

Міністерство освіти і науки України  
Національний технічний університет  
«Дніпровська політехніка»

\_\_\_\_\_ (інститут)  
\_\_\_\_\_ Природничих наук і технологій (заочне відділення)  
\_\_\_\_\_ (факультет)  
Кафедра \_\_\_\_\_ Геології і розвідки родовищ корисних копалин \_\_\_\_\_  
\_\_\_\_\_ (повна назва)

**ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА**  
кваліфікаційної роботи ступеня магістра  
(бакалавра, спеціаліста, магістра)

студента Мураховського Сергія Анатолійовича  
(ПІБ)  
академічної групи 103М-203-1  
(шифр)  
спеціальності 103 Науки про Землю  
(код і назва спеціальності)  
спеціалізації<sup>1</sup> за освітньо-професійною програмою Геологія  
(за наявності)  
\_\_\_\_\_ (офіційна назва)  
на тему Оцінка перспектив комплексного освоєння супутніх корисних копалин в залізорудних районах Середнього Придніпров'я  
\_\_\_\_\_ (назва за наказом ректора)

Керівники	Прізвище, ініціали	Оцінка за шкалою		Підпис
		рейтинговою	інституційною	
кваліфікаційної роботи	Проф. Рузіна М.В.			
розділів:				
Загального	Проф. Рузіна М.В.			
Спеціального	Проф. Рузіна М.В.			
<b>Рецензент</b>	Доц. Терешкова О.А.			
<b>Нормоконтролер</b>	Ст.викл.Хоменко Н.В.			

Дніпро  
2022

**ЗАТВЕРДЖЕНО:**

завідувач кафедри

Геології і розвідки родовищкорисних копалин

(повна назва)

Жильцова І.В.

(підпис)

(прізвище, ініціали)

«    »      20     року

**ЗАВДАННЯ**  
**на кваліфікаційну роботу**  
**ступеня магістра**  
 (бакалавра, спеціаліста, магістра)

студенту Мураховському С.А. академічної групи 103М-20з-1  
 (прізвище та ініціали) (шифр)

спеціальності 103 Науки про Землю

спеціалізації<sup>1</sup> за освітньою-професійною програмою Геологія  
 (за наявності)

на тему Оцінка перспектив комплексного освоєння супутніх корисних копалин в  
залізорудних районах Середнього Придніпров'я,

затверджену наказом ректора НТУ «Дніпровська політехніка» від 27.09.2021 р. № 846с

Розділ	Зміст	Термін виконання
Загальний	Реферативний пошук та узагальнення інформації щодо стану вивченості та геологічної будови району досліджень	20.10.2021 р.
Спеціальний	Обґрунтування доцільності використання комплексу методів досліджень	01.11.2021 р.
	Обґрунтування перспектив використання супутніх залізу корисних копалин в залізорудних районах	20.12.2021 р.

Завдання видано

(підпис керівника)

Рuzіна М.В.

(прізвище, ініціали)

Дата видачі 01.10.2021Дата подання до екзаменаційної комісії 10.01.2022

Прийнято до виконання

(підпис студента)

Мураховський С.А.

(прізвище, ініціали)

## РЕФЕРАТ

Пояснювальна записка: 96 с., 27 рис., 1 таблиця, 3 додатки, 35 джерел.

### ГЕОЛОГІЧНІ ФОРМАЦІЇ, ЗАЛІЗО, КОРИСНІ КОПАЛИНИ, ФОРМАЦІЙНИЙ АНАЛІЗ, РЕЧОВИННИЙ СКЛАД, ПЕРСПЕКТИВНА ОЦІНКА

Об'єкт досліджень – геологічні умови утворення та металогенічне прогнозування комплексних рудних формацій, супутніх залізу в рудних районах Середнього Придніпров'я та їх мінерагенічна оцінка.

Предмет досліджень – формаційна приналежність, речовинний склад та перспективна оцінка комплексного використання супутнього залізородним формаціям зруденіння.

Мета роботи полягала у визначенні рудно-формаційного типу та оцінки перспектив рудоносності геологічних формацій, які супроводжують родовища та прояви заліза в залізородних районах Середнього Придніпров'я.

Результати та їх новизна полягає в системному узагальненні фактичного матеріалу щодо рудоносних геологічних формацій, які супроводжують родовища та прояви заліза у межах Середньопридніпровського мегаблоку та обґрунтуванні доцільності комплексного використання надр залізородних районів.

Взаємозв'язок з іншими роботами – продовження наукової діяльності кафедри геології і розвідки родовищ корисних копалин Національного технічного університету "Дніпровська політехніка" в сфері вивчення родовищ залізних руд Українського щита.

Сфера застосування – роботи з вивчення перспектив комплексного використання родовищ залізних руд та видобутку супутніх корисних копалин.

Практичне значення кваліфікаційної роботи – обґрунтовано можливість використання результатів в процесі пошуково-оціночних, розвідувальних та гірничо-видобувних робіт в районах досліджень.

## ЗМІСТ

СКОРОЧЕННЯ ТА УМОВНІ ПОЗНАЧКИ.....	5
ВСТУП.....	6
1 ОГЛЯД, АНАЛІЗ ТА ОЦІНКА РАНІШЕ ПРОВЕДЕНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ТА РОЗВИТОК УЯВЛЕНЬ ПРО ГЕОЛОГІЧНУ БУДОВУ РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕНЬ.....	8
1.1 Геологічна будова Конкського залізорудного району.....	9
1.2 Геологічна будова Білозерського залізорудного району.....	11
1.3 Геологічна будова Чортомлицького залізорудного району.....	22
2 МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ.....	31
3 КОРИСНІ КОПАЛИНИ, СУПУТНІ РОДОВИЩАМ ЗАЛІЗА У МЕЖАХ ЗАЛІЗОРУДНИХ РАЙОНІВ СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА.....	33
3.1 Супутні корисні копалини Білозерського залізорудного району.....	33
3.2 Перспективна оцінка проявів супутніх корисних копалин, які супроводжують залізні руди в Конкському залізорудному районі.....	67
3.3 Оцінка залізорудного потенціалу Чортомлицького залізорудного району.....	69
3.4 Перспективи комплексного освоєння вітчизняних залізорудних родовищ.....	77
ВИСНОВКИ.....	83
ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ.....	87
ДОДАТОК А Відомість матеріалів кваліфікаційної роботи.....	91
ДОДАТОК Б Відгук керівника кваліфікаційної роботи.....	92
ДОДАТОК В Рецензія.....	94

## СКОРОЧЕННЯ ТА УМОВНІ ПОЗНАЧКИ

- ВПА – вулканно-плутонічна асоціація
- ГГК-50 – глибинне геологічне картування масштабу 1:50 000
- ГЗЗ – геолого-зйомочний загін
- ГЗО – граніт-зеленокам'яна область
- ГЗП – геолого-зйомочна партія
- ГК – глибинне картування
- ДКГП – Дніпропетровська комплексна геологічна партія
- ДНУ – Дніпропетровський Національний Університет
- ЗЗРК – Запорізький залізорудний комбінат
- ЗКС – зеленокам'яна структура
- ІГМР НАНУ – Інститут геології, металогенії та рудоутворення  
Національної академії наук України
- КЗКС – Конкська зеленокам'яна структура
- КП – казенне підприємство
- НТУ – Національний технічний Університет
- СПМБ – Середньопридніпровський мегаблок
- СФЗ – структурно-формаційна зона
- СФК – структурно-формаційний комплекс
- УДХТУ – Український Державний хіміко-технологічний університет
- УЩ – Український щит
- ЦЛ – Центральна лабораторія

## ВСТУП

Актуальність досліджень обґрунтована необхідністю забезпечення комплексного підходу до використання надр рудних районів України. Оцінка перспектив корисних копалин, які супроводжують родовища та прояви стратегічно важливої залізорудної сировини у межах Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита дозволить забезпечити комплексне використання надр залізорудних районів. У межах гірничого відводу діючих промислових підприємств з розвинутою інфраструктурою комплексне використання надр можливо здійснити без екологічних ускладнень та значних капітальних витрат.

Незважаючи на тривалий період вивчення надр залізорудних районів Середньопридніпровського мегаблоку, ступінь їх геологічної вивченості нерівномірна як у відношенні складу залізорудних формацій так і у відношенні супутніх проявів корисних копалин, які супроводжують родовища та прояви залізних руд у межах території досліджень.

У межах гірничого відводу діючих гірничо-видобувних підприємств (ЗЗРК) та у межах інших залізорудних районів, поряд з традиційними формаціями залізних руд, встановлено прояви дорогоцінних металів, неметалевих корисних копалин (азбест, тальк-магнезитові породи, апатит), прояви міді, кобальту, молібдену, оцінка перспектив рудоносності яких дозволить здійснити комплексний підхід к освоєнню надр території досліджень.

Об'єкт досліджень – геологічні умови утворення та металогенічне прогнозування комплексних рудних формацій, супутніх залізу в рудних районах Середнього Придніпров'я.

Предмет досліджень – формаційна приналежність, речовинний склад та перспективна оцінка комплексного використання супутнього залізорудним формаціям зруденіння.

Ідея роботи полягає в тому, що оцінка перспектив супутніх залізу корисних копалин в рудних районах Середньопридніпровського мегаблоку, які не були враховані раніше на стадії проведення геологорозвідувальних робіт, дозволить здійснити комплексний підхід к освоєнню надр території досліджень, зокрема у межах гірничо-видобувних підприємств з розвинутою інфраструктурою.

Мета роботи полягала у визначенні рудно-формаційного типу та оцінки перспектив рудоносності геологічних формацій, які супроводжують родовища та прояви заліза в рудних районах Середнього Придніпров'я.

Основні завдання досліджень дипломної роботи полягали в :

- 1) систематизації та узагальненні даних щодо геологічної будови та складу геологічних формацій території досліджень;
- 2) визначенні речовинного складу вміщувальних порід та рудопроявів корисних копалин, супутніх залізородним формаціям;
- 3) проведенні рудно-формаційного аналізу, визначенні формаційного типу зруденіння та оцінці перспектив комплексної рудоносності залізородних районів у порівнянні з іншими металогенічними провінціями.

Дипломна робота виконана відповідно до «Загальнодержавної програми розвитку мінерально-сировинної бази України на період до 2030 року». Результати досліджень апробовано на V міжнародній науково-практичній конференції «Topical Issues of Modern Science, Society And Education» 28-30 листопада 2021 року, м. Харків.

## 1 ОГЛЯД, АНАЛІЗ ТА ОЦІНКА РАНІШЕ ПРОВЕДЕНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ТА РОЗВИТОК УЯВЛЕНЬ ПРО ГЕОЛОГІЧНУ БУДОВУ РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕНЬ

Залізорудні райони, які досліджувались, локалізовано у межах Середньопридніпровського мегаблоку Українського кристалічного щита. Український щит характеризується типовою для давніх кристалічних щитів двоповерховою будовою. Нижній структурний поверх складений докембрійськими ультраметаморфогенними, метаморфізованими осадово-вулканогенними та інтрузивними утвореннями кристалічного фундаменту, а верхній – платформний чохол представлений палеоген-неогеновими і четвертинними осадовими відкладами.

