов'язані з цими породами складні метасоматичні утворення. Провідну роль у формуванні порід даного комплексу відіграли метасоматичні процеси, що розвивалися за середніми і кислими ефузивами, гнейсами, мігматитами і гранітоїдами. Переважають метасоматично змінні граніти (апограніти), що містять локальні рудні метасоматичні утворення, серед яких домінують лужні метасоматити.

Зруденіння представлено гентгельвіновими і фенакітовими рудами, що зустрічаються як разом, так і окремо. Основне значення мають гентгельвінові руди, що супроводжуються незначною фенакітовою мінералізацією. Разом з ними широке розповсюдження отримали каситерит, колумбіт, вольфраміт, флюорит, бастнезит, циртолїт та інші. Рудна мінералізація локалізується в зонах, що мають згідне з структурними елементами залягання (рис 6.2, 6.3): північно-східне простягання (60-80°), північно-західне падіння (40-70°).



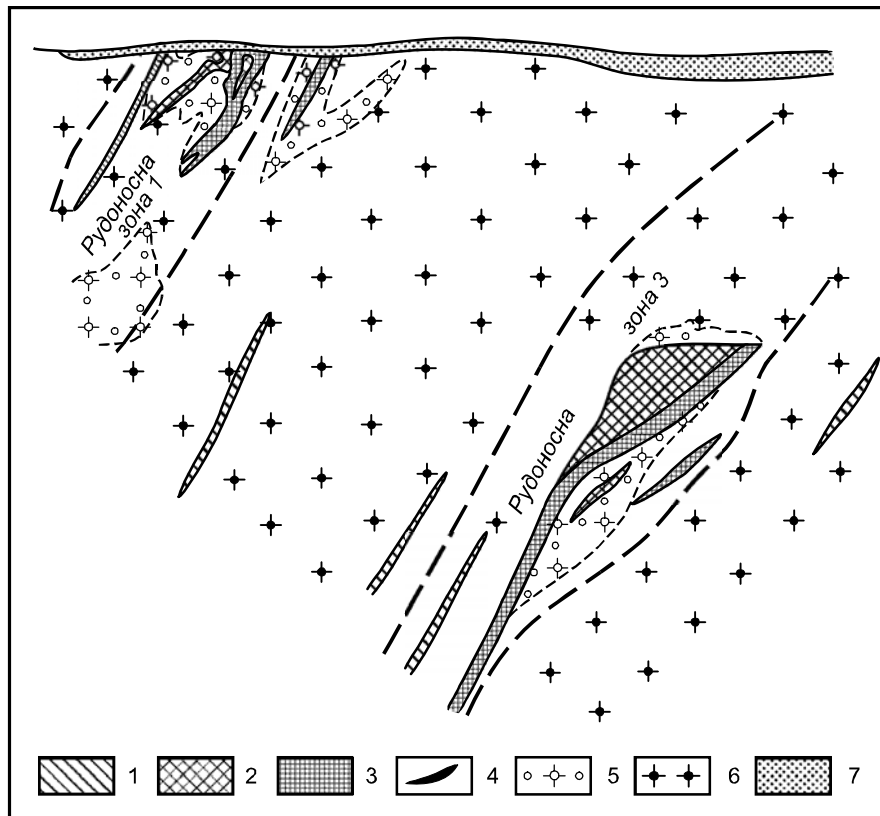
**Рис.6.2** Схема геологічної будови Суццано-Пержанської зони (за С.Яковенко)

1 – альбіт-польовошпатові метасоматити, 2 – кварц-сидерофілітові грейзени, 3 – слюдисто-польовошпатові метасоматити, 4 – польовошпатові метасоматити, 5 – кварц-польовошпатові метасоматити, 6 – граніт з "очковими" виділеннями блакитного кварцу, 7 – гнейсовідний граніт, 8 – дрібнозернистий граніт, 9 – проекція рудних тіл на денну поверхню

Разом з рудоносними зонами, що виходять на поверхню, зустрічаються і приховані рудні тіла на глибині понад 300 м. Кожна рудна зона представлена зближеними згідними тілами метасоматитів, що розташовані кулісоподібно. Вони мають складну жилородібну і лінзоподібну форму. Рудні метасоматити характеризуються зональною будовою. В їх периферичних частинах простежуються метасоматичні граніти з новоутвореннями голубих зерен кварцу. У внутрішніх частинах розташовані різні метасоматити, причому у верхніх – альбіт-калішпатові метасоматити з багатим гентгельвіновим зруденінням. Грейзенізовані метасоматити розвинуті переважно в нижніх частинах рудних тіл. В середніх ділянках рудних тіл спостерігаються складні співвідношення польовошпатових і слюдистих метасоматитів, які є найбільш зруденілими. Для них характерні роздуви, виклинювання, ускладнена морфологія [Зубанов, Галецький, 1978]. Нижні ділянки мають більш витримані жилородібні форми з поступовим виклинюванням.

Фенакітове зруденіння приурочене до зон скварцування серед апогранітів, дрібнозернистих гранітів, сієнітів і розташоване, як правило, в периферичних частинах ділянок з гентгельвіновим зруденінням.

Рідкіснометалеве зруденіння пов'язане з метасоматичними процесами, що протікали в два етапи: I – регіональні процеси автотемасоматозу, II – локальні процеси інфільтраційного характеру. До продуктів першого етапу відносяться сидерофіліт-калішпат-пертитові апограніти. Продукти другого етапу – рідкіснометалеві метасоматити, серед яких основними різновидами є альбіт-калішпатові, слюдисто-польовошпатові і кварц-сидерофілітові утворення.



**Рис. 6.3 Схематичний геологічний розріз Пержанського родовища**

1-4 – метасоматити кварц-польовошпатові (1), польовошпатові (2), слюдисто-кварц-польовошпатові (3), 4 – кварц-слюдисті (грейзени) (4); 5 – метасоматичні граніти з блакитним кварцем, 6 – метасоматичні граніти гнейсовидні (апограніти), 7 – проекція рудних тіл на денну поверхню

На власне гідротермальній стадії в кварцово-жильних утвореннях відбувалось формування рожевого гентгельвіну, фенакіту, флюориту, вольфраміту, сфалериту, галеніту, молібденіту, гематиту. Виділяються [Зубков, Галецький, 1976] такі основні різновиди метасоматичних утворень:

- 1) гнейсуваті метасоматичні граніти (апограніти);
- 2) скварцовані граніти;
- 3) альбіт-калішпатові метасоматити;
- 4) кварц-польовошпатові метасоматити (аляскіти);
- 5) слюдисто-кварц-польовошпатові метасоматити;
- 6) польовошпатово-слюдяні грейзени;
- 7) альбітити;
- 8) кварц-гентгельвінові жили.

Генетичний тип родовища – гідротермальний польовошпатових метасоматитів [Смирнов и др., 1986], фенакіт-гентгельвінова формація.

Питання щодо введення в промислове освоєння Пержанського родовища повинно вирішуватися з урахуванням реальних потреб України щодо берилієвої продукції і можливостей виходу з нею на світовий ринок. Тільки в такому разі підприємство, що займається видобутком і переробкою берилієвої руди, може бути рентабельним.

## 6.2. ЛІТІЙ

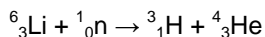
### 6.2.1. Загальні відомості

Літій (Li) – хімічний елемент I групи періодичної системи елементів Д.І. Менделєєва з підгрупи лужних металів. Сріблясто-білий метал. Порядковий номер 3, атомна вага 6.94, має два стабільні ізотопи з масовими числами 6 (7.42 %) і 7 (92.58 %). Густина 0.534 г/см<sup>3</sup> (при 20° С). Температура плавлення 180.5° С, кипіння – 1317° С, у повітряній атмосфері швидко вкривається темно-сірим шаром оксиду LiO<sub>2</sub> і нітриду Li<sub>3</sub>N. Метал легко ріжеться ножом, при кімнатній температурі енергійно поєднується з галогенами, розкладає воду з виділенням водню. Відкритий у 1817 р. шведським хіміком Іоганом Августом Арфведсоном при дослідженні мінералу петаліту, назву отримав від грецького літоос – камінь.

Середній вміст літію в земній корі (%) 2.2·10<sup>-3</sup> від 3.8·10<sup>-3</sup> у гранітах до 0.2·10<sup>-3</sup> в ультраосновних породах. Цей елемент входить до складу майже 30 мінералів, але промислове значення мають лише декілька з них: сподумен Li Al [Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>] (містить 5.8-7.6% Li<sub>2</sub>O), з яким пов'язане до 80 % усіх запасів літію в пегматитах; петаліт Li[Al Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>] (3.4-4.1% Li<sub>2</sub>O), лепідоліт K Li<sub>1.5</sub> Al<sub>1.5</sub> [(F,OH)<sub>2</sub> Al Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>] (3.2-4.4% Li<sub>2</sub>O). Спорадично й у невеликих кількостях літій отримують також з амблігоніту Li Al [(OH,F) PO<sub>4</sub>] (6-9.1% Li<sub>2</sub>O), евкриптиту Li Al [SiO<sub>4</sub>] (7-10% Li<sub>2</sub>O), цинвальдиту K Li Fe<sup>2+</sup> Al [(F,OH)<sub>2</sub> Al Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>] (2.9-4.5% Li<sub>2</sub>O).

### 6.2.2. Галузі використання та вимоги до сировини

Промисловість використовує літій здебільшого в формі карбонату літію (48% у перерахунку на метал), гідроксиду літію (20%), мінеральних концентратів (15%), солей, металу, бутіллітію та ін. В алюмінієвій промисловості використання солей літію в цілому підвищує продуктивність електролітичних ванн на 10-15 %, і на її частку припадає до 30 % споживання. Трохи менше (25-30 %) літієвих продуктів іде на виготовлення особливих сортів скла, кераміки, сіталів. Важливою галуззю, яка використовує гідроксид літію, виступає виробництво консистентних мастил багатоцільового призначення. Також літій застосовується у виробництві кондиціонерів повітря, холодильних установок, акумуляторних і сухих батарей. Він входить до складу надлегких сплавів на алюмінієвій основі (склерону, аерону), використовується в кольоровій металургії як розкислювач. Завдяки низькій температурі плавлення та широкому температурному діапазону рідкого стану літій використовується як високотемпературний теплоносій. Гідрид літію LiH, який бурхливо реагує з водою з утворенням гідроксиду літію й водню, став портативним і легким джерелом водню для заповнювання рятівного спорядження при аваріях на воді. Дейтерид літію є основою водневої (термоядерної) бомби; <sup>6</sup>Li – єдине джерело отримання тритію при реакції



Літієвий піроксен – сподумен – є основою виготовлення кераміки з практично нульовим тепловим розширенням. За вмістом (у %) Li<sub>2</sub>O руди корінних родовищ поділяють на дуже багаті (>1.5), багаті (1.,3-1.5), рядові (1.1-1.3), бідні (0.6-1.1). Розробка літієносної ропи передбачає вміст Li<sub>2</sub>O від 0.01 % і вище. Родовища із запасами в перші десятки тис. т вважаються рідкими, від 100 до 300 тис т – середніми, від 300 тис т до 1 млн т – великими, більше 1 млн т – унікальними.

### 6.2.3. Економічні відомості

Дані про світові ресурси й запаси літію є неповними та суперечливими. Геологічна служба США [Мінеральні ресурси..., 2003] економічно рентабельні запаси (Reserves) літію для шести країн, про які є дані, оцінила в 3.4 млн т (Чилі – 3000, Канада – 180, Австралія – 150, США – 38, Зімбабве – 23, Бразилія – 0.91 тис т), а ресурси – в 9.4 млн. т. Більша частина ресурсів і запасів літію міститься в ропі родовищ Болівії (51% світових ресурсів), Чилі (88% запасів і 32% ресурсів). Приблизно 12% ресурсів і запасів зосереджено в рідкіснометальних гранітних пегматитах США, Австралії, Канади. Головними постачальниками на світовий ринок карбонатів літію є Чилі (32-35 тис. т на рік), Аргентина (1200-1300 т) і Китай (600-900 т), оксидів – США (більше 5000 т), Китай (2200-2300 т), Росія (більше 1000 т). Найбільшими імпортерами є Німеччина (до 5500 т оксиду на рік) та Японія (до 1560 т). У останні роки ціна петалітового концентрату (4.2 % Li<sub>2</sub>O) становила 210-260 \$/т, сподуменового (1.2 % Li<sub>2</sub>O) – 280-420 \$/т, карбонату літію – 4,47 \$/кг, гідроксиду літію – 5.5-5.74 \$/кг на американському ринку.

### 6.2.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

Природні концентрації літію утворюються в різних геологічних умовах, але більш-менш значні промислові об'єкти відомі лише в зв'язку з пегматитами та високомінералізованими водами. При цьому відмінною рисою більшості літієвих родовищ є комплексність. Так, з рідкіснометальних пегматитів, крім літію, вилучають також тантал, ніобій, рубідій, цезій, олово, берилій; головними рудними компонентами літієносної ропи можуть бути калій, натрій, бор, бром, магній та ін. З урахуванням генетичного типу родовища, що визначає морфологію та розміри покладів, і промислових типів руд, які обумовлюють технологію переробки та галузі

використання мінеральної сировини, В.Д. Сальников [Литий..., 2000] пропонує виділяти такі основні геолого-промислові типи родовищ літію:

1. **Комплексні рідкіснометалеві пегматити.** Часто провідними компонентами в них виступають ніобій і тантал, вони є основним джерелом цезію. Завдяки великому ступеневі диференціації, при розробці родовищ можливий селективний видобуток полуцитових, сподуменових, лепідолітових руд. Прикладом родовищ можуть бути Грінбушес, Австралія з підтвердженими запасами  $\text{Li}_2\text{O}$  570 тис т і середнім вмістом 2.9%; Бернік-Лейк, Канада (вміст у рудах  $\text{Li}_2\text{O}$  2.2-2.3; забезпечує 90% світового видобутку цезію й 30-40 – танталу); Бікіта, Зімбабве; Блек-Хілз, США; Варутрекс, Швеція; Гольцовське, Росія.

2. **Літійові пегматити.** Великі запаси літію в сотні тисяч тонн при вмісті  $\text{Li}_2\text{O}$  1.1-1.5% пов'язані з широко розповсюдженими альбіт-сподуменовими відмінами пегматитів. Це група родовищ олово-сподуменового поясу штатів Південна та Північна Кароліна, США, а також родовища: Ла-Корн, Канада; Завітинське в Забайкаллі, Тастигське в Туві, Полмос-Тундра на Кольському півострові (РФ).

3. **Високомінералізовані літійові води.** В них міститься до 90% світових запасів літію. В.І. Смирнов зі співавторами [1986] виділяють серед них такі типи:

- міжкристалізаційна вода соляних і содових озер, що висохли, наприклад, озеро Серлз у США із вмістом у ропі  $\text{Li}_2\text{O}$  0.015%;
- розсоли евапоритових басейнів – озер, лагун, внутрішніх морів. Приклади – Велике Солоне Озеро, штат Юта, США, з 0.013%  $\text{Li}_2\text{O}$ ; Мертве море, Ізраїль, з 0,004%  $\text{Li}_2\text{O}$ , салари (пересихаючі озера) пустелі Атакама й Болівії з унікальним вмістом  $\text{Li}_2\text{O}$  до 0.2 %;
- підземні багаті розсоли, наприклад, родовище Клейтон-Веллі, штат Невада, США;
- підземні води карстових і газових родовищ з соленосними товщами із вмістом  $\text{Li}_2\text{O}$  до 0.08%. У зв'язку з соляними куполами ДДЗ, Україна, відомі вмісти в хлоридно-натрієвих водах  $\text{Li}_2\text{O}$  до 0.068% (6.8 г/л);
- термальні води областей активного сучасного вулканізму.

Першорядне промислове значення мають лише перші два з названих типів. Як другорядні та такі, що не мають великого промислового значення, ендегенні типи концентрацій літію, можна назвати також танталові рідкіснометалеві граніти, цинвальдитові грейзени, деякі види слюдистих метасоматитів тощо.

## 6.2.5. Родовища України

В промислово розвинених країнах споживання літію становить 10-12 г/людину на рік. Виходячи з цього, перспективну потребу України в літії можна оцінити в 500-600 т/рік (у перерахунку на карбонат літію – 2.7-3.2 тис. т/рік). На поточний час вітчизняними геологами відкрито декілька родовищ і проявів літію, які дозволяють вважати Україну найбільш забезпеченою розвіданими запасами та прогнозними ресурсами літію країною Європи. Україна може повністю задовольнити власні потреби в цьому виді мінеральної сировини та сформувати певний експортний потенціал. Усі перспективні об'єкти, на відміну від, наприклад, російських, розташовані в економічно освоєних районах. Існуюча мінерально-сировинна база літію України цілком може стати основою випуску високоліквідної літійової кераміки, легких і міцних сплавів тощо. Але початок освоєння та розробки вже відомих родовищ стримує зараз несприятлива кон'юнктура світового ринку літію.

Всі відомі родовища й прояви літію України містяться в рідкіснометалевих пегматитах, класифікацію яких за В.І. Павлишиним та ін. [2000] наведено в таблиці 6.1.

Табл. 6.1

Класифікація ендегенних літійових родовищ України (за [Павлишин та ін., 2000])

Елементи головні (супутні)	Формація	Парагенетичний тип	Родовище, регіон	Вміщуючі породи (вік порід, млрд р.)	Рудні мінерали	Масштаб зруدينня	Ступінь комплексності
Li (Rb, Cs, Be, Ta)	Рідкіснометалеві пегматити	Мікроклін-альбітовий і альбіт-сподуменовий з берилом, танталітом	Балка Крута, Західне Приазов'я	Ультрабазити, амфіболіти, сланці, мігматити (ранній протерозой)	Сподумен (берил, танталіт, холмквістит, Li-Cs-флогопіт)	Невеликий	Середній
Li (Ta, Nb)	Те саме	Мікроклін-альбіт-сподумен-петалітовий з колумбітом і хризобериллом (новий тип)	Шевченківське, Північне Приазов'я	Сланці, гнейси (2.0-2.1), пегматити	Сподумен (петаліт, колумбіт)	Великий	Низький
Li (Ta, Nb, Sn, Be, Rb)	Те саме	Петалітові метапегматити з колумбітом і хризобериллом (новий тип)	Полохівське, Кіровоградський блок	Гнейси (2.3), пегматити (2.28-2.3)	Петаліт (колумбіт, хризоберил, каситерит)	Великий	Низький
Li (Ta, Nb, Rb, Sn)	Те саме	Альбіт-ортоклаз-сподумен-петалітові метапегматити (новий тип)	Станкуватське, Кіровоградський блок	Амфіболіти (ранній протерозой); пегматити	Сподумен, петаліт (колумбіт, стрюверит, Rb-калішпат, Li-, Rb-, Cs-біотит, хризоберил, каситерит)	Великий	Середній

Вони пов'язані з гранітоїдами архей-ранньопротерозойських магматичних і ультраметаморфічних комплексів і виявлені в північно-західній частині Приазовського мегаблоку УЩ, у Сорочинсько-Шевченківському пегматитовому поясі (рис. 6.4), та в західній частині Кіровоградського мегаблоку, в так званому Шполянсько-Ташликському рудному районі.

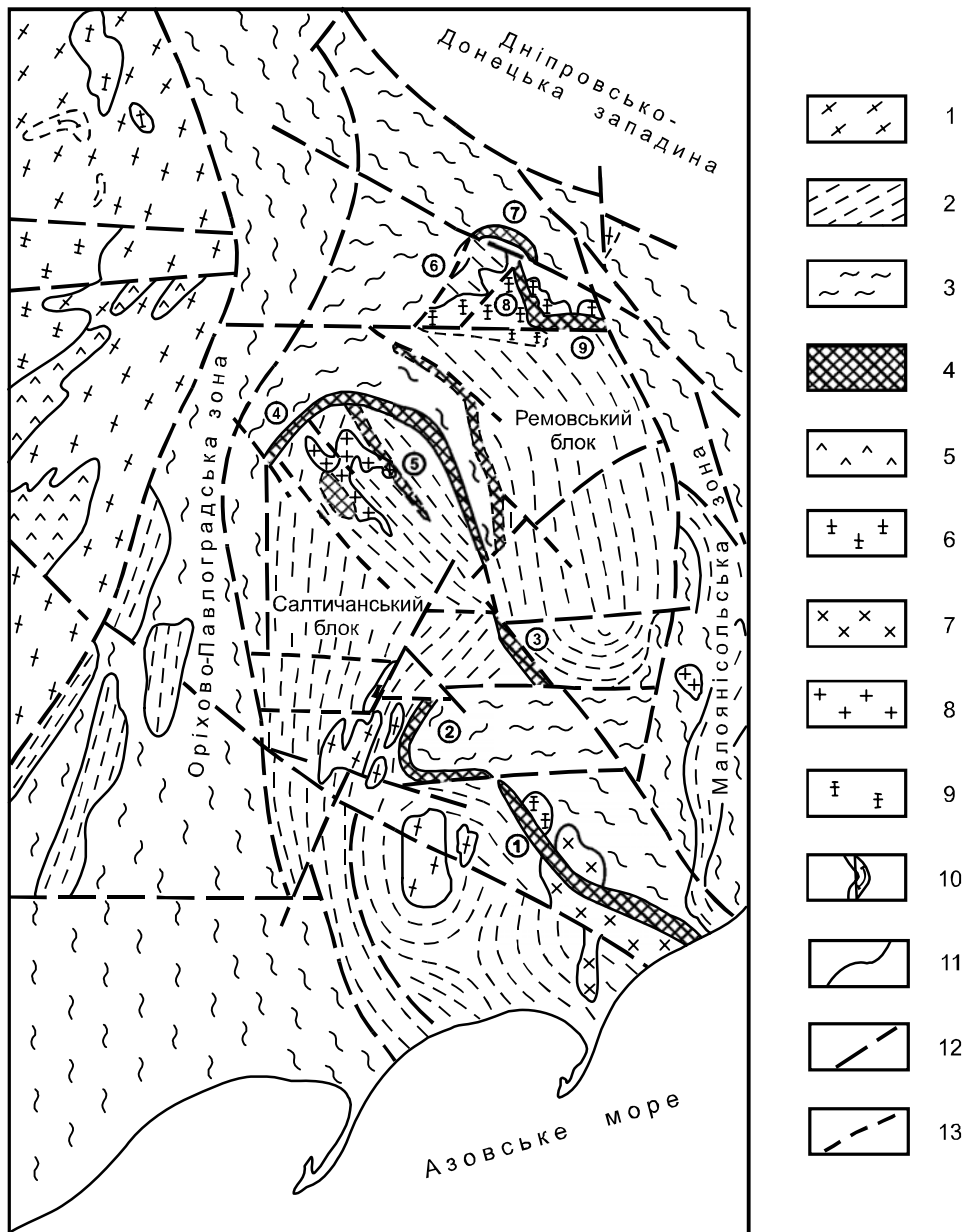


Рис. 6.4 Схема геологічної будови Сорочинсько-Шевченківського пегматитового пояса (за [Ісаков, Бобров, 2000])

1 – метаморфічні породи та ультраметаморфічні утворення (мігматити й палінгенно-апатектичні граніти) дніпропетровського комплексу; 2 – метаморфічні породи західноприазовської серії та ультраметаморфічні утворення новопавлівського комплексу; 3 – метаморфічні утворення центральноприазовської серії та ультраметаморфічні утворення шевченківського комплексу; 4 – вузькі трогові структури (Сорокинська-1, Олексіївська-2, Куйбишевська-3, Гайчурська-4, Косівцівська-5, Дібровська-6, Волчанська-7, Шевченківська-8, Федорівська, виповнені породами осипенківської серії, що містять одиниці пегматитові поля Сорочинсько-Шевченківського пегматитового пояса); 5 – зеленосланцеві породи конкської серії, біотитові й мусковіт-біотитові граніти мокромосковського комплексу; 6 – граніти біотитові; 7 – габродіорити, кварцові діорити, гранодіорити, біотитові граніти добропільського комплексу; 8 – граніти; 9 – гранодіорити, амфібол-біотитові, біотитові, мусковіт-біотитові граніти воскресенського комплексу; 10 – карбонатити, сієніти, альбітити, нефеліновані сієніти, піроксеніти чернігівського комплексу; 11 – межі геологічних утворень; 12 – регіональні глибинні розломи I і II порядків; 13 – розломи більш високих порядків

Найзначнішим і краще вивченим є **Шевченківське родовище** сподумених руд (рис. 6.4). Географічно воно розташоване в Великоновосілківському районі Донецької області, в декількох кілометрах на захід від населеного пункту Шевченко. Ділянка родовища міститься в межах Шевченківської грабеноподібної трогової структури, виповненої вулканогенно-теригенними породами сорокинської світи осипенківської серії верхнього архей-раннього протерозою, метаморфізованими в умовах зеленокам'яної та амфіболітової фації регіонального метаморфізму [Ісаков, Бобров, 2000]. Шевченківська грабен-моноклінальна структура простягається в субмеридіональному напрямку на 15 км, ширина її, в основному, становить 0.5-1 км. Структура обмежена Воскресенським на заході й Шевченківським на сході розломами, в центральній і південній час-

тинах граничить з гранітами Воскресенського масиву (AR-PR<sub>1</sub>). Породи грабен-моноклінали в північній та центральній її частинах падають на схід під кутом 65-85°, на півдні внаслідок різкого підвертання утворюють розкриті на північ синклінальну складку складної будови, із замковою частиною якої пов'язані рідкіснометалеві пегматити Шевченківського родовища. Загальна потужність порід сорокинської світи осипенківської серії (AR<sub>3</sub>-PR<sub>1</sub>) 1200-2000 м, у межах родовища до 1300 м, представлені вони різноманітними кристалосланцями та гнейсами (біотитовими, мусковіт-біотитовими й гранат-біотитовими з кордієритом і силіманітом, інколи з прошарками скарнованих кальцифірів та залізистих кварцитів).

Рідкіснометалеві пегматити містяться, головним чином, в ороговиківаних біотитових кристалосланцях – сірих, темно-сірих, місцями плямистих, від тонко- до середньозернистих. Залягання пегматитів субзгідне вміщуючим товщам. Загалом на родовищі виявлено шість пегматитових тіл, які утворюють єдину жильну систему з субмеридіональним простяганням і падінням на захід під кутами 85-88°. Тіла мають роздуви й пережими, розміри їх від 144 до 1076 м завдовжки та від 2 до 84 м потужністю, в основному вони виклинюються на глибині 350-500 м. Два жильні тіла є головними та вміщують майже всі запаси літію розвіданої частини родовища. Середня їх потужність сягає 40 м, довжина 600-700 м.

Рудоносні пегматити мають виразно зональну будову, обумовлену існуванням семи структурно-мінералогічних зон (починаючи із зовнішньої): 1) контактова кварц-альбітова дрібнозерниста; 2) альбіт-мікроклінова пегматоїдна; 3) кварц-альбітова різнозерниста; 4) альбіт-сподуменова; 5) мікроклін-сподуменова; 6) петаліт-сподуменова; 7) зона блокового мікрокліну. Речовинний склад пегматитових тіл простий. 90-95% їх обсягу припадає на головні породоутворюючі мінерали – альбіт, мікроклін, кварц, 5-10% - на сподумен і, незначною мірою, петаліт, з яким пов'язано менше 4% запасів літію родовища. Як мінералогічні знахідки, що не мають практичного значення, встановлені літієві слюда та фосфати, рідкіснометалеві мінерали ніобію, танталу, берилію, олова. Головним носієм літію на родовищі є кварц-альбіт-сподуменовий (з мікрокліном і петалітом) мінеральний комплекс внутрішніх зон пегматитових тіл. Сподумен в ньому утворює блоки розміром 8-10 см, петаліт – дрібнозернисті гнізда розміром до 5-20 см. Вміст оксиду літію є типовим для такого типу родовищ і становить 1.1-1.5%, більше 95% запасів пов'язано зі сподуменом. За результатами дослідження технологічних проб, наскрізне вилучення сподумену при збагаченні 88-92% при загальному виході концентрату в середньому 22.8%. Концентрат містить літію в середньому 4.9% і відповідає сорту "Сподуменовий концентрат; 4.0-7.0% Li<sub>2</sub>O" західноєвропейського ринку.

У генетичному відношенні пегматити Шевченківського родовища пов'язані із завершальною фазою формування диференційованого багатозонального Воскресенського гранітного масиву (AR<sub>3</sub>-PR<sub>1</sub>).

**Шполянсько-Ташликський рудний район** Кіровоградського мегаблоку (рис. 6.5) має субмеридіональне простягання, обмежений зі сходу Корсунь-Новоукраїнським підняттям, у осьовій частині якого міститься Корсунь-Новомиргородський плутон гранітів рапаківі й анортозитів та Новоукраїнський гранітоїдний масив, і Голованівською шовною структурою на заході.