У межах кристалічного фундаменту виділяється 6 структурно-тектонічних одиниць, які за Хроностратиграфічною схемою 2003 року [2] визначаються як мегаблоки: Приазовський, Середньопридніпровський, Інгульський, Росинсько-Тікицький, Дністровсько-Бузький та Волинський. Виділяються три структурно-формаційні зони, які є природними геологічними межами між сусідніми мегаблоками: Оріхово-Павлоградська, Інгулецько-Криворізька та Голованіська. Середньопридніпровський мегаблок розташований в південно-східній частині Українського щита. На заході від Інгульського мегаблоку він відділяється Інгулецько-Криворізькою, на сході від Приазовського мегаблоку – Оріхово-Павлоградською структурно-формаційними зонами. Щодо простягання на північ та південь встановлено, що мегаблок це фрагмент великого субмеридіонального Курсько-Дніпровського граніт-зеленокам'яного поясу [2], який продовжується за межі УЩ відповідно під палеозойські і мезозойські відклади Дніпрово-Донецької та Причорноморської западин. Відслонена частина цього поясу в межах УЩ ідентифікується як однойменна мегаблоку Середньопридніпровська граніт-зеленокам'яна область (ГЗО), що складена типовими для таких регіонів породними комплексами.



## 1.1 Геологічна будова Конкського залізорудного району

На території Конкського синклінорію встановлені залізо-крем'янисті формації, що містять багаті залізні руди (до 68% заліза) та визначають Конкський район як традиційно залізорудний. У межах Конкського залізорудного району детально вивчено декілька ділянок залізистих порід, які чітко проявлені в магнітних полях. За результатами досліджень минулих років у межах району виявлено Кирпотинське та Веселянське родовища, Вільнянський та Юлівський прояви залізних руд [3].

Кирпотинське родовище встановлено в 2-х км на північ від ст. Кирпотине Вільнянського району Запорізької області та проявлено в межах магнітної аномалії інтенсивністю 22000 нТл. Кирпотинське родовище локалізовано у породах продуктивної залізорудної свити білозерської серії архею, склад якої характеризується переважно магнетит-гранат-грюнерит-кумінгтонітовими кварцитосланцями, з проверстками кварц-гранат-кумінгтоніт-роговообманкових сланців. Вміст заліза в рудах досягає 54,7%, нікелю – 0,86%, кобальту – 0,04%. На площі родовища кора вивітрювання представлена, в основному, зоною дезінтеграції, на деяких ділянках – зоною перехідних продуктів вивітрювання. Потужність кори вивітрювання складає до 11-14 м. Перекриваюча товща складена неогеновими та четвертинними піщано-глинистими утвореннями, потужністю до 50-90 м.

Конкською партією при проведенні пошуково-розвідувальних робіт на залізні руди [3] визначено пласти силікатних залізистих кварцитів з підвищеним вмістом валового заліза (від 18 до 35%). А.А. Настенко, який проводив названі роботи, зробив висновок, що в зв'язку з незначними запасами залізних руд та непостійним вмістом в них заліза магнетитового, Кирпотинське родовище на сучасному етапі промислового значення не має [3].

Веселянське родовище залізистих кварцитів та силікатно-магнетитових кристалосланців розташовано в долині р. Конка, між селами Веселянка та Григорівка Запорізької області у межах невеликої магнітної аномалії

інтенсивністю до 10000 нТл. Площа Веселянського родовища визначена у контурі вище 5000 нТл та складає 1.8 км<sup>2</sup>. Петрографічний склад порід та руд родовища представлений породами михайлівської свити білозерської серії – кварц-хлоритовими, хлорит-біотитовими, хлорит-карбонат-кварцовими, хлорит-карбонат-магнетит-кварцовими сланцями та залізистими кварцитами з проверстками метаріолітів. Кора вивітрювання характеризується зоною дезінтеграції потужністю до 3-5 м.

У тектонічному відношенні Конкська ЗКС представляє собою синклінальну складку першого порядку. Її ускладнюють складки більш високого рангу: Центральноконкська синкліналь, Вільнянська антикліналь й Кирпотинська синкліналь. Вісь складки в південній частині орієнтована на північ-північний-захід, потім, у районі с. Веселянки, повертає на північ-північний-схід, далі на північний схід. В південно-східній частині Конкська ЗКС утворює хвостоподібне відгалуження, що оточує з півдня та сходу Лук'янівський масив плагіогранітів.

Західне крило Центральноконкської синкліналі частково еродовано гранітоїдами хортицької асоціації та мокромосковського комплексу. У межах західного крила складки утворення сурської свити не виходять на поверхню фундаменту та перекриваються породами михайлівської свити білозерської серії архею, які формують контакти з гранітоїдами, що дозволяє обґрунтовувати даний факт як доказ наявності неузгодження між породами конкської та білозерської серій. У північній частині Конкської ЗКС розташована Кирпотинська синкліналь, крила якої сформовані породами середньої сурської свити конкської серії. Протяжність синкліналі в північно-східному напрямку – до 12 км; максимальну ширину відзначено у південно-західній частині (4 км) [3].

Вільнянська антиклінальна складка розташована між Кирпотинською та Центральноконкською синкліналями у вигляді вузької структури, яка простягається на 8 км в північно-східному напрямку при ширині від 600 м до

150-200 м. У складі антикліналі встановлено породи середньої підсвяти сурської свити конкської серії.

У межах північно-східної ділянки території Конкська ЗКС представлена вузькою структурою, яка звужується в північно-східному напрямку. У будові крил Конкської ЗКС приймають участь пласти залізистих кварцитосланців, що характеризуються позитивними аномаліями в магнітному та гравітаційному полях.

Центральноконкський глибинний розлом простежується субпаралельно Центральноконкській синкліналі від Веселянської ділянки до Кирпотинського профілю та далі. Імовірно, він був каналом надходження базит-ультрабазитової магми.

Веселянський розлом, по якому простежено контакт порід конкської та білозерської серій і до якого приурочені інтрузії ультрабазитів, у тому числі Веселянська, розташований паралельно Центральноконкському розлому.

Степногірський розлом того ж напрямку, що й Центральноконкський, простежено від Веселянської інтрузії до південного сходу, в області розповсюдження комплексів порід сурської свити. До Степногірського розлому приурочене тіло ультрабазитів, а за даними магніторозвідки прогнозується наявність ще однієї інтрузії. Бекерівський та Східноконкський розломи обмежують площу розповсюдження утворень зеленокам'яних утворень конкської серії в північній частині Конкської ЗКС.

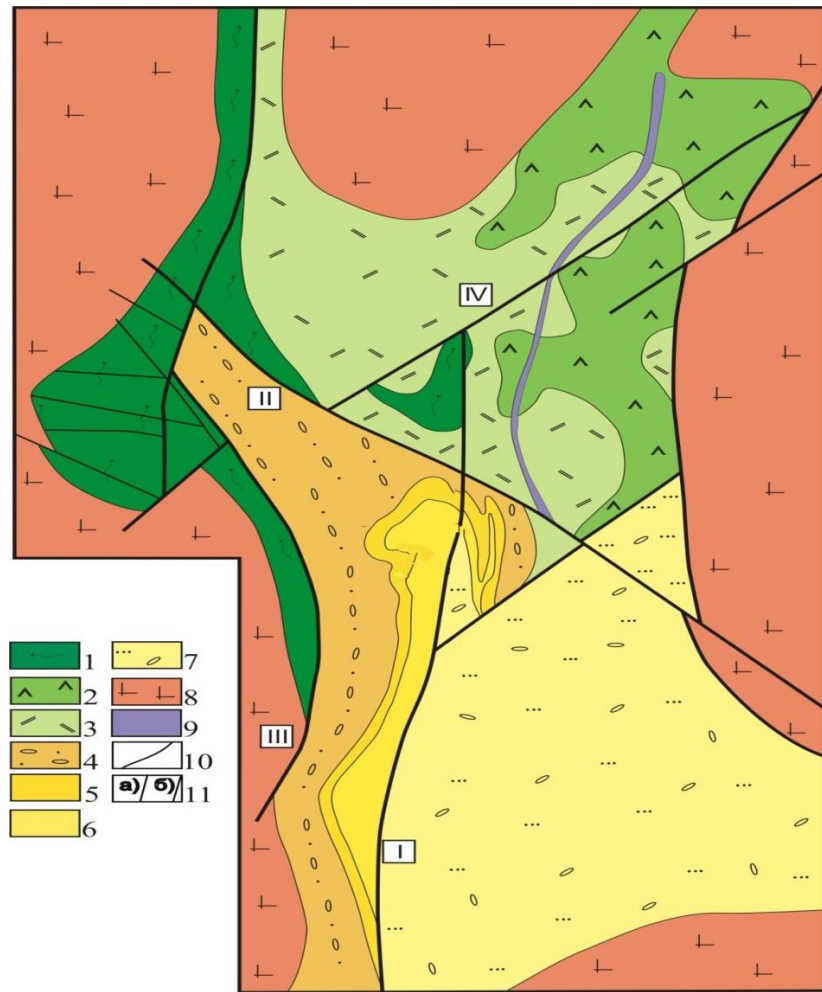
У північно-східній частині встановлено звуження структури до вузької смужки північно-східного простягання. У межах ділянки, де починається різке звуження, в зоні розвитку плагіомігматитів дніпропетровського комплексу встановлено зону розлому з субпаралельним ( $55-60^\circ$ ) простяганням, яка підкреслена двома зближеними порушеннями.

В східній частині північна ділянка Конкської ЗКС обмежена Східноконкським розломом. Загальне простягання розлому – північно-східне, падіння північно-західне, кут падіння –  $75-80^\circ$ . Наявність розлому підтверджена декількома профілями свердловин.

Східноконкський розлом підтверджено геологічними індикаторами [3] у вигляді зон бластомілонітів в плагіомігматитах дніпропетровського комплексу. Головними структурними елементами, що визначають будову та формування Конкської ЗКС є розломи північ-північно-східного простягання (Центральноконкський та Степногірський) та північно-східного (Мокромосковська зона розломів, Бекерівський та Східноконкський розломи).

### **1.2 Геологічна будова Білозерського залізорудного району**

Білозерський залізорудний район розташований у межах однойменної зеленокам'яної структури (рис.1.1, [4]). Продуктивні залізорудні формації району зосереджені в межах запорізької залізорудної свити (білозерська формація) та в межах Західної ділянки Білозерської структури зустрінуті серед амфіболітів (рудна формація алгоманського типу). У складі докембрійських утворень граніт-зеленокам'яних утворень (ГЗУ) Середнього Придніпров'я білозерська серія особливо важлива у стратиграфічному відношенні, оскільки вона завершує архейський стратиграфічний розріз осадових та вулканогенно-осадових формацій після якого в історії осадонакопичення цієї частини Українського щита зафіксовано тривалу перерву. Металогенічне значення білозерської серії в еволюційному ряді залізорудних формацій докембрію також не менш важливе, оскільки серія, що розглядається, зустрінута лише в трьох з дев'яти ЗКС Середнього Придніпров'я – Білозерській, Верховцівській і Конкській, але найбільш повний розріз, прийнятий за стратотип, виявлений лише у Білозерській структурі і характеризується максимальною потужністю, різноманітністю геологічних формацій та високим ступенем вивченості.



Умовні позначення:

Конкська серія: 1– сурська свита (амфіболіти, прошарки грюнеріт-магнетитових, роговообманко-магнетитових кварцитів, серпентиніти, тальк-карбонатні; 2 – чортомлицька свита; 3 – соленівська свита.

Білозерська серія: 4 – михайлівська свита; 5 – запорізька свита; залізорудний горизонт (магнетитові, гематит-мартитові, хлорит-гематит-мартитові кварцити, сланці магнетит-амфібол-кварцеві); верхній сланцевий горизонт; 6 – Теплівська товща – метакоматіти, 7 – Тимошівська товща – метапісковики серицит-кварцові, кварц-серицитові з метаконгломератами; 8 – плагіогранітисурського комплексу; 9 – Варварівський комплекс ультрабазитів; 10 – геологічні границі; 11 – розривні порушення: а) регіональні; б) головні та другорядні;

Рисунок 1.1 – Карта-схема Білозерського залізорудного району (за даними УкрДГРІ, 2006р).

Еталонна роль БЗКС, що вміщує білозерську серію, визначена такими характерними особливостями:

- повнотою стратиграфічного розрізу зеленокам'яних структур у складі конкської та білозерської серії;
- наявністю характерного рівня залізорудних формацій;
- наявністю типових для ЗКС вулканічних, вулкано-плутонічних та інтрузивних формацій, у т.ч. плитоподібного сілла – Південно-Білозерського масиву серпентинізованих ультрабазитів;
- наявністю багатих родовищ метаморфогенно-гіпергенного генезису залізних руд в оточенні глибинних зон окислення залізистих кварцитів білозерської серії;
- наявністю комплексу супутніх залізним рудам додаткових видів мінеральної сировини.

Незважаючи на очевидні переваги, детальне вивчення залізорудного району не проводилося внаслідок перекриття архейського фундаменту потужним чохлам осадових порід (від 200 до 400 м).

Проте в останні десятиліття ця перешкода багато в чому усунута завдяки виявленню в центральній частині району супутніх залізу аномалій благородних металів при проведенні робіт підземним рудником ЗЗРК з високорозвиненою економічною інфраструктурою.

Найбільш визначну роль у вивченні надр Білозерського залізорудного району відіграли геологи-розвідники залізорудних родовищ - В.Ф. Халло, Е.А. Лапицький, П.Є. Винниченко, І.Г. Голобородько, М.В. Міткеев, Є.Н. Кочанов, В.А. Ліпільн, а також співробітники науково-дослідних установ, геофізичних та геологознімальних партій – В.М. Кравченко, Г.В. Артеменко, В.І. Ганоцький, Г.Ф. Гузенко, М.М. і С.М. Доброхотови, Н.А. Доморацький, М.М. Ільвицький, В.Ю. Коваленко, Н.Г. Коваленко, В.А. Корнілов, Л.І. Коршевер, Н.В. Кушинов, В.Д. Ладієва, А.І. Ніконов, В.М. Пелюшенко, Є.Є. Полякова, В.Б. Саковцев, Т.А. Скаржинська, В.Б. Сологуб, З.І. Танатар-Бараш, З.В. Туробова, Р.А. Частий.

В результаті досліджень вищезгаданих геологів створено основи сучасних уявлень про геологічну будову Білозерського залізорудного району. При цьому з ряду об'єктивних причин дані уявлення мають ряд ускладнюючих особливостей. Головна з причин – вкрай нерівномірний розподіл геологічної інформації за площею району (на відміну від геофізичної інформації), що викликано постійною концентрацією бурових геологорозвідувальних робіт, а також гірничо-експлуатаційних у контурах залізорудних родовищ.

Негативно на ступені вивчення відображається і велика потужність осадового чохла (порядку 300 м), що зумовлює подорожчання бурових робіт і обмежує можливості геофізичних методів. У цілому нині вивчена площа залізорудного поля виділяється найвищою інформативністю, тоді як решта територія структури, яка не менш цікава щодо перспектив рудоносності, вкрай слабо охоплена поодинокую мережею картирувальних і гідрогеологічних свердловин.

Таке ускладнення особливо характерне для східної половини південного блоку БЗКС, де поширена переверзівська свита білозерської серії. Внаслідок нерівномірного розміщення джерел геологічної інформації, за відносно високого ступеня геологічної вивченості Білозерської зеленокам'яної структури порівняно з іншими ЗКС Середнього Придніпров'я, багато питань тектонічної будови, геохронологічних визначень, стратиграфії, літології, магматизму, історії геологічного розвитку вкрай дискусійні, або не вирішені.

Рудоносність району визначена як результат взаємодії вихідної геологічної будови з рудоутворюючими процесами, тому зазначена нерівномірність знижує достовірність металогенічного прогнозування та перспективи рудоносності. Проте, охарактеризований рівень загальногеологічної вивченості свідчить, що принципові питання оцінки можуть бути вирішені.

Білозерська зеленокам'яна структура поряд з іншими структурами цього типу характеризується купольно-депресійним тектонічним стилем Середньопридніпровського граніт-зеленокам'яного мегаблоку УЩ [2-4].

Сінморфмний, рідше моноклінальний, але завжди депресійний стиль характерний для роз'єднаних ЗКС, які розділяються гранітними куполами і обмежуються розломами вищих порядків.

ЗКС являють собою ерозійно-тектонічні залишки серед неодноразово гранітизованої основи порід аульської серії граніто-гнейсів з віком 3550 – 3400 млн. років, яка є джерелом кластогенного матеріалу для молодших архейських геологічних формацій. Глибина занурення таких залишків сягає 4 – 9 км. Аналогічними межами (4 – 7 км) оцінюється і глибина поширення зеленокам'яного комплексу у БЗКС [5,6].

Вихідна тектонічна природа зеленокам'яних структур дискусійна. Найбільш загальноприйнятим є ствердження, що ЗКС завершили свою еволюцію в неорархеї, після чого не виникали зовсім. При цьому вони поєднують у собі характерні особливості рифтів, вулкано-тектонічних депресій, геосинклінальних та континентальних вулканічних поясів і започаткували подальший незалежний розвиток кожного з чотирьох названих типів регіональних тектонічних структур.

Основний об'єм у всіх ЗКС займають суттєво вулканогенні зеленокам'яні комплекси конкської серії (3200 – 3050 млн. років). І лише у трьох ЗКС – Верхівцівській, Білозерській та Конкській присутній суттєво теригенний комплекс білозерської серії віком 3015 – 2955 млн. років. Конкська та білозерська серії розділені стратиграфічною перервою та утворюють самостійні структурні яруси всередині ЗКС.

До цього часу не припиняється дискусія щодо геохронологічної приналежності білозерської серії, яка нерідко помилково ототожнюється з криворізькою. Для стратотипу серії у Білозерському залізорудному районі дискусія вирішена надійними визначеннями віку уран-свинцевим методом в



ІГМР НАНУ для цирконів, виділених із двох проб покривних метаріодацитів [7].

Першу пробу було відібрано з метаефузіву, що залягає серед метатеригенних порід михайлівської свити білозерської серії. Вік цирконів у ній визначений як  $3000 \pm 15$  млн. років. Друга проба була відібрана з метаефузивного прошарку у верхньому сланцевому горизонті запорізької (залізорудної) свити. Вік цирконів у цьому разі становить  $2965 \pm 10$  млн. років. За будь-якої з прийнятих стратиграфічних схем вищезазначені визначення не залишають сумнівів у неоархейському, а не протерозойському віці двох нижніх свит білозерської серії. Такий висновок підтверджується і відмінностями в ізотопному складі сульфідів з обох серій, а також відмінними рисами вулканогенно-сланцевої білозерської та теригенно-сланцевої криворізької залізорудних формацій [7,8].

Білозерська зеленокам'яна структура є однією з найбільших у Середньому Придніпров'ї – при ширині 20 км її протяжність у меридіональному напрямку досягає 60 км. Південна частина структури (площею близько  $20 \text{ км}^2$ ) відокремлена від північної прикордонними розломами і занурена на глибину, доступну для вивчення лише геофізичними методами. Усі наступні результати досліджень відносяться до північної частини структури – Білозерського залізорудного району.

Ця частина структури має блокову будову з контрастно різним складом геологічних формацій у блоках (рис.1.1). У межах структури Західний та Північно-східний блоки представлені різними свитами конкської серії, а південно-східний (і південний) – білозерською серією. Структурні блоки розділені розломами, у всіх блоках шари порід характеризуються загальним крутим падінням Схід.

Конкська серія [2,9] виявлена в основі розрізу Білозерської структури (рис.1.1) і, на підставі великої потужності ( $7 - 7,5$  км) суттєво вулканогенного складу та структурного положення, визначає потенційний склад

кластогенних та гідротермальних компонентів, що виявились у вищій – білозерській серії.

Склад геологічних, рудних формацій і петрографічний склад конкської серії в БЗКС відповідає її складу в інших зеленокам'яних структурах Середнього Придніпров'я. За формаційною ознакою серія поділяється на 3 свити. Дві нижні свити, потужністю 2 – 2,5 км формують західний блок ("Західна ділянка"), третя – верхня, потужністю 5 км утворює північно-східний блок. Нижня – суттєво амфіболітна свита відповідає сурській свиті схеми конкської серії і складена ортоамфіболітами з прошарками кристалічних сланців основного складу.

Середня – залізорудна свита відповідає сурській свиті стратиграфічної схеми НСКУ і характеризується перешаровуванням пачок гранатовмісних грюнерит-магнетитових та роговообманково-магнетитових кварцитів, парасланців та ортоамфіболітів, які вміщують прошарки метасульфидитів.

За всіма ознаками середня свита відповідає характерному залізісто-кремністо-метабазитовому типу залізорудних формацій докембрію, що постійно присутній у складі зеленокам'яних комплексів нижнього ярусу всіх ЗКС. Цей тип відомий під назвою залізорудної формації алгоманського типу [9-13].

Верхня – переважно вулканогенна свита менш вивчена. За широким спектром вулканітів, що присутні в ній, вона відповідає соленівській свиті НСКУ. Тут переважають метабазити (метабазальти, метадолерити) у вигляді ортоамфіболітів та основних кристалічних сланців, але досить широко поширені метаморфізовані андезити, дацити, ріодацити та ріоліти.

А.Б. Бобров та А.І. Некряч обґрунтовують розвиток тут вулканоплутонічних асоціацій найбільш продуктивної по золоту метаріодацитової формації, яка аналогічна до встановленої в межах Сурської ЗКС. За даними Г.В. Артеменко, метаріодацити соленівської свити в БЗКС мають вік 3055±4млн.років [7].

Білозерська серія, в межах якої зосереджені запаси залізних руд (запорізька свита) є основним об'єктом досліджень і поширена в межах південного блоку Білозерської зеленокам'яної структури (рис. 1.1).

Досі дискусійним залишається питання про її стратиграфічний поділ. Обговорюються варіанти її поділу на дві чи три свити.

Традиційний двочленний поділ у роботах Г.Ф. Гузенка із співавторами [14] обґрунтовується двома обставинами:

- 1) виразним замиканням Південно-Білозерської складки;
- 2) теригенною природою та аналогією складу по обидва боки від цієї складки. Загальна потужність білозерської серії прийнята в інтервалі від 2200 до 2500 м.

Вперше іншу точку зору було сформульовано П.Е. Винниченко [15], який вказував на виявлені відмінності у фаціальному складі теригенних порід з різних боків прирозломної Південно-Білозерської складки. Також ним було запропоновано варіант тричленного стратиграфічного поділу білозерської серії, даний варіант прийнятий у схемі НСКУ 1992 року без відповідних обґрунтувань, що викликає дискусію.

Для вирішення протиріч у процесі проведення науково-дослідних робіт групою співробітників НТУ «Дніпровська політехніка» у співпраці із Запорізьким залізрудним комбінатом вперше була використана можливість порівняти склад обох свит білозерської серії на підставі нових даних про будову михайлівської свити на інтервалі 1500 м (майже 60% потужності) в квершлагах ЗЗРК[16].

За результатами досліджень було підтверджено правомірність даних П.Є. Винниченка, що дозволило обґрунтувати затверджений НСКУ поділ серії на три свити: михайлівську, запорізьку та переверзівську.