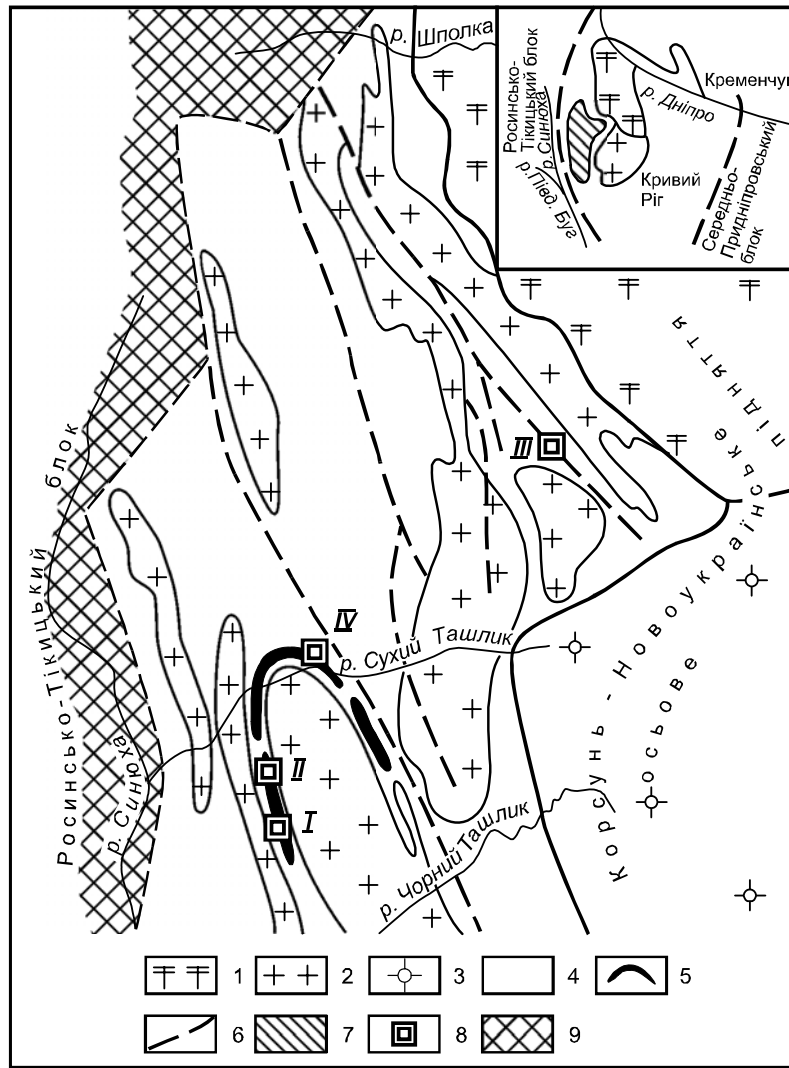
Тектонічний план району визначають синклінальні форми, вивпнені дислокованим гнейсово-сланцевим субстратом інгуло-інгулецької серії, та антиклінальні куполи й брахіантиклінали з гранітами кіровоградського й житомирського комплексів у ядерних частинах. Вміщуючими для пегматитів є метаморфічні породи інгуло-інгулецької серії, головним чином, біотитові й кордієрит-біотитові гнейси та кристалосланці.

Головними об'єктами є Полохівське родовище дрібнозернистих петалітових і Станкуватське родовище сподумен-петалітових руд.

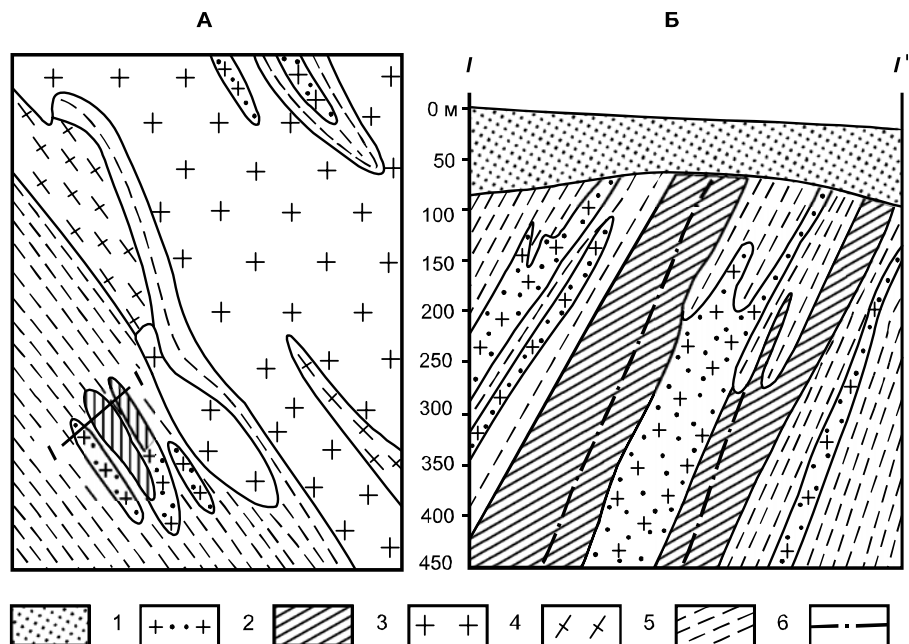
**Полохівське родовище** розташоване в Маловісківському районі Кіровоградської області, південно-східніше смт. Смоліне, в східній частині рудного району. Ділянка Полохівського родовища складається дислокованими метаморфічними породами, що належать до високоглиноземистих утворень і представлені кордієрит-біотитовими, гранат-кордієрит-біотитовими, біотитовими, гранат – і діюксид-біотитовими плагіогнейсами з ін'єкціями апліт-пегматоїдних і двопольовошпатових різнозернистих біотитових гранітів кіровоградського комплексу (1.9-2.1 млрд р.). При цьому, вкорінення гранітів пов'язується з процесами, що визначили метаморфізм вміщуючих пегматити порід і перекристалізацію пегматитів [Бакаржів та ін., 2000].

Родовище утворене трьома крутопадаючими рудними тілами, залягання яких субзгідне зі смугастістю гнейсів і лінійністю гранітоїдних ін'єкцій (рис. 6.6).

Найбільше – перше – рудне тіло простежується по простяганням на 550 м, по падінню – до глибини 800 м, має середню потужність 60 м; друге рудне тіло, потужністю від 13 до 75 м, простежується по простяганням на 350 і на глибину до 400 м; третє рудне тіло має значно менші характеристики й є сліпим, тобто не виходить під мезокайнозойські утворення, потужність яких сягає ~100 м. Середній вміст Li<sub>2</sub>O (у %) у першому рудному тілі 1.25, у другому – 1.21, у третьому – 1.04. Мінеральний склад рудних тіл простий, практично вони складені чотирма мінералами: петалітом (27.6-36.2%), альбітом (26.3-28.0%), пертитовим калішпатом (19.1-20.9%) і кварцом (15.8-21.7%), що складає в сумі 97-98%. Щільна дрібнозерниста петалітова руда є єдиним мінералого-технологічним типом руд родовища. Вона виглядає як світло-сіра, майже біла лейкократова дрібнозерниста порода масивної або неявно плямистої, з елементами смугастості, текстури. При цьому встановлене заміщення вихідного пегматитового субстрату кварц-мікроклін-альбіт-петалітовим і кварц-мікроклін-альбітовими дрібнозернистими парагенезисами, що розвинені як у межах вихідного пегматитового тіла, так і по вміщуючих породах, що свідчить про вторинний по відношенню до пегматитів характер власне петалітової мінералізації. Основним носієм літію є петаліт, що містить 91-95% загальної кількості літію в руді. Він може утворювати дрібнозернисті мономінеральні або майже мономінеральні скупчення гранобластової структури розміром до 10-20 см, або зустрічається у вигляді розсіяних дрібних включень у мікроклін-кварц-альбітовій матриці. Склад мінералу (мас. частка, %) наведено в таблиці 6.2.



**Рис. 6.5 Схематична геологічна карта Шполянсько-Ташликського району (за [Єременко та ін., 1996])**  
 1 – граніти рапаківі й анортозити Корсунь-Новомиргородського плутону; 2 – граніти кіровоградського й житомирського комплексів; 3 – біотитові порфіробластові граніти Новоукраїнського масиву; 4 – гнейси й кристалосланці інгулецької серії; 5 – амфіболіти; 6 – розривні порушення; 7 – рідкіснометалевий район; 8 – літєві родовища (I – Надія, II – Станкуватське, III – Полохівський) та рудопрояви (IV – Липняжський); 9 – тектонічна зона



**Рис. 6.6 Схематична геологічна карта (а) та розріз (б) Полохівського родовища (за [Єременко та ін., 1996])**  
 1 – осадові відклади; 2 – пегматодні граніти з убогою літєвою мінералізацією; 3 – пегматити, збагачені літєвою мінералізацією (петаліти); 4 – граніти; 5 – мігматити; 6 – гнейси біотитові, кордієрит-біотитові; 7 – розривні порушення



Таблиця 6.2

Хімічний склад петаліту Полохівського родовища (сверд. 26-90), % (за [Возняк та ін., 2000])

Компонент	петаліт-альбітовий пегматит гл. 243 м	альбіт-петалітовий пегматит гл. 301 м	пегматит альбітовий з петалітом гл. 314.8-318 м	пегматит мікроклін-альбітовий з петалітом гл. 321.5-324.5 м	технологічні проби
SiO <sub>2</sub>	78.34	77.82	77.90	78.36	76.58-77.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.16	16.18	15.66	15.88	17.04-17.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.15	0.16	0.15	0.21	0.09-0.11
FeO	0.59	0.51	1.16	0.89	-
CaO	-	-	-	-	0.11-0.22
Li <sub>2</sub> O	4.24	4.10	4.25	4.13	4.00-4.80
Na <sub>2</sub> O	0.23	0.74	0.45	0.41	0.10-0.20
K <sub>2</sub> O	0.20	0.43	0.32	0.21	0.13-0.18
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.34	0.60	0.05	0.45	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сліди	Сліди	Сліди	Сліди	-
В.п.п.	-	-	-	-	0.12-0.20
Сума	99.62	99.96	100.03	99.68	-

Вміст ще одного мінералу літію – сподумену – в рудах Полохівського родовища 0-2%. Розподіл мінералу нерівномірний, зустрічається він переважно в сильно кородованих реліктах вихідного пегматиту сумісно з кварцом. Хімічний склад мінералу наведено в таблиці 6.3.

Таблиця 6.3

Хімічний склад сподумену Полохівського та Станкуватського родовищ, % (за [Возняк та ін., 2000])

Компонент	родовище Полохівське				родовище Станкуватське
	мікроклін-альбітовий пегматит із сподуменом сверд. 26-90 гл. 134 м 1	мікроклін-альбітовий пегматит із сподуменом і петалітом сверд. 26-90 гл. 270-274.3 м	кварц-сподуменові уособлення в мікроклін-альбіт-петалітовому пегматиті сверд. 26-90 гл. 303 м	кварц-сподуменові уособлення в альбіт-петалітовому пегматиті сверд. 7-92 гл. 381.5 м	кварц-плагіоклазова зона з рідкісними виділеннями сподумену в приконтактовій частині з вміщуючим амфіболітом сверд. 32-91 гл. 282.8 м
SiO <sub>2</sub>	63.58	63.74	63.75	64.17	64.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.34	26.89	27.06	26.99	27.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.84	0.25	0.10	0.34	0.09
FeO	0.72	0.57	0.72	0.26	0.48
CaO	0.34	Сліди	0.06	0.12	0.03
Li <sub>2</sub> O	6.70	6.99	7.10	7.04	7.14
MgO	0.08	Сліди	Сліди	0.08	-
MnO	Сліди	Сліди	Сліди	0.04	0.05
Na <sub>2</sub> O	0.46	0.96	0.46	0.67	0.84
K <sub>2</sub> O	0.21	0.34	0.10	0.07	0.03
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.56	0.04	0.44	0.08	0.57
Сума	99.50	99.91	99.93	100.08	99.16

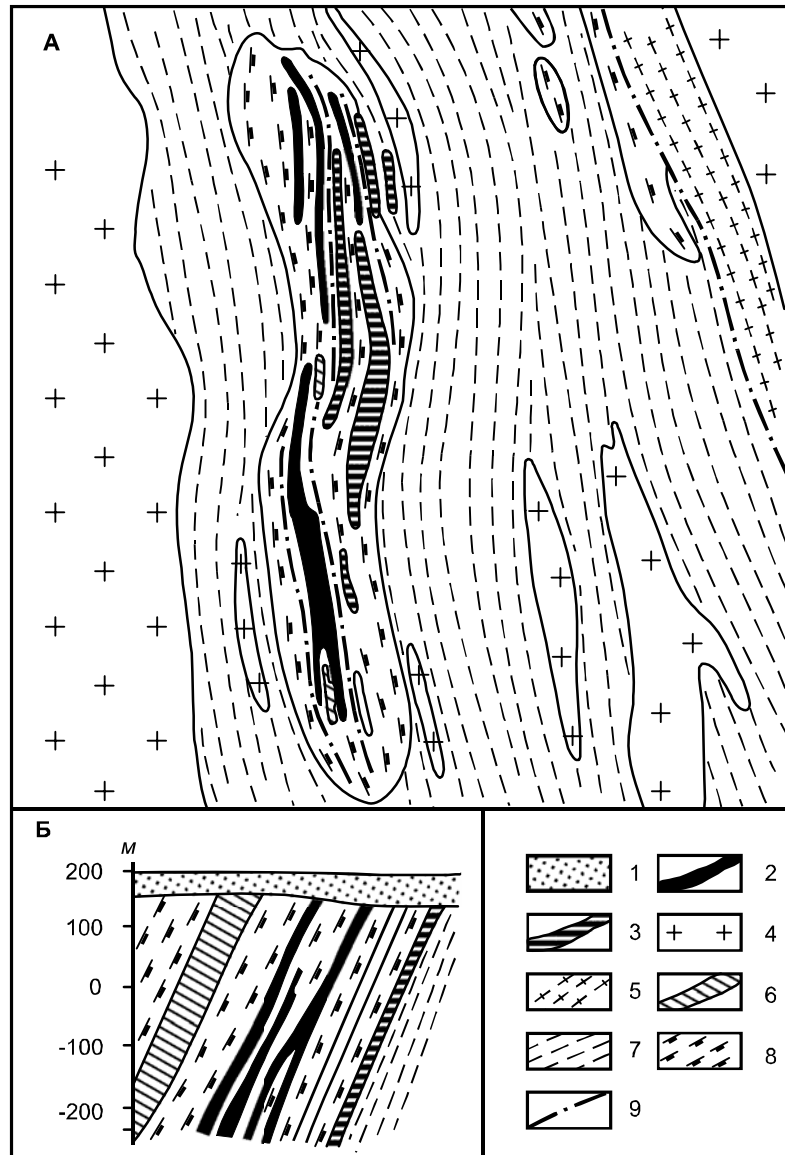
З руд Полохівського родовища петалітовий концентрат можна отримувати екологічно безпечним гравітаційним збагаченням; традиційна галузь використання такого концентрату – як плавень при виробництві кераміки й скла, також він придатний для отримання хлориду літію, який слугує основною сировиною для виробництва карбонату літію.

**Станкуватське родовище** сподумен-петалітових руд розташоване в межах Добровеличківського району Кіровоградської області в 15 км на захід від райцентру. Це відповідає південно-західній частині рудного району. Ділянка розвитку пегматитів міститься в західній зовнішній зоні Липняжського гранітного куполу (рис. 6.7). Ядро куполу складається гранітами кіровоградського комплексу, периферія – гранітними мігматитами. Літєві пегматитові тіла залягають у ортоамфіболітах і мафіт-ультрамафітових породах західного облямування куполу, метаморфізованих в умовах амфіболітової фації. В мафіт-ультрамафітових тілах зустрінуто останці порід з рисами первинного розшарування й реліктами первинно-магматичних мінералів (олівіну, піроксенів), що дає підставу відносити їх до піроксеніт-габродно-перидотитового комплексу (Єременко та ін., 1996). Родовище утворене серією (від 8 до 12) зближених крутопадаючих тіл літєвих пегматитів потужністю від перших десятків сантиметрів до 25-30 м.

Загальна потужність продуктивної зони Станкуватського родовища сягає 140-150 м, найбільш потужні рудні тіла зосереджені в її центральній частині. Вміст Li<sub>2</sub>O у окремих рудних тілах змінюється від 0.345 до 2.23 %, у середньому – 1.26 %. На відміну від Полохівського родовища, руди є змішаними, сподумен-петалітовими, з вмістом сподумену до 20-25 % (табл. 6.4). Наявність двох літєвих мінералів є фактором, що ускладнює технологію збагачення руд, бо передбачає вилучення селективних сподуменового та петалітового концентратів.

Стосовно відтворення умов формування літєвих пегматитів Кіровоградського блоку, зокрема, родовищ Полохівського й Станкуватського, та численних рудопроявів, Д.К. Возняком зі співавторами [2000] за результатами дослідження первинних флюїдних включень та детальних мінералогічних досліджень доведено первісне магматичне





**Рис. 6.7** Схематична геологічна карта (а) та розріз (б) Станкуватського родовища (за [Єременко та ін., 1996])  
 1 – осадові і відклади; 2 – пегматити з багатою літвєвою мінералізацією; 3 – пегматити з бідною літвєвою мінералізацією;  
 4 – граніти; 5 – мігматити; 6 – піроксеніти; 7 – гнейси; 8 – амфіболіти; 9 – розривні порушення

## 6.3. РУБІДІЙ І ЦЕЗІЙ

### 6.3.1. Загальні відомості

**Рубідій** (лат. Rubilium), Rb – хімічний елемент I групи періодичної системи Менделєєва, атомний номер 37, атомна маса 85.47, лужний метал. Відкритий в 1861 р. вченими Р.Бунзеном і Г.Кірхгофом. Названий від лат. rubidus – темно-червоний. Зустрічається у вигляді суміші двох природних ізотопів –  $^{85}\text{Rb}$  (72.15%) і  $^{87}\text{Rb}$  (27.85%), останній є радіоактивним з періодом напіврозпаду  $5 \cdot 10^{10}$  років, що дає змогу використовувати його співвідношення із  $^{87}\text{Sr}$  для визначення радіологічного віку порід. Відомо також 19 штучних ізотопів рубідію.

В природному вигляді – лужний м'який сріблясто-білий метал густиною  $1.525 \text{ г/см}^3$ ,  $t_{\text{пл.}} 39.5^\circ\text{C}$ . Ступінь окиснення +1. На повітрі спалахує, з водою реагує з вибухом, реагує з усіма неорганічними кислотами. Кларк рубідію  $1.5 \cdot 10^{-2}\%$ . Розсіяний метал, супутній K і Li, у вигляді ізоморфної домішки входить до мінералів лужних металів, у першу чергу калію та ін. (полуцит, лепідоліт, цинвальдит, амазоніт, біотит, сподумен, карналіт), звідки й видобувається. Найбільші концентрації рубідію спостерігаються в мінералах низькотемпературних пегматитових жил (1-3%).

**Цезій** (лат. Caesium), Cs – хімічний елемент I групи періодичної системи Менделєєва, атомний номер 55, атомна маса 132.9, лужний метал. Названий від лат. caesius – блакитний. Представлений одним стабільним ізотопом  $^{133}\text{Cs}$ , крім нього відомий цілий ряд штучних радіоактивних ізотопів. В природному вигляді – метал із жовтогарячим відтінком, легкоплавкий, м'який, як віск, густиною  $1.9 \text{ г/см}^3$ ,  $t_{\text{пл.}} 28.5^\circ\text{C}$ . Як і рубідій, на повітрі спалахує, з водою реагує з вибухом. Кларк цезію  $3.7 \cdot 10^{-3}\%$ . Рідкісний, формує власний мінерал полуцит  $\text{Cs}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$ , входить до складу сподумену, лепідоліту, цинвальдиту, цезієвого астрофіліту, цезій-куплетскиту, цезієвого біотиту та ін.

### 6.3.2. Галузі використання і вимоги до сировини

Рубідій і цезій використовуються в електронно-оптичній промисловості, в вакуумних радіолампах, термістерах, лазерах, мазерах, люмінесцентних екранах, люмінесцентних трубках, виготовленні катодів для фотоеlementів, спеціальної кераміки, скла, емалі, як додаток в наповненні газорозрядних трубок, солі рубідію – як каталізатор в органічному синтезі, ізотоп  $^{133}\text{Cs}$  використовується в квантових стандартах частоти. Крім того цезій використовують в МГД-генераторах, плазмових підсилювачах надвисоких частот, системах автоматичного контролю, керування і наведення ракет, системах дальнього зв'язку і протиракетної оборони.

Солі рубідію отримують як побічний продукт у виробництві солей літію, магнію і калію; металічний рубідій – шляхом відновлення його солей металічним кальцієм з наступною очисткою від домішок ректифікацією і вакуумною дистиляцією.

### 6.3.3. Економічні відомості

Загальні запаси рубідію в світі орієнтовно оцінюються як 1150 тис т, цезію – 100 тис т, вони сконцентровані переважно в родовищах рідкіснометалічних пегматитів (США, Канада, Зімбабве, Китай, Намібія, Бразилія, Аргентина) і рідкіснометалічній рапі соляних озер (США).

В Росії запаси рубідію і цезію зосереджені переважно в апатит-нефелінових рудах (36% рубідію і 3.4% – цезію); флюоритових родовищах (6 і 5.1%), в родовищах калій-магнієвих солей (31% рубідію), в рідкіснометалічних пегматитах (27% рубідію і 92% цезію).

Основним виробником полуцитового концентрату є Канада (45 т/р), де розробляється родовище Бернік-Лейк, Зімбабве – Бікіта і Намібія – Карібіб. Росія, незважаючи на значні запаси, вилучає цезій з імпортованого полуцитового концентрату.

Родовища вважаються великими, коли запаси  $\text{RbO}_2$  перевищують 1000 т, а  $\text{Cs}_2\text{O}$  – 5000 т, хоча в комплексних родовищах промислове значення мають навіть перші сотні тон.

### 6.3.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

Виділяють ендегенні й екзогенні родовища рубідію і цезію (які, як правило, тісно асоціюють з родовищами літію). Серед перших головними рудними формаціями є:

- рідкіснометалічні гранітні пегматити: Кінгс-Маунтин, Блек-Хілз, Пала-Мен (США); Прейсак-Лакорн, Бернік-Лейк (Канада); Гольцовське (Росія); Лялін (Іспанія); Сенсекуру (Малі); Фу-Цзеп (Китай); Мунакі, Карібіб (Намібія), Даранг-Пік (Афганістан), Бікіта, Бун (Зімбабве);
- метасоматити екзоконтактних зон рідкіснометалічних пегматитів: Бернік-Лейк (Канада);
- рідкіснометалічні апограніти: Ешасьєр (Франція);
- рідкіснометалічні грейзени: Цинвальд (Німеччина); Ман-Лінг-Ранж (Китай); Нью-Мексико (США); Сомерсет (ПАР); Хабахталь (Австрія); Ажмір (Індія);
- рідкіснометалічні метасоматити;
- апаїтові нефелінові сієніти;

- рідкіснометальні вулканогенні і вулканогенно-осадочні: Хеноу-Камб-Хіллз (США).
- Серед других підвищені концентрації рубідію і цезію пов'язані з формаціями
- внутрішньоконтинентальних сольових морів: Вієнбург (Німеччина);
- великих морських сольових заток;
- сучасних внутрішньоконтинентальних соляних озер: Серлз, Велике Солоне озеро (США);
- пластових вод і розсолами артезіанських басейнів (Прип'ятська западина, Ангаро-Ленський басейн, Тунгуський басейн);
- мінералізованих вод гірських складчастих областей (Азатаван на Малому Кавказі, Карамадон, Каробі, Баксан на Великому Кавказі, Бахмир на Памірі);
- термальними водами областей сучасного вулканізму: Вайракей (Нова Зеландія); Кунашир (Камчатка); Сальсько (Італія); Токану (Нова Зеландія); Арима (Японія).

З мінеральних типів руд ендегенних родовищ найважливішими є сподуменові, сподумен-лепідолітові з полуцитом, лепідолітові з петалітом і полуцитом, власне полуцитові, холмквістит-цезієво-біотитові, лепідоліт-мікроклін-альбітові, астрофілітові феніти, цезієві вулканічні скло та ін. Для екзогенних родовищ найбільше значення мають карналіти, розсоли і ропа хлоридно-натрового, карбонатно-хлоридно-натрового, сульфатно-хлоридно-натрово-магнієвого складу; хлоридні, хлоридно-натрові, гідрокарбонат-хлоридні і хлоридно-гідрокарбонатні мінералізовані води.

### 6.3.5. Родовища України

На території УЩ рідкіснометальні пегматити з полуцитом відомі тільки на південному фланзі **Жовторіченського родовища** Кривбасу. Рідкіснометальні пегматити зі сподуменом і полуцитом виявлені й описані при розвідці уранового родовища (В.Г.Кушев, 1960, 1961 рр., Н.И.Фришман і В.М.Яковлев, 1991 р.). Пегматитові тіла приурочені до метасоматичних діопсидових кварцитів гданцівської світи криворізької серії. Тут встановлені серії жил (0.1-0.5 м) зональної будови, збагачених полуцитом. Центральні частини жил складені грубозернистими різновидами з вкрапленнями мікрокліну, сподумену, полуциту, ендоконтакти – дрібнокристалічними з виділеннями апатиту і рубеліту. Характерні численні апофізи і відгалуження потужністю до 5 см, довжиною до 1,5 м, складені альбіт-полуцитовим агрегатом з мікрокліном і апатитом. Пегматити складені дрібнозернистим агрегатом білого альбіту, яскраво рожевими псевдоморфозами альбіту по сподумену, реліктами жовтогогарячого мікрокліну. Зустрічаються поодинокі прожилки пегматитів з окремими зернами сподумену (до 0.15 м).

Пегматити звичайно складені кварцом, мікрокліном і альбітом, зустрічаються зерна сподумену, полуциту, рубеліту, апатиту, колумбіту, арсенопіриту, мусковіту. Сподумен представлений короткопризматичними кристалами розміром до 4 x 1 см (2-3%); полуцит – дрібнозернистим агрегатом біло-блакитного кольору з металічним блиском. Розмір кристалів апатиту і рубеліту досягає 1 см. Колумбіт і арсенопірит зустрічаються у вигляді рідкісних кристалів розміром до 3 мм.

У **Станкуватському** родовищі Rb і Cs приурочені до зон біотитизації на контакті пегматитів з амфіболітами і флогопітизації – з породами ультраосновного складу потужністю від перших см до 0,5 м, іноді до 8 м. Їх вміст в екзоконтактових апоамфіболітових слюдитах сягає: Rb<sub>2</sub>O – 0.03-1.16; Cs<sub>2</sub>O – 0.06-0.28; апоультрабазитових: Rb<sub>2</sub>O – 0.06-1.80; Cs<sub>2</sub>O – 0.10-0.50. Слюдити розвинені як у висячому, так і в лежачому боках гіпербазитів. Вони складені флогопітом, тремолітом, антофілітом, кумінгтонітом, блакитно-зеленим апатитом. Основний концентратор Rb і Cs – флогопіт з середнім вмістом Rb<sub>2</sub>O 0.76% (від 0.045 до 1.45%) і Cs<sub>2</sub>O – 0.83 (0.34-1.61%). В біотиті апоамфіболітових сланців середній вміст Rb<sub>2</sub>O дорівнює 1.38% (від 0.12 до 2.3%).

У **Полохівському** родовищі промислові концентрації Rb і Cs приурочені до перекристалізованих гранат-біотитових і гранат-біотит-кордієритових гнейсів в екзоконтактах пегматитових тіл, де вміст Rb<sub>2</sub>O дорівнює 0.04-0.12% (середнє 0.11%); Cs<sub>2</sub>O – 0.02-0.05% (0,04%). Основним мінералом-концентратором рідкісних лугів є біотит (Rb<sub>2</sub>O – 0.14-0.24%, Cs<sub>2</sub>O – 0.057-0.093%).

Крім цих родовищ підвищені концентрації рідкісних лугів встановлені в зоні флогопітизації на контакті Новомосковського масиву гранітів з ультрабазитами Конкської ЗКС; в малих інтрузіях гранітів Волинського і Приазовського блоків; в гідротермально змінених гранітах Пержанського рудного поля (до 740-2000 г/т Rb<sub>2</sub>O), а також у підземних водах Донбасу (Rb – до 1.25 мг/л, Cs – до 0.08 мг/л) і ґрунтових водах Керченско-Таманського району (до 0.36 - 4 мг/л).

## 6.4. GERMANIЙ

### 6.4.1. Загальні відомості

Германій – це хімічний елемент IV групи періодичної системи елементів, порядковий номер 32, атомна вага 72.59. Має чотири стабільних ізотопи  $^{70}\text{Ge}$  (22.55%),  $^{72}\text{Ge}$  (27.35%),  $^{73}\text{Ge}$  (7.78%),  $^{74}\text{Ge}$  (36.5%) і один радіоактивний  $^{76}\text{Ge}$  (7.86%) з періодом напіврозпаду 2 млн р. Германій був передбачений Д.І.Менделєєвим в 1871 р. як екасиліцій, а відкритий в 1886 р. німецьким хіміком К.Вінклером. Германій відноситься до групи розсіяних рідкісних елементів.

Германій – срібно-білий метал, дуже твердий і крихкий, щільність  $5326 \text{ кг/м}^3$ ,  $t_{\text{пл.}} 958.5 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $t_{\text{кип.}} 2690 \text{ }^\circ\text{C}$ . Найважливішими є його напівпровідникові якості. Металічний германій є стійким на повітрі за умов кімнатної температури, але при підвищенні температури до  $600\text{-}700 \text{ }^\circ\text{C}$  швидко окиснюється з утворенням двооксиду. Твердий германій не реагує з азотом і воднем, а рідкий при температурі понад  $1000 \text{ }^\circ\text{C}$  взаємодіє з воднем. Ступінь окиснення +2 і +4.

В залежності від геохімічних умов характеризується літофільними, халькофільними і сидерофільними властивостями. Моно- і діоксид германію розчиняються в лужному середовищі з утворенням германітів і германатів. Германій має багато сполук з галогенами і сіркою, сульфіді розчиняються в лужних розчинах, утворюючи сульфо-германати. Кристалохімічна близькість з кремнієм визначає одну з характерних рис геохімії германію – ізоморфне заміщення кремнію в силікатах. Спорідненість до заліза виявляється в підвищеному вмісті германію в деяких залізних мінералах. Близькість до цинку, міді, олова і миш'яку веде до накопичення германію в сфалериті, халькопириті, енаргіті, тенантиті.

В гіпергенних умовах утворюються легкорозчинні германати лугів, які виносяться і в рідкісних випадках германій осаджується в зоні окиснення у вигляді германатів заліза (стотіт) або складних германатів-сульфатів (флейшерит, ітоїт). В германії різко виражена здатність до сорбції і утворення германійорганічних сполук – гуматів. Він захоплюється з розчинів органікою, особливо на стадії утворення торфів і в подальшому накопичується у вугіллі.

Середній вміст германію в земній корі –  $1.4 \cdot 10^{-4}\%$  або 1.4 г/т. Найвищі концентрації германію властиві гідротермальним сульфідним утворенням, як домішка, зустрічається в мінералах кремнію, а також заліза і цинку.

Як типовий розсіяний елемент, германій відзначається обмеженою здатністю до формування власних мінералів, серед яких найбільш розповсюдженими є: *германіт*  $\text{Cu}_2(\text{Cu}, \text{Ge}, \text{Fe})_2 \text{S}_4$  (до 10% Ge), *ренъерит*  $(\text{Cu}, \text{Fe})_2(\text{Fe}, \text{Ge})_2 \text{S}_4$  (7% Ge), *аргіродит*, *итоттит*, *ітоїт*, *флейшерит*, *канфільдит*  $\text{Ag}_8[\text{GeS}_6]$ .