Михайлівська свита потужністю 2 – 2,2 км поширена в межах західної частини південного блоку БЗКС, де підстилає запорізьку залізрудну свиту. У складі переважають філітоподібні та вуглецеві сланці, менш розвинені метапісковики. Найменш поширені метагравеліти, кварцові сидеритоліти,

метаріоліти та метаріодацити. Наявність метаріодацитів дозволяє обґрунтувати вулканогенно-теригенний генезис формації.

Запорізька залізорудна свита характеризуються потужністю 100 – 450 м, при цьому узгоджено залягає на породах михайлівської свити.

Вона поділяється на два сланцеві і поділяючий їх залізистий горизонт і має потужність 70 – 300 м. Петрографічний склад порід сланцевих горизонтів кварц-хлоритовий, кварц-стильпномелановий та кварц-хлорит-серицитовий. Залізистий горизонт формують сидероплезит-магнетитові, магнетитові та хлорит-магнетит-сидероплезитові кварцити.

У межах верхнього сланцевого горизонту зустрічаються лінзи метаріодацитів, які дозволяють припускати вулканогенно-осадовий тип залізорудної формації, який раніше виділений Т.А. Скаржинською у самостійний – білозерський тип залізорудних формацій [10].

Переверзівська свита білозерської серії має потужність 3 – 4 км і розташована в східній частині південного блоку структури. Характер контактів із запорізькою та михайлівською свитами тектонічний. Переверзівська свита була розкрита поодинокими свердловинами, слабо вивчена і тому склад формацій, що її утворюють, точно не обґрунтований.

Визнано, що головними породоутворюючими компонентами є метатеригенні породи, які аналогічні породам михайлівської свити – філітоподібні та вуглецеві сланці, метапісковики, метагравеліти. Як компоненти відмінності П.Є. Винниченко називав туфопісковики, прошарки седиментаційних метабрекчій, метаконгломерато-брекчії [14].

Деякі автори – А.Б. Бобров, А.А. Сіворонов, Д.П. Малюк, А.І. Некряч до складу переверзівської свити відносять масив серпентинітів у ядрі Південно-Білозерської складки [17]. Згідно з їхніми даними, він є потужним покривом метакоматітів, що залягає в основі переверзівської свити.

Таким чином, найбільш характерними особливостями білозерської серії, що містить продуктивну запорізьку свиту, слід вважати:

- 1) поділ на 3 свити ;

2) потужність серії, яка у разі трикомпонентного поділу, зростає до 5 – 6 км замість 2 – 2,5 км.

У схемі НСКУ, як і раніше, невизначене місце займає вулканогенна теплівська товща, потужністю 200 – 300 м, яка умовно розміщена над білозерською серією і залягає в ядрі Південно-Білозерської складки, а також у західному крилі Північно-Білозерської монокліналі [2]. При цьому необхідно врахувати, що за даними детальшого дослідження В.І. Ганоцького та О.М. Струєвої [18], теплівська товща на 78% складена метабазитами, в т.ч. метатуфами; 11% становлять метапікрити, 6% – метаандезити і 4,5% – парасланці та метапісковики. Такий склад формації є сприятливою передумовою виявлення колчеданних руд.

У звітах про геофізичні зйомки В.П. Саковцева та В.А. Корнілова [15] обґрунтовано загальну моноклінальну структуру БЗКС, що підтверджено на підставі збігу східного напрямку зміни утворень більш давньої конкської серії теригенним комплексом білозерської серії зі східним генеральним падінням шарів товщ обох серій.

За геофізичними даними у БЗКС виявлено до 16 напрямів орієнтування різного рангу та значення розломних структур. Великі розломи перетинають усі блоки БЗКС і тим самим забезпечують між ними гідравлічний зв'язок; дрібні підвищують загальну водопроникність порід і виконують рудовмісну роль.

У межах південного блоку найбільш чітко виражені великі розломи субмеридіонального простягання, орієнтовані по азимутам  $0^\circ$  –  $17^\circ$ . Дані розломи показані на геологічних картах різних авторів під назвами Західного, Прикордонного, Головного Білозерського або Центрального розломів, а також інших – менш значних [15].

Всі вищенаведені розломи характеризуються крутим падінням – від  $60^\circ$  до  $80^\circ$ , а в напрямку зміщення блоків представлені скидами, підкидами, зсувами і скидо-зсувами. Амплітуда зміщень знаходиться в межах від 10 –

300 до 1200 – 1500 м і більше. Іноді зміщення відсутні і розлами фіксуються тектонітами у вигляді зон брекчій, мілонітів, глинок тертя тощо.

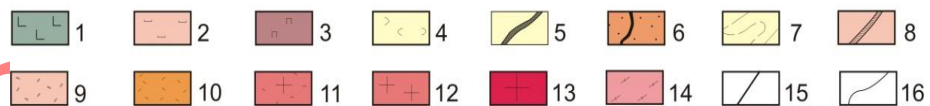
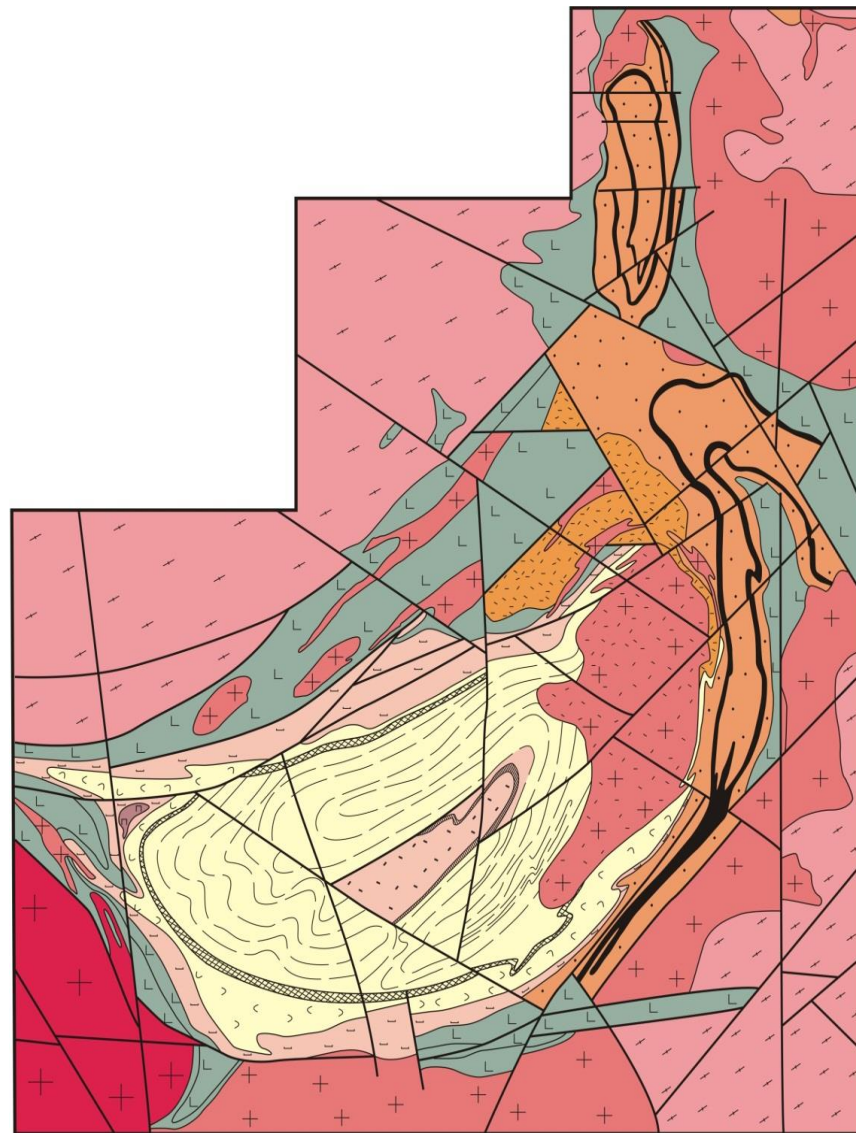
Розломи представлені зонами тектонітів потужністю від кількох сантиметрів до 70 – 400 м, які обмежені поверхнями ковзання. Розломи виявлені паралельними серіями та створюють пластиноподібно-блокову будову найбільш порушених частин БЗКС.

У числі складчастих проявів зафіксовані поздовжні стиснуті ізоклінальні складки, з якими пов'язані роздування потужності шарів, дрібні поперечні відкриті пологі складки, дисгармонічні зминання і флексурні згини шарів з крутосхилувими шарнірами. Розміри таких форм підрядного рангу знаходяться у межах від перших сантиметрів до десятків метрів.

Таким чином узагальнена структура південного блоку є складною комбінацією різного рангу розривних, складчастих і будинаж-структур, яка сформувалася в результаті багатьох етапів тектонічних деформацій, в т.ч. неодноразової активізації глибинних розломів.

### **1.3 Геологічна будова Чортомлицького залізорудного району**

Чортомлицька зеленокам'яна структура (рис.1.2) вважається однією з найбільш вивчених структур Українського щита. У межах структури було проведено різноманітні геологорозвідувальні роботи, серед яких найбільш інформативними слід вважати ГГК-200, ГГК-50 (КП "Південукргеологія", 1985р., 1988р.) та геолого-прогнозні роботи на золото масштабу 1:25 000, які були виконані з 1994 по 2002 рр. експедицією №37 КП "Кіровгеологія" у межах Широкобалкінської, Кіровської, Північно-Чкалівської та Південно-Чортомлицької ділянок та науково-дослідницькі роботи УКрДГРІ [19-22].



Метакоматійтова формація: 1 – парагенерація КТ-1; 2 – парагенерація КТ-2; 3 – дуніт-гарцбургітова формація; 4 – парагенерація КТ-3; 5 – парагенерація КТ-4 і її маркуючий горизонт; 6 – сланцево-джеспіліт-толеїтова формація і маркуючі горизонти залізистих кварцитів у ній; 7 – метадацит-андезит-толеїтова формація; нижня метакоматійтова формація: 8 – нижня парагенерація; 9 – верхня парагенерація; 10 – ріодацитова формація; тоналіт-плагіогранітна формація: 11 – субвулканічні різновиди; 12 – гіпабісальні різновиди; 13 – гранітна формація (Токівський масив); 14 – граніто-гнейси фундаменту; 15 – розломи; 16 – геологічні границі. Умовні позначення на стор. 25.

Рисунок 1.2 – Схема геологічної будови Чортомлицької структури (за даними УкрДГРІ, 2006р.)

## У М О В Н І П О З Н А Ч Е Н Н Я

### Конкська серія

- AR<sub>3</sub>sl** Солонянська свита. Андезито-дацити, дацити, ріоліти та сланці, утворені за їх рахунок (кварц-серицитові, хлорит-кварц-серицитові, польовошпат-кварц-серицитові).
- AR<sub>3</sub>af** Алферівська свита. Базальти (в різній мірі змінені, аж до утворення сланців хлоритових, хлорит-амфіболових, польовошпат - хлорит -амфіболових тощо), коматїїти (змінені до актинолітитів), зрідка зелені сланці невстановленого походження (метапеліти? та метапісковики?).
- AR<sub>3</sub>cr** Чортомлицька свита. Андезити, андезито-базальти і базальти та сланці утворені за їх рахунок (перемінного мінерального складу з перевагою породоутворюючих карбонатів, хлориту, амфіболів і польових шпатів), зрідка змінені туфопісковики, туфолоавобрекчії, туфи та туффіти.
- AR<sub>3</sub>sr** Сурська свита. Базальти і коматїїтові базальти та породи утворені за їх рахунок (амфіболіти, актинолітити, тремолітити та сланці польовошпат - амфіболові, хлорит - амфіболові, хлорит-біотит-амфіболові, зрідка гранат-амфіболові).