### 6.4.2. Галузі використання і вимоги до сировини

Германій має унікальні напівпровідникові властивості і широко використовується в радіоелектроніці. Головною сферою споживання германію (до 50%) є виробництво волоконної оптики, де застосовується тетрахлорид германію, який отримують з оксиду або металічного германію. Крім цього, германій застосовується як каталізатор у виробництві полімерів (20%), виготовленні інфрачервоної оптики (15%), електроніці і сонячній енергетиці (10%). Деякі сплави германію, стійкі до кислих агресивних середовищ, використовують в приладо- і машинобудуванні, металургії. Поширюється використання германію сучасними технологіями для виробництва германій-олово-телуриду сплаву, який є найважливішим компонентом у виготовленні цифрових відеодисків (DVD), котрі в найближчому майбутньому замінять відеокасети. Германій застосовується як люмінофор у флуоресцентних лампах, використовується в лінзах ширококутових фотоапаратів і об'єктивів мікроскопів. Крім сфери високих технологій, він також використовується в металургії для виробництва різних сплавів з оловом, алюмінієм і магнієм [Мінеральні ресурси України, 2003].

Твердо встановлених технічних вимог до якості германійвміщуючої сировини немає. Питання економічної доцільності використання того чи іншого джерела германію вирішується в кожному конкретному випадку. За рубежом промисловий інтерес становлять концентрації германію в золі енергетичного вугілля – 0.5-1% (500-1000 г/т золи) і в коксовому вугіллі – близько 0.001% (10 г/т). Для германійвмісного вугілля Донецького басейну встановлені наступні кондиції: 1) запаси германію підраховуються тільки в контурах балансових запасів вугілля на встановлену для підрахунку пласта вугілля потужність; 2) мінімально промисловий вміст германію приймається 50 г/т золи з урахуванням забруднення породними прошарками.

Для метаморфічних залізородних родовищ Криворіжжя вміст Ge повинен бути не меншим за 6 г/т.

### 6.4.3. Економічні відомості

Світові ресурси германію пов'язані переважно з вугільними родовищами і родовищами поліметалів, де він є домішкою. Кількісні оцінки подаються за різними критеріями, тому можуть значно відрізнитися одна від одної. Світові ресурси германію можуть збільшитися до кількох млн.т, якщо германій буде вилучатися із золи енергетичного вугілля.

Загальні запаси германію, з урахуванням загальних запасів цинку в рудах стратиформних родовищ, становлять 20 тис т. Підтверджені запаси германію в цинкових рудах зарубіжних країн 2700 т. Достовірних да-

них за окремими країнами світу немає. Запаси германію в Китаї становлять приблизно 5300 т, США – 450 т (2001 р.).

Світове виробництво первинного рафінованого германію у 2000 р. становило 70 т. Найкрупнішими виробниками є Бельгія (18-20 т на рік), Канада (15-18), США (15-17), Китай (12-15). Бельгія володіє найпотужнішим у світі виробництвом з випуску германію. Сумарні поставки рафінованого германію на світовий ринок у 2000 р. досягнули 105 т (первинного і вторинного металів, поставок із запасів). Найбільшими експортерами германію є Бельгія, Китай і Росія. США є не тільки провідним виробником германію, але і споживачем (29 т на рік). Японський імпорт металічного германію у 2000 р. становив 6.7 т. Ціна на металічний германій (з чистотою 99.9999 %) у 2001 р. була 1100 \$/кг, а діоксиду германію – 700 \$/кг [Мінеральні ресурси України і світу, 2003].

#### 6.4.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ.

Концентрації германію, які становлять промисловий інтерес зустрічаються в трьох генетичних типах руд: гідротермальних, метаморфічних і осадових [Смирнов, Гинзбург и др., 1986]. Виділяють також власне германієві родовища (германій-сульфідні, германій-сульфосольні і германій-вугільні) і родовища з супутнім германієм (комплексні руди кольорових і чорних металів, буре та кам'яне вугілля).

В **гідротермальних германій-сульфідних родовищах** крім власне рудних мінералів – германіту, реньєриту, аргіродиту і канфільдиту – основним концентратором є сфалерит (до 500 г/т). Середній вміст германію в сфалериті 43 г/т, максимальний 550 г/т. Германій максимально накопичується в найпізніших світлих різновидах – клейофанах. Підвищеним вмістом Ge характеризуються сфалерити з родовищ в карбонатних породах, а також з мідно-миш'яковистим мінеральним парагенезисом.

Серед сульфідних родовищ у першу чергу звертають на себе увагу власне германієві унікальні германієво-ренньєритові руди, які відомі тільки в родовищах Тсумеб (Намібія) і Кіпуші (Замбія).

Найбільше в Африці **мідно-поліметалічне родовище Тсумеб** (Ag, Cd, Ge, Ga) розробляється з 1907 р. Родовище становить собою крутопадаюче трубоподібне рудне тіло (рис 6.8), що приурочене до крила брахісинкліналі і простежується на глибину понад 1 км. Рудовміщуючими є тонкошаруваті доломіти верхньотсумебського ярусу. Центральна частина тіла складається з кварцу і польового шпату з бідною сульфідною мінералізацією. На периферії залягають масивні сульфідні руди – галеніт, енаргіт, сфалерит, блякла

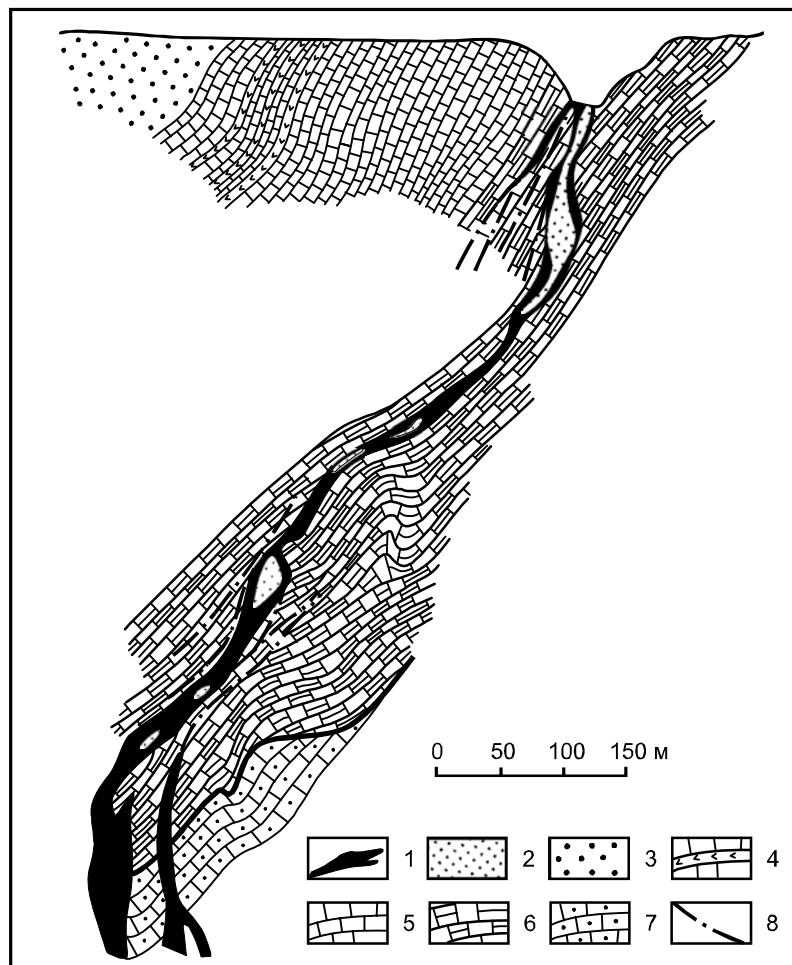


Рис. 6.8 Геологічний розріз родовища Тсумеб (за А.Сенге)

1 — головне рудне тіло; 2 — кварц-польовошпатовий агрегат замінений серицитом ("псевдоапліт"); 3 — кварцити і аркози серії мульд; 4 — тонкошаруватий світлий доломіт з верствами кременистих оолітів; 5 — вапняки; 6 — тонкошаруватий

темний доломіт з верствами вапняків, глинистих сланців і вапняно-кременистих оолітів; 7 – товстошаруватий світлий доломіт з численними верствами кременів; 8 – тектонічні порушення

руда, халькозин, германіт, реньєрит. Вміст германієвих мінералів складає 10-20%, а в окремих ділянках – 50-60%. Серед германіту зустрічаються дрібні зерна галіту. На родовищі до глибини 300 м проявлені зони окиснення і вторинного збагачення, що характеризується присутністю дуже рідкісних германієвих мінералів статиту  $\text{Fe}^{2+}[\text{Ge}(\text{OH})_6]$ , флейшериту  $\text{Pb}_3\text{Ge}^{2+}[(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}]$ , ітоїту  $\text{Pb}_3[\text{Ge}(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_2\text{O}_2]$ . З руд родовища отримують концентрати з вмістом Ge 0,5%.

Крім цих родовищ, звертають на себе увагу вулканогенно-гідротермальні приповерхневі каситерит-аргентитові родовища вулканоструктур (Потосі в Болівії), стратиформні галеніт-сфалеритові родовища в карбонатних породах (Міссурі в США), колчеданні мідно-цинкові родовища. Вони є комплексними, германій вилучається як супутній компонент.

**Германій-сульфосольні родовища**, пов'язані з олово-срібними рудами, відомі в Болівії. Родовища дрібні, просторово приурочені до вулканічних штоків кайнозойських дацитів і ріолітів.

**Метаморфогенні докембрійські родовища** залізистих кварцитів характеризуються підвищеною германієністю, де основним носієм германію є мартит і магнетит. Середній вміст германію в магнетиті сягає 44 г/т, мартиті – 27 г/т, в лептохлоритах – від 3 до 10 г/т, в сидериті – до 3 г/т (Кривий Ріг, КМА). **Метаморфізовані залізо-марганцеві родовища** атасуєського типу, що залягають в залізисто-кременисто-карбонатних породах і тісно пов'язані з підводним вулканізмом, також містять підвищені концентрації германію. Максимальний вміст (56 г/т) приурочений до фації залізних руд з яшмою, що утворилися у відновних умовах. Мінералами-носіями германію є магнетит і гематит (Жайрем, Казахстан).

До осадового генетичного типу відносяться **германій-вугільні родовища**, які давно відомі і розробляються у Великій Британії, Канаді, США, Україні, Росії та ін. Середній вміст германію в таких родовищах складає 500 г/т, а максимальний – до 11 кг/т. Германій може вилучуватися попутно в процесі коксування вугілля і з золи енергетичного вугілля.

Накопичення германію у вугіллі відбувається внаслідок привнесення його водними потоками в давні торф'яники з області зносу. Деяка частина германію додатково концентрується на стадії діагенезу. Найбільше збагачені германієм вугільні басейни, що розташовані в міжгірних прогинах молодих рухливих областей. Вугілля річкового походження містить в 10 раз більше германію, ніж вугілля озерного генезису. В межах вугільних басейнів найбільші концентрації германію відзначаються в периферичних частинах, ближче до областей зносу. В межах одного пласта вугілля найбільше збагачені германієм ділянки біля покрівлі і підшови.

Головними концентратами германію у вугіллі є геліфікована речовина, основою якої є гумінові кислоти. В результаті вуглефікації і метаморфізму вугілля концентрація германія зменшується у зв'язку з розпадом функціональних гумінових груп, вивільнення і міграції германію в межах вугільного пласта або покладу (Донбас, Львівсько-Волинський басейн).

Германієність лігнітів залежить від джерела області зносу, віддаленості області зносу від торф'яника, часу надходження германійвмісних розчинів у торф'яник і часу перебування лігнітів на стадії торфу. З точки зору формування покладу лігнітів є алювіальними відкладами річок і алювіально-озерними утвореннями приморських чи внутрішньоконтинентальних акумулятивних рівнин (Малобіганське, Новоселицьке родовища в Закарпатті).

В групі родовищ з супутнім германієм найважливіше промислове значення мають **стратиформні свинцево-цинкові родовища** в карбонатних породах завдяки присутності як основних, так і супутніх компонентів (описані і розділі 3.2). Родовища даного типу характеризуються широким розповсюдженням зруденіння і приуроченістю до певних стратиграфічних горизонтів карбонатного складу. Мінеральний склад руд простий: галеніт, сфалерит, пірит, марказит, бляклі руди, енергіт, піротин та інші. В рудах містяться Ge, Cd, Ga, Tl, причому Ge часто зустрічається в промислових концентраціях. Найбільше збагачені Ge масивні галеніт-сфалеритові і сульфідно-карбонатні руди.

За запасами родовища германія поділяють на (т): дрібні (менше 100), середні (100-500), великі (більше 500). За рубежем основною сировиною для попутного одержання германію є цинкові, рідше мідні і свинцеві концентрати. В СНД мінерально-сировинна база германію більше ніж на 90% зв'язана з вугільним промисловим типом.

#### 6.4.5. Родовища України

Україна має досить великі загальні ресурси германію як супутнього компонента у вугіллі Донбасу і Львівсько-Волинського басейну, а також в докембрійських залізних рудах і рудах поліметалічних і золото-поліметалічних родовищ.

Запаси германію у **вугіллі**, що підраховані на 204 шахтних полях і ділянках становлять понад 91 тис т з вмістом германію від 0.3 до 1.3 г/т в антрацитах, до 3.8-9.2 г/т в низькометаморфізованому вугіллі. Промисловим джерелом германію в Україні є переважно вугілля, що коксується, з середнім вмістом металу 4.5 г/т, хоча його концентрація в багатьох марках бурого вугілля вище. В радянські часи Україна була єдиним виробником германію в СРСР, отримуючи щорічно близько 4.5 т металу. Виробництво германію налагоджене на 13 коксохімічних заводах, дев'ять з яких (Авдіївський, Алчевський, Баглейський, Донецький, Єнакіївський, Запорізький, Криворізький, Макіївський, Ясинуватський) продовжують виробляти германій (за оцінками експертів – від 1 до 3 т на рік). На цих заводах діють хімічні установки з попутного вилучення германію з надсоляних вод коксування вугілля [Мінеральні ресурси..., 2003].



Потреби України в германії на найближчі роки оцінюється в межах 2 т. Всього в Україні державним балансом запасів на 1998 р. враховано 7154224 тис т вугілля 196 родовищ Донбасу (розробляється 86 родовищ) і 7 – Львівсько-Волинського басейну (розробляється 1 родовище).

Найкраще вивчене германієносне вугілля **Донецького басейну**, де запаси германію підраховані до глибини 1500-1800 м. Середній вміст германію у вугіллі, що коксується, дорівнює 3.8-6.8 г/т. Германій присутній у всіх шарах вугілля нижнього, середнього і верхнього карбону, однак найбільш германієносним є вугілля середнього карбону. Відзначається збагаченість германієм малопотужних шарів, підшви і покрівлі шарів, вугілля континентальних фацій, зон сингенетичних розмивів, низькометаморфізованого вугілля.

Розподіл германію залежить від технологічних марок вугілля. В районах розвитку марок НПА, А (напів-антрацит, антрацит) вміст Ge не перевищує 2-5 г/т золи. В районах розповсюдження вугілля середніх і низьких стадій метаморфізму Д, Г, К, Ж (довгополум'яні, газові, коксові, жирні) вміст германію сягає 50-70 г/т золи і більше. Поряд з германієм у вугіллі Донбасу знаходиться ряд інших елементів (в г/т золи): галій – 20-100, літій 50-400, берилій – 20-50.

В бурому вугіллі **Дніпровського вугільного басейну** вміст Ge відносно низький (1-2 г/т золи).

В **Закарпатському буровугільному районі** основна маса дрібних родовищ приурочена до осадових відкладів ільницької світи Чоп-Мукачівської і Солотвинської западин. Буре вугілля – типові лігніти, які повністю складаються з деревини і слабо вуглефікованих залишків. Вміст германію в лігнітах Новоселицького родовища до 280 г/т, Малобіганського – до 1000 г/т. На Малобіганському родовищі підраховані запаси германію за бортовим вмістом 4.9 г/т становлять 672 т. Родовище заслуговує на технологічне вивчення сировини через можливості підземного вилуговування германію.

**Малобіганське родовище** германієносних лігнітів розташоване в Берегівському районі Закарпатської області. Продуктивними є вулканогенно-теригенні утворення алмашської світи верхнього міоцену, представлені перешаруванням аргілітів, мергелів, карбонатних глин, пісків і пісковиків різного ступеню літифікації, ріолітових туфів і туфитів з численними шарами, лінзами і прошарками лігніту. Встановлено 15 шарів і лінз потужністю 0.5-3.5 м (середня 0.3-1.2 м) на глибинах 100-210 м. Середній вміст германію в трьох продуктивних шарах складає 119 г/т. За запасами родовище відноситься до великого.

Великі ресурси германію сконцентровані в **докембрійських залізних рудах** Українського щита. В залізистих кварцитах Кривбасу найбільше збагачені германієм силікатно-магнетитові і магнетитові різновиди середньої світи  $K_2$  (табл. 6.5). Середній вміст германію в залізистих кварцитах Кривбасу дорівнює 6-8 г/т. Він сконцентрований у магнетиті (2-62 г/т), менше в гематиті, мартиті, інших оксидах заліза, залізовмісних силікатах (амфібол, піроксен, біотит, хлорит й ін. – до 3-18 г/т.) Середній вміст германію (г/т) в різних типах залізних руд: магнетитові – 2.4-8.0 (середнє 5.2); магнетит-мартитові – 3.0-8.5 (5.5); мартитові – 1.5-14.4 (5.7); джеспілітові – 2.0-6.0 (4.0); гематит-мартитові – 1.8-14.5 (6.3); гетит-гематит-мартитові – 4.0-14.5 (5,4); гематитові 1.8-11.0 (3.6).

Середній вміст германію (г/т) в залізистих кварцитах родовищ Кривбасу: Правобережне – 4.7; Північний ГЗК – 5.7; Новокриворізький ГЗК – 5.1; Центральний ГЗК – 5.1; Інгулецький ГЗК – 5; Південний ГЗК – 4.5; рудник ім. Р. Люксембург – 6.2; рудник ім. Фрунзе – 6.7; рудник ім. Комінтерну – 4.6; рудник ім. К. Лібкнехта – 8.5; рудник ім. Кірова – 5.2; рудник ім. Дзержинського – 7.1, Беланівське – 16; Горішне-Плавнинське – 11; Аннівське – 8.9; рудник ім. Орджонікідзе – 11.6; ХХ партз'їзду – 9.1; Єристовське – 7; Галещенське – 8.

Серед родовищ виділяються Антонівське (8.9 г/т), рудник ім. Орджонікідзе (11.6 г/т) і рудник імені ХХ партз'їзду (9.1 г/т).

Германій міститься в залізистих кварцитах всіх стратиграфічних горизонтів. Найбільший вміст відзначається в силікатно-магнетитових і магнетитових кварцитах саксаганської світи (4-8 г/т). В окиснених різновидах залізистих кварцитів і руд вміст германію завжди менший.

Таблиця 6.5

Вміст германію в залізистих рудах Кривого Рогу [Методичні..., 1976]

Стратиграфічний горизонт	Вміст германію (г/т)	
	Мартитова руда	Магнетитові кварцити
$K_2^1$ ж	8	5.3
$K_2^2$ ж	7	5
$K_2^3$ ж	5.8	4.7
$K_2^4$ ж	5.6	4.2
$K_2^5$ ж	4.6	4.3
$K_2^6$ ж	10	5.8

В Горішне-Плавнинському родовищі Кременчуцького залізорудного району найбільше збагачені германієм магнетитові кварцити світи  $K_2^3$ . Основними носіями германію є магнетит (2-50 г/т) і залісті силікати (амфібол, хлорит, піроксен, біотит), вміст германію в яких 3-18 г/т. В магнетитовому концентраті германію міститься в 1.5-2 рази більше, ніж у вихідній сировині. Найвищим вмістом германію (16-28 г/т) в Кривбасі відзначаються магнетитові концентрати, отримані при збагаченні кварцитів першого-сьомого залізистих горизонтів Східно-Аннівського родовища.

Приурочене до потужних стратиграфічних горизонтів залізистих кварцитів германієве зруденіння, не дивлячись на низький вміст, характеризується величезними запасами. Технологія вилучення германію з залізних руд України відпрацьована під час виготовлення металізованих окатишів і енерготехнічного спалювання палива з залізорудним концентратом в цинкових топках. Окатиші Полтавського ГЗК з вмістом германію 11-38 г/т експортуються. Германій також встановлений у залізисто-кременистих породах ЗКС Середньопридніпровської граніт-зеленокам'яної області: в залізистих кварцитах Сурської – до 30 г/т, Верхівцевської – 1.6

г/т, Чортомлицької – 2.0 г/т, Білозерської – 4.4 г/т. Підвищена германієносність притаманна і залізорудним родовищам Приазов'я (Гуляйпільського, Маріупольського й ін.).

Крім вугільних і залізорудних родовищ, германій відзначається в невеликих кількостях на **свинцево-цинкових родовищах** і рудопроявах України. В межах Нагольного кряжу підвищена концентрація германію зафіксована в піриті, халькопіриті, арсенопіриті, галеніті, сфалериті в кількостях 1-10 г/т; в рудах золото-поліметалічного Мужівського родовища в Закарпатті в окремих пробах вміст германію сягає 5 г/т.

## 6.5. ТАНТАЛ І НІОБІЙ

### 6.5.1. Загальні відомості

Тантал і ніобій – елементи V групи періодичної системи елементів Д.І. Менделєєва. За своїми геохімічними властивостями ці елементи досить близькі і важко розділяються аналітичними методами.

Тантал – метал стального-сірого кольору. Атомний номер 73, атомна вага 180.95, природні ізотопи мають масові числа 180 і 181. Валентність від 2 до 5. Густина  $16.6 \text{ т/м}^3$ , температура плавлення  $1996^\circ \text{C}$ , кипіння –  $5300^\circ \text{C}$ . Досить стійкий в кислотах, розчиняється лише в суміші азотної і плавикової кислот. Поглинає водень з утворенням гідридів, з вуглецем утворює карбіди, що характеризуються високою твердістю ( $1200\text{--}1547 \text{ кг/мм}^2$ ) і температурою плавлення.

Ніобій – метал сірого кольору. Атомний номер 41, атомна маса 92.91. Валентність від 2 до 5. Густина  $8.6 \text{ т/м}^3$ , температура плавлення  $2415^\circ \text{C}$ , кипіння –  $3300^\circ \text{C}$ . Розчиняється в гарячій царській горілці, плавиковій кислоті і гарячих розчинах лугів. При температурі  $600\text{--}700^\circ \text{C}$  повністю окиснюється і з'єднується з азотом, утворюючи нітриди. З вуглецем утворює карбід ніобію – досить тугоплавку тверду речовину.

Обидва метали є типовими літофільними елементами. Кларк Nb  $2 \cdot 10^{-3}\%$ , Ta  $2.5 \cdot 10^{-4}\%$ . Загальною властивістю ніобію і танталу є збільшення суми цих елементів з підвищенням лужності порід ( $8.5 \cdot 10^{-3}\%$  в нефелінових сієнітах). Пороодоутворюючим аналогом цих елементів є титан. За високої концентрації  $\text{Ti}^{+4}$  відбувається розсіювання  $\text{Nb}^{+5}$  і  $\text{Ta}^{+5}$  в титанових мінералах, а при підвищенні вмісту ніобію і танталу – утворення титанатів, збагачених ніобієм і танталом.

Тантал і ніобій винятково рідко утворюють монометальні природні концентрації. Як правило, вони асоціюють з широким колом елементів, з яких найхарактернішими є олово, літій, рубідій, цезій, цирконій, рідкісноземельні елементи, рідше уран, торій, вольфрам.

В природі тантал і ніобій зустрічаються тільки в п'ятивалентній формі у вигляді кислотних сполук. Всього відомо понад 50 власне танталових і ніобієвих мінералів. Майже всі мінерали танталу і ніобію представлені простими і складними тантало-ніобатами, різко підпорядковане значення мають силікати. Найважливішими в промисловому відношенні є наступні мінерали: колумбіт-танталіт  $(\text{Fe, Mn})(\text{Nb, Ta})_2\text{O}_6$  –  $75\text{--}86\%$   $\text{Nb}_2\text{O}_5$  +  $\text{Ta}_2\text{O}_5$ ; група пірохлору-мікроліту  $(\text{Ca, Na})_2(\text{Nb, Ta})_2\text{O}_6(\text{OH, F})$  –  $30\text{--}70\%$   $\text{Nb}_2\text{O}_5$  +  $\text{Ta}_2\text{O}_5$ , що включає численні різновиди – гатчетоліт, маріньякіт, копіт, дисалмайт; лопарит  $(\text{TR}_{\text{ce}}, \text{Na, Ca})(\text{Ti, Nb, Ta})\text{O}_3$  –  $8\text{--}20\%$   $\text{Nb}_2\text{O}_5$  +  $\text{Ta}_2\text{O}_5$ ; фергюсоніт  $\text{YnbO}_4$  – броцайт  $\text{CeNbO}_4$  –  $38\text{--}58\%$   $\text{NbO}_5$ ; перовскіт  $\text{Ca}(\text{Ti, Nb})\text{O}_3$  –  $0.2\text{--}22.73\%$   $\text{Nb}_2\text{O}_5$ ; самарскіт  $(\text{Y, TR})[(\text{Nb, Ta})_2\text{O}_3]_3$  –  $1.81\text{--}27.03\%$   $\text{Ta}_2\text{O}_5$ ,  $27,77\text{--}46,44\%$   $\text{Nb}_2\text{O}_5$ , сімпсоніт  $\text{AlTaO}_4$  –  $50\text{--}81.5\%$   $\text{Ta}_2\text{O}_5$ .

Крім описаних власних мінералів Ta і Nb, практичне значення у виробництві цих металів мають ільменорутит  $(\text{Ti, Fe})\text{O}_2$  – до  $36\%$   $\text{Ta}_2\text{O}_5$ , рутил (стрюверит) – до  $36\%$   $\text{Nb}_2\text{O}_5$  +  $\text{Ta}_2\text{O}_5$ . З особливих мінералів, що зустрічаються в рідкіснометальних рудах України слід відзначити приазовіт – урано-титановий тантало-ніобат, що містить  $13.9\text{--}33.8\%$   $\text{Ta}_2\text{O}_5$ ,  $12.62\text{--}24.67\%$   $\text{Nb}_2\text{O}_5$  [Мінералогія Приазов'я, 1981]. Мінерали групи колумбіту, фергюсоніту, лопариту дуже стійкі в зоні гіпергенезу і нагромаджуються в розсипищах.

### 6.5.2. Галузі використання і вимоги до сировини

Тантал і ніобій, їх сплави і сполуки внаслідок унікальності фізичних і хімічних властивостей знаходять застосування у важливих галузях нової техніки. Головною областю застосування танталу є виробництво мініатюрних конденсаторів (ТЕК), що мають високу питому електроємність і стабільність роботи до температури  $250^\circ \text{C}$ . ТЕК використовуються в радіотехніці, радіоелектроніці, в аерокосмічній апаратурі і військовій справі. На виробництво конденсаторів припадає близько  $70\%$  всього виробленого танталу. Іншими галузями застосування цього металу є електровакуумна техніка (аноди, деталі високотемпературних вакуумних пічок), авіаракетно-космічна техніка (деталі реактивних двигунів), оборонна промисловість (корпуси глибоководних підводних човнів). Сплав танталу ( $80\%$ ), вольфраму ( $8\%$ ) і гафнію ( $2\%$ ) використовується як конструкційний матеріал в ядерних реакторах. Через абсолютну інертність стосовно тканин живого організму з танталу можна виготовляти матеріали й інструменти для використання в медицині. Невеликі обсяги виробу і велика собівартість танталу дуже обмежують його застосування.

Ніобій використовується переважно в чорній металургії для виробництва неіржавіючих жаростійких і корозійостійких сплавів і сталі. Леговані ніобієм сталі використовуються для виробництва нафто- і газопровідних труб, у будівництві мостів, морських нафтобурових споруд. Жаротривкі сплави, що містять до  $50\%$  ніобію, застосовуються у виробництві реактивних двигунів. Карбід ніобію в суміші з карбідом танталу використовуються в надтвердих сплавах замість дорожчого чистого карбіду танталу. Сплави ніобію з титаном, оловом, алюмінієм і германієм використовуються в надпровідниковій техніці. Ніобій застосовується також в прискорювачах елементарних часток, ядерних томографах, магнітних сепараторах.

Загальноприйнятих вимог до якості тантало-ніобієвої сировини чи відомчих технічних умов немає. Виходячи з матеріалів за різними типами родовищ [Методические указания..., 1978] можна відзначити наступні сорти руд і вимоги промисловості.

Для танталових руд бідний вміст – менше  $0.012\%$  п'ятиоксиду або  $0.01\%$  танталу. Рядові руди містять  $0.012\text{--}0.017\%$ , а багаті – більше  $0.017\%$  п'ятиоксиду танталу. Для ніобієвих руд бідним вважається вміст  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  до  $0.15\%$ . Рядові руди містять  $0.15\text{--}0.3\%$ , багаті –  $0.4\%$  і вище. Унікальні руди окремих родовищ містять  $1.5\text{--}3.5\%$  п'ятиоксиду ніобію.

Для розсипних родовищ танталу низьким вмістом вважається 25-50 г/м<sup>3</sup> танталіту, рядові руди – 50-75 г/м<sup>3</sup>. В промислових розсипищах вміст танталіту рідко перевищує 200 г/м<sup>3</sup>. Для ніобієвих розсипищ низький вміст – 350-750 г/м<sup>3</sup> колумбіту. Найвищий вміст в промислових розсипищах досягає 2-7 кг/м<sup>3</sup>.

Бортовий вміст п'ятиоксиду танталу для танталових і тантало-ніобієвих руд складає 0,008% (апограніти) або 0,01% (карбонатити, пегматити). Бортовий вміст для ніобієвих руд 0,1% п'ятиоксиду ніобію.