### Аульська серія

- AR<sub>2</sub>bz** Базавлуцька товща. Гнейси біотитові і амфібол -біотитові, кристалічні сланці біотитові і біотит-амфіболові, гнейси амфіболові, амфіболіти. Зрідка лінзи магнетитвмісних гнейсів та залізисто-силікатних кристалічних сланців і кварцитів.
- γ AR<sub>2</sub>tk** Токівський комплекс. Граніти нерозчленовані рожеві, рожево-сірі біотитові, амфібол - біотитові і лейкократові середньозернисті, рівномірнозернисті і порфіровидні ортитвмісні.
- AR<sub>2</sub>sr** Сурський комплекс. Граніт - порфіри, кварцові порфіри, альбітофіри (g); плагіограніт - порфіри, голубокварцові плагіограніт-порфіри (rgp); плагіограніти біотит - амфіболові (rg).
- AR<sub>2</sub>vr** Верхівцевський комплекс. Змінені (до серпентинітів, актинолітитів, тремолітитів, тальк - магнезійних порід, хлорит - тальк-карбонатних порід тощо) лерцоліти, верліти, дуніти, гарцбургіти, піроксеніти (s), метагабро (n), метадіабази (b), метадіорити (d).
- γm AR<sub>2</sub>dp** Дніпропетровський комплекс. Нерозчленовані плагіограніти, плагіо-граніто-гнейси і плагіомігматити біотитові і амфібол-біотитові, нерідко гнейсовидні з реліктами метаморфічних порід базавлуцької товщі.
- AR<sub>2</sub>ol** Олександрівський комплекс. Змінені (до серпентинітів, актинолітитів, тремолітитів, тальк - хлорит - карбонатних порід) дуніти, перидотити, піроксеніти (s), змінені (до амфіболітів) габроїди (n).



Розривні порушення.



Геологічні межі стратиграфічних і нестратифікованих різновікових підрозділів.



В геологічній будові Чортомлицької зеленокам'яної структури встановлено наступні стратифіковані формації: метакоматіт-толеїтова, сланцево-джеспіліт-метатолеїтова, метадацит-андезит-толеїтова, метакоматітова і метаріодацитова. Кожна з геологічних формацій супроводжується комагматичними інтрузіями аналогічного складу, які відносяться до декількох плутонічних формацій і утворюють сумісно з ними вулкано-плутонічні асоціації (ВПА) [22]. Серед них особливу роль відіграє метаріодацит-плагіогранітна ВПА, що у значній мірі визначає золотоносність і структуроутворення Чортомлицької ЗКС.

Стратифіковані утворення у межах структури характеризуються метаморфізованими вулканогенними породами палеоархею базавлуцької товщі та мезоархею (конкська серія), які створюють будову двох структурних поверхів. Базавлуцька товща входить до складу обрамлення полів зеленокам'яних порід, а конкська свита утворює Чортомлицьку ЗКС, виповнюючи її. Дані породи входять до складу двох різних структурно-формаційних комплексів – аульського плагіогранітоїдно-амфіболітового і середньопридніпровського тоналіт-зеленокам'яного.

В основі Чортомлицької ЗКС залягає сурська свита, яка за складом порід відповідає метакоматіт-толеїтовій геологічній формації. Вище по розрізу відзначено наявність чортомлицької свити метадацит-андезит-толеїтової геологічної формації. Завершує розріз солонянська свита, яка відповідає за складом метаріодацитовій формації.

Коматіт-толеїтова формація характеризується певною металогенічною спеціалізацією. В зеленокам'яних поясах інших щитів з нею пов'язані родовища Co, Ni, Au, Cu. Метадацит-андезит-толеїтова формація характеризується мідно-цинково-колчеданним зарудненням.

Розріз зеленокам'яних поясів Українського щита завершується метаріодацитовою формацією, яка утворює разом з комагматичною тоналіт-плагіогранітною формацією (сурський комплекс) єдину метаріодацит-плагіогранітну вулкано-плутонічну асоціацію (ВПА) [21]. При дослідженні

проблеми перспектив рудоносності зеленокам'яних структур вищезгадана формація має основне значення та визначає рудо-та структуроутворення зеленокам'яних поясів у межах Українського щита.

Метаріодацитова формація характеризується унікальними рудогенеруючими властивостями, які визначають закономірності розміщення не лише сингенетичних, але й перевідкладених під її дією рудних концентрацій при рудогенезі вулканогенної фази розвитку зеленокам'яних структур УЩ.

Породи базавлуцької товщі зустрічаються у вигляді реліктових останців і полів серед плагіогранітоїдів дніпропетровського комплексу. Петрографічний склад порід товщі характеризується наявністю гнейсів і кристалічних сланців амфіболового та біотит-амфіболового складу, рідше зустрічаються амфіболіти, а також біотитові гнейси та кристалічні сланці та прошарки силікат-магнетитових кварцитів.

У складі амфіболітів базавлуцької товщі зустрінуті релікти піроксену, який заміщується роговою обманкою. Породи базавлуцької товщі гранітизовані, метаморфізм їх відповідає амфіболітовій фації.

Розріз конкської серії поділяється на чотири свити: сурську, чортомлицьку, алферівську та солонянську.

Характер контакту конкської серії із древнішими стратифікованими породами базавлуцької товщі тектонічний, з нестратифікованими також повсюдно тектонічний.

Склад сурської свити характеризується ефузивами основного складу – базальтами та андезито-базальтами, що перетворені під впливом метаморфізму зеленосланцевої фації в амфіболіти та амфіболові сланці. Зрідка фіксуються актиноліти та породи з реліктовими пірокластичними структурами, які можуть діагностуватись як туфопісковики. Утворення сурської свити розташовані у південній та південно-східній частині Чортомлицької ЗКС.

У складі сурської свити встановлено дайки та плитоподібні тіла комагматичних субінтрузивних і інтрузивних порід – габро, габро-діабазів, діоритів та гіпербазитів.

Парагенезиси порід сурської свити відповідають нижній метадацит-андезит-толеїтовій і метакоматіт-толеїтовій осадно-вулканогенній формації.

Інтрузивні та ефузивні комагматичні утворення формують системи лінійно-тріщинних палеовулканічних апаратів Південно-Чортомлицької та Олексіївської зон, в яких магмопідводячі канали заліковані дайками, що спостерігаються посеред полів розвитку ефузивів.

Породи чортомлицької свити характеризуються найбільшим поширенням в межах структури. Переважають у складі свити metabazalti, metaandeziti та metaandezito-bazalti, які перетворені в сланці різноманітного складу. Найбільш розповсюджені наступні різновиди: плагіоклаз-кварц-карбонат-серіцит-хлоритові. Породи чортомлицької свити разом з комагматичними інтрузивними дайками та масивами формують осередкові палеовулканічні побудови і лінійно-тріщинні палеовулканічні апарати. Парагенезис порід чортомлицької свити відповідає верхній метадацит-андезит-толеїтовій формації вулканогенних і вулканогенно-осадових порід [21].

Алферівська свита розповсюджена в центральній та північно-західній частинах Чортомлицької ЗКС. У складі свити переважають metabazalti та сланці, які утворені за їх рахунок. Спорадично спостерігаються потоки ультраосновних лав, перетворених в актинолітиту і тремолітиту, що за асоціацією порід віднесені до метакоматітової формації.

Солонянська свита розвинута в центральній та західній частинах Чортомлицької структури та просторово пов'язана з осередковими складнопобудованими палеовулканічними апаратами, що характеризуються кислим складом. Свита встановлена у складі метаріодацитової формації [21]. Головні петрографічні різновиди порід представлені метаріолітами,

метадацитами та метаріодацитами, сланцями кварц-хлорит-серицитовими, кварц-польовошпат-серицитовими.

Породи свити є комагматичними до блакитно-кварцевих плагіогранітів і кварцових плагіопорфірів сурського комплексу та формують Північно-Чкалівський та Південно-Чкалівський палеовулканічні апарати. Радіологічний вік метаріодацит-плагіогранітної ВПА, визначений по цирконах, складає  $3,033 \pm 0,006$  млрд. років [7].

Ультраметаморфічні утворення представлені плагіогранітами та плагіомігматитами дніпропетровського комплексу. Виділяється два різновиди порід – біотит-амфіболові та біотитові плагіограніти і плагіомігматити. Утворення комплексу формують обрамлення Чортомлицької ЗКС та мають тектонічні контакти з зеленокам'яними породами.

Олександрівський комплекс характеризується невеликими за розмірами, овально-видовженими та ізометричними масивами інтрузивних порід основного та ультраосновного складу.

Серед ультраосновних порід встановлено метаморфізовані горнblendити та піроксеніти, серед основних – амфіболізовані габро. Породи олександрівського комплексу характеризуються як інтрузивні комагмати метавулканітів базавлуцької товщі та створюють разом з ними єдину вулкано-плутонічну асоціацію.

Верхівцівський комплекс представлений метаморфізованими базит-ультрабазитами, які складають інтрузії гіпабісальної та субвулканічної фацій. Їх поєднують в дві групи. Перша характеризується крупними ізометричними, овальним або видовженими інтрузіями. Для деяких з них спостерігається виражене розшарування. Вони зустрічаються переважно в південній і північно-західній частинах структури, а також на її північному сході в межах Широкобалківської палеовулканічної споруди. Друга група – лінійно-видовжені та концентрично-дугові дайкоподібні і плитовидні інтрузії. Серед утворень комплексу зустрічаються змінені діабазити, габро,

габро-перидотити, перидотити . Талькові, тальк-карбонатні породи, суттєво магнезитові породи, серпентиніти, актинолітити, тремоліти ти є продуктами перетворення гіпербазитів.

Породи верхівцівського комплексу - інтрузивні комагмати ефузивних утворень сурської, чортомлицької та алферівської свит. Вони утворюють складнопобудовані палеовулканічні споруди.

Породи сурського комплексу інтрузивних та субінтрузивних порід в межах ЗКС представлені блакитнокварцовими та біотит-амфіболовими, серицит-амфіболовими плагіогранітами, іноді кварцовими порфірами, плагіопорфірами та діоритами. Породи сурського комплексу є інтрузивними комагматами вулканітів солонянської свити. Вони утворюють складнопобудовані палеовулканічні споруди (Північно-Чкалівську, Південно-Чкалівську та Західну).

Утворення Токівського комплексу представлені різноманітними гранітоїдами, серед яких найбільш поширені ортитвмісні двопольовошпатові порфіробластичні мезо- і меланократові граніти та лейкограніти. Гранітоїдами комплексу сформовано крупний однойменний масив.

Видовжені масиви таких порід також спостерігаються у південному та південно-східному обрамленні ЗКС. Контакт порід Токівського комплексу із зеленокам'яними утвореннями складний, тектонічний, місцями активний з ін'єкціями та дайками гранітоїдів серед зеленокам'яних порід. В таких ділянках спостерігається дислокаційний метаморфізм – підвищення ступеню метаморфізму порід Чортомлицької ЗКС від зеленосланцевої до епідот-амфіболітової та амфіболітової фацій. Вік гранітоїдів токівського комплексу за визначенням свинцевим методом становить 2760–2860 млн. років [7].