Мінімально-промисловий середній вміст в підрахункових блоках 0,012-0,014% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> для танталових руд, 0,02-0,025% для тантал-ніобієвих руд і 0,2-0,3 Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> для ніобієвих руд. Мінімальна потужність рудних тіл від 2 (пегматити) до 6 м (карбонатити, апограніти). Максимальна потужність пустих порід або некондиційних руд складає 1 м для підземної розробки і до 3-6 м для відкритої експлуатації.

### 6.5.3. Економічні відомості

Загальні запаси Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> становлять 14120 тис т, з яких 7100 тис т припадає на Бразилію і 6000 тис т – на Росію. Загальні запаси п'ятиоксиду танталу майже вдвічі менші від запасів ніобію і на початок 2000 р. становили 154,9 тис т, у тому числі в Австралії – 45,0, Китаї – 24,3, Франції – 15,2, Єгипті – 13,4 тис т.

Лідером з видобутку тантало-ніобієвої сировини і виробництва ніобієвих і танталових продуктів у світі є Бразилія, в меншій мірі Австралія. Обсяг світового виробництва ніобію і танталу в концентратах (у перерахунку на метал) у 2000 р. складав відповідно 24000 т і 1300 т.

Головними споживачами ніобієвої продукції є США, Японія і Бразилія. Світове споживання ніобієвої продукції в 2000 р. становило 17800 т. Світові поставки танталу в 2001 році (в перерахунку на метал) – 3202 т. У світовій торгівлі танталовою продукцією активну участь беруть США як крупний споживач (650 т у 2000 р.) і не менш значний постачальник танталових матеріалів на світовий ринок (910 т в 2000 р.).

Головним постачальником ніобію на світовий ринок є Бразилія (89% світового видобутку). Домінуючим імпортером ніобієвої і танталової продукції є США, значна частина припадає на Японію і Німеччину.

У продовж тривалого часу ціни на ніобієві концентрати і продукцію досить стійкі і дорівнюють 3200-3207 \$/т на пірохлоровий концентрат, 16-16,8 \$/кг п'ятиоксид ніобію і 13,5-13,7 \$/кг на фероніобій (американський вільний ринок). Ціни на танталову продукцію (концентрат 40% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) на західноєвропейському й американському ринках становила в 2001 р. 84550-88160 \$/т [Мінеральні ресурси..., 2003].

### 6.5.4. Генетичні і геолого-промислові типи родовищ

Всі відомі ендегенні концентрації танталу і ніобію є похідними кислих, лужних і лужно-карбонатних магм і внаслідок цього пов'язані з комплексами інтрузивних порід підвищеної лужності. Внаслідок різко виражених літофільних властивостей цих елементів, для них не характерні гідротермальні сульфідні формації. При руйнуванні корінних родовищ в екзогенних умовах утворюються рідкіснометальні кори вивітрянання і розсипи. Основні генетичні типи тантало-ніобієвих родовищ [Смирнов, 1986]: ендегенні (магматичні, пегматитові, альбітитові, польовошпатових метасоматитів, карбонатитові) і екзогенні (кори вивітрянання і розсипи).

До **магматичних родовищ** відносяться стратифіковані масиви апаїтових нефелінових сієнітів, пов'язані з тектоно-магматичною активізацією древніх щитів, представлені округлими в плані масивами центрального типу, що мають у вертикальному перерізі воронкоподібну форму. Рудні горизонти складені лопарітовміщуючими малінітами, уртітами, луявритами і ювітами. Кількість їх коливається від 2 до 10% з вмістом лопариту в товарній руді 1,5-7%, що відповідає вмісту Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,1-0,4%, Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,005-0,02%. З інших корисних компонентів лопаритових руд практичну цінність мають Zr, Sr, Ti і P (Кольський півострів).

**Рідкіснометальні пегматити** є розповсюдженим промисловим генетичним типом і з ним пов'язані запаси найбагатших технологічно засвоєних руд танталу. Для ніобію пегматити особливої цінності не становлять. Тантал частково вилучається із сподуменових і полуцитових пегматитів.

Танталова мінералізація представлена колумбітом-танталітом і мангантанталітом кількох генерацій. За високої концентрації танталу і низької заліза замість мангантанталіту і касітериту виникає воджиніт. На пізніх стадіях процесу при розвитку лепідолітизації утворюється мікроліт, сімпсоніт, стибіотанталіт, угандит та інші танталові мінерали (родовище Назаред в Бразилії, Монтгорі в Канаді).

**Альбітитові родовища** виникають в складчастих областях на посторогенних етапах їх розвитку і пов'язані з багатофазовими гранітними комплексами, заключні члени яких зустрічаються у вигляді невеликих штоків і куполів, що формуються на глибинах 1-2,5 км. Склад порід цих штоків досить своєрідний – в них виявляються виділення мікрокліну і "горошкоподібного" кварцу. Вони збагачені альбітом, топазом, цинвальдитом або лепідолітом, касітеритом, танталітом, мікрокліном, вольфрамітом. В гранітах спостерігаються жили і прожилки кварц-амазонітового складу. Вміст Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в апікальних частинах куполів 0,01-0,02%, безпосередньо під покрівлю до 0,03-0,04% і падає з глибиною (родовища Монтебра у Франції, Абу-Дабаб в Єгипті).

Особливий різновид становлять альбітити нефелінових сієнітів. В зонах енде- і екзоконтактів масивів нефелінових сієнітів типу міаскітів і маріуполітів нерідко інтенсивно проявлена альбітизація, яка призводить до перетворення як самих нефелінових сієнітів, так і вміщуючих їх осадово-метаморфічних порід в альбітити. Процеси альбітизації в деяких випадках змінюються локальною карбонатизацією. З обома процесами пов'язане рідкіснометальне зруденіння, з альбітизацією – пірохлорове і цирконієве, з карбонатизацією – пірохлорове. Промислові тіла пірохлорових руд, що виділяються за бортовим вмістом Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,1%, мають потужність від 1 до 5 м, простягання - 200-300 м і простежуються на глибину 200-300 м з вмістом Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,2%. Пірохлор асоціює з цирконом, ільменітом, торитом, торіанітом, фергюсонітом (родовища Ньюмен в Канаді, Мазурівське в Україні).

**Родовища польовошпатових метасоматитів** локалізуються в зонах активізації і пов'язані з регіональними розломами, що проходять в межах фундаменту платформ або в областях завершеної складчастості. Вздовж цих розломів відбуваються процеси лужного метасоматозу, які накладаються на прогресивно метаморфізовані породи різного складу. Внаслідок інтенсивного розвитку калішпатизації, альбітизації і скварцування виникають кварц-польовошпатові породи, близькі до сієнітів, кварцових сієнітів або лужних гранітів. При розвитку процесів за гнейсами біотит заміщується рибекітом-арфведсонітом, потім егірином.

Метасоматити часто містять до 5-10% кріоліту, флюорит, флюоцерит, циркон, малакон, танталвмісний пірохлор (маріньякіт), плумбопірохлор, колумбіт, фергюсоніт, ільменіт, торит. Родовища представлені видовженими покладами вкраплених і прожилково-вкраплених руд. Основний рудний мінерал пірохлор збагачений TR і містить 4-6%  $Ta_2O_5$ ,  $Nb_2O_5$  міститься від 0.2 до 0.6%,  $ZrO_2$  – 1-2%. Зустрічається підвищений вміст F,  $TR_{Ce}$ ,  $TR_y$ , Th, U, Mo, Li, Sn, Be (родовища Суцано-Пержанської зони в Україні).

**Карбонатитові родовища** стали важливим джерелом тантало-ніобієвих руд. Вони розташовані на платформах, древніх щитах, чітко приурочені до глибинних розломів і поділяються на два типи: масиви центрального типу і лінійно-видовжені.

В круглих лінзоподібних масивах центрального типу і концентричної будови карбонатити виступають як кінцеві диференціати ультраосновних лужних комплексів. В межах таких зональних масивів від периферії до центру спостерігається зміна гіпербазитів пізнішими нефелін-піроксеновими породами, нефеліновими сієнітами і карбонатитами, що розташовані в центрі таких масивів (пряма зональність). Рідше спостерігається зворотна картина і карбонатити у вигляді кільцевих дайок облямовують гіпербазити (зворотна зональність). Самі карбонатити – утворення багатостадійні. Ранні кальцитові змінюються доломітовими і далі анкеритовими, якими і закінчується карбонатитовий процес. Пірохлорове і гатчетолітове зруденіння, що супроводжується апатитом, бадделітом і циркелітом характерне для кінця кальцитової стадії. При анкеритизації пірохлор псевдоморфно заміщується колумбітом (родовища Баррейре-де-Араша в Бразилії, Ніобек в Канаді).

Лінійно-видовжені зони карбонатитів в давніх товщах не виявляють зв'язку з ультраосновним лужними породами, але супроводжуються інтенсивними процесами фенітизації вміщуючих порід, найчастіше гнейсів. Замість пірохлору в них основним рудним мінералом часто є броцаніт-церієвий аналог фергюсоніту – Чернігівський масив, Приазов'я [Глеваський, Кривдік, 1981].

**Екзогенні родовища танталу і ніобію** представлені залишковими і перевідкладеними розсипами. Останнім часом встановлена танталоносність деяких давніх конгломератів.

Вихідним матеріалом **родовищ кори вивітрювання** є рудоносні корінні породи з промисловим і непромисловим вмістом тантало-ніобатів. Практичне значення мають кори вивітрювання, що утворилися за рідкіснометальними гранітами, пегматитами, карбонатитами, польовошпатовими метасоматитами і сієнітами. Потужність кори вивітрювання гранітів і пегматитів до 40-50, рідше 100 м, де знизу вгору виділяються зона жорстви, зона гідрослюд і каолінова зона.

В зоні жорстви тантало-ніобати в основному утворюють зростки з породоутворюючими мінералами. Вміст корисних компонентів аналогічний вмісту в корінних породах. В зоні гідрослюд тантало-ніобати знаходяться у вільному стані і за рахунок часткового виносу розчинних компонентів спостерігається значне збагачення танталом і ніобієм у порівнянні з вихідними породами. В каоліновій зоні тантало-ніобати настільки зруйновані і подрібнені, що при збагаченні дуже важко вилуговуються, не дивлячись на їх високий вміст.

В залежності від складу вихідних порід рідкіснометальними мінералами є циркон, ільменіт, рутил, евксеніт, монацит, колумбіт, фергюсоніт, ксенотим, танталіт, каситерит, ільмено-рутил, оловотанталіт, стрюверит. Практичний інтерес мають кори вивітрювання з вмістом тантало-ніобатів 20-2500 г/т.

Кора вивітрювання карбонатів має потужність 20-100 м і поділяється на нижню зону карбонатної сипучки і верхню зону вохр. В зоні карбонатної сипучки внаслідок часткового вилуговування спостерігається 3-4 разове збільшення вмісту тантало-ніобатів. В зоні вохр тантало-ніобати дуже зруйновані, внаслідок чого вони практично не вилуговуються простими методами збагачення. Важка фракція складається з магнетиту, титаномагнетиту, перовскіту, дизаналіту, гематиту, пірохлору, гатчетоліту, колумбіту. Вміст  $Ta_2O_5$  0.01-0.02%,  $Nb_2O_5$  – 0.3-0.5% (крупні родовища плато Джос в Нігерії, Грінбушес в Австралії).

**Розсипи тантало-ніобатів** утворюються в результаті розмиву рідкіснометальних кір вивітрювання, рідше – за рахунок руйнування корінних рудоносних порід. Дальність переносу тантало-ніобатів водними потоками, як правило, не перевищує 1-2 км і тільки в окремих випадках сягає 4 км. За ступенем стійкості, тобто в порядку зменшення дальності переносу, виділяється наступний ряд мінералів-концентраторів Ta і Nb: евксеніт, тороліт, сімпсоніт, ільменорутит, самарскіт, фергюсоніт, лопарит, полікраз, колумбіт, пірохлор, стрюверит, танталіт, гатчетоліт, мікроліт. В зв'язку з крихкістю танталіту далі ніж на 1 км він не переноситься і концентрується разом з каситеритом, утворюючи каситерит-танталітові розсипи. Лопарит є стійким до вивітрювання, концентрується в озерних відкладах біля масивів лопаритоносних аґаїтових нефелінових сієнітів.

Геолого-промислові типи родовищ Ta і Nb [Методические указания, 1975]: лопаритоносні нефелінові сієніти; пірохлорові метасоматити нефелінових сієнітів; рідкіснометальні карбонатити; рідкіснометальні граніти (апограніти); рідкіснометальні пегматити; рідкіснометальні кори вивітрювання і розсипи тантало-ніобатів.

## 6.5.5. Родовища України

В Україні ресурсний потенціал танталу і ніобію є найвищим у Європі [Мінеральні ресурси..., 2003]. В колишньому СРСР Україна була провідним споживачем танталу (близько 40% загального обсягу) і крупним споживачем ніобію (не менше 20% у вигляді фероніобію). Одночасно республіка була найважливішим виробником високоякісних танталових і ніобієвих продуктів.

Головним продуцентом був Придніпровський хімічний завод в Дніпродзержинську (нині ВО "ПХЗ"). Сировиною були лопаритові концентрати Ловозерського ГЗК в Мурманській області, які містять 0,6-0,7%  $Ta_2O_5$ , 8-9%  $Nb_2O_5$ , 32-35%  $TiO_2$  і 21,5-32% оксидів TR. Завод виробляв щорічно до 10 т Ta і до 130 т Nb. За даними Мінпромполітики, в 1993 р. внутрішні потреби України в  $Ta_2O_5$  склали 8 т, а  $Nb_2O_5$  – 260 т. В 2000 році споживання Ta становило 10 т, сполук Ta – 5 т, а Nb – 50 т. Згідно з Національною програмою розвитку та реформування гірничо-металургійного комплексу України до 2010 р., перспективні потреби країни в цих металах складають: Ta 35 т, сполук Ta – 8 т, Nb – 250 т. Зараз видобуток тантало-ніобієвої сировини в Україні не проводиться. Виробничі потужності випуску готової продукції головним чином простоюють через скорочення виробництва концентратів у Росії. Наша держава може повністю забезпечити себе тантало-ніобієвою сировиною за рахунок власних родовищ. На території України виділяється два основних рідкіснометальних райони, де відомі прояви перспективних генетичних типів тантало-ніобієвого зруденіння: Приазовський масив і північно-західна частина УЩ.

Приазовський масив характеризується проявами складної розривної тектоніки, широким розвитком палеопротерозойських гранітоїдних інтрузій геосинклінального типу і мезопротерозойського платформного лужного диференційованого комплексу. В Приазов'ї виявлене тантало-ніобієве зруденіння, пов'язане з гранітами і їх метасоматично зміненими фаціями (апогранітами, породами лужного комплексу і їх метасоматитами, гранітними пегматитами і карбонатитами), а також рідкіснометальні кори вивітрювання і розсипи ближнього зносу.

ПЗ країна УЩ – область активізації палео-мезопротерозойського віку, що характеризується переважанням диференційованих підняття і блоковою будовою. Крайовий глибинний розлом – головне розривне порушення протяжністю близько 200 км. Зона розлому відзначається інтенсивними проявами катаклаза, розвитком інтрузивних гранітоїдних комплексів, метасоматичних процесів і пов'язаного з ними рідкіснометального рудоутворення. Потужність зони від 0,5-3 км на флангах і до 8-10 км в середній частині (Суцано-Пержанська зона). В геологічній будові зони беруть участь в різній мірі змінні гранітоїди житомирського, осницького і коростенського комплексів, серед яких затиснуті блоки архейських сланців, гнейсів і мігматитів. Найпізнішими магматичними утвореннями є малі інтрузії сублужних і гранітоїдних порід (сієнітів, граносієнітів, сублужних гранітів, двослюдяних і біотитових гранітів) з проявом автометасоматичних і метасоматичних процесів. У зв'язку з метасоматично зміненими породами встановлене комплексне рідкіснометальне зруденіння. Найбільший інтерес щодо наявності тантало-ніобієвого зруденіння становлять апограніти, польовошпателі метасоматити, грейзени і пов'язані з ними кори вивітрювання і розсипи.

Крім перспективних рідкіснометальних об'єктів на Ta і Nb Суцано-Пержанської зони, щонайбільшою уваги заслуговують рідкіснометальні пегматити Звенигород-Ганнівської зони в межах Липнязького гранітного купола і лужні граніти Приазов'я (родовища Крута Балка, рудопрояви Катеринівський і Стародубівський).

Основні запаси Ta і Nb в Україні зосереджені на Мазурівському і Новопоплавському родовищах [Комплексна металогенічна..., 2003].

Середнє за масштабами запасів **Мазурівське родовище** приурочене до північно-східної частини Октябрського масиву лужних і нефелінових сієнітів. Останній становить собою типову платформну багатофазову інтрузію з концентрично зональною будовою. Положення масиву визначається вузлом перетину розломів північно-західного і субширотного простягання. Загальна площа близько 100 км<sup>2</sup>. Вміщуючі породи – архейські гнейси і мігматити.

В формуванні масиву виділяється кілька фаз. Це утворення основних і ультраосновних порід (габро, піроксенітів, перидотитів), формування порід граносієнітового ряду і зв'язаних з ними пегматитів, нефелінових сієнітів (маріуполітів і фойяїтів), їх пегматитів і зв'язаних з ними метасоматитів. Завершується магматичний комплекс дайковими породами лампрофірового складу.

Відносно тантало-ніобієвого зруденіння практичний інтерес становлять нефелінові породи, їх пегматити і метасоматити (альбітизовані нефелінові сієніти, альбітити, слюдити). Найбагатша мінералізація пов'язана з маріуполітами і мікроклін-нефеліновими пегматитами. На родовищі виділяються довгі потужні рудні зони, в межах яких локалізовані рудні тіла. Протяжність рудних тіл досягає 1,5 км.

Руди Октябрського масиву – комплексні пірохлор-цирконові. Разом з пірохлором і цирконами у великій кількості присутній ферсміт, колумбіт, ільменорутит. Слід відзначити істотно ітрієвий склад рідкісних земель (50% і більше TR). Вміст в рудах головних корисних компонентів:  $Nb_2O_5$  – 0,1-3,0%,  $Ta_2O_5$  – 0,005-0,12%,  $ZrO_2$  – 0,01-6,17%. Руди легко збагачуються з отриманням чорного тантало-ніобієвого (пірохлорового) і цирконового товарного концентратів з супутнім вилученням товарного польовошпататового продукту.

Кора вивітрювання родовища досягає потужності 40-60 м, відноситься до площового типу і ділиться на три зони: дезінтеграції, щільних глин і кінцевих продуктів (пухких і безструктурних глин). В корі вивітрювання відзначаються істотні збільшення вмісту танталу і ніобію в порівнянні з вихідними породами. Пірохлор дуже змінюється, характеризується метамікчним станом, стає нестійким і при збагаченні подрібнюється.

Родовище відноситься до рідкіснометальної рудної формації в нефелінових сієнітах і в корі вивітрювання. Загальні прогнозні ресурси родовища досить значні ( $Nb_2O_5$  – 1-8 млн т,  $Ta_2O_5$  – 30 тис т в межах глибин для відкритого відпрацювання). На базі родовища може діяти ГЗК, що перероблятиме до 15 млн т руди на рік. Промислове освоєння Мазурівського родовища з урахуванням переробки чорнових концентратів на Донецькому хіміко-металургійному заводі (ХМЗ) і за необхідності отримання особливо високоякісних танталових і ніобієвих продуктів на Придніпровському ХМЗ, у найближчій перспективі може значною мірою забезпечити потреби України щодо тантало-ніобієвих продуктів. Перспективними для приросту запасів родовища є ділянки з оціненими ресурсами: Східна, Західна, Калино-Шевченківська, Південна, Воянівська.

**Новопоплавське рідкіснометально-апатитове родовище** знаходиться в Чернігівському районі Запорізької області і приурочене до однойменного карбонатитового масиву в Західному Приазов'ї. Продуктивний Чернігівський комплекс становить собою видовжену (понад 14 км) складно-зональну смугу розвитку палеопротерозойських високотемпературних глибинних метасоматитів, серед яких поширені карбонатити з апатитовою

і апатит-рідкіснометальною мінералізацією. В північній розширеній частині структури (рис. 6.9), в апатитвмісних карбонатах зафіксовані досить високі концентрації мінералів ніобію та рідкісних земель.

Родовище відноситься до фосфор-рідкісноземельно-рідкіснометальної рудної формації в карбонатах. Виділяються наступні асоціації рідкіснометальних мінералів [Комплексна металогенічна..., 2003]: 1) гатчетолітова з баделеїтом у кальцитових карбонатах; 2) монацит-церит-фергюсонітова в кальцитових і доломіт-кальцитових карбонатах; 3) пірохлор-колумбітова з цирконом в карбонатитових фенітах; 4) пірохлор-цирконова в сієнітових лужних породах.

На родовищі поширена кора вивітрювання з багатим вмістом ніобію, рідкісних земель, фосфору. При основній ролі апатиту зустрічаються фергюсоніт, гатчетоліт, флоренсит, колумбіт, пірохлор, ферсміт. Особливо багатими є ділянки перемитої кори вивітрювання.

Ресурси корінних комплексних руд (фосфор, тантал, ніобій, фтор) – 384.7 млн т. Родовище детально розвідане і підготовлено до експлуатації. Передбачено розробку покладу до глибини 600 м з ціликом заввишки 100 м для перекриття нестійких порід кори вивітрювання. Розробку передбачено провадити знизу камерами із закладкою виробленого простору.

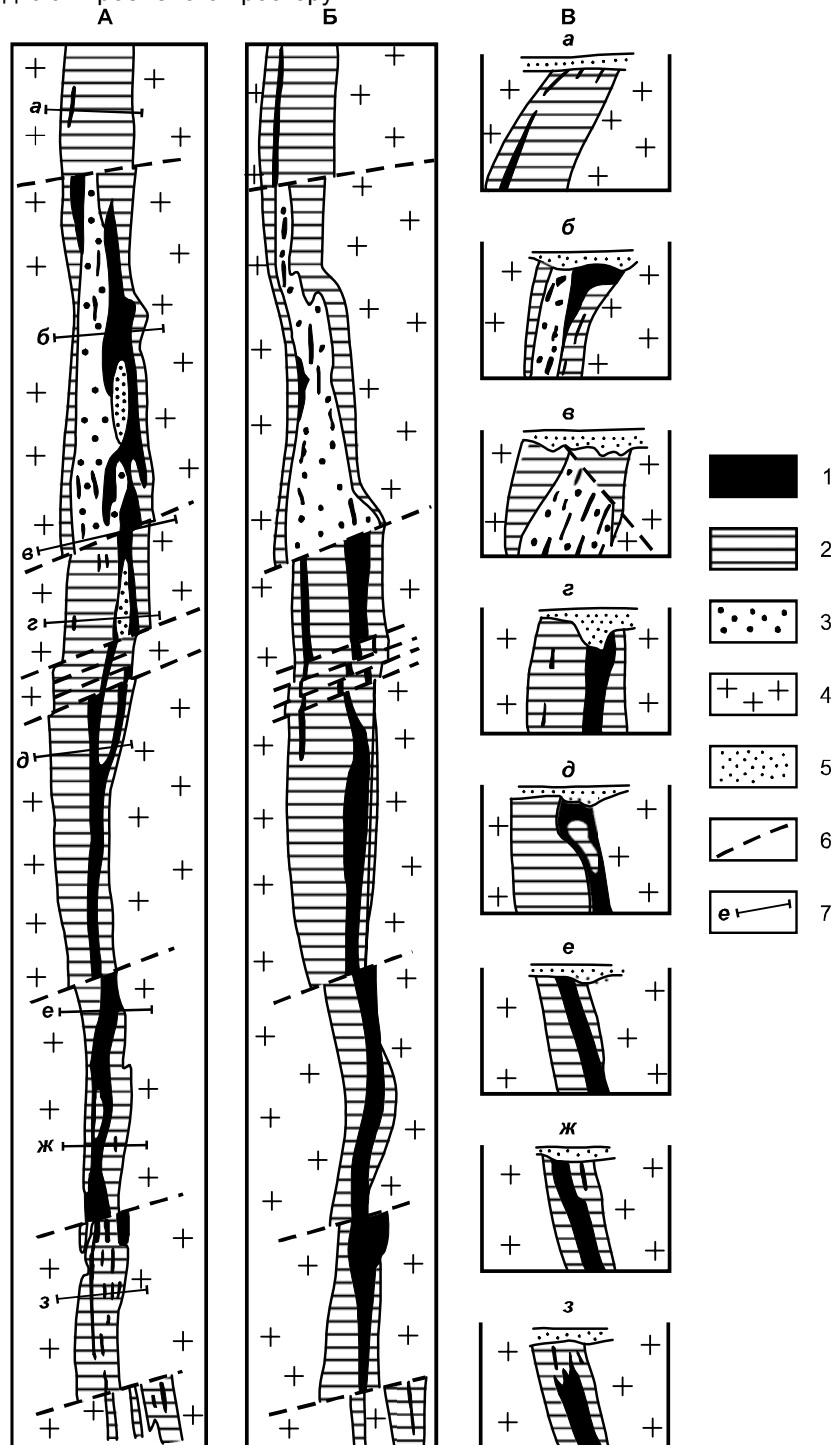


Рис. 6.9 Схема геологічної будови центральної частини Чернігівської зони (за Є.Я.Марченко, О.В.Довгаль, 1996)

А – верхній; Б – нижній рівні; В – геологічні розрізи; 1 – карбонати; 2 – штокверкові карбонати;

3 – карбонатовані кварц-піроксен-польовошпатові сієніти та їх карбонатовані відміни; 4 – мігматити гранітного складу; 5 – кора вивітрювання і осадові породи; 6 – розломи; 7 – лінії геологічних розрізів

## 6.6. ЦИРКОНІЙ І ГАФНІЙ

### 6.6.1 Загальні відомості

Цирконій, Zr – хімічний елемент IV групи періодичної системи елементів Д.І. Менделєєва, сріблясто-білий метал, схожий на сталь. Порядковий номер 40. У природі існує п'ять стабільних ізотопів, найпоширеніший –  $^{90}\text{Zr}$  – 51.45%. Атомна вага цирконію 91.22, густина  $6.25 \text{ г/см}^3$ , температура плавлення  $1855^\circ \text{C}$ , температура кипіння близько  $4337^\circ \text{C}$ . Чистий метал добре піддається механічній обробці. Був відкритий у 1789 р. членом Берлінської академії наук Мартіном Генріхом Клапротом, назву отримав за мінералом – цирконом. Металічний пластичний цирконій отримано лише в 1925 р. нідерландськими дослідниками А. ван Аркелом і І. де Буром при термічній дисоціації йодиду цирконію.

Гафній, Hf – хімічний елемент IV групи періодичної системи елементів Д.І. Менделєєва, сріблясто-сірий метал з яскравою блискучою нетьмяніючою поверхнею. Порядковий номер 72, має шість стабільних ізотопів з масовими частками 174, 176-180; атомна вага 178.6, густина  $13.31 \text{ г/см}^3$ , температура плавлення  $2222^\circ \text{C}$ , температура кипіння  $5500^\circ \text{C}$ . Відкритий у 1923 р. угорським хіміком Д'єрдем Хевеши в співавторстві з голландським фізиком Діком Костером у Копенгагені (латиною Копенгаген – Hafnia, звідси походить назва елемента). В природних умовах зустрічається виключно як супутник цирконію, тому й розглядають ці два метали в підручниках традиційно спільно. Практично весь гафній зараз отримують як продукт очищення реакторного цирконію. Вміст оксиду гафнію в цирконі, як правило, 0.5-2%, у цирконах з Нігерії – більше 5%.

Цирконій за геохімічними властивостями є типовим літофілічним елементом, природні його сполуки представлені виключно оксидами й силікатами. Гафній власних мінералів не утворює, є хімічним аналогом цирконію та ізоморфно його заміщує. Кларк цирконію  $17 \cdot 10^{-2} \%$ , гафнію  $3 \cdot 10^{-4} \%$ . Відомими є близько 30 мінералів цирконію, але практичне значення мають лише циркон і його різновиди, бадделеїт і, меншою мірою, евдіаліт.

Циркон  $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$ , вміст  $\text{ZrO}_2$  – 60-67%, Zr – 50%, причому частина Zr завжди заміщена Hf. Різновиди: оя-маліт (до 17.7%  $\text{Y}_2\text{O}_3$  і важких лантанодів, 7.6%  $\text{P}_2\text{O}_5$ ), наегіт (до 7.7%  $\text{Nb}_2\text{O}_3$ , 3%  $\text{VO}_2$ , 5  $\text{ThO}_2$ , 9.1%  $\text{Y}_2\text{O}_3$ ), малакон і циртолліт – збагачені радіоактивними елементами метаміктні\* відміни, аршиновит – колоїдний різновид, вміст води в якому сягає 20 %.

Бадделеїт  $\text{ZrO}_2$ , вміст  $\text{ZrO}_2$  95-98%, Zr – 70-73%, містить ізоморфні домішки Hf, Th, TR. Евдіаліт (синонім – лопарська кров)  $\text{Na}_4(\text{Ca}, \text{Fe})_2 \text{Zr}[\text{Si}_3\text{O}_4]_2$ , вміст  $\text{ZrO}_2$  11-16%, Zr – 8-12%,  $\text{Y}_2\text{O}_3$  1-2%, Hf – 0,11-1%.

### 6.6.2. Галузі використання та вимоги до сировини

Завдяки високій жаростійкості, низькому коефіцієнту теплового розширення, хімічній інертності цирконієві концентрати широко застосовуються в ливарному виробництві як формувальний матеріал. Успішним є використання цирконієвих вогнетривів у чорній металургії, при найпрогресивнішій технології безперервного розливу сталі; в Японії, де близько 90% сталі отримують в такий спосіб, бакорові (баделеїт-корундові) вогнетриви служать без заміни протягом декількох місяців. Застосування цирконієвих вогнетривів у скловарній промисловості збільшує термін служби печей у 3-4 рази, дозволяє підвищувати температуру процесу до  $1600^\circ \text{C}$ . Перспективним напрямком виконання цирконієвого концентрату є виробництво кераміки – виготовлення поливи для облицювальної плитки, санітарно-технічних виробів, фасадної кераміки. Використання цирконієвих емалей для покриття внутрішньої поверхні технологічних трубопроводів значно збільшує термін їх експлуатації. Високою якістю відрізняються цирконійвміщуючі абразиви, показники яких значно перевищують характеристики корундових шліфувальних кругів, що дає змогу переходити до швидкісних силових режимів шліфування. В металургії цирконій і його сплави застосовують як добавки до спецсталей (нержавіючих, жаростійких тощо), які значно підвищують межу витривалості як у повітрі, так і в корозійних середовищах. Цирконій також є прекрасним розкислювачем<sup>1</sup>, кращим за якістю, ніж марганець і титан.

Порошковий цирконій завдяки властивості поглинати газу при нагріванні застосовується для підтримання високого вакууму в приладах. На основі цирконію створено високоміцні керамічні конструкційні матеріали, з яких виготовлено основні деталі дизельного двигуна високої ефективності. Діоксид цирконію широко впроваджується у виробництво п'єзоелектричних елементів, фільтрів, керамічних конденсаторів тощо. Основна ж маса металічного цирконію споживається атомною енергетикою. Завдяки малому поперечному перерізу захвату теплових нейтронів (чим більша ця величина, що вимірюється в барнах і для чистого металічного цирконію дорівнює 0,18 барна, тим більше нейтронів поглинає матеріал і тим більше переважає розвитку ланцюгової реакції), високим температурі плавлення та антикорозійним властивостям цирконій є найкращим конструкційним матеріалом для виготовлення оболонок паливних елементів. Хімічний аналог цирконію – гафній – має поперечний переріз захвату теплових нейтронів 120 барнів, тому присутність його навіть невеликих домішок (>0.01%) у "реакторному" цирконії є неприпустимою.

Головним споживачем гафнію є також атомна енергетика. Завдяки великому поперечному перерізу захвату теплових нейтронів він застосовується, навпаки, для виготовлення регулюючих стрижнів реакторів,

\* Метаміктизація – перехід кристалічних мінералів у аморфний стан внаслідок радіоактивного перетворення елементів; при метаміктизації порушується кристалічна ґратка мінералу, зменшуються густина, твердість, показники заломлення.

<sup>1</sup> Розкислення сталі полягає у видаленні з розплаву кисню, який присутній у формі металічних оксидів ( $\text{FeO}$ ) для очищення металу та надання йому необхідних технологічних властивостей.



які гальмують ядерні реакції, до того ж, мають найтриваліший термін використання та високу стабільність властивостей. Застосовується гафній в радіотехніці, при виробництві рентгенівських і телевізійних трубок. Також він є складовою частиною тугоплавких і жаростійких сплавів для авіації, реактивних двигунів (особливо, сопел ракет), газових турбін (карбід гафнію має температуру плавлення 3900° С). Невелика, до 1%, добавка гафнію істотно покращує магнітні характеристики рідкісноземельно-кобальтових постійних магнітів.

До 90-95 % видобутку цирконію припадає на розсіпні родовища. В українських родовищах циркон знаходиться разом з мінералами титану, й тому мінімально-промисловий вміст циркону для таких об'єктів, як правило, визначається з урахуванням доцільності вилучення всього комплексу корисних компонентів. Рентабельними вважаються розсіпи зі вмістом колективного концентрату (див. розділ "Титан") 50-60 кг/м<sup>3</sup>, потужністю продуктивного горизонту 3-6 м, співвідношенням "розкривні породи/руда" ≤ 4, запасами продуктивних пісків 20-30 млн м<sup>3</sup>.

У рудах корінних родовищ вміст ZrO<sub>2</sub> становить 0.4-0.5 – 1.4-1.5% (Улуг-Танзекське родовище, Росія; Катугінське родовище, Читинська обл., Росія; Азовське родовище, Україна), хоча може бути й значно вищим. Так, у Канаді відкрито найбагатші цирконієві родовища корінних руд у лужних гранітах – Тор-Лейк і Стрейндж-Лейк зі вмістом ZrO<sub>2</sub> 3.2-4.7%.

У разі комплексної розробки рентабельним є вилучення баделеїтових концентратів з низьким вмістом ZrO<sub>2</sub>. Наприклад, такий концентрат отримують при розробці баделеїт-апатит-магнетитових руд Ковдорського карбонатитового родовища (Кольський півострів, Росія) зі вмістом ZrO<sub>2</sub> лише 0.17 %; враховані як рентабельні запаси цирконію карбонатитового мідно-уранового родовища Палабора, ПАР з середнім вмістом 0.15-0.19 % ZrO<sub>2</sub>.

### 6.6.3. Економічні відомості

Світові ресурси діоксиду цирконію (включаючи й запаси) в розсіпних родовищах (95%) і масивах лужно-ультраосновних порід і карбонатитів (баделеїтові руди, 5%) складають близько 100 млн. т [Світові ресурси..., 2003] (табл. 6.6). Крім того, до 400 млн. т може бути зосереджено в евідіалітоносних лужних і фельдшпатоїдних породах (Гренландія, США, Росія), цирконійвміщуючих бітумінозних пісковицях (Канада), золотоносних розсіпах (Росія), лужних ефузивах (Австралія), які потребують подальшого вивчення й оцінки

Таблиця 6.6

Орієнтовні запаси діоксиду цирконію (млн. т) і середній вміст ZrO<sub>2</sub> у рудах (%) [за Л.В. Бочаєм]

Країна	Запаси загальні	Запаси підтверджені	% від світових запасів	Середній вміст
Австралія	33	27	42.6	1.2
Бразилія	1	незначні	0.6	3.9
Індія	7	4	6	0.4
Казахстан		1	1	
Китай	2	1	1.6	
Росія	9	5*	7.2	
США	7	5	8.4	0.3
Україна		значні		0.2
ПАР	29	14	22.6	0.4
Усього (без України)	87	57	99.5	

Світове виробництво цирконієвого концентрату становить близько 1 млн т на рік з тенденцією до поступового зростання. Так, якщо у 1995 р. було вироблено 920 тис т цирконієвого концентрату, то у 2004 р. – 1153 тис т. Головними його виробниками є Австралія (370-420 тис т), ПАР (300-320 тис т), США (150-180 тис т) – більше 85% загального обсягу, а також Україна (за оцінкою, 70-75 тис т), Бразилія (до 30 тис т), у незначних кількостях (до 15 тис т) – Китай, Росія, Індія, Малайзія.

Головними споживачами цирконієвої сировини є країни Західної Європи (Італія – 137 тис т, Іспанія – 146 тис т, Німеччина – 77 тис т), Китай (240 тис т), США (115), Японія (75) і країни Південно-Східної Азії. Щорічне зростання циркону складає 4-5% і незважаючи на постійне зростання видобутку, попит постійно перевищує пропозиції. Завдяки цьому починаючи з 2003 р. спостерігається постійне підвищення вартості цирконієвого концентрату. Якщо протягом 1998-2003 рр. ціна стандартного цирконієвого концентрату з 65% ZrO<sub>2</sub>, фоб становила від 300 до 400 \$/т., то наприкінці 2004 р. вона піднялася до 550-600 \$/т. Ціна цирконієвої губки складає близько 10, цирконієвого порошку 75-150 \$/фунт.

Гафній є супутнім елементом цирконію, власних родовищ не утворює. Запаси його визначають, виходячи із запасів цирконію у співвідношенні 1:50. Світова база запасів у перерахунку на оксид становить приблизно 1 млн. т і розподілена таким чином (тис. т): Австралія – 600, ПАР – 260, США – 97, Індія – 46, Бразилія – 7. Досить значними є запаси гафнію в країнах СНД, причому 74% його зосереджено в рідкіснометальних лужних гранітах (промисловістю цей тип не освоєний) і 26% - у прибережно-морських циркон-рутилільменітових розсіпах. Світове виробництво гафнію оцінюється в 100-150 т, ціна гафнієвої губки приблизно 200 \$/кг.

## 6.6.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

З урахуванням сучасних даних можна виділити не менше чотирьох головних геолого-промислових типів родовищ цирконію та один генетичний перспективний [Бочай, 1999; Смирнов та ін., 1986].

1. **Прибережно-морські** сучасні та давні мезо-кайнозойські поховані розсипища (ПМР) переважно циркон-рутил-ільменітового складу – пляжеві, шельфові, дюнні, дельтові.

Сучасні ПМР вміщують основні ресурси й запаси цирконію, вони є головним джерелом видобутку цирконієвих концентратів. Такі ресурси відомі на східному, де вони значною мірою вже відпрацьовані (Північний Стердбок, 1.4 млн т  $ZrO_2$ ), і західному (Енібба, >4 млн т; ВІМ-150, 3.4 млн т; Кейпел 12.4 млн т; Кулджарлу, 0.8 млн т  $ZrO_2$ ) океанічних узбережжях Австралії; у США – родовище Трейл-Рідж у штаті Флорида, >1 млн т  $ZrO_2$ ; вздовж атлантичного узбережжя Бразилії, а також у Індії, Китаї, Шрі-Ланці.

Давні поховані ПМР у мезокайнозойських відкладах внутрішніх районів Євразії відкрито на території України, в Росії (Лукоянівське родовище в Нижньогородській області, Центральне й Кірсанівське – в Тамбовській), Північному Казахстані (Обухівське). Такі розсипища, на відміну від сучасних, перекриті молодшими відкладами та за своїми гірничо-геологічними й мінералого-технологічними параметрами поступаються сучасним ПМР. Загалом родовища ПМР забезпечують приблизно 90% видобутку цирконію.

Ще один тип розсипищ – елювіально-делювіальний – формується в корах вивітрювання ендегенних родовищ. Як і корінні джерела, такі розсипища є, як правило, комплексними й разом з цирконом і бадделейтом містять пірохлор, колумбіт, рідкісноземельні мінерали тощо. Прикладом таких родовищ може бути бразильське Покус-ді-Калдос із запасами близько 1 млн т при вмісті  $ZrO_2$  15-20%. Частка цього типу родовищ у загальних запасах цирконію складає 2-3%.

2. **Ендегенні родовища**, пов'язані з ультраосновними лужними породами й карбонатитами. Вони містять невеликі кількості бадделейту (0.2-0.4%), і при експлуатації таких родовищ бадделейтові концентрати отримують як супутні при розробці форстерит-апатит-магнетитових руд і карбонатитів з пірохлором. Прикладами є апатит-магнетитове Ковдорське родовище на Кольському півострові, Росія; цирконій-мідно-апатитове Палабора в ПАР (0.2-0.5  $ZrO_2$ , запаси 300 тис т); Покус-ді-Калдос у південно-західній частині штату Мінас-Жерайс, Бразилія. Цей тип родовищ може забезпечувати 5-10% світового видобутку цирконію.

3. **Магматичні родовища** в лужних породах з цирконом, пірохлором, колумбітом, бастнезитом, ортитом та ін. У першу чергу, цінність таких об'єктів з комплексним зруденінням визначається присутністю в рудах ніобію, танталу, рідкісних земель, і роль цирконію в них є другорядною, а рентабельність видобутку визначається основними корисними компонентами. Характерним є вміст  $Nb_2O_5$  0.3-0.5%,  $\Sigma TR$  0.1-0.2%,  $ZrO_2$  0.3-0.6% (і більше), запаси руди – в межах 50-500 млн т. Прикладами родовищ цього типу є Улуг-Ганзек і Катугінське в Росії, Тор-Лейк і Стрейндж-Лейк у Канаді, Ястребецьке й Азовське в Україні.

4. **Родовища циркону в альбітизованих нефелінових сієнітах**. Такі об'єкти, як правило, незначні за масштабами, із запасами  $ZrO_2$  10-100 тис т, з вмістом (у %):  $ZrO_2$  – 0.3-0.4;  $HfO_2$  – 0.005;  $Nb_2O_5$  – 0.1;  $Ta_2O_5$  0.01-0.02;  $TR_2O_3$  – 0.2. Приклади родовищ – Вишневогорське на Уралі, Мазуровське в Приазов'ї.

5. Перспективним геолого-промисловим типом можна вважати **евдіалітоносні лужні масиви**, вміст  $ZrO_2$  у породах яких може становити 1-3%, при присутності певної кількості ніобію, танталу, рідкісних земель, ітрію. Так, на Аллуйвському родовищі (Кольський півострів, Росія) пласт евдіалітових лужавитів у масиві лужних і нефелінових сієнітів містить  $ZrO_2$  – 3.09%,  $TR_2O_3$  – 0.5% при досить значних запасах. До об'єктів цього типу відносяться також лужні масиви Норра-Черр (Швеція), Ред-Вайн і Сіл-Лейк (Лабрадор, Канада), Ілімауссак (Гренландія). Промислове освоєння названого типу комплексної рідкіснометальної сировини стримує відсутність рентабельної технології переробки руд.

## 6.6.5. Родовища України

Україна володіє значними запасами цирконієвої сировини. Досить сказати, що її частка у виробництві СРСР складала 88%, і зараз вона залишається практично монополістом серед країн СНД. Вітчизняні родовища відносяться до екзогенної й ендегенної серій. Серед екзогенних слід назвати: 1) давні поховані прибережно-морські циркон-рутил-ільменітові розсипи – Малишевський геолого-промисловий тип; 2) ільменітові алювіальні, алювіально-делювіальні континентальні розсипи – Іршанський геолого-промисловий тип; 3) ільменітові й апатит-ільменітові елювіальні в корі вивітрювання основних порід; 4) циркон-рутил-ільменітові розсипи піщаних пляжів і мілководного шельфу – Джарилгацький тип. До ендегенних відносять родовища з цирконій-рідкісноземельно-рідкіснометальною мінералізацією в лужних породах – сієнітах, нефелінових сієнітах, маріуполітах, виявлені в північно-західному (Ястребецьке) та Приазовському (Азовське, Мазурівське) мегаблоках Українського щита.

У розсипних родовищах циркон знаходиться й видобувається разом з титановими мінералами. Саме переробка комплексних руд з вилученням усіх корисних мінералів визначає рентабельність промислової розробки розсипів. Експлуатуються зараз лише перші два з названих геолого-промислових типів, причому тільки Вільногорський ВДГМК, який працює на базі Малишевського (Самотканського) родовища, продукує цирконовий концентрат; Іршанський ГЗК, який розробляє Іршанську групу ільменітових розсипів зі вмістом циркону до 5 кг/м<sup>3</sup>, циркон з них не вилучає.

Українські ПМР утворюють чотири зони (рис. 6.1), які відносяться до Української субпровінції Східно-Європейської розсипної провінції: Придніпровську, Приазовську, Харківсько-Сумську й Азово-Причорноморську.

Джерелами циркону й ільменіту для утворення розсіпів були корінні екзогенні родовища в масивах лужних і сублужних порід УЩ (Октябрьський, Ястребецький, Русько-Поленьський та ін.), акцесорні концентрації в гранітах рапаківі й основних породах Коростенського й Корсунь-Новомиргородського плутонів. Головним фактором утворення розсіпів можна вважати руйнацію мезокайнозойських кір вивітрювання денудаційними процесами. Зокрема, протягом дніпровської й поліської льодовикових епох відбувався знос з УЩ дочетвертинних теригенних відкладів і каолінових кір вивітрювання з акцесорними мінералами в долину р. Дніпро. Четвертинні розсіпи, що при цьому утворилися, збереглися лише в локальних пониженнях кристалічного фундаменту, наприклад, похованих долинах Палеоірші (Іршанська група розсіпів). Раніше, в ранньому й середньому міоцені, в межах ДДЗ і південно-східного схилу УЩ існував мілководний басейн, де накопичилася товща продуктивних кварцових пісків полтавської серії. Утворені в них ПМР витягнуті вузьким ланцюгом вздовж берегової лінії полтавського басейну осадконакопичення. При перемиві полтавських пісків у середньому сарматі утворилися найбільш багаті розсіпні ділянки Малишівського, Вовчанського родовищ тощо.

З групи розсіпних, державним балансом України по цирконію враховані запаси Малишівського, Тарасівського, Вовчанського, Воскресенівського, Краснокутського, Злобичького родовищ; запаси родовищ Мокро-Ялинської групи розсіпів віднесені до забалансових.

**Малишівське** (Самотканське) родовище описане в розділі "Титан".

**Вовчанське родовище** розташоване в Дніпропетровській області, неподалік залізничної станції Демурине, у верхній течії р. Вовча. Тут комплексний розсіп приурочений, головним чином, до піщаних відкладів середньосарматського під'ярусу та на окремих ділянках – до полтавських пісків. Сарматський розсіп утворений трьома субпаралельними покладами – Північним, Центральним і Південним, що простягаються на 15-20 км і розділені відносно безрудними зонами шириною 150-1200 м. Потужність перекриваючих порід 0.9-33.5 м. Найбільше значення має Північний поклад 15-16 км довжиною, шириною від 50 до 1050 м, потужністю рудного пласта 3-7 м. Рудні піски сарматського віку дрібнозернисті, кварцові, добре відсортовані, без глинистої речовини. Рудні й нерудні мінеральні асоціації такі самі, як на Малишівському родовищі. Головними корисними мінералами є ільменіт ( $80-100 \text{ кг/м}^3$ ), рутил+лейкоксен ( $25-31 \text{ кг/м}^3$ ), циркон ( $7-9 \text{ кг/м}^3$ ), дістен, силіманіт, ставроліт, турмалін. Найбільше збагачена цирконом північна частина Північного поклада, де вміст циркону у важкій фракції становить від 20-50 до 70-90%.

**Тарасівське родовище** розташоване в Київській області, в 25 км на південь від залізничної станції Біла Церква на вигині р. Рось. Розсіп довжиною до 20 км має невеликий нахил на північний схід, приурочений до прибережно-морських, частково дельтових, відкладів середнього горизонту полтавської серії. Загалом білі, зеленувато-сірі полтавські піски в рудних прошарках набувають коричневого й темно-коричневого кольору. Піски від мілко- до крупнозернистих. Розподіл рудних мінералів у продуктивному пласті нерівномірний. Найвищі концентрації відмічено в південно-західній частині розсіпу, де на окремих ділянках вміст важкої фракції сягає  $100-200 \text{ кг/м}^3$ , причому сумарна частка ільменіту, рутилу, циркону становить 75%; крім того, присутні монацит, ксенотим, каситерит, баделеїт, целестин. Потужність рудовмісної товщі – від 0.5 до 30 м, середня 7 м, розкривних порід від 1.5 до 47.5 м, середня 27 м, середній вміст ( $\text{кг/м}^3$ ) циркону 10.4, рутилу 12, ільменіту 23. Родовище може розглядатися як резервна база Вільногорського ГЗК.

**Краснокутське родовище** розташоване в Харківській області, в 25 км на південний захід від залізничної станції Богодухів. Розсіп утворений двома покладами (рис. 6.10) у пісках полтавської серії. Простягання покладав близьке до широтного, потужність збільшується від периферії до центру від 1 до 20 м, середня 7 м, співвідношення розкривні породи/поклад 4.5/1, глибина залягання рудного шару від 0.8 до 57 м. Максимальний вміст концентрату ( $\text{кг/м}^3$ ) – до 286 (ільменіту – до 120, рутилу+лейкоксену – до 14, циркону – до 70). Середній вміст циркону – 5.3, рутилу – 7, ільменіту –  $10 \text{ кг/м}^3$ .

**Зеленоярське родовище** розташоване в басейні р. Роська. Тут три паралельні поклада лінзоподібної форми простягаються в північно-західному напрямку на 13 км смугою до 1 км шириною. Середній вміст колективного концентрату в рудних пісках берецької світи ( $\text{кг/т}$ ) – 52.7 (циркону – 4.4, ільменіту – 18.3, лейкоксену 1.4, силіманіту 7.5, ставроліту 7.25). Потужність рудних пісків 38 м, розкривних порід – 34 м. Найпродуктивнішим є західний фланг північної частини розсіпу із середнім вмістом ( $\text{кг/т}$ ) колективного концентрату 104.4, циркону – 7.2, ільменіту – 34.0, рутилу – 13.1, лейкоксену 1.15. Потужність рудних пісків 4.5, розкривних порід – 26.1 м.

**Мокро-Ялинська** група титан-цирконієвих розсіпів розташована в Приазов'ї, в східній частині Конкської-Ялинської западини. Поклада містяться в пісках полтавської серії, займають площу близько  $50 \text{ км}^2$  у верхів'ях р. Мокрі Яли. Через низькі вмісти циркону й ільменіту запаси віднесені до забалансових.

На відміну від розсіпних, корінні родовища цирконію України промисловістю не розробляються. Завдяки комплексному складу руд, що, крім цирконію, часто також містять гафній, ніобій, тантал, ітрій, рідкісноземельні елементи тощо, та значним запасам у найближчій перспективі вони можуть стати об'єктами, привабливими для інвесторів, і залучені до розробки.

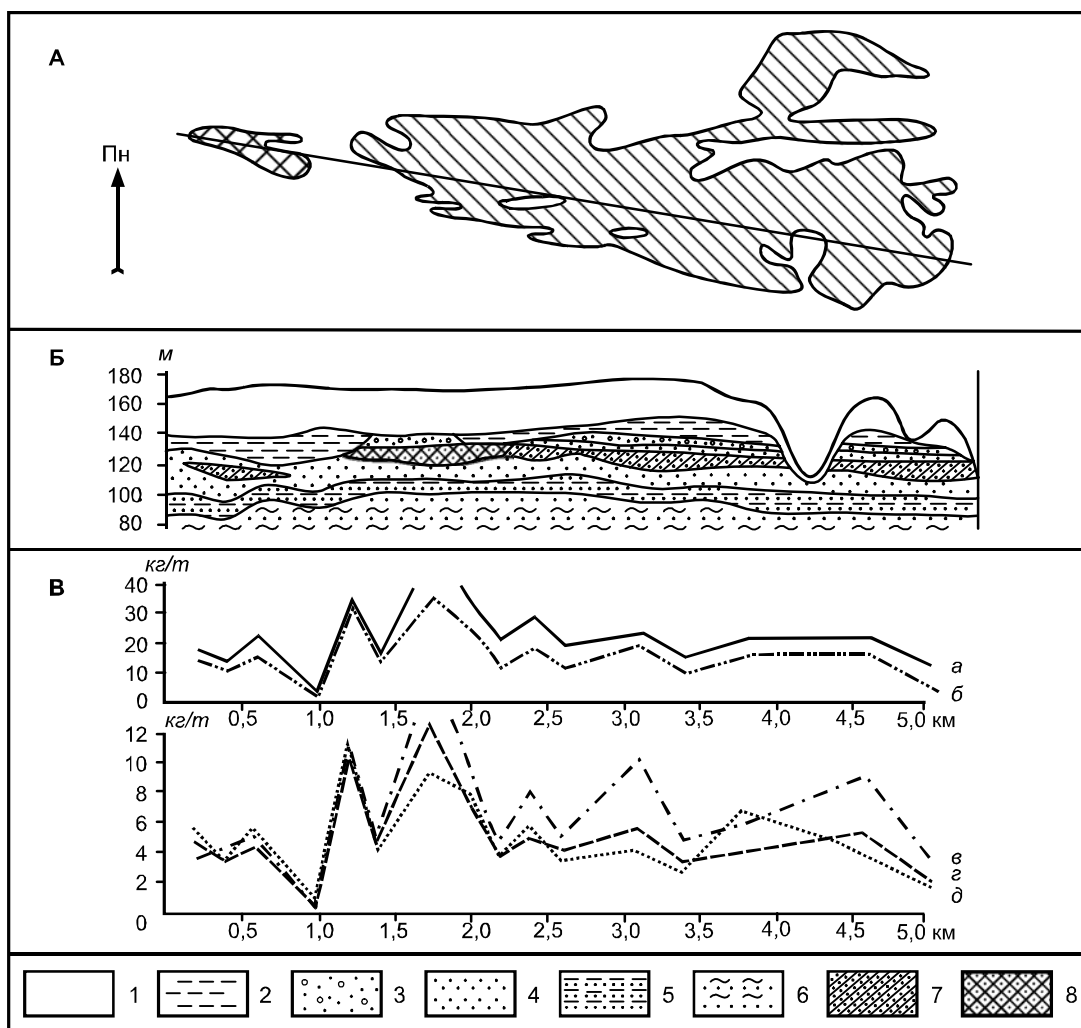


Рис. 6.10 Схема геологічної будови Краснокутського розсипу (за І.С. Романовим, 1976)

I – план першого (А) і другого (Б) рудних покладів; II – повздовжній геологічний розріз: 1 – суглинки, глини, піски антропогену; 2 – піски й глини міоцен-пліоцену; 3 – піски й пісковики верхнього горизонту, полтавська серія; 4 – піски середнього горизонту, полтавська серія; 5 – піски, глини з бурим вугіллям нижнього горизонту, полтавська серія; 6 – піски й глини харківської серії; 7 – рядові руди; 8 – багаті руди; III – вміст у кг/т: а – важкої фракції, б – суми головних важких мінералів, в – лейкоксенований ільменіт, г – рутил, д – циркон.

Найзначнішим можна вважати **Азовське родовище**. Розташоване воно в західній частині Володарського інтрузивного масиву Приазовського мегаблоку УЩ неподалік на південний захід від смт. Володарське. Власне Володарський масив утворений породами сублужного ряду від габросієніту до сублужного граніту, які належать до південно-кальчицького комплексу PR<sub>2</sub>k, віком 1.8 млрд р. (відповідає частині східно-приазовського комплексу застарілих схем). Зруденіння приурочене до Азовського сієнітового штоку, який, за даними картування (С.М. Стрекозов та ін.), представляє собою трубоподібне тіло овальної в плані форми площею близько 4 км<sup>2</sup> (рис. 6.11). Вміщуючі Азовський шток породи Володарського масиву – це однорідні масивні олівін-піроксенові й олівін-піроксен-амфіболові сієніти. Сієніти Азовського штоку відрізняє від вміщуючих контрастна структура породи й мінеральний склад. Центральна частина штоку складається лейкократовими біотитовими (лепідомелановими) сієнітами з досить високим, до 10-15%, вмістом кварцу; вони утворюють внутрішню зону рудної структури. Зовнішню зону складають меланократові, іноді з кварцом, сієніти, темнозабарвлені мінерали яких представлені високозалізістими амфіболом, олівіном, піроксеном, біотитом. Колір породи змінюється від темно-сірого (майже чорного), темно-зеленого до світло-сірого, світло-бурого й повністю визначається забарвленням лужного польового шпату (ЛПШ). Структурну неоднорідність найбільш виразно проявлено в таксітах – кварцвміщуючих амфіболових і олівін-піроксен-амфіболових сієнітах, таксітова структура яких обумовлена чергуванням ділянок (шлірів), контрастних за співвідношенням ЛПШ і темнозабарвлених мінералів. У лейкократових ділянках темнозабарвлені мінерали майже відсутні, в меланократових – займають до половини об'єму породи.

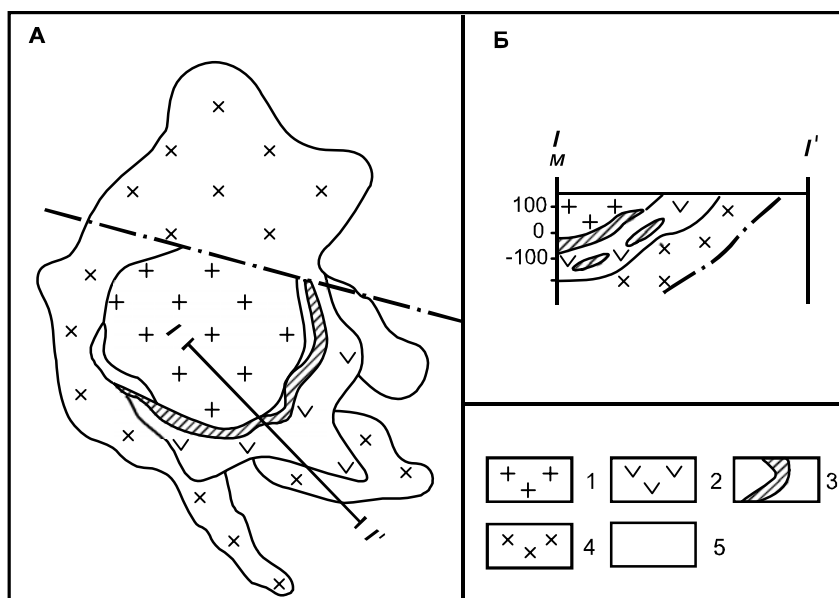


Рис. 6.11 Схема геологічної будови (А) та розріз (Б) Азовського родовища

1 – біотитові кварцові сієніти; 2 – такситові сієніти, диференцовані, розшаровані; 3 – рудні горизонти з цирконом та рідкісноземельними мінералами; 4 – плямисті сієніти, слабодиференцовані; 5 – вміщуючі фаяліт-геденбергітові сієніти Південно-Кальчицького масиву

Зруденіла зона в плані має серпоподібну форму, довжина її по простяганню 1800, по падінню – 500-600 м. Видима потужність від 25-70 м на флангах до 200-450 м у центральній частині. В межах продуктивної зони виявлено 9 цирконій-рідкісноземельних рудних покладів, до 90% загальної кількості руди міститься в рудному тілі Головному. Довжина його 1640 м, середня потужність – 32 м (від 10 до 60), по падінню простежене більш як на 400 м. Руди родовища вирізняють дуже висока локальна концентрація рідкісних елементів і простий мінеральний склад. Рудна мінералізація представлена цирконом ( $Zr[SiO_4]$ ), бритолітом ( $Ca_2Ce_3[OH(SiO_4)_3]$ ), бастнезитом ( $Ce[FCO_3]$ ), ортитом ( $(Ca, Ce, Mn)_2(Fe^{2+}Fe^{3+}Mg)Al_2[O\ OH\ SiO_4\ Si_2O_7]$ ).

Циркон зустрічається лише у вигляді кристалів, розмір їх 2-3 мм, причому до 10% кристалів можуть сягати 10-15 мм. Колір їх рожевий з фіолетовим, рідко – оранжевим або червонуватим відтінком. Крупні кристали тріщинуваті, містять велику кількість включень. Зустрічаються кристали як коротко-, так і довгопризматичного габітусу, в яких завжди домінує призма {110}. Циркон містить домішки Hf, Th, Y, лантанодів, Nb; зокрема, вміст Hf сягає 1-2% і більше. Форма скупчень циркону шлірова, лінзоподібна.