Неоархейський дайковий комплекс утворює низку дайок, що формують своєрідні "ланцюги" субмеридіонального та північ-північно-західного простягання. Декілька з таких ланцюгів встановлено і в межах Новософіївсько-Олексіївської зони розломів, що майже меридіонально перетинає всю Чортомлицьку ЗКС.

Мезопротерозойський дайковий комплекс просторово пов'язаний із системами тектонічних розломів північно-західного простягання. Площа Чортомлицької ЗКС перетинається чотирма зонами розломів, найбільш проявленими з котрих є Кіровська і Криничуватська.

Висновки до розділу.

В межах Середньопридніпровського мегаблоку УЩ можна виділити синклінорії меридіонального простягання, до яких приурочені родовища залізних руд. Розглянуті Конкська, Білозерська та Чортомлицька ЗКС. Конкська ЗКС складається з порід конкської та білозерської серій, контакт яких простежуються в зоні Веселянського розлому. У межах Білозерської ЗКС Західний та Північно-східний блоки представлені різними свитами конкської серії, а південно-східний (і південний) – білозерською серією. В основі Чортомлицької ЗКС залягає сурська свита, вище по розрізу - чортомлицька та алферівська свити завершує розріз солонянська свита конкської серії.

## 2 МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ

Дипломна робота написана за результатами систематизації, узагальнення й аналізу результатів загально геологічних, мінералогічних, петрологічних, рудно-формаційних досліджень залізорудних районів Середнього Придніпров'я. Основні завдання досліджень полягали в систематизації даних про геологічну будову та особливості металогенії районів досліджень, проведенні рудно-формаційного аналізу рудопроявів корисних копалин, супутніх залізним рудам, з обґрунтуванням потенціальних промислових типів рудних формацій, вивченні структурних особливостей та мінерального складу рудопроявів та металогенічному прогнозуванні потенційних рудних формацій за аналогією з іншими провінціями світу.

При написанні кваліфікаційної роботи автором використовувались також фондові матеріали геологічної служби КП "Південукргеологія", ДГЕ «Дніпрогеофізика», а також дані з літературних джерел. За результатами аналізу фондових матеріалів були проаналізовані загальні відомості про геологічну будову рудного території досліджень та залізорудних родовищ.

В процесі досліджень проведено інтерпретацію результатів сцинтиляційного емісійного експрес-аналізу (ЦАТІ НТУ «Дніпровська політехніка»), рентгеноструктурного, термічного аналізів (лабораторія КП «Південукргеологія»).

Автором самостійно проведено мінералого-петрографічні та мінераграфічні дослідження вміщувальних порід та руд залізорудних районів Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита.

Геологічні, мінералого-петрографічні та мінераграфічні спостереження супроводжувались зарисовками та фотографуванням найбільш інформативних зразків, шліфів та аншліфів. Всього було зроблено 20 мікрофотографій зразків, шліфів та аншліфів руд та вміщувальних порід з різним ступенем гідротермально-метасоматичних перетворень.

При перспективній оцінці рудопроявів супутніх корисних копалин був використаний порівняльно-геологічний метод та рудно-формаційний аналіз.

Таблиця 2.1– Види і об'єми виконаних робіт

№ п/п	Види робіт	Об'єм
1	Макроскопічний опис взірців вміщувальних порід та руд районів досліджень	20
3	Виготовлення прозорих і полірованих шліфів	35
4	Відбір проб руд та вміщувальних порід з різним ступенем гідротермально-метасоматичних перетворень	25
5	Мікроскопічні дослідження з визначенням мінерального складу, структури і текстури руд та вміщувальних порід	30
6	Мікрофотографування прозорих і полірованих шліфів (аншліфів)	25
7	Збір, узагальнення та аналіз геологічних даних за темою дипломної роботи у періодичних, монографічних та фондових джерелах	42

Мінералогічні, петрографічні та мінераграфічні дослідження проводились в лабораторії рудної мікроскопії кафедри геології та розвідки корисних копалин НТУ «Дніпровська політехніка».

Вивчення руд і вміщувальних гірських порід (діагностика мінералів, обґрунтування умов їх утворення, кількісні мінералогічні підрахунки, структурні і текстурні дослідження, мікрофотографування тощо) проводилось за стандартними методиками з використанням серійного бінокулярного мікроскопу (МБС–9), рудного петрографічного (Полам Р-312) і мінераграфічного (Альтамі Полар Р-312) мікроскопів.

Висновки до розділу.

В процесі досліджень кваліфікаційної роботи використані традиційні методи вивчення речовинного складу порід та руд району досліджень (мінералогічний, петрографічний, мінераграфічний) за стандартними методиками, які проводились в лабораторіях НТУ «Дніпровська



політехніка», проведено інтерпретацію результатів аналітичних досліджень лабораторій КП «Південукргеологія», ЦАТІ НТУ «Дніпровська політехніка», проведено рудно-формаційний аналіз рудопроявів корисних копалин, супутніх залізу в районах досліджень та металогенічний аналіз факторів рудоутворення. При визначенні перспектив рудоутворення використано порівняльно-геологічний метод.

103М-203-1

## **3 КОРИСНІ КОПАЛИНИ, СУПУТНІ РОДОВИЩАМ ЗАЛІЗА У МЕЖАХ ЗАЛІЗОРУДНИХ РАЙОНІВ СЕРЕДНЬОГО ПРИДНІПРОВ'Я**

### **3.1 Супутні корисні копалини Білозерського залізорудного району**

У межах району виявлено сингенетичні та епігенетичні корисні копалини. До група сингенетичних рудопроявів віднесено метаморфізовані магматичні, осадові та вулканогенно-осадові прояви мінеральної сировини.

Рудопрояви хроміту вперше були відкриті В.Д. Ладієвою [19] у керні свердловин на довжині усього Південно-Білозерського масиву серпентинітів. Пізніше вони також були задокументовані геологом ЗЗРК В.П. Жулідом [15] у Діагональному квершлагу на горизонті 640 м, що дозволило вивчити їх за зразками, шліфами, аншліфами та дублікатами проб.

В результаті досліджень встановлено, що рудопрояви хроміту представлені смугоподібно-лінзовидними рідковкрапленими скупченнями хроміту в серпентинітах аподунітових та апогарцбургітових різновидів. Потужність покладів не перевищує 3 –7 м, об'ємний вміст хроміту досягає 30 – 50%, контакти лінз хроміту з вміщуювальними породами, поступові, нерізкі. Розмір кристалів хромшпінеліду не перевищує сотих і десятих міліметра. Овальна форма зерен та зростків визначає нодулярну мікротекстуру, що дозволяє припускати ліквацийний генезис рудних агрегатів.

Первинні силікати (олівін, моноклінний та ромбічний піроксен) повністю заміщені серпентином (хризотилом, баститом, антигоритом та лізардитом). Несприятливим чинником якості хромових руд є повсюдне та інтенсивне заміщення вихідного хроміту магнетитом, а іноді й повне розчинення його у процесі серпентинізації (рис. 3.1, 3.3 –3.4).

В результаті таких перетворень формуються облямові, а іноді –«залишків від заміщення», псевдоморфні та футляроподібні структури, а також

відбувається регенерація псевдоморфного магнетиту з утворенням властивих йому октаедричних форм (рис. 3.2 –3.4).

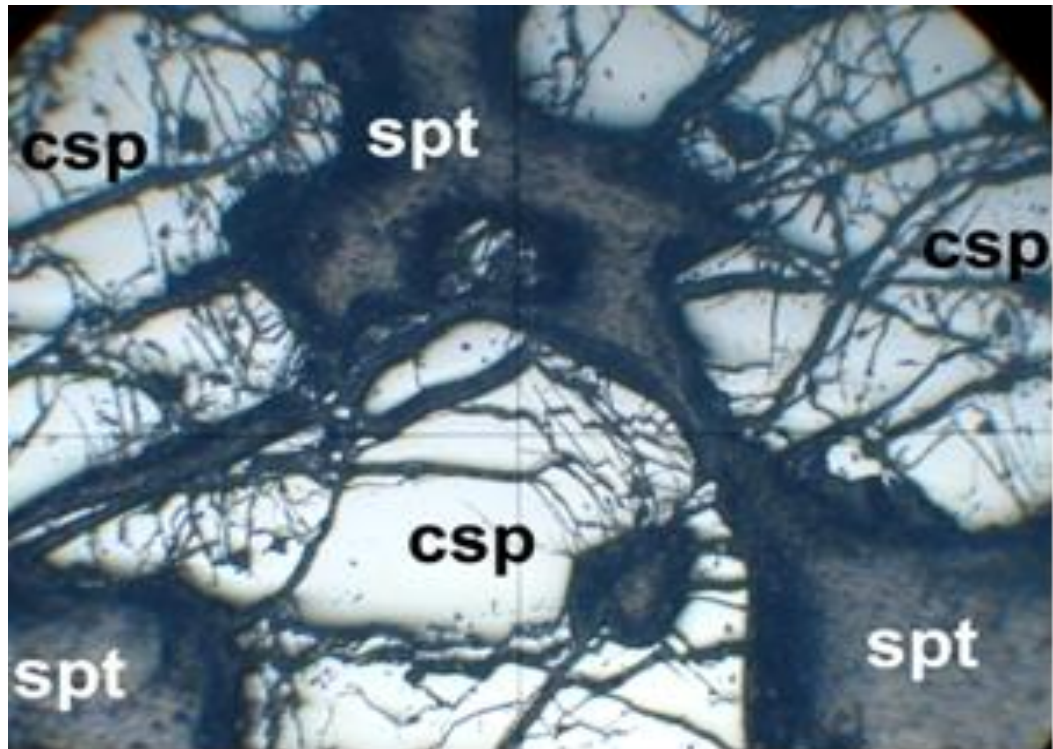


Рисунок 3.1 – Заміщення зерен хроміту (csp) серпентином (spt) по тріщинах. Аншліф, зб.90

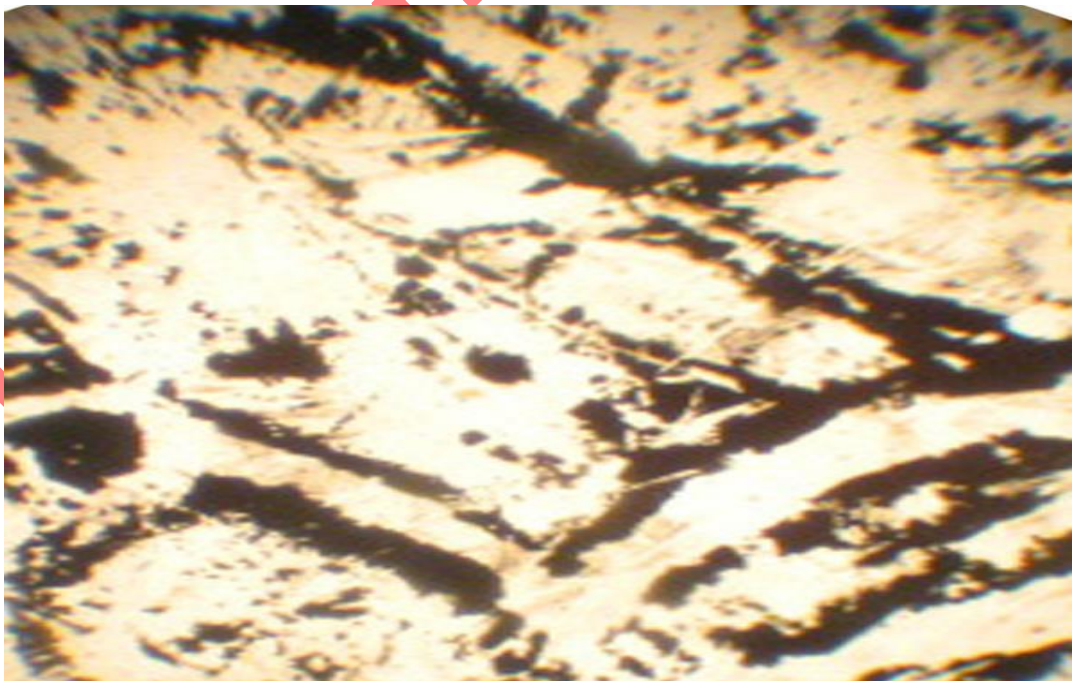


Рисунок 3.2 – Футляроподібна структура заміщення хромшпінеліду магнетитом. Шліф, ніколі паралельні, зб.90