Бритоліт є головним рідкісноземельним мінералом Азовського родовища та визначає певну унікальність цього об'єкту. Він утворює дрібну вкрапленість зерен неправильної форми в ЛПШ і амфіболах. Колір його від світло-жовтого до темно-коричневого й смоляно-чорного (метаміктні різновиди). Вміст  $P_2O_5$  від 4.3 до 16.6%,  $TR_2O_3+Y_2O_3$  від 36 до 58%,  $ThO_2$  від 0.3 до 1.1, середній – 0.77%.

Ортит – другий за розповсюдженням рідкісноземельний мінерал. Утворює спорадичні виділення неправильної форми переважно смоляно-чорного кольору, оптично анізотропний. Від подібного за зовнішнім виглядом амфіболу відрізняється раковистим зламом. Має специфічний склад – практично не містить Mg, збагачений Fe і лантанодіями церієвої групи.

Бастнезит спостерігається у вигляді окремих виділень і мікроскопічної вкрапленості в цирконі й флюориті, утворює псевдоморфози по бритоліту, ортиту. Містить  $Y_2O_3$  – 4.14%,  $TR_2O_3$  – 56.36%.

Вміст суми оксидів рідкісних земель у рудах Азовського родовища сягає (в %) 12.74, у середньому – 1.4, діоксиду цирконію – до 42.7 при середньому 1.5%. У складі рідкісноземельних елементів різко переважають легкі лантанодіи (в сумі від 81 до 92% TR) з високим вмістом ітрію, тобто руди родовища слід вважати ітрієво-земельними.

Визначення температур гомогенізації включень скла (1160-1250°) та первинних флюїдних включень зі вмістом твердої фази 5-7% (870-920° C) у кристалах циркону приводить до висновку (Мельников, Возняк та ін., 2000), що кристалізація циркону відбувалась із магматичного розплаву. Природно, що й бритоліт, який часто зустрічається у вигляді включень у цирконі, кристалізувався в тих самих умовах. За результатами детальних мінералогічних досліджень, зокрема, ЛПШ і плагіоклазів, В.С. Мельников (2001) пропонує вважати Азовський шток гіперсолвусною інтрузією, рудоносною сієніти якої є продуктом кристалізації розплаву сієнітового складу, майже позбавленого Mg, але збагаченого Fe і лєткими рухливими компонентами –  $H_2O$ , F,  $CO_2$ , тобто за генезисом Азовське родовище слід відносити до магматичних.

**Яструбецьке родовище** розташоване в межах Яструбецького сієнітового масиву, який міститься на крайньому північному заході УЩ у межах Суцано-Пержанської тектонічної зони, в її центральній частині, так званому Пержанському вузлі.

Породи ендоконтактової зони масиву (рис. 6.12) – сієніти від дрібно- до тонкозернистих, за складом – біотитові, біотит-амфіболові, амфібол-піроксенові, біотит-піроксенові; у верхній розшарованій частині переважають лейкократові відміни, в яких головним породоутворюючим мінералом є мезопертитовий польовий шпат (80-95%) із сумарним вмістом біотиту, амфіболу й піроксену до 5-15%. Серед сієнітів центрального ядра переважають лейкократові середньозернисті відміни, частка темнозбарвлених мінералів, представ-

лених рибекітом і егірином, у них 5-10 %. Сієніти головної розшарованої серії складаються амфіболови-ми, амфібол-піроксеновими, амфібол-біотитовими й біотитовими відмінами, від середньо- й крупнозернистих до пегматоїдних. Вік сієнітів Яструбецького масиву за цирконом  $1720 \pm 40$  млн років (Кривдік та ін., 2000). У контурі родовища налічується до 10 рудних тіл зі вмістом  $ZrO_2$  0.46-2.69%,  $\Sigma TR$  0.12-0.2%. Форма рудних тіл близька до жильної, з вигинами й роздувами. Зближені рудні тіла утворюють три рудоносні зони: внутрішню, середню й зовнішню. Форма таких зон серпоподібна, протяжність до 1200 м, видима потужність виходів під рихлі відклади від 50-60 до 100-120 м, по вертикалі вони простежуються до глибини 1100 м. Руди гніздово-вкраплені й дрібновкраплені. Головний рудний мінерал – циркон, присутні рідкісноземельні мінерали, зокрема, бастнезит. За складом рудної мінералізації родовище відноситься до флюорит-рідкісноземельного типу. Доцільною може бути розробка об'єкту як родовища польвошпатової сировини з супутнім видобутком циркону, флюориту, бастнезиту. За генезисом Яструбецьке родовище є магматичним. С.Г. Кривдік з співавторами [2000] пояснюють утворення цирконієвих та цирконій-рідкісноземельних руд Яструбецького й Азовського родовищ процесами кристалізаційної диференціації сієнітового розплаву в магматичних камерах за механізмом розшарованих інтрузій.

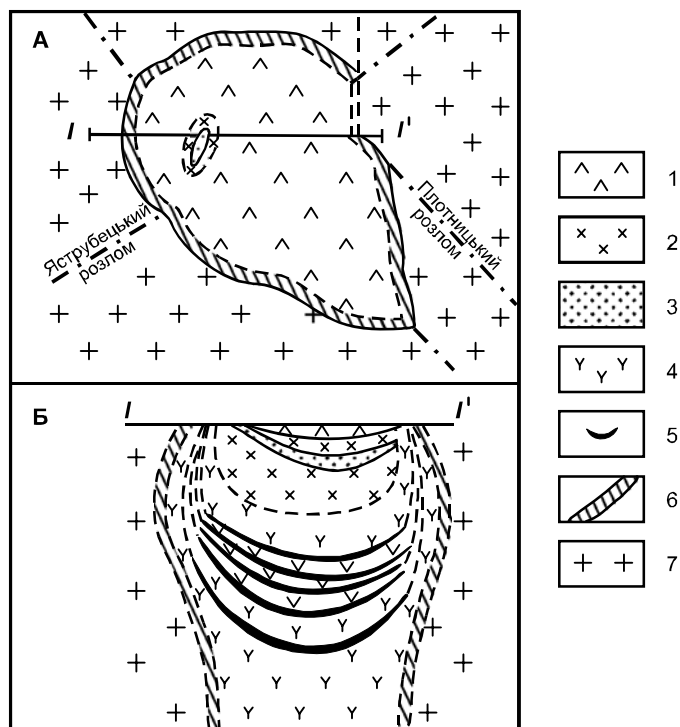


Рис. 6.12 Схема будови Яструбецького родовища (А – план, Б – розріз)

1 – сієніти верхньої розшарованої групи; 4 – рибекітові сієніти; 3 – егіринові сієніти; 4 – сієніти головної розшарованої групи; 5 – рудні горизонти, збагачені цирконом; 6 – ендоконтактні сієніти; 7 – вмшуючі гранітоїди

**Мазурівське родовище** розташоване в межах Октябрського (Маріупольського) лужного масиву Приазовського мегаблоку УЩ неподалік смт. Донське Донецької області. Масив має форму овалу довжиною 7-8 і шириною 5-6 км, витягнутий у північно-східному напрямку. Складений він сублужними основними й ультраосновними породами (габро, піроксенітами, перидотитами), лужними й нефеліновими сієнітами (фойяїтами, маріуполітами), які в сучасних схемах віднесено до Октябрського комплексу (PR<sub>2</sub>ok). У структурному відношенні масив представляє собою концентрично-зональну інтрузію, внутрішня частина якої складена трахітоїдними лужними сієнітами й фойяїтами, а зовнішня – трахітоїдними кварцовими сієнітами. Зруденіння Мазурівського родовища контролюється зонами інтенсивної альбітизації на трьох ділянках: Балка Мазурова (0.6x0.8 км), Балка Кошкодєва (0.4x0.5 км), Балка Долинікова (0.2x0.1 км). Рудні тіла мають форму похило падаючих жилоподібних покладів потужністю до 30 м, на яких у верхній частині сформована потужна каолінова кора вивітрювання. Її можна розглядати як самостійний елювіальний (залишковий) поклад з певним вмістом цирконію. Рудні мінерали в альбітизованих нефелінових сієнітах, маріуполітах, мікроклінонефелінових сієнітах представлені цирконом, вміст 0.1-1.8%, і пірохлором, вміст 0.2-0.8%. Кристали циркону здебільшого дїпірамїдальні, розміром 0.1-0.7 см, але відомі поодинокі знахідки кристалів завбільшки 4 см. Він, як правило, метаміктний, непрозорий, коричнево-кавового кольору; широко розвинені скелетні й зональні форми. Вміст Hf у цирконі від 0.62 до 1.05%,  $\Sigma TR_{2O_3}$  0.14-0.31%. Наявність пірохлору визначає танталоніобієву рідкіснометальну спеціалізацію родовища. Зустрічається він у вигляді октаєдричних кристалів розміром 0.02-0.08, рідко – 0.5-1.0 мм, при цьому переважають кристали медово-жовтого кольору, які утворюють струменисті скупчення. За особливостями хімічного складу мінерал відноситься до ніобієвих відмін зі вмістом  $Nb_2O_5$  43.60-56.45%,  $Ta_2O_5$  3.10-5.42%,  $\Sigma TR_{Ce}$  близько 6%. Генезис родовища можна визначити як метасоматичний плутоногенно-гідротермальний умовно. З Мазурівським родовищем пов'язане зародження цирконової промисловості СРСР на початку 40-х років минулого сторіччя. Саме з його концентратів, видобутих, головним чином, з кори вивітрювання, отримали перший металічний цирконій.

## 6.7. СКАНДІЙ

### 6.7.1. Загальні відомості

Скандій, Sc – хімічний елемент III групи періодичної системи елементів Д.І. Менделєєва, метал, порядковий номер 21, атомна вага 44.96, густина 3.05-3.18 г/см<sup>3</sup>, температура плавлення 1539° С, температура кипіння 2730° С. Відомий один стабільний ізотоп <sup>45</sup>Sc. Відкритий у 1879 р. шведським хіміком Ларсом Фредеріком Нільсеном у мінералах гадолініті й евксеніті зі Скандинавії, на честь якої й названий. У відносно чистому вигляді (94-98%) отриманий лише 1937 р. Скандій – сріблястий метал з характерним жовтим полиском. На повітрі вкривається захисною плівкою Sc<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, яка перешкоджає подальшому окисненню. В усіх природних сполуках, як і його аналоги (Al, Y, La), виявляє додатну валентність, що дорівнює трьом, і в окислювально-відновлювальних процесах участі не бере.

### 6.7.2. Галузі використанні та вимоги до сировини

"Загалом у скандієвій промисловості зачароване коло: гомеопатична сировина – мізерно мале виробництво – виключно високі ціни – мікроскопічний попит. Але варто розрубати цей гордіив вузол у одному-двох місцях, і для скандію відкриються нові перспективи" (Коган, 1979). Наведена цитата пояснює досить обмежене залучення скандію промисловістю. Невелика кількість металу використовується у виробництві напівпровідників і каталізаторів. Додавка карбїду скандію до карбїду титану підвищує твердість цієї сполуки до твердості алмазу; в електронно-обчислювальній техніці застосовують скандійвміщуючі ферити та синтетичні Ge-Gd-Sc гранати; Ga-Sc-Gd гранати використовують у лазерах. Перспективним є використання сполук скандію, наприклад, фоскану Na<sub>3</sub>Sc<sub>2</sub>(PO<sub>4</sub>) як твердого електроліту тощо.

Середній вміст скандію в земній корі 16.6 г/т, від 0.2-0.3 г/т у лужних і ультраосновних породах до 30-35 г/т у основних. Скандій – літофільний елемент, за властивостями близький до Fe<sup>2+</sup> і Mg<sup>2+</sup>, тому він зазвичай розсіюється та ізоморфно заміщує в темноколірних мінералах (піроксенах, амфіболах, біотитах) Fe<sup>2+</sup> і Mg<sup>2+</sup>. З відомих п'яти власних скандієвих мінералів певне промислове значення має тільки *тортвейтум* (Sc, Y)<sub>2</sub> [Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>], вміст Sc<sub>2</sub>O<sub>3</sub> від 34.3 до 41.9, ΣY<sub>2</sub>O<sub>3</sub> від 9.5 до 17.7%). У світі відомо лише два невеликі родовища цього мінералу, пов'язані з гранітними пегматитами – родовище Івеланд у Норвегії, де за 50 років було видобуто 50 кг концентрату, та родовище Бефанамо на о. Мадагаскар. Скандій отримують супутньо при переробці ільменітових концентратів, уран-ванадієвих руд, бокситів, фосфоритів тощо. Єдиних кондицій на скандійвміщуючу сировину не існує, вони, як правило, розробляються для кожного певного типу руд Ti, Al, Zr, Li, P окремо. Боксити, фосфорити та уранові руди використовують як скандійвміщуючу сировину при вмісті Sc (у %) 0.005-0.01, цирконовий концентрат – 0.03-0.1, ільменітовий концентрат – 0.005-0.01, відходи переробки вольфрамітових концентратів – при вмісті 0.04-0.05. Отже, концентрації скандію в рудах і концентратах на рівні 0.011% слід вважати значними.

### 6.7.3. Економічні відомості

Скандій належить до важливих стратегічних видів сировини, тому дані про нього є конфіденційними, а публікації у відкритій літературі – обмеженими. Більшість джерел оцінює світові запаси скандію в 2400 т, хоча, скоріш за все, це число занижене. За оцінками Л.Ф. Борисенка (1989), 90-99% ресурсів скандію зосереджено в бокситах (вміст Sc 20-50 г/т), титанових концентратах (10-80 г/т), фосфатних рудах (1-10 г/т), і сумарна кількість скандію в розвіданих запасах названих корисних копалин може сягати 530-1860 тис т без урахування країн СНД.

Головним постачальником на світовий ринок збагачених скандієм продуктів є Австралія, Велика Британія та Канада, де їх отримують супутньо в процесі уранового виробництва. Наприклад, на заводі в Порт-Пірі (Австралія) скандій отримують зі стічних розчинів уранового виробництва, що вміщують 0.03 г/л Sc. На Усть-Кам'яногорському титано-магнієвому комбінаті (Казахстан) скандій вилучають з ільменітових концентратів Малишівського родовища, імпортованих з України.

Ціна скандію та його сполук значною мірою залежить від чистоти. Так, 1 кг оксиду скандію зі вмістом Sc<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 99% може коштувати близько \$ 1000, зі вмістом Sc<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 99.999 % – від \$ 5000 до 6000, ціна скандієвого металічного порошку знаходиться в межах 270-300 тис \$/кг.

### 6.7.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

Генетичні типи концентрацій скандію є досить численними й різноманітними (табл. 6.7), але далеко не всі з них залучено до розробки та можуть розглядатись як геолого-промислові.

З названого вище реальними джерелами видобутку скандію є ураноносні кварц-біотитові метасоматити з давідитом і ільменітом, як родовище Радіум-Хілл, Австралія; уран-рідкісноземельні родовища, пов'язані з кістковими заміщеннями – Меловое, Казахстан; грейзенові каситерит-вольфрамітові руди Китаю.

Генетичні типи родовищ скандію (за Л.Ф. Борисенком, 1989)

Група родовищ	Тип родовищ	Вміст скандію в руді, %	Головні мінерали-концентратори скандію (в дужках – вміст Sc в мінералах, %)
Магматичні	Ільменітові, ільменіт-титаномагнетитові в габроанортозитах, габро, габроноритах та троктолітах	0.002-0.003	Ільменіт (0.007-0.015), клінопіроксен (0.01-0.03)
	Титаномагнетитові в піроксенітах, горнблендитих та олівінітах	0.007-0.013	Клінопіроксен (0.008-0.02), рогова обманка (0.005-0.02), олівін (0.0002-0.015)
Контактово-метасоматичні (скарнові)	Слюдисто-магнетит-флюоритові з хризоберилом	0.005-0.02	Ферімусковіт (до 0.4), берил (до 0.07), гелівін (до 0.07), мусковіт (до 0.07)
Грейзенові	Вольфрамітові та каситеритові, іноді з берилом	0.001-0.02	Вольфраміт (0.003-0.25), каситерит (0.003-0.13), берил (0.003-0.13), мусковіт (0.005-0.05)
Гідротермальні	Кварц-мусковітові метасоматити з псевдобрукітом	-	Псевдобрукіт (0.48), берил (0.34), біксбіт (0.23), гематит (0.1)
	Кварц-біотитові метасоматити з давидітом і ільменітом	-	Давидіт (0.1-0.2)
	Кварц-натрієві метасоматити з уранінітом, браннеритом	До 0.05	Егірін (0.1)
Вивірювання та розсипні	Кора вивірювання з ільменітом	0.0015-0.004	Ільменіт (0.005-0.01)
	Розсипи ільменіту, циркону, монациту	0.002-0.01	Ільменіт (0.005-0.015), циркон (0.03-0.12), монацит (до 0.03)
Осадкові	Боксити	0.0006-0.01	Беміт (0.006-0.01), гіббіт (0.005-0.007), діаспор (до 0.003), магнетит (до 0.003)
	Фосфорити	0.0001-0.01	Карбонат-фторapatит (до 0.02)
	Бурі залізняки	≤0.001-0.01	-
	Кам'яне та буре вугілля у золі	0.0005-0.04	-
	Ураноносні пісковики	0.001-0.01	Метатюмуніт, гендерсоніт, симплотіт (0.005-0.01)
Мета-морфогенні	Ураноносні кварцитоподібні конгломерати	≤0.006	Браннерит (~0.05)
	Ільменіт-магнетитові в габроамфіболітах	0.003-0.005	Ільменіт (0.007-0.01)

### 6.7.5. Родовища України

В Україні відомі рудні об'єкти, на яких враховано запаси скандію як супутнього компонента в складі комплексних ванадій-рідкіснометально-скандієвих (Жовторіччанське та Первомайське родовища) та апатит-ільменітових (Стремигородське та деякі інші родовища) руд.

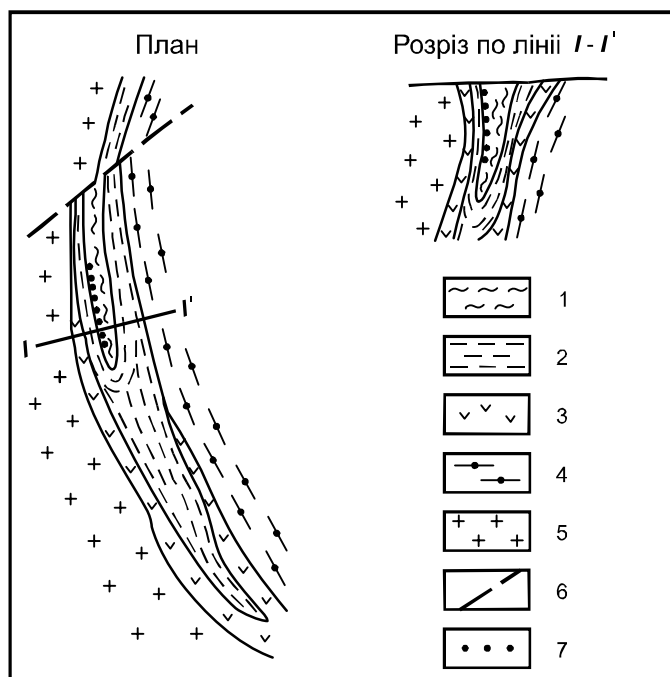
**Жовторіччанське родовище** адміністративно розташоване в П'ятихатському районі Дніпропетровської області, в північній частині Криворізького залізрудного басейну УЩ. З кінця XIX ст. це родовище експлуатувалося як залізрудне, а з 1951 до 1989 р. – як урановорудний об'єкт. Скандієві руди відкрито в 1976 р. (Тарханов та ін., 1991). Ділянка родовища міститься в межах Жовторіччанської синклінальної складки (рис. 6.13), що складена амфіболітами конкської серії архею та породами трьох світ криворізької серії нижнього протерозою. На сході структура межує з архейськими плагіогранітами дніпровського комплексу, на заході – з плагіоклаз-мікрокліновими гранітами кіровоградського комплексу. За морфологією Жовторіччанська синклінальна складка симетрична, ізоклінальна з субпаралельними крилами. Шарнір її круто занурюється на північ, на глибині набуває оберненого південного схилення. Падіння порід на крилах складки на верхніх горизонтах круте – на схід, на глибоких – круте на захід. У місцях максимального перегину крил розвинені пологі насуви, які відіграють важливу рудоконтролюючу роль. Крила структури складені породами нижньої – скелеватської (PR<sub>1</sub>sk) – та середньої – саксаганської (PR<sub>1</sub>sx), ядро – породами верхньої – гданцівської (PR<sub>1</sub>gd) – світи криворізької серії. В районі замка породи саксаганської світи утворили вузьку, витягнуту на південь стиснену ізоклінальну складку, так зване "кілеподібне замикання". Скелеватська світа представлена кварцитами, саксаганська – переверстуванням кварц-біотитових, магнетит-амфіболових сланців і залізистих кварцитів, гданцівська – доломітами, кварцитами, актинолітовими й кварц-біотитовими сланцями.

Головною рудоконтролюючою структурою є виллоподібна зона розломів, яка охоплює ядро складки й простежується на південь вздовж її осової поверхні. Західна гілка зони перетинається пологою зоною насувів, яку називають Пологою доломітовою зоною. Скандієві рудні тіла локалізовані в західному крилі складки в породах гданцівської (верхньої) світи поблизу контакту з саксаганською в ореолах вугленосно-натрієвого метасоматозу, з яким генетично пов'язане уранове й скандієве зруденіння.

Вміщуючі породи представлені доломітами, актинолітовими сланцями, кварц-біотитовими сланцями, кварцитами. Положення метасоматитів і зруденіння, що в них міститься, контролює система пошарових розломів і вузол поєднання їх з Пологою доломітовою зоною. Загальна потужність тектонометасоматичних зон на західному крилі складки сягає десятків метрів, протяжність перевищує 1 км. Метасоматити та супроводжуване ними зруденіння, розвинені лише в майже не вміщуючих заліза породах скелеватської світи,



мають зональну будову. Зовнішня зона фіксується новоутвореннями тремоліту й кальциту замість діопсиду в кварцитах, виразно виділяється зеленим забарвленням. Проміжну зону виділяє широке розвинення лужних амфіболів, від облужованих тремоліту й актиноліту до рибекіту й арфведсоніту. Метасоматити внутрішньої зони складаються карбонатно-егіриновим мінеральним агрегатом (егірин – 10-20%, карбонати – 20-45%) з присутністю підпорядкованої кількості лужних амфіболів (13-21%), альбіту (6-28%), апатиту (3-11%), малакону (близько 1%).



**Рис. 6.13 Положення зони скандієвого зруденіння в західному крилі Жовторіченської синкліналі (за [Тарханов та ін., 1991])**

1 – породи гданцівської ( $K_3$ ) світи; 2 – породи саксаганської ( $K_2$ ) і скелеватської ( $K_1$ ) світ криворізької серії; 3 – амфіболіти конкської серії; 4 – граніти, граніто-гнейси дніпровського комплексу; 5 – граніти кіровоградського комплексу; 6 – розломи; 7 – скандієве зруденіння.

Розподіл рудних компонентів по зонах наведений у таблиці 6.8 і 6.9. Хімізм перетворень полягає в привнесенні натрію, заліза, вуглекислоти, що в поєднанні з особливостями мінерального складу визначає метасоматичну формацію як високотемпературну альбітиту. Рудні поклади мають складну форму, невитримані геометричні параметри в межах перших сотень метрів. Скандієві руди представлені двома природними різновидами, що пов'язані поступовими переходами й вирізняються вмістом скандію та інших рудних компонентів. До першого віднесено уран-рідкісноземельні або, як їх традиційно називають на родовищі, малакон-апатитові руди, до другого – ванадій-скандієві, склад яких наведено в табл. 6.8.

Головні компоненти комплексних руд, скандій і ванадій, не утворюють власних мінералів, а концентруються в породоутворюючих мінералах метасоматитів – егірині ( $Sc - 70.4$  і  $V - 80.5\%$  відповідно) та лужних амфіболів ( $Sc - 20.8$  і  $V - 14.1\%$ ).

Таблиця 6.8

Вміст скандію та супутніх компонентів у рудах Жовторічянського родовища, г/т (за [Тарханов та ін., 1991])

Природні різновиди руд	Sc	V	$P_2O_5$ , %	$TR_2O_3$	Y	$V_2O_5$	Hf
Уран-рідкісноземельні (малакон-апатитові)	50-100	150-600	5,8	600-1000	20-500	1700	140
Ванадій-скандієві	100-200	50-120	2,6	400-500	100-250	2700	150
Мішані	100-150	100-200	3,4	500-600	150-250	2500	150

Егірин, широко розповсюджений на родовищі мінерал, є типовим для уранових руд та навіть утворює подекуди мономінеральні егіринітові тіла. Але мінералом-концентратором скандію й ванадію виступає лише егірин з натрієво-карбонатних метасоматитів – альбітитів, утворених по беззалізистих породах скелеватської світи. Мінерал представлений двома морфологічними відмінами: табличчастими порфіробластами розміром від 0.1 до 2-3 см і волокнистими агрегатами, що утворюють тісні зрощення з лужними амфіболами, виділяється характерним ясно-бурим або червонуватим забарвленням. Вміст скандію в егірині в середньому 0.08-0.10%, ванадію – 3-5%.

Лужні амфіболі представлені ізоморфними рядами натрій-кальцієвих, натрій-залізо-магнезіальних і натрієвих відмін. У метасоматитах зі скандієм склад амфіболів змінюється за схемою: тремоліт→актиноліт→облужований актиноліт→лужний амфібол (рибекіт, арфведсоніт). Найпоширенішим є магнезіальний різновид рибекіту – родусит, що часто утворює з ванадієвим егірином тісні зростки. Вміст  $Sc_2O_3$  у родуситі до 0.10%,  $V_2O_5$  – від 0.41 до 2.35%.

Температура утворення метасоматитів за даними термобарометрії 400-500°, тиск більше 150 МПа, вік зруденіння, за малаконом, 1790±50 млн. років.

Скандієве зруденіння виявлене також у межах Первомайського родовища залізистих кварцитів, що розташоване в Терновському районі Дніпропетровської області, в північній частині Криворізького залізорудного басейну. В структурному відношенні Первомайське родовище є частиною субмеридіональної структури східного крила Криворізького синклінорію. Воно міститься на ділянці різкої зміни простягання порід Криворізької залізорудної смуги з північ-північно-східного на північно-західне, в місці поєднання субмеридіональної структури Саксаганської синкліналі й Східно-Аннівської монокліналі та перетину Криворізько-Кременчуцької структури широтним Девладівським глибинним розломом. Ділянка родовища складається метаморфічними породами криворізької серії. Залізорудні відклади представлені тут п'ятим ( $K_2^{5ж}$ ), шостим ( $K_2^{6ж}$ ) і сьомим ( $K_2^{7ж}$ ) залізистим горизонтами саксаганської світи. У породах шостого залізистого горизонту досить поширеними є прояви лужного метасоматозу, що виражений у егіринізації магнетит-кумінгтонітових залізистих кварцитів і кумінгтонітових залізистих сланців.

Ванадій-скандієве зруденіння зосереджене в зональних метасоматичних ореолах такої будови: вихідні породи – незмінні залізисті кварцити; зовнішня зона – карбонатизації й скварцування; проміжна зона – рибекітова; внутрішня зона – егіринітова (рис. 6.14). Як і на Жовторіченському родовищі, головним мінералом-концентратом скандію є егірин. Але для метасоматитів Первомайського родовища характерний приховано-кристалічний (порцеляноподібний) егірин буро-зеленого, рідко – яскраво-зеленого кольору з вмістом скандію до 5000-6000 г/т. На відміну від Жовторіченського, скандієве зруденіння Первомайського родовища є більш однорідним. Видобуток скандію може бути супутнім з розробкою основної корисної копалини – магнетитових кварцитів. За генезисом і Жовторіченське, і Первомайське родовища є метасоматичними плутоногенно-гідротермальними.

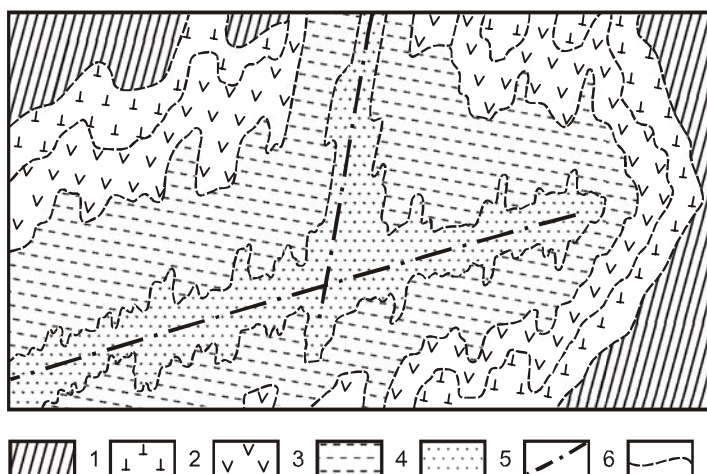


Рис. 6.14 Схема будови зонального тіла скандій-ванадієносних натрієвих метасоматитів (за [Павлишин та ін., 1993])

1 – незмінні залізисті кварцити; 2-5 – метасоматичні зони: 2 – карбонатизації; 3 – скварцування; 4 – рибекітизації; 5 – егіринізації; 6 – розривні порушення; 7 – межі метасоматичних зон

Таблиця 6.9

Вміст Sc і супутніх елементів у зонах рудних метасоматитів, г/т (за [Павлишин та ін., 2000])

Зона	Кількість визначень	Sc	V	Y	Zr	TR	P	Ti
Жовторіченське родовище								
Егіринова	49	50-700	50-15000	60-400	500-5000	50-400	3000-40000	Не вияв.
Амфіболова:								
Рибекітова	21	30-500	100-1500	50-300	500-3000	50-300	2000-50000	Не вияв.
Актинолітова	46	10-300	150-1500	50-300	500-2500	40-200	2500-50000	Не вияв.
Тремолітова	17	10-200	0-1000	10-150	100-2000	10-200	1000-20000	Не вияв.
Скварцування	35	0-100	0-50	0-50	50-400	0-100	100-400	Не вияв.
Карбонатизації	31	0-100	0-50	0-90	50-300	0-100	1000-15000	Не вияв.
Незмінні діопсидові кварцити	26	0-20	0-50	0-80	50-400	0-100	100-500	Не вияв.
Первомайське родовище								
Егіринова:								
Прихованокристалічні егіриніти	37	30-210	500-3000	10-120	20-1300	Не вияв.	500-4000	100-2000
Крупнокристалічні егіриніти	19	10-90	50-1000	0-10	10-1000	Не вияв.	50-1000	50-800
Рибекітова	28	0-100	0-500	0-10	0-10	Не вияв.	0-50	50-3000
Скварцування	14	0-10	0-50	0-10	0-10	Не вияв.	0-50	0-50
Карбонатизації	10	0-10	0-50	0-10	0-10	Не вияв.	0-50	0-50
Незмінні залізисті кварцити	21	0-10	0-50	0-10	0-10	Не вияв.	0-50	0-50

## 6.8. РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНІ ЕЛЕМЕНТИ

### 6.8.1. Загальні відомості

До групи рідкісноземельних елементів (TR) зазвичай відносять 15 елементів лантаноїдів, які в періодичній системі Менделєєва займають послідовно місця від 57 до 71 номера: лантан (La) – 57, церій (Ce) – 58, празеодим (Pr) – 59, неодим (Nd) – 60, прометій (Pm) – 61, самарій (Sm) – 62, європій (Eu) – 63, гадоліній (Gd) – 64, тербій (Tb) – 65, диспрозій (Dy) – 66, хольмій (Ho) – 67, ербій (Er) – 68, тулій (Tu) – 69, ітербій (Ib) – 70, лютецій (Lu) – 71, а також подібний до них за властивостями ітрій (Y) – 39. Інколи сюди ж відносять і скандій, але, як правило, його розглядають окремо від TR, котрі мають близькі хімічні та кристалохімічні властивості, що обумовлює їх геохімічну подібність, зокрема, яскраво виражений літофільний характер. Перший елемент цієї групи було відкрито в 1794 р. фінським вченим Ю.Гадоліном, а останній – в 1945 р. американськими дослідниками Дж.Маринським, Л.Гленденіном і Ч.Корієллом.

За особливостями будови атомів вони поділяються на дві групи: 1) церієву (легкі лантаноїди), де виділяють лантанову (La, Ce, Pr) та неодимову (Nd, Sm, Eu, Gd) підгрупи; 2) ітрієву (важкі лантаноїди) з підгрупами: диспрозієвою (Tb, Dy, Y, Ho) і ітербієвою (Er, Tu, Yb, Lu). Існують і інші класифікації рідкісноземельних елементів.

Характерною рисою TR є ізоморфізм, обумовлений близькістю їх іонних радіусів (0.99-1.22 Å). У вільному стані це типові метали, вони легко окиснюються на повітрі з утворенням стійких оксидів, розкладають воду з утворенням гідроксидів, які прожарюванням можна перетворити на оксиди, розчиняються в мінеральних кислотах, взаємодіють з водою з виділенням водню і утворенням оксидів, можуть поглинати водень. Характерний ступінь окиснення – (+3), хоча для деяких елементів відомі й інші ступені (+2 і +4). TR дуже активні, легко взаємодіють з киснем (за звичайної температури), при нагріванні – з галогенами, воднем (>200° C), азотом (800°), сіркою, бромом, фосфором, іншими неметалами, легко сплавляються з металами, їх сплави мають піроформні властивості, завдяки чому використовуються в трасуючих снарядах і кулях, запальничках та ін.

Кларки TR коливаються від  $(2-4) \cdot 10^{-3}$  (Y, La, Ce, Nd) до  $(1-7) \cdot 10^{-4}$  (Pr, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tu, Yb, Lu). За відносним розповсюдженням вони утворюють ряд (% від суми TR): Tu (0.5), Lu (0.6), Ho (0.8), Eu (0.8), Tb (1.0), Yb (1.9), Er (2.6), Dy (2.9), Sm (4.4), Pr (4.4), Gd (6.4), La (11.4), Nd (15.9), Y (17.8), Ce (28.6). Pm в стабільному стані не відомий, його отримують лише як радіоактивний ізотоп. Вміст TR в гірських породах і співвідношення між різними елементами, зокрема, між ітрієвою і церієвою групами, є важливою геохімічною характеристикою, яка допомагає вивчати перебіг природних процесів, у першу чергу процесів магматичної диференціації. Наявність в деяких TR радіоактивних ізотопів ( $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{143}\text{Nd}$ ,  $^{138}\text{La}$ ,  $^{138}\text{Ce}$ ,  $^{176}\text{Lu}$ ) обумовлює їх використання як геохронометрів. Геохімічна поведінка TR обумовлена їх кристалохімічними особливостями, ступенем основності, зміною валентності, особливостями комплексоутворення, сорбційними можливостями тощо.

Відомо близько 70 власних мінералів TR, крім того, вони також входять до складу близько 280 мінералів як домішки. Найважливіші мінерали церієвої підгрупи – монацит, лопарит, бастнезит; ітрієвої – ксенотим, евксеніт, фергюсоніт, ітріаліт. Крім цього, легкі лантаноїди часто накопичуються в польових шпатах, а важкі – в темнобарвних мінералах.

Найголовнішими мінералами TR, які використовуються в промисловості, є:

- фосфати: монацит –  $\text{CePO}_4$ ; ксенотим –  $\text{YPO}_4$ ; рабдофаніт –  $(\text{Ce}, \text{Y})\text{PO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ; черчит –  $\text{CePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ; апатит –  $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{OH}, \text{F})$ ;
- карбонати: бастнезит –  $\text{Ce}[\text{CO}_3] \cdot \text{F}$ ; паризит –  $\text{Ce}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_3 \cdot \text{F}_2$ ;
- оксиди: кнопит –  $(\text{Ca}, \text{Ce})(\text{Ti}, \text{Fe})\text{O}_3$ ; лопарит –  $(\text{Na}_2\text{Ce}, \text{Ca} \dots)(\text{Nb}, \text{Ti})\text{O}_3$ ; пірохлор –  $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{Ce} \dots)(\text{Nb}, \text{Ti} \dots)_2\text{O}_6$ ; фергюсоніт –  $(\text{Y}, \text{Er}, \text{Ce} \dots)(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})\text{O}_4$ ; самарскіт –  $(\text{Y}, \text{Er}, \text{Ce})_4(\text{Nb}, \text{Ta})_6\text{O}_{21}$ ; евксеніт –  $(\text{Y}, \text{Ce}, \text{Ca} \dots)(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2\text{O}_6$ ; приорит –  $(\text{Y}, \text{Er}, \text{Ca}, \text{Th})(\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_6$ ; бранерит –  $(\text{U}, \text{Ca}, \text{Fe}, \text{Y}, \text{Th})_3\text{Ti}_5\text{O}_{16}$ ;
- фториди: ітрофлюорит –  $(\text{Ca}, \text{Y}) \cdot \text{F}_{2-3}$ ; ітросинхізіт –  $\text{CaY}(\text{CO}_3)\text{F}$ ;
- силікати: гадолініт –  $(\text{Y}, \text{Ce})_2\text{FeBe}_2(\text{Si}_2\text{O}_{10})$ ; ортит –  $(\text{Ce}, \text{Y}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Al})_2[(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)(\text{O}, \text{OH})]$ ; ітріаліт –  $(\text{Y}, \text{Th})_2(\text{Si}_2\text{O}_7)$ ; евідіаліт –  $(\text{Ce}, \text{Y}, \text{Ca})_4\text{FeZr}(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{Cl}, \text{OH})$ .

За складом рідкісноземельних елементів ці мінерали поділяються на групи: церієву (бастнезит, паризит, лопарит, монацит, кнопит, евідіаліт); гадолінієву (самарскіт); ітрієву (евксеніт, ксенотим, ітріаліт); ітрій-ітербієву (фергюсоніт) комплексну (ортит, пірохлор, гадолініт, апатит, сфен).

### 6.8.2. Галузі використання та вимоги до сировини

Використання рідкісноземельних елементів почалося ще наприкінці XIX століття, але особливо посилюється в другій половині XX століття.

Рідкісноземельні елементи в суміші (мішметал) і як окремі компоненти широко застосовуються в різних галузях промисловості: в якості легуючих додатків для сталей і сплавів, виготовлення магнітних матеріалів, як каталізатори при крекінгу нафти, для контролю й очищення вихідних газів, виготовлення надпотужних постійних магнітів, у виробництві вогнетривкого скла й кераміки, в тому числі оптичного скла, електродів дугових ламп, у виготовленні надпровідникових і лазерних матеріалів, високоміцної сталі, високотемпературних паливних елементів, сільськогосподарських добрив, у ядерній техніці та ін.

Найширше TR застосовують в ядерній техніці, чорній і кольоровій металургії, електротехніці, електроніці та радіотехніці, хімічній та силікатній промисловості, медицині.

В ядерній техніці гадоліній (а також європій і самарій) використовується як поглинач теплових нейтронів в стрижнях ядерних реакторів, захисних оболонках підводних човнів і літаків з ядерними установками; гадоліній, прометій, лантан, самарій, церій, тулій – в матеріалах, які регулюють процеси всередині реактора, в ядерному паливі, в конструкційних та захисних матеріалах, у відбивачах нейтронів; церій, лантан, гадоліній, самарій – як добавки до керамічного покриття, вогнестійких матеріалів і скла; солі лантану і церію – під час отримання і розділення трансуранових елементів; прометій – для виготовлення атомних мікробатарей; тулій – як активатор люмінофорів, для дефектоскопії особливо тонких металічних виробів.

В чорній металургії TR використовують для легування сталі, як розкислювачі, деграфізатори, десульфатори і дегазатори, модифікатори; для отримання надміцного сірого чавуна, підвищення якості сталі, її структури.

В кольоровій металургії рідкісноземельні елементи використовуються для легування різних сплавів кольорових металів для виготовлення деталей авіаційного та ракетного обладнання, газових турбін, двигунів тощо. Магнієві сплави з гадолінєм, ербієм і диспрозієм використовуються для виготовлення постійних магнітів високої інтенсивності. Церій є складовою частиною термостійких сплавів на мідній, кобальтовій та нікелевій основі, бронзових і алюмінієво-кремнієво-мідних сплавів. Із сплавів TR з міддю, сріблом і залізом виготовляють термопари. TR використовують в якості комплексних відновлювачів в металотермічних реакціях, як розкислювачі для мідних і алюмінієвих сплавів, при нейтралізації шкідливого впливу домішок свинцю й вісмуту в міді, бронзі та інших металах і сплавах.

В електротехніці, електроніці, радіотехніці рідкісні землі використовуються в сполуках для покриття телевізійних ламп, виготовлення активного шару катодів деяких типів стабілізаторів, електродів високотемпературних печей. Церій, празеодим і неодим застосовують у виробництві діелектричних матеріалів для електронних приладів, виготовлення катафорезних суспензій для електровакуумних приладів. Оксид ітрію застосовують для виготовлення радіовакуумних ламп як присадку до анодів; фториди церію використовують в електродугових лампах, прожекторах і кінопроекційних апаратах; празеодим і неодим – в провідникових і контактних електротехнічних сплавах; лантан – при виготовленні газопоглиначів і скляних катодів.

В хімічній промисловості рідкісні землі використовуються як добавки до лаків і фарб, як люмінофори й активатори, катализатори в органічних і неорганічних процесах, при виготовленні різних хімічних реактивів, для підвищення якості сикативів. Сполуки церію застосовують як катализатори при реакції дегідратації спиртів, електрохімічному окисненні аніліну до хінону,  $SO_2$  – до  $SO_3$ , для вилучення срібла з фторреактивів; оксиди лантану і церію – у виробництві оцтової кислоти; гідроксиду лантану – як емульсифікатор.

В силікатній промисловості рідкісноземельні елементи використовують у виробництві скла, керамічних виробів, абразивних матеріалів, полірувальних порошоків, виготовленні оптичного скла і скла для атомної, військової та іншої нової техніки.

В медицині рідкісноземельні елементи використовуються для виготовлення медикаментів для лікування різноманітних пухлин, туберкульозу, прокази, екземи, подагри, ревматизму, шлункових захворювань; допомагають проти морської хвороби; є засобом бальзамування.

Крім цього TR використовують для дублення шкіри, виробництва тканин, як домішку до фосфатних добрив, вони входять до складу хімічних сполук для знищення шкідливих сільського господарства.

TR з руд вилучають за допомогою різноманітних методів гідрометалургії, електролізу й металотермічного відновлення, методів іонообмінної хроматографії. Концентрати рідкісноземельних мінералів отримують завдяки комбінованій схемі збагачення руд, яка включає гравітаційні та флотаційні процеси, електросепарацію, магнітну сепарацію тощо. Подальша їх обробка з метою отримання тих чи інших елементів відбувається методами відокремленої кристалізації чи осадження, іонного обміну, екстракції органічними розчинниками, ректифікації, амальгамації та ін.

Загальних вимог промисловості до рідкісноземельної сировини не існує. Ці вимоги визначаються в першу чергу особливостями застосування TR в різних галузях, оскільки якість мішметалу, поліриту та фторидів рідкісноземельних елементів прямо пов'язана з вмістом останніх в рудах, особливо елементів церієвої групи.

Розробка розсипів монациту (одного з головних постачальників TR) зазвичай проводиться, коли вміст цього мінералу перевищує 0.5-1%, хоча в деяких випадках мінімально необхідний вміст монациту сягає 0.2-2% і навіть 6% – в залежності від типу розсипища, його масштабу, умов збагачення, інфраструктури тощо.

Загальним показником якості руд є вміст рідкісноземельних мінералів, комплексність руд, особливості їх переробки й збагачення. Розподіл TR в рудах деяких родовищ світу наведений нижче.

### 6.8.3. Економічні відомості

Використання TR у різних галузях промисловості стало однією з невід'ємних складових економічного потенціалу промислово розвинутих країн. В цьому зв'язку спостерігається стійке зростання їх виробництва, з 56 тис т у 1992 р. до 81 тис т у 2000 р. (табл. 6.10).

Таблиця 6.10

Світовий видобуток і запаси TR, тис. т

Країна	Видобуток									Запаси
	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	
Китай	21.3	22.1	30.6	48.0	55.0	53.0	60.0	70.0	70.0	43000
США	20.7	17.8	20.7	22.2	20.4	10.0	5.0	5.0	5.0	13000

Індія	2.2	2.5	2.5	2.7	2.7	2.7	2.7	2.7	2.7	1100
СНД	8.0	7.0	6.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	19000
Малайзія	0.4	0.2	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4	0.6	0.3	30
Шрі Ланка	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	12
Бразилія	0.4	0.3	0.4	0.1	-	-	-	-	0.1	280
Австралія	3.3	1.7	0.1	-	-	-	-	-	-	5200
Таїланд	0.1	0.2	0.2	-	-	-	-	-	-	1
Канада	-	-	-	-	-	-	-	-	-	940
ПАР	0.2	0.2	0.4	-	-	-	-	-	-	390
Заїр	0.03	0.01	-	-	-	-	-	-	-	1
Інші	0.1	-	3.2	0.2	0.1	0.1	-	-	0.8	17046
Всього	56.8	52.1	64.5	75.7	80.6	68.3	70.2	80.4	81.0	100000

"-" - немає даних

Основними країнами, що видобувають рідкісні землі, є Китай (де відомі найбільші родовища бастнезиту Байан-Обо, монациту і ксенотиму Гуангдонг, родовища латеритного профілю Хунву і Лонгнан та ін.), США (з родовищами бастнезиту Маунтин-Пас, монациту Грин-Кав-Спрінгз та ін.), Індія, країни СНД. Вони ж володіють і найбільшими запасами рідкісних земель.

Найбільшими споживачами рідкісних земель є США, які в останні роки різко знизили власний видобуток, але збільшили імпорт (до 5 тис т чи 28 млн \$ у 1999 р.). З початку 90-х років різко збільшив видобуток і виробництво TR Китай. Розвиток виробництва власних TR планує розпочати Канада на базі родовища Стрейндж Лейк, запаси якого оцінюються як 55 млн т руди з вмістом 3%  $Zr_2O_3$ ; 0.38%  $Y_2O_3$ ; 0.29%  $Nb_2O_3$  та ін. В Бразилії ще в 1992 р. почалась розробка родовища Буена Норте. Ряд нових проектів розглядається і в інших країнах: В'єтнамі (родовище бастнезиту Фонг-Тхо з сумарними ресурсами до 9.4 млн т.  $TR_2O_3$ ), ПАР (родовище монациту Стинтампскрааль), Мозамбіку (розсипні родовища Конголон, Мобаз, Келеман з ресурсами від 160 до 1300 млн. т руди кожне з вмістом важких мінералів від 3.2 до 4.5%). Росія після розпаду СРСР різко зменшила виробництво рідкісних земель (Ловозерський та Вишневогірський комбінати).

Велику роль у світовому видобутку TR відіграє розробка розсипів монациту (табл. 6.11). Останнім часом великі запаси розсипного монациту відкрито в Австралії (Бинуп, Маунт-Вейлд, Норт-Капел), де також відомі і цирконієві розсипи (Даббо).

Таблиця 6.11

Світовий видобуток монациту, тис. т.

Країна	Видобуток								
	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	
Індія	4.0	4.6	4.6	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	
Бразилія	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	
Малайзія	0.8	0.4	0.4	0.8	0.6	0.8	0.7	1.2	
Шрі-Ланка	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	
Австралія	6.0	3.0	-	0.2	-	-	-	-	
Китай	1.8	1.8	1.8	-	-	-	-	-	
ПАР	0.4	0.4	0.1	-	-	-	-	-	
Таїланд	0.1	0.2	0.1	-	-	0.01	-	-	
Усього	14.7	12.0	8.6	7.6	7.2	7.4	7.3	7.8	

"-" - немає даних

Стабільною, з тенденцією до постійного підвищення залишається вартість TR. Так, у 1999 р. середня ціна імпортованої до США продукції складала (\$/кг): рідкісноземельних хлоридів – 2.09; металів – 12.44; концентрату бастнезиту – 3.91; монациту (з 55%  $TR_2O_3$ ) – 0.4; оксидів скандію з 99% чистотою - 900; 99.9% - 1400; 99.99% - 2100; 99.999% - 4000. У тому ж році ціни в США за продукцію складала (\$/кг, у дужках чистота): церій (95%) - 19; церій (99.5%) - 23; диспрозій (95%) - 65; ербій (96%) - 150; європій (99.99%) - 700; гадоліній (99.99%) - 115; холмій (99.9 %) - 485; лантан (99.99%) - 23; лютецій (99.99 %) - 4500; неодим (95%) - 22; празеодим (96%) - 32; самарій (96%) - 75; тербій (99.9%) - 685; ітербій (99%) - 230; ітрій (99.99%) - 85.

#### 6.8.4. Генетичні та геолого-промислові типи родовищ

За походженням виділяється три великих групи родовищ: ендегенні, екзогенні та метаморфогенні. В групі **ендогенних родовищ** виділяються наступні типи:

- Магматичні, генетично пов'язані з ультраосновними лужними інтрузивними комплексами:
  - лопаритові маліньїти та уртити;
  - евдіалітові люяврити;
  - кнопіт-титаномангнетитові породи;
  - апатит-нефелінові породи (Хібінський масив)
- Пегматитові, генетично пов'язані з гранітами, лужними гранітоїдами, сієнітами, нефеліновими сієнітами, ультраосновними лужними комплексами:
  - монацитові пегматити (Мінас-Жерайс в Бразилії);
  - ортитові пегматити;
  - ксенотим-циртоліт-уранінітові пегматити;

- пегматити з метамікними титано-танталоніобатами (родовища Норвегії та Карелії);
  - гадолітові пегматити;
  - пірохлор-цирконієві пегматити з ешинітом;
  - пірохлор-ільменіторутилові пегматити;
  - пірохлор-ешенітові пегматити;
3. Пневматоліто-гідротермальні, генетично пов'язані з комплексами нефелінових сієнітів, лужних сієнітів і гранітів, ультраосновними лужними комплексами:
    - пірохлор-цирконієві альбітити;
    - фергюсоніт-приорит-малаконові альбітити;
    - пірохлорові карбонатити
  4. Гідротермальні, генетично пов'язані з гранітами, сублужними та аляскітовими гранітами, лужними сієнітами та шонкінітами:
    - хлорит-каситерит-вольфрамітові жили з ксенотимом;
    - кварц-польовошпат-серіцитові тіла з сульфідною та рідкісноземельною мінералізацією;
    - флюорит-барит-кальцитові тіла з бастнезитом (родовище Маунт-Пас у США);
    - флюорит-барит-сидеритові тіла з бастнезитом (родовище Галлінас-Маунтін в США);
    - магнетит-гематит-флюоритові тіла з рідкісноземельною мінералізацією (родовища КНР);
    - колумбіт-сидеритові жили з ксенотимом.

**Екзогенні родовища** поділяються на:

1. Остаточні:
  - кори вивітрювання на лужних породах
2. Уламково-осадочні:
  - алювіальні розсипи (США, Бразилія, Індонезія, Малайзія, Нігерія);
  - елювіально-делювіальні розсипи;
  - морські (прибережні) розсипи (Бразилія, Індія, Цейлон, Австралія, США);
3. Осадочні та біогенно-осадочні:
  - фосфорити (Алжир, Туніс, Марокко, США);
  - рабдофаніт-черчитові піски та пісковики (США, Велика Британія, Німеччина);
  - бітумінозні сланці;
  - викопні кістки в глинах і мергелях.

**Метаморфогенні родовища** поділяються на:

1. Мігматити, парагнейси, кристалічні сланці з рідкісноземельною мінералізацією:
  - монацитові мігматити (Індія);
  - ортит-кейльгауїт-монацитові парагнейси (США);
2. Метаморфізовані розсипи:
  - бранерит-уранініт-тухолітові конгломерати (родовища району Блайнд-Рівер у Канаді, Вітватерсранд в ЮАР, Жакобіна в Бразилії);
  - монацитоносні конгломерати (родовища Пальмер і Літл-Біг-Хорн у США);
3. Монацитоносні вапняки (Айдахо, США).

Найважливішими світовими джерелами TR для церієвих земель є бастнезит (родовища Маунтин-Пас у США; Байан-Обо в Китаї); монацит (Норт-Капель, Страдброк-Айленд, Маунтин-Вейлд в Австралії; Грін-Кав-Спрингз у США; Нанганг у Китаї); розсипи узбережжя Бразилії); для ітрієвих – ксенотим (Ляхат і Перак у Малайзії; Гвандонг у Китаї); другорядну роль відіграють латеритні глини, що мають адсорбційні властивості (Хунвю і Лонгнан у Китаї), а також лопарит, апатит (Селігдарське на Алданському щиті, Майнвілл у США, Едегорден у Норвегії), фосфорити, евідіаліт, вторинний монацит (рабдофаніт), чераліт і ін. Розподіл TR у найважливіших типах руд найбільших родовищ світу наведено в табл. 6.12.

Таблиця 6.12

Розподіл TR у рудах найбільших родовищ (у % від суми TR)

	бастнезит Маунтин- Пас США	бастнезит Байан- Обо Ки- тай	монацит Страдб- рок- Айленд Австралія	монацит ГрінКав- Спрингз США	монацит Бразилія	ксенотим Ляхат Перак Малайзія	ксенотим Гвандонг Китай	латерити Хунвю Китай	латерити Лонгнан Китай
Y	0.1	Сл.	2.5	3.2	1.4	61.0	59.3	8.0	65.0
La	33.2	23.0	21.5	17.5	24.0	1.2	1.2	43.4	1.8
Ce	49.1	50.0	45.8	43.7	47.0	3.1	3.0	2.4	0.4
Pr	4.3	6.2	5.3	5.0	4.5	0.5	0.6	9.0	0.7
Nd	12.0	18.5	18.6	17.5	18.5	1.6	3.5	31.7	3.0
Sa	0.8	0.8	3.1	4.9	3.0	1.1	2.2	3.9	2.8
Eu	0.1	0.2	0.8	0.2	0.1	Сл.	0.2	0.5	0.1
Gd	0.2	0.7	1.8	6.6	1.0	3.5	5.0	3.0	6.9
Tb	Сл.	0.1	0.3	0.3	0.1	0.9	1.2	Сл.	1.3
Dy	Сл.	0.1	0.6	0.9	0.4	8.3	9.1	Сл.	6.7
Ho	Сл.	Сл.	0.1	0.1	Сл.	2.0	2.6	Сл.	1.6
Er	Сл.	Сл.	0.2	Сл.	0.1	6.4	5.6	Сл.	4.9
Tm	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	1.1	1.3	Сл.	0.7
Yb	Сл.	Сл.	0.1	0.2	0.2	6.8	6.0	0.3	2.5
Lu	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	1.0	1.8	0.1	0.4
Σ	99.8	99.6	100.8	100.2	100.3	98.5	102.6	102.3	98.8

## 6.8.5. Родовища України

Україна має значні ресурси TR, хоча й не видобуває їх. Тут відомі родовища як традиційних типів, пов'язані з карбонатами (Ново-Полтавське) і маріуполітами (Октябрське), так і нетрадиційних: багаті цирконієві і рідкісноземельно-цирконієві руди безнефелінових сієнітів (Азовське і Ястребецьке). Крім того, в Приазов'ї відоме родовище багатих руд церієвої групи (Петрово-Гнутівське), складених паризитом, кальцитом і флюоритом. За вмістом і складом TR воно подібне таким родовищам світового класу, як Маунтин-Пас і Байан-Обо.

За зв'язком з типами порід ендегенна рідкісноземельна мінералізація може бути: 1) цирконій-торій-рідкісноземельною в гранітах, сієнітах і пегматитах (Миколаївське та Сабарівське родовища Придніпров'я, Ястребецьке – Полісся, Успенський прояв Приазов'я); 2) ітрій-рідкісноземельно-цирконієвою в лужних сієнітах (Азовське, Анадольське, Петрово-Гнутівське родовища Приазов'я); 3) уран-торій-ітрій-рідкісноземельною в калієвих і натрієвих метасоматитах (Лозоватське, Калинівське, Южне родовища Кіровоградського УРР, родовище Балка Корабельна). Руди більшості родовищ України відносяться до бідних, з чим пов'язані труднощі їх залучення в експлуатацію.

Виділяються чотири найважливіших райони розвитку ендегенної рідкісноземельної мінералізації: 1) Подільський, де вона пов'язана з гранітами бердичівського і житомирського комплексів, діоритами і гранодіоритами звенигородського; 2) Пержанський рудний вузол – з пержанськими гранітами, сієнітами і калієвими метасоматитами з цирконом і бритоїтом (Ястребецьке родовище); 4) Криворізький урановорудний район – з калієвими і натрієвими метасоматитами, сієнітами корсунь-новомиргородського комплексу; 4) Приазовська область – з гранітами і пегматитами салтичанського, анадольського (Анадольське родовище), кам'яномогильського комплексів, карбонатами чернігівського комплексу (Новополтавське), сієнітами южнокальчицького комплексу (Азовське).

Крім ендегенної в Україні відомі прояви рідкісноземельної мінералізації, пов'язаної з кораами вивітрювання а також монацитвмісні розсипи (Волино-Подільський і Приазовський райони).

**Новополтавське** карбонатитове рідкіснометально-апатитове родовище Приазов'я відноситься до великих комплексних об'єктів. Воно локалізоване в карбонатитах Чернігівського комплексу, які є складовою частиною видовженої в субмеридіональному напрямку – відповідно простяганню Оріхово-Павлоградського глибинного розлому – складно побудованої смуги лужно-ультраосновних порід і метасоматитів довжиною 12 км і шириною до 1 км. Апатитоносні карбонатити, нефелінові і лужні сієніти складають куліси крутопадаючих тіл потужністю від 10-20 до 100 м, що простягаються на відстань від перших сотень метрів до перших кілометрів.

Родовище складене кальцит-доломітовими карбонатитовими рудами, поклади мають дайко- та штоково-подібну форму з різкими, крутими контактами з оточуючими фенітами, нефеліновими сієнітами та йолітмельтейгітами. Найважливішим рудним компонентом є апатит, присутні також пірохлор, церієвий фергюсоніт, колумбіт, монацит, гатчетоліт, циркон, баделеїт, бастнезит, ортит, ешеніт і ферсміт. В карбонатитах сумарний вміст рідкісних земель сягає 0.17-4.6%, вміст  $Nb_2O_5$  – 0.06-0.3%,  $Ta_2O_5$  – 0.002-0.003%,  $P_2O_5$  – 4,3%. Головні рідкісноземельні мінерали: монацит і церієвий фергюсоніт, в яких вміст TR досягає 65%. Монацит має низький вміст торію (0.1-0.3%), що підвищує цінність концентрату цього мінералу. Багато TR, котрі можуть бути вилучені, зосереджено в апатиті, де їх вміст у середньому складає 1-1.5%, а максимальний досягає 8-11%. В апатитах серед TR переважають Ce (0.6-1.1%) і La (0.1-1.6%), присутні Y (150-600 г/т), Sm (250-400 г/т), Eu (40-150 г/т), Tb (40-100 г/т), Yb 10-20 г/т), Lu (0,3-0,7 г/т). Вміст Sr звичайно не перевищує 0.5-0.7%, хоча інколи досягає 1.5-2.5%. Вік мінералізації, за даними С.Г.Кривдіка, дорівнює 2.19-1.99 млрд р.

На родовищі розвинена лінійна кора вивітрювання, потужність якої сягає 50-70 м, а над тектонічною зоною підвищується до 150-370 м. Вміст корисних компонентів в зоні вивітрювання підвищується в декілька разів. Відповідно до розрахунків, тільки вилучення TR з апатиту може окупити всі витрати на освоєння й експлуатацію цього родовища. Середній вміст апатиту в карбонатитах становить 10%, іноді досягаючи 30-50% в невеликих фоскоритових тілах. Прогнозні ресурси родовища за аналогією зі світовими об'єктами такого ж класу, за оцінкою С.Г.Кривдіка [Михайлов, Кривдік, 2004], можуть сягати 1 млн т монациту і 200 млн т апатиту (до глибини 500 м).