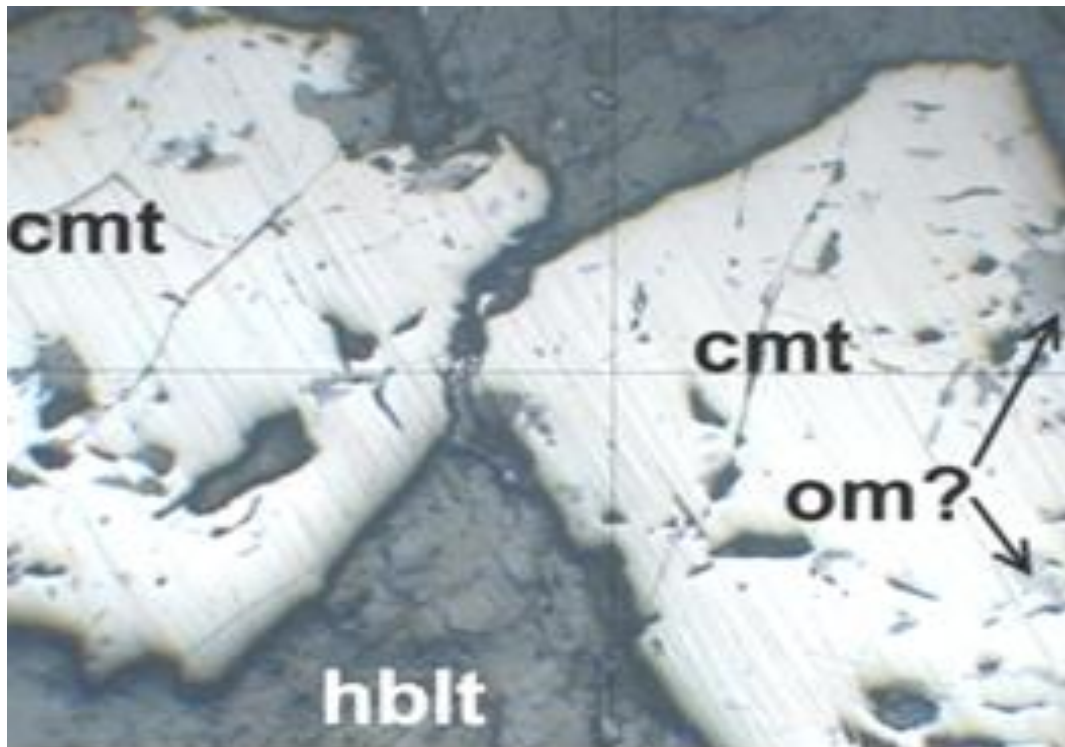


Рисунок 3.3 – Заміщення зерен хроміту магнетитом (cmt) та корозія зерен хроммагнетиту піроксеном. Аншліф, зб.120

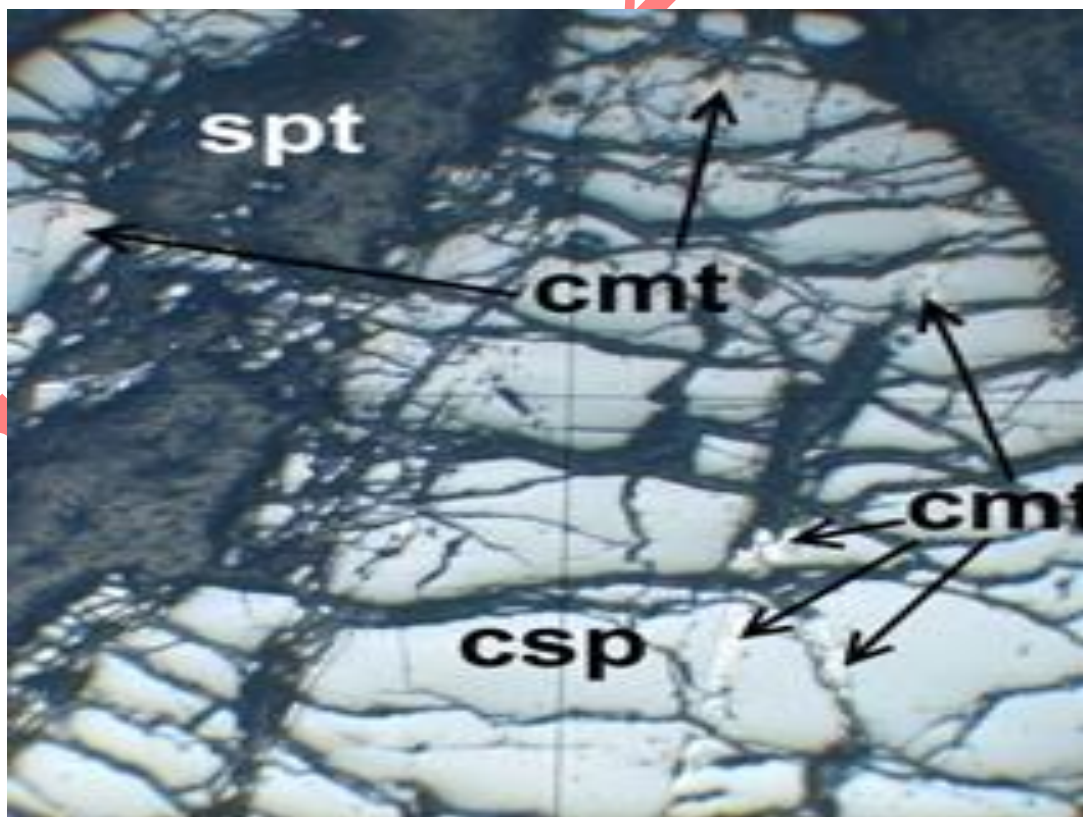


Рисунок 3.4 – Катаклаз та заміщення зерен хроміту серпентином та магнетитом по тріщинах. Аншліф, зб.120

За даними В.Д. Ладієвої постійна наявність облямівки магнетиту, якої неможливо позбутися в процесі збагачення при виділенні монофракцій хромшпінелідів, ускладнює оцінку якості їх концентратів. За результатами хімічних аналізів двох суміщених магнетит-хромітових фракцій було виявлено вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , що дорівнює 24 та 31,15% (рис. 3.5).

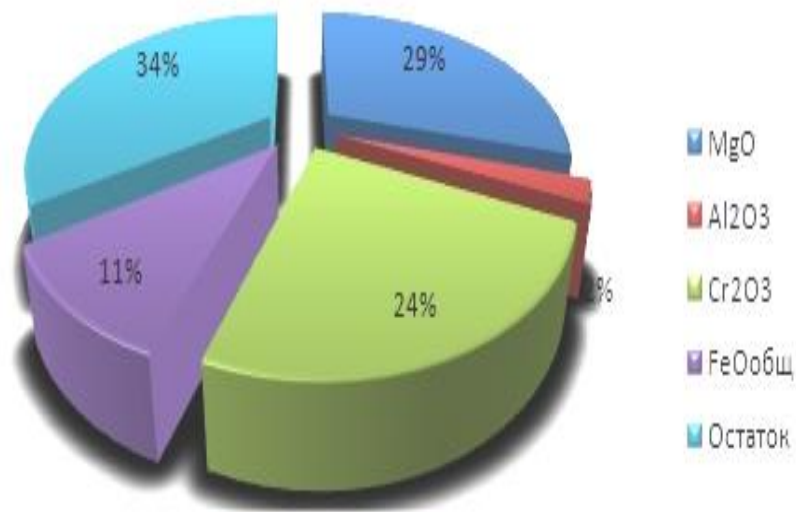


Рисунок 3.5 – Вміст хроміту в рудах

Зіставлення вищеперелічених особливостей рудопроявів хроміту з характеристиками рудних формацій хрому в монографічних оглядах [20] дозволяє обґрунтувати їх належність до хромітової платиновмісної рудної формації в дуніт-перидотитових комплексах ультраосновних порід з неявно вираженими ознаками промислового значення кемпірсайського формаційному типу хромітових руд. При цьому, при порівнянні з кондиціями [20], виявлено, що рудопрояви, що розглядаються, характеризуються дрібними тілами і відповідають рідковкрапленому типу зруденіння. За вмістом оксиду хрому в концентраті (менше 32%) вони є непридатними навіть для застосування у вогнетривкій промисловості.

Інтенсивне, іноді практично повне заміщення хроміту серпентином призводить до погіршення і без того низької якості руд. Даний висновок підтверджується і відсутністю аномалій платиноїдів у пробах, відібраних з інтервалів рудопроявів хроміту, що пов'язано, мабуть, з розчиненням та

винесенням цих елементів у процесі заміщення хроміту серпентином кількох генерацій.

Таким чином, зазначені особливості спонукають віднести рудопрояви хроміту до категорії безперспективних, які не заслуговують витрат на оцінку їх практичного значення.

Апатит – у проявах корисної мінералізації серед сієнітів було виявлено В.І. Ганоцьким у керні свердловин №№183,321 на контакті конкської та білозерської серій південно-західної частини південного блоку БЗКС[15].

За результатами досліджень встановлено, що рудопрояви апатиту зосереджені у дрібних гіпабісальних інтрузивних тілах метаморфізованих сієнітів. Апатит характеризується вмістом 3–5% та розвинений у формі призматичних кристалів 0,5 – 1 мм у довжину. При цьому апатит рівномірно розподілений в основній породоутворюючій масі. Наявність апатиту встановлено лише у шліфах. Даних хімічного визначення  $P_2O_5$  немає через відсутність зразків.

Вищенаведена інформація дозволяє обґрунтувати магматичний генезис проявів апатитової мінералізації та, ймовірно, віднести їх до двох можливих рудних формацій. Найбільш достовірним, хоч і неоднозначним, є відповідність проявів апатиту формації апатитових руд у лужних породах. Малоімовірним внаслідок відсутності додаткових ознак є їх відповідність формації апатитових руд у карбонатитах.

Незалежно від ступеня достовірності цих припущень слабка концентрація мінералізації апатиту та незначні розміри тіл вміщуючих сієнітів (12–25 м по керну свердловин) дозволяють віднести її до безперспективної формації в промисловому відношенні, хоча вона представляє інтерес при металогенічному прогнозуванні перспектив району досліджень.

Рудопрояви апатиту та апатитова мінералізація в теригенних породах михайлівської свити детально описані Г.Ф. Гузенко та З.В. Туробовою, а згодом докладно вивчені в керні свердловини №755 В.І. Ганоцьким [15]. З

огляду на повну відсутність керну, колекцій опис цієї мінералізації наведено за його даними.