**Октябрське (Мазурівське) родовище** відноситься до комплексних цирконій-рідкісноземельно-ніобієвого типу. Воно приурочене до Октябрського масиву нефелінових сієнітів з пірохлор-циркононими рудами в альбітитах і маріуполітах (рис. 6.15). Рудні мінерали в маріуполітах і зв'язаних з ними альбітитах представлені пірохлором, цирконом, бритоїтом. Вміст TR в рудах складає в середньому 0.2%, в бритоїті досягає 65%, в пірохлорі – 1-5%. Планується комплексна розробка руд як глиноземистої сировини з побічним вилученням TR. Прогнозні ресурси можуть бути оцінені методом експертної оцінки як 200 тис т  $TR_2O_3$ .

**Азовське родовище** відноситься до нового промислово-генетичного типу і не має світових аналогів. Воно розташоване у ПС частині Володарського масиву Приазовського блоку; масив складений інтрузивними породами палеопротерозойського південнокальчицького комплексу. Цирконій-рідкісноземельна мінералізація у Володарському масиві виявлена в 90-і роки (В.Ф. Раздорожний, С.Н. Стрекозов і ін.), що й призвело до відкриття Азовського родовища [Марченко, Стрекозов, 1999].

Родовище приурочене до серії сієнітових штоків, найбільший з яких, Азовський (1.3 км<sup>2</sup>), складений лужно-польовошпатовими, піроксен-амфіболовими і кварцовими сієнітами, пегматитами. Широко розвинені амфіболізовані сієніти і лужні метасоматити. Виділено 9 рудних тіл, представлених кумулятивними прошарками серпоподібної форми, збагаченими рудними мінералами, серед лужно-польовошпатових сієнітів. Їх потужність сягає кількох метрів, середній вміст суми  $TR_2O_3$  0.7% і  $Zr_2$  – 0.3%. Головне рудне тіло має довжину 1640 м, середню потужність 32 м. Рудоносні різновиди частіше представлені мезо- і меланократовими сієнітами (з ферогастингітом, геденбергітом, фаялітом), рідше лейкократовими. Є рідкісноземельно-цирконієві й істотно цирконієві типи руд. Руди вкраплені, склад полімінеральний та істотно бритоїтовий.

Рудні мінерали: бритоліт, бастнезит, ортит, циркон, монацит, чевкініт, ітріаліт, титано-магнетит, рабдофаніт, флюорит. Вміст TR в рудах звичайно складає перші відсотки, іноді досягаючи 20-30%, а вміст  $ZrO_2$  коливається від 0.02 до 27%. Середній вміст  $TR_2O_3$  – 1.27%,  $Zr_2$  – 1.5%. В технологічній пробі встановлений вміст (%): Ce – 46.8; La – 19.0; Nd – 18.5; Pr – 4.3; Sm – 3.3; Dy – 1.7; Er – 0.4; Tb – 0.3; Ho – 0.3; Tm – 0.1; Lu – 0.1 і Y – 0.5; в руді присутні U (0.0012-0.0142%) і Th (0.0035-0.094%).

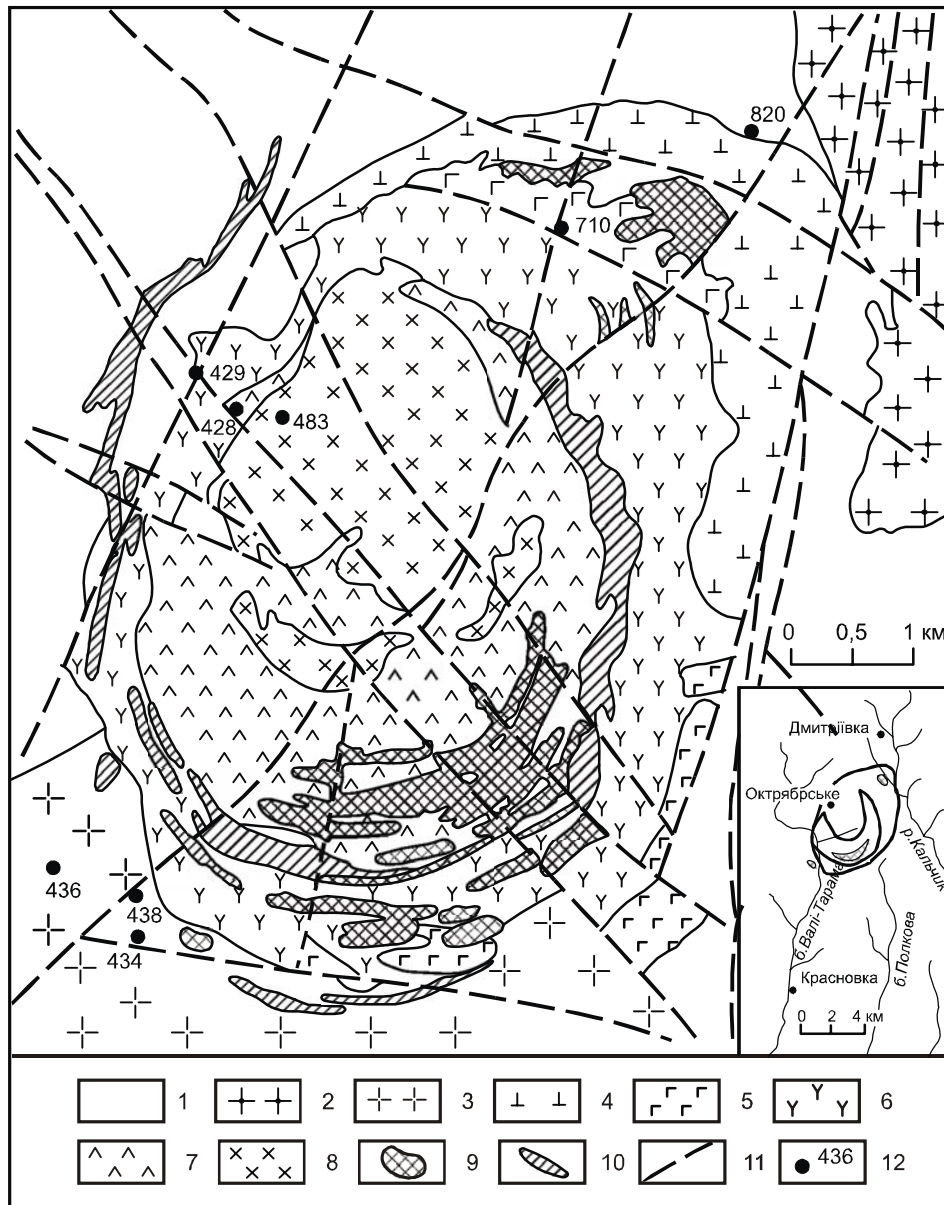


Рис. 6.15 Схема будови Острябрьського масиву (за В.М.Загнітком, С.Г.Кривдиком)

1 – хлєбодарівський комплекс, 2 – анадольський комплекс, 3 – південнокальчицький комплекс, 4 – 10 – острябрьський комплекс: 4 – піроксеніти, 5 – габро, 6 – лужні піроксеніти, 7 – фояліти, 8 – пуласкіти, 9 – маріуполіти, 10 – лужні метасомати, 11 – розломи, 12 – свердловини та їх номери

Циркон утворює густу вкрапленість (1-3 мм), зростки зерен, рудні агрегати, зростки з польовими шпатами, амфіболом і рідкісноземельними мінералами. Бритоліт (головний рідкісноземельний мінерал) утворює вкрапленість, зростки й агрегати призматичних кристалів, неправильної форми виділення до 2-3 см в пегматоїдних ділянках. Знаходиться в парагенезисі з цирконом, ортитом і рідкісним чевкінітом. Бритоліт є комплексним рідкісноземельним мінералом, переважають його істотно церіві різновиди, в меншій кількості зустрічаються ітрієві. Значний вміст Y (до 6-10% від суми TR) істотно підвищує промислову цінність сировини. Ортит асоціює з цирконом і бритолітом, а в катаклазованих ділянках разом з магнетитом і флюоритом виповняє прожилки в польовошпатовій масі. Бастнезит спостерігається у вигляді окремих виділень, гніздоподібних скупчень, включень у цирконі, флюориті і жильних мінералах, у складі псевдоморфоз за бритолітом й ортитом. Містить (%)  $Y_2O_3$  – 4.14,  $TR_2O_3$  – 56.36; La – 12; Ce – 21; і (r/t) Sm – 105, Eu – 1070, Th – 2700, Yb – 42, Lu – 0,8.

Родовище характеризується зональністю: 1 зона (внутрішня) – лужно-польовошпатові сієніти і пегматоїдні утворення; 2 (ендоконтактова) – піроксен-амфіболові сієніти з підвищеним вмістом рудних мінералів (бритоліт, ортит, циркон); 3 (ПС частина штоку) – лужно-польовошпатові олівін-піроксен-амфіболові сієніти, в інтенсивно метасоматизованих породах цієї зони зосереджені всі відомі рудні тіла; 4 (екзоконтактова) –



альбітизовані амфіболові сієніти з дайками мікросієнітів і тілами кварц-мікроклін-альбітових метасоматитів, вкрапленістю циркону, бастнезиту, ітробастнезиту; 5 (зовнішня) – метасоматити за сієнітами.

Прогнозні ресурси родовища до глибини 300 м оцінюються як 56 млн т руди з середнім вмістом  $TR_2O_3$  – 1.27% (при бортовому – 0.4%) і  $Zr_2$  – 1.5% чи 710 тис т  $TR_2O_3$ , з яких 20% складають Y і Y-лантаніди, а також 840 тис т  $Zr_2O_3$ . [Металлические..., 2004]

Технологічні дослідження руд показали можливість застосування схеми гравітаційно-магнітного збагачення їх зернистої фракції і флотаційного збагачення шламів. Переробка концентратів на селективні рідкісноземельні продукти можлива на Придніпровському хімзаводі (м. Дніпродзержинськ). Технологія гідрометалургійного очищення дозволяє переводити в розчин близько 72-97% TR, які можуть бути легко екстраговані з нього іонно-обмінною технологією. Цирконовий концентрат відповідає сорту „цирконовий концентрат металургійний”, польовошпатовий – придатний для використання в скляній промисловості.

Проте залучення родовища в промислове відпрацювання пов'язане з технологічними й економічними труднощами. Справа в тому, що TR на родовищі сконцентровані в основному в силікатній формі – бритоліті, який за своїми фізичними властивостями і вмістом TR істотно поступається монациту, що й обумовлює низькі показники технологічного вилучення. Отриманий концентрат з вмістом  $TR_2O_3$  близько 13% не конкурентноздатний стосовно „стандартного” світового монацитового концентрату де сума  $TR_2O_3$  досягає 55%.

**Ястребецьке родовище** цирконієвих руд є аналогом попереднього, однак тут поки не виявлено багатьох руд TR, хоча в сієнітах є той же набір TR мінералів (бритоліт, ортит, бастнезит), що й в Азовському [Кривдік і ін., 2000]. Родовище розміщене в південно-західній частині Пержанського рудного вузла, пов'язане з однойменним масивом лужних сієнітів, де локалізоване тіло альбітизованих сієнітів з гніздами і вкрапленістю флюориту, циркону, тантало-ніобатів, ітрофлюориту, паризиту, бастнезиту. Сумарний вміст TR в окремих тілах сягає 0.07-0.3%.

Головними рудними мінералами TR є бритоліт і циркон; вміст  $TR_2O_3$  у бритоліті (%) 50.2,  $Y_2O_3$  – 10,  $TRO_2$  – 5-6,  $Se_2O_3$  – 15-16,  $La_2O_3$  – 6-7,  $Gd_2O_3$  – 1,  $Yb_2O_3$  ~ 0.6,  $Tu_2O_3$  ~ 0.4,  $Eu_2O_3$  ~ 0.1 [Кривдік і ін., 1982]. У цирконі вміст  $\Sigma TR_2O_3 + Y_2O_3$  складає 1.24% при вмісті Hf 0.8% і такому спектрі TR (від 100%): 1.30 La; 2.26 Ce; 0.6 Pr; 1.54 Nd; 2.86 Sm; 4.46 Gd+Eu; 65.86 Tb+Y+Dy; 2.66 Ho; 5.14 Er; 1.95 Tu; 11.10 Yb; 0.27 Lu [Нечаєв і ін., 1986]. Спектр TR циркону істотно ітрієвий, тоді як бритоліт характеризується Y-Ce спектром TR. Ізотопний вік ( $^{207}Pb/^{206}Pb$ ) циркону 1790-1720 млн років. K-Ar вік породоутворюючого амфіболу сієнітів  $1770 \pm 30$  млн р.

Родовище вважається великим, однак значна глибина залягання відомих рудних тіл (понад 500 м) ускладнює його можливу промислово розробку. Воно може бути джерелом побічного видобутку такої нерудної сировини як польові шпати і флюорит.

Прикладом апатит-титаномагнетит-ільменітових родовищ може бути **Стремигородське**, яке локалізоване в габроїдах коростенського комплексу на півночі Житомирської області. Головні рудні мінерали апатит та ільменіт представлені рівномірною вкрапленістю або кумулятивними прошарками. Апатит містить від 1 до 5 г/т скандію. Серед TR переважають Ce (45-51% від суми лантанідів), La (17-20%), Nd (11-22%), Sm (5-11%), Pr (4-6%), Eu (1-2%) та Gd (1-2%), кількість інших лантанідів є невеликою. Крім того присутні Sr (вміст 0.5-1%) та U (0.02-0.4%).

**Успенівський прояв** Західного Приазов'я приурочений до тіл пегматитів і пегматоїдних гранітів, де локалізується в альбітизованих крайових ділянках [Металлические..., 2004]. Вміщуючі породи представлені кварцитами і гнейсами осипенківської серії. Потужність рудних тіл коливається від 5-10 см до 59 м, при довжині до 300 м. За мінеральним складом зруденіння ксенотим-циртоліт-уранітне. Вміст суми TR – від 0.03 до 0.11% при вмісті Y до 0.015%. Продуктивна кора вивітрювання, розкрита на глибині 78-92 м, містить до 5.45 кг/т ксенотиму і до 0.034 кг/т монациту, має високу радіоактивність. Вік уранової мінералізації в пегматоїдних гранітах 2.0-1.9 млрд років.

**Анадольське родовище** представлене рудною зоною, яка перетинає анадольські граніти і метаморфічні породи західноприазовської серії на південному сході від Октябрського масиву [Металлические..., 2004]. Зона (0.7-3 м) протяжністю 1000 м полого занурюється ( $30-45^\circ$ ) на південний захід, простежена на глибину 400 м. Вона характеризується жильно-прожилковою флюорит-apatит-ортитовою мінералізацією, вміст  $TR_2O_3$  0.1-16.7% (середнє 9.23%). Руди масивні, плямисті, грубо- і тонкосмугасті, за хімічним складом є багатими силікатними рідкісноземельними рудами з високим вмістом  $Fe_2O_3$ , Fe і Ca, підвищенням – Mn, P і F, низьким –  $Si_2$  і  $Al_2O_3$ . Рідкісноземельні мінерали представлені ортитом, церитом, цербастнезитом, апатитом і флюоритом. Ортит утворює гнізда і лінзи (до 10-15 см) снопоподібних і віялоподібних агрегатів подовжених призматичних кристалів (0.5-1.5 мм), містить 23.7% суми  $TR_2O_3$ . Церит утворює вкрапленість дрібних ксеноморфних та ізометричних зерен (0.5-2 мм) серед агрегатів ортиту, включення у флюориті, містить 70.1%  $TR_2O_3$ . Бастнезит приурочений до міжзернових ділянок ортиту і заміщує останній. Вміст  $TR_2O_3$  у бастнезиті – 60%. Апатит і флюорит (2.9 і 0.8-1.12  $TR_2O_3$  відповідно), складають у смугастій руді тонкі прошарки, що чергуються з прошарками ортиту, за хімічним складом відносяться до церієвих різновидів ортит-apatиту і флюориту. Запаси руди родовища значні, промислові дослідження проб руди на Придніпровському хімзаводі дали позитивні результати.

**Петрово-Гнутівське родовище** розташоване в долині р. Кальміус на ПС від м. Маріуполя, представлене крутопадаючою флюорит-рідкісноземельно-карбонатною жилою (до 3 м) у фенітизованих граносієнітах ендоконтактової зони Кальміуського масиву [Металлические..., 2004]. Жила простежена у ПС ( $20^\circ$ ) напрямку до 1 км і на глибину більше 150 м. Вона складена грубозернистими і масивними агрегатами кальциту, бастнезиту, паризиту і флюориту. Вміщуючі діалогові сієніти лежачого боку рудного тіла фенітизовані (25-30 м). Феніти представлені альбітизованими калішпатовими породами з опаловидним блакитним кварцом і утворюють штокверкову систему прожилків з високою (до 11%) концентрацією ортиту. У висячому боці граносієніти перетворені на апатит-сфен-альбіт-арфведсоніт-егрінові феніти з цирконом, чевкінитом, ільменітом, магнетитом і гематитом. Ця зона (до 10 м), перетинається прожилками титаніту, що містить 0.37%

$Nb_2O_3$  і 1.28%  $TR_2O_3$ , флюориту і кальциту. В контактi висячого боку рудного тіла відзначається облямівка флюорит-карбонат-егіринового складу. Рудні парагенезиси представлені ранньою асоціацією флюориту, бастнезиту, паризиту, кальциту і пізньою – флюориту, галеніту, аргентиту й інших сульфідів. Ізотопний вік галеніту 2.1-1.92 млрд років. Головні рудні мінерали, бастнезит і паризит, у зростках з кальцитом утворюють блоки і гнізда (0.6-0.8 м). Іноді вміст рідкісноземельних фторкарбонатів досягає 15-20% при вмісті  $TR_2O_3$  62.6% у бастнезиті і 52.3% у паризиті. Руда має селективне церієвий склад. У паризиті La+Nd складають 94.7% і Sm+Lu – 5.3%, а у флюориті вміст Y і важких лантанодів становить 87.6% і 98.3% від вмісту TR.

Рідкісноземельна мінералізація, пов'язана з польовошпатовими метасоматитами, відома на урановорудних полях і родовищах Кіровоградського УРР, де розвинені як альбітити, так і натрій-фосфорні метасоматити з уран-торій-ітрій-рідкісноземельною мінералізацією (малакон, циртоліт, монацит, ортит, ксенотим), а також апатитом (Лозоватське, Калинівське, Южне родовища).

Характерним рідкісноземельним об'єктом, пов'язаним з калієвим метасоматозом, є **прояв Балка Корабельна** виявлений в 1959 р. [Нечаєв, Кононов, 1963]. Він представлений крутопадаючим лінзоподібним покладом інтенсивно катаклазованих порід північно-східного простягання серед гранітизованих гнейсів і мігматитів, що січуться жилами рожевого пегматиту (до 0.5 м). Поклад, довжиною 70 м і шириною 40 м, простежений до глибини 50 м. Потужність окремих рудних тіл досягає 20 м. Вміст у руді (%): TR – до 4.4%, Th – 0.6%, U – до 0.2%, Yb – 0.092, La – 0.177, Gd – 0.05, Er – 0.092, Dy – 0.12, Pr – 0.055, Nd – 0.197, Sm – 0.046, Ce – 0.485, Y – 0.945. Рудні тіла представлені дрібнозернистою вкрапленістю і сегрегаціями монациту, ксенотиму й апатиту в крупнокристалічній породі, що складається з біотиту, польового шпату і кварцу при підпорядкованій ролі альмандину і магнетиту.

Головні рудні мінерали представлені монацитом і ксенотимом, менше апатитом й ураніном. Основна маса рідкісноземельних фосфатів в рудних тілах приурочена до ділянок біотитової породи, що зазнала мікроклінізації. Рідкісноземельні фосфати, котрі присутні в біотиті у вигляді поодиноких зерен, при мікроклінізації біотиту укрупнюються й утворюють сегрегації вздовж тріщин його спайності і на контактi з мікрокліном. Монацит і ксенотим концентруються переважно в магнетиті, утворюючи в ньому зернисті агрегати й окремі кристали. В апатиті присутні включення ксенотиму і монациту неправильної форми, які, ймовірно, представляють першу генерацію рідкісноземельних фосфатів. Ксенотим містить (%) U – 1.64, Th – 0.92, La – 0.2, Ce – 0.6, Pr – 0.2, Nd – 0.7, Sm – 0.9, Eu – 0.1, Gd – 2.7, Tb – 0.5, Dy – 7.3, Але – 2.0, Er – 6.7, Tu – 1.1 Yb – 8.5, Lu – 1.6, Y – 30%. Монацит високоурановий (1.1% U) і низькоурановий (близько 0.1% U). Ізотопний вік ксенотиму і високоуранового монациту складає 2045-1815 млн років [Металлические..., 2004].

У зв'язку з карбонативними і лужними комплексами УЩ відомі й інші потенційні джерела TR (Малотерсянське пірохлор-гатчетолітове родовище Придніпров'я; Пержанський рідкіснометалевий прояв Житомирської області; Проскурівський і Антонівський масиви лужних порід Побужжя та ін.). Таким чином, навіть уже відомі родовища рідкісних металів можуть не тільки забезпечити потреби України в TR, але й бути надійним джерелом валютних надходжень за рахунок можливого експорту їх концентратів (монацит, хлориди, оксиди і фториди рідкісних земель, ксенотим та ін.).

Прикладом екзогенної рідкісноземельної мінералізації, пов'язаної з кораами вивітрювання, може бути **Хащеватське родовище**, відоме з початку ХХ-го століття як залізо-марганцеве в корі вивітрювання, де в 90-х роках Р.Н. Довганем, Г.Д. Лепіговим і ін. була виявлена рідкісноземельна мінералізація. Воно локалізоване в корі вивітрювання уманських рідкісноземельних гранітів, метасоматитів, метаморфізованих ультрамафітів, вапняно-магнезійних скарнів, хлоритизованих і скварцованих амфіболітів і ін., в межах Y-подібного зчленування Хмельницького, Тальнівського й Одеського розломів. Кора вивітрювання має велику потужність (20-100 м) і чіткий каолінітовий профіль. Найбільш потужна кора (до 100 м) відзначається у вигляді кишень на метасоматитах екзоконтактів гранітів. Її особливість – підвищений вміст залізу аж до утворення залізних руд. Зруденіння представлене покладом (13.7 м) залізисто-каолініт-гідрослюдистих руд, серед яких TR знаходяться у вигляді адсорбентів на поверхні залізистих і глинистих мінералів, частково – у формі мінералів (черчит, рабдофаніт). Руди мають істотно ітрієвий склад ( $Y_2O_3$  85% від  $\sum TR_2O_3$ ). Черчит і рабдофаніт складають невеликі гнізда, ниркоподібні і складні за формою вкраплення, прошарки крипто- і дрібнозернистої, іноді сферолітової будови. Присутні також рутил, циркон, шпінель, барит, апатит. Хімічний склад покладу на метасоматитах і кальцифірах відрізняється підвищеним вмістом  $Fe_2O_3$  (20.12%) і MnO (1.59%). Виділення черчиту і рабдофаніту можливе за гравітаційною схемою.

Кори вивітрювання широко розвинені на Азовському родовищі, де складаються з двох зон – дезінтеграції і каолініт-гідрослюдистої. В корі вивітрювання концентруються рідкісноземельно-рідкіснометалеві руди залишкового генезису.

Крім корінних родовищ, в Україні відомі також великі титан-циркон-ільменітові розсипи в Житомирській області (річки Гнілоп'ять, Соб, Роставица, Жежелівська балка) і Приазов'ї (р. Кальчик, узбережно-морські розсипи Азовського моря), які також можуть стати додатковим джерелом TR. Середній вміст монациту від 120-144 г/т (Волинь) до 450-900 г/т (Приазов'я).

## Література до розділу 6 “Рідкісні та рідкісноземельні метали”

1. Азарова С.П., Галецький Л.С. Пержанское месторождение гентгельвина – единственный уникальный промышленный рудный объект в мире. Рідкісні метали України – погляд у майбутнє., К.: НАН України, 2001. 117 с.
2. Бакаржiev А.Х., Макивчук О.Ф., Иванов Б.Н. и др. Мелкозернистые петалитовые руды – новый вид литийсодержащего минерального сырья Украины // Мін. ресурси України, 2000. № 4. С.16-19.
3. Білоус О.І. Високотемпературні метасоматичні формації Суццано-Пержанської зони Українського щита та їх рудоконтролююче значення: Автореф. дис.... канд. геол.-мінерал. наук. К., 1994. 21 с.

4. Борисенко Л.Ф. Скандий / В кн.: Геологический справочник по сидерофильным и халькофильным редким металлам. – М.: Недра, 1989. – С. 42-86.
5. Бочай Л.В., Покидько В.Е., Кулиш Е.А. и др. Карта редкометального оруденения Украинского щита. Масштаб 1:1 500 000. Объяснительная записка. К.: Геоинформ, 1999. 100 с.
6. Возняк Д.К., Бугаєнко В.М., Галабурда Ю.А. та ін. Особливості мінерального складу та умов утворення рідкіснометалевих пегматитів західної частини Кіровоградського блоку (Український щит) // Мінералог. журн., 2000. **22**, № 1. С. 21-41.
7. Войновський А.С., Гурський Д.С., Куліш О.С., Нечаєв С.В. Головні рудно-формаційні типи ендегенних родовищ кольорових, рідкісних та дорогоцінних металів докембрію Українського щита // Мін.ресур. України, 2000. № 3. С. 6-10.
8. Геология месторождений редких элементов. Вып. 3. Редкоземельные элементы и их месторождения. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 126 с.
9. Германий (геолого-экономический обзор). К.: Геоинформ, 1999. 28 с.
10. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. К.: Наукова думка, 1981. 227 с.
11. Еременко Г.К., Иванов Б.Н., Белых Н.А. и др. Минералогические особенности и условия образования литиевых пегматитов Кировоградского блока (Украинский щит) // Мінералог. журн., 1996. **18**, № 1. С.48-57.
12. Зубанов Л.Б., Галецкий Л.С., Металиди С.В. Минералы гельвиновой группы и их месторождения. К.: Наукова думка, 1976. 215 с.
13. Иванов Б.Н., МАківчук О.Ф., Бугаєнко В.М., Лисенко В.В., Єрьоменко Г.К. Основні типи рідкіснометалевих родовищ і рудопроявів західної частини Кіровоградського блоку // Збірник наук.праць УкрДГРІ. К.: УкрДГРІ, 2002. С. 101-107.
14. Ісаков Л.В., Бобров О.Б. Літєносні пегматити Шевченківського пегматитового поля (Західне Приазов'я) // Мінеральні ресурси України, 2000. № 1. С. 23-30.
15. Коган Б.И. Редкие металлы. – М.: Наука, 1979. – 356 с.
16. Кононов Ю.В. Метасоматиты центральной части Украинского щита. Киев: Наукова Думка. - 1970. 159 с.
17. Кривдик С.Г., Загнітко В.М., Стрекозов С.М і ін. Рідкіснометалеві сієніти Українського щита: перспективи пошуків багатих руд цирконію та лантанодів. // Мінерал. журнал, 2000. **22**. № 1. С. 62-72.
18. Лазаренко Е.К., Лавриненко Л.Ф., Бучинская Н.И. и др. Минералогия Приазовья. К.: Наукова думка, 1980. 422 с.
19. Лашко С.П. Закономірності розміщення зруденінь заліза, германія та вольфраму в метаморфічних товщах Правобережного району (Український щит): Автореф.дис....канд.геол.наук. К., 1997. 21 с.
20. Литий. Справочник для геологов. Вып. 41. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 27 с.
21. Литий, рубидий, цезий (Геолого-экономический обзор). К.: Геоинформ, 2000. 42с.
22. Марченко Е.Я., Проскурин Г.П. РЗМ в апатитах Українського щита. // Мін. ресурси України, 1999. № 4. С. 26-29.
23. Марченко Е.Я., Стрекозов С.М. Азовська рудоносна структура докембрію Приазов'я. // Мін. ресурси України, 1999. № 1. С. 34-36.
24. Методика опробования железорудных месторождений на германий и другие рассеянные элементы и подсчета их запасов. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 59 с.
25. Методические рекомендации по перспективной оценке рудопроявлений и месторождений цветных и редких металлов. Германий. К., 1976, 30 с.
26. Методические указания по перспективной оценке оруденения цветных и редких металлов при геологической съемке и поисках . Тантал, ниобий. К., 1975. 105 с.
27. Методические указания по производству геолого-разведочных работ. Вып. II. Разведка месторождений бериллия, тантала и ниобия. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 99 с.
28. Михайлов В.А., Кривдик С.Г. Перспективи України щодо рідкісноземельних елементів у світовому аспекті. // Вісн. Київ. універ. Геологія, 2004. № 28. С. 10-12.
29. Нечаєв С.В., Кононов Ю.В. Новый генетический тип редкоземельного оруденения в докембрийских мигматитах Европейской части СССР // Сов. Геология, 1963. № 4. С. 123-128.
30. Павлишин В.И., Евтехов В.Д., Легкова Г.В., Козак С.А. Минералы скандия и перспективы их открытия в Украине // Мінералогічний журнал. – 1993. – 15, № 5. – С. 5-12.
31. Павлишин В.І., Баклан Г.Ф., Бугаєнко В.М. та ін. Наукові задачі розвитку мінерально-сировинної бази рідкісних металів України // Мінералог. журн., 2000. **22**, № 1. С. 5-20.
32. Редкие элементы Украинского щита. К.: Наукова думка, 1986. 256 с.
33. Стрекозов С.М., Васильченко В.В., Гурский Д.С. и др. Геологическое строение и характер оруденения Азовского месторождения. // Мін. ресурси України, 1998. № 3. С. 6-9.
34. Тантал и ниобий (Геолого-экономический обзор). К.: Геоинформ, 1998. 37 с.
35. Тарханов А.В., Козырьков В.Д., Мельниченко Б.Ф. и др. Минералогия скандиевых руд Желтореченского месторождения // Изв. ВУЗОВ. Геология и разведка. – 1991. – № 10. – С. 56-70.
36. Тарханов А.В., Кудлаев А.Р., Петрин А.В., Козырьков В.Д. Желтореченское ванадий-скандиевое месторождения // Геология рудных месторождений. – 1991. – № 6. – С. 50-56.
37. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 51. Редкоземельные элементы. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 59 с.
38. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 53. Таллий, индий, галлий. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 55 с.
39. Цирконий, гафний (Геолого-экономический обзор). К.: Геоинформ, 1999. 100 с.
40. Rare Earth // Minerals Yearbook. Metals and minerals, 1996. Vol. I. Wash.: USGS, 1998. P. 691-701.