Прояви апатиту виявлені у сірих кварц-серицитових сланцях із підвищеним до 5–12% вмістом апатиту. Вони формують чотири прошарки потужністю по 0,7 – 2,8 м у товщі метатеригенних порід загальною потужністю приблизно 130 м. Ця товща порід займає певне стратиграфічне положення у верхній частині розрізу михайлівської свити – на відстані близько 100 м від лежачого боку залізорудного горизонту запорізької свити. За простяганням – апатитоносна товща простежена свердловинами вздовж усього лежачого боку Південно-Білозерського та Переверзівського родовищ.

Прошарки апатитоносних сланців парагенетично пов'язані практично з усіма метаосадовими компонентами михайлівської свити. У верхньому прошарку відмічено присутність кислих метабазитів.

Певну своєрідність складу товщі, що обговорюється, надають прошарки внутрішньоформаційних метаконгломератобрекчій з потужністю 0,2 – 2 м та фрагментами кварцових сидеритолітів.

Основними мінералами апатитоносних сланців слід вважати: кварц (35–40%), серицит (30–35%), карбонати у вигляді сидероплезиту, кальциту та анкериту (7–38%), хлорит – рипідолітового різновиду (5–15%) та апатит (7 – 12%). Апатит у вигляді призматичних, іноді зональних кристаликів до 0,5–1 мм у довжину із шестигранними перерізами досить рівномірно розсіяний у вигляді окремих індивідів та віялоподібних зростків (рис.3.6 – 3.7).

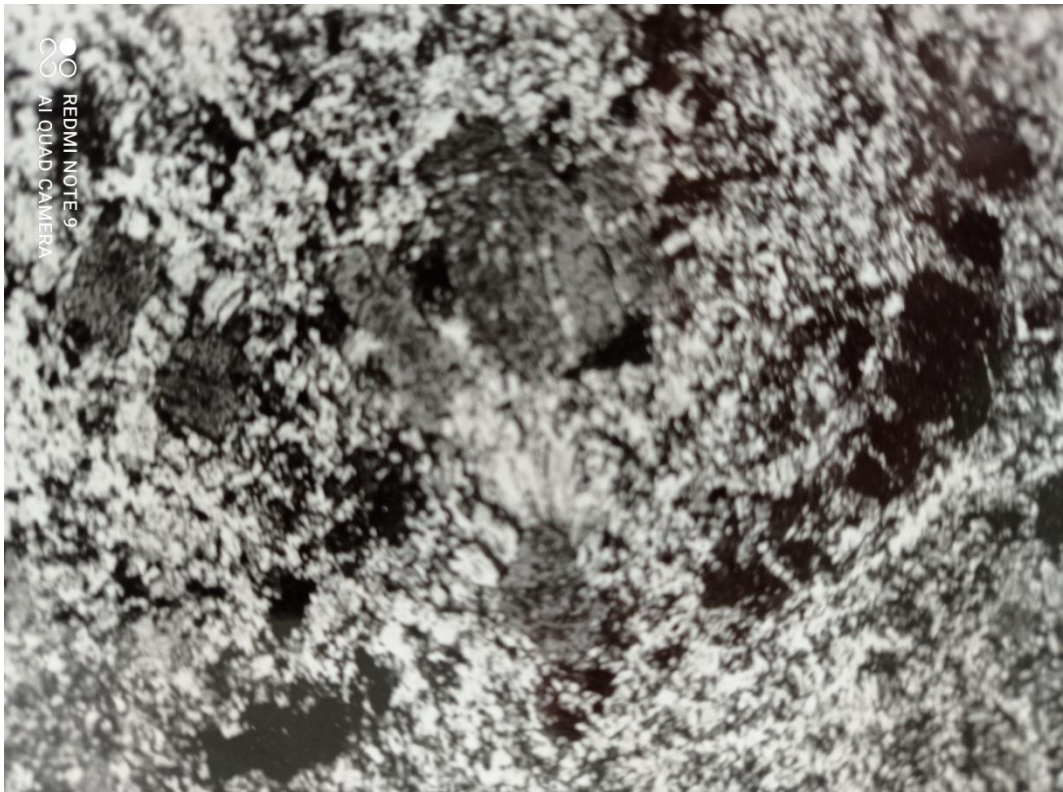


Рисунок 3.6 – Бластопорфірові агрегати апатиту (іноді віялоподібні) з проявами катаклазу та субпаралеельною орієнтовкою. Нік+, зб.20.

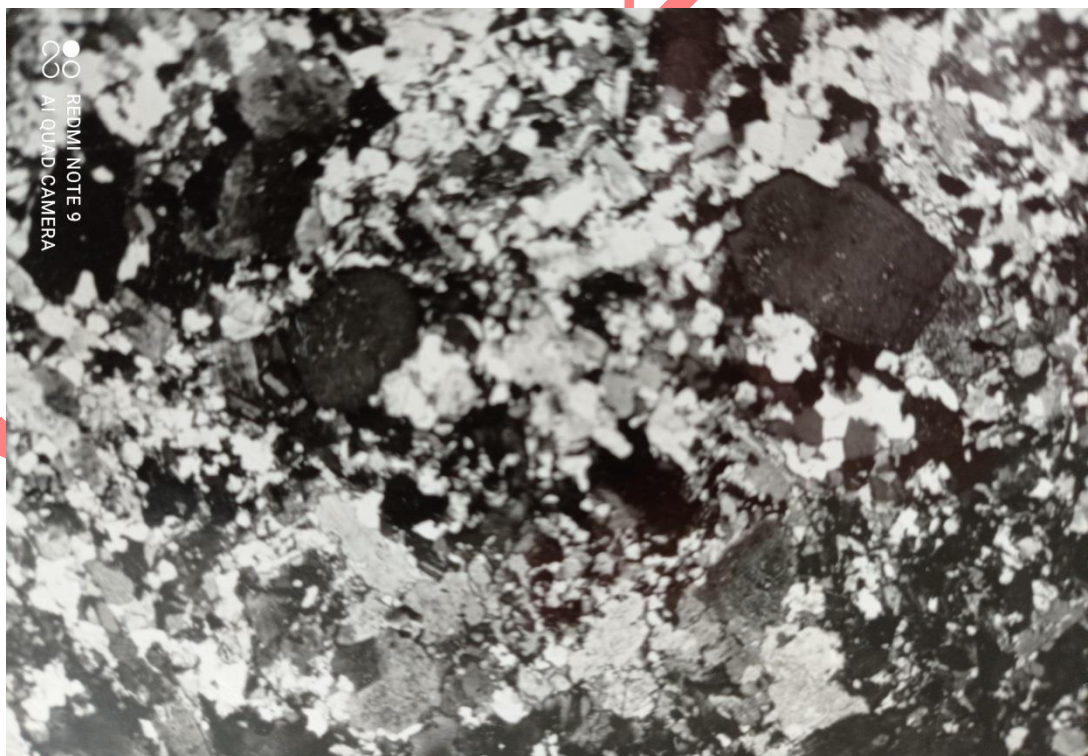


Рисунок 3.7 – Порфіроподібні агрегати апатиту в дрібнозернистій біотит-плагіоклаз-мікрокліновій масі з проявами катаклазу. Нік+, зб.20.



Переважна маса зерен апатиту подрібнена на окремі фрагменти. Уламки зерен розділені агрегатами карбонатів, хлориту, іноді піриту. Структура апатитонесних сланців тонкозерниста, мікропорфіробластова з розміром зерен основної тканини 0,015 – 0,05 мм та відособленнями апатитових зерен у середньому до 0,5 мм. У зонах інтенсивної карбонатизації виявлено гетеробластичну структуру. Тектурні особливості сланців характеризуються переважно лінзоподібно-смужчастим різновидом, обумовленим пережимами смужкових відокремлень карбонатних агрегатів.

Ймовірно, склад вторинних мінералів, прожилкові текстури та ознаки катакlastичних структур аналогічні складу та будові метасоматитів лиственіт-березитової формації михайлівської свити. Цей факт свідчить, що пачка сланців, що містять апатит, знаходиться в одній із смугоподібних зон дислокаційного метаморфізму, який надав інтенсивний перетворюючий вплив на мінералізацію апатиту.

Дані про хімічний склад апатитвміщуючих сланців охарактеризовані за результатами аналізу штуфних проб з максимальною концентрацією  $P_2O_5$  в межах до 2,05. Перспективи збагачення не вивчені, але, можливо, за аналогією з технологічним типом апатит-силікатних руд, що містять 3 – 4  $P_2O_5$ , були оцінені як перспективні завдяки відносно великим відокремленням апатиту в загальній тонкозернистій тканині сланців.

Дискусійним є відповідь на питання щодо рудно-формаційної приналежності описаної мінералізації. В.І. Ганоцький зазначав відсутність аналогів даної форми мінералізації. Реферативний пошук інформації про формаційні аналоги дозволив ймовірно визначити їх серед добре вираженої однорідної групи фосфатонесних вулканогенно-осадових метаморфізованих кремністо-сланцевих формацій докембрійських товщ Східного Уралу та Мугоджару. Вперше даний формаційний тип було виділено Н.С. Шатським [24].

Згідно з вищевказаними даними, прояви апатиту в кремністо-сланцевих товщах зазнавали метаморфізму в умовах від зеленосланцевої до

амфіболітової фації та містять від 0,5 до 7%  $P_2O_5$  (частіше до 4 – 5%), але на сьогоднішній день практичного значення не мають.

Повна аналогія рудних та вміщуючих геологічних формацій в даному випадку не простежується. Найбільше відповідність проявляється у схожості літофаціального складу обговорюваної формації з віддаленим від центрів вулканізму [24] кремністо-сланцевим типом формацій, який парагенетично пов'язаний з кислими вулканітами. Обґрунтованість такої аналогії підтверджується переважною роллю теригенних порід у складі метапсамітів та метапелітів, серед яких присутні й чорні – вуглецеві сланці.

Аналогом яшмових компонентів, кількість яких у віддалених формаціях незначна, в даному випадку слід вважати мікрокварцити та кварцові сидеритоліти. На можливість таких взаємозамінних аналогів звертав увагу Н.С. Шатський, який наголошував, що у кремністо-сланцевих формаціях, просторово пов'язаних із кислими вулканітами, значних проявів фосфатів не виявлено. До такого ж висновку про непромисловий характер апатитової мінералізації в вулканогенно-теригенній формації михайлівської свити наводить і її аналогія з теригенно-вуглецевим типом геологічних формацій.

У геологічних формаціях даного типу несприятливою ознакою для накопичення фосфатів вважається відсутність вапняків та доломітів та мала кількість кременистих порід.

Щодо генезису фосфоритів, слід відзначити, що парагенезис апатитоносних сланців з теригенними породами, відповідна пластоподібна або лінзоподібна форма їх залягання та велика довжина вміщуючої пачки по простяганню (більше 7 км), свідчать про первинно-осадове метаморфізоване походження.

Остаточний висновок у перспективній оцінці можна зробити шляхом прямого зіставлення параметрів зруденіння з промисловими кондиціями метаморфогенного апатит-силікатного технологічного типу руд [25].

При такому зіставленні було виявлено наступні несприятливі показники якості руд:

1) низький вміст  $P_2O_5$  – не більше 1,5 – 2% порівняно з мінімальним у родовищах такого типу до 3 – 4%;

2) дрібнозернистий характер зерен апатиту, кристали якого подрібнені на фрагменти від 0,1 до 0,3 мм;

3) нерівномірний ступінь карбонатизації руд, у результаті якої знижується якість апатитових концентратів.

Таким чином, необхідно визнати, що мінералізація апатиту в сланцях характеризується непромисловим значенням і, отже, не заслуговує на постановку спеціальних пошуково-оціночних робіт.

Родовища бідних легкозбагачуваних залізних руд – магнетитових кварцитів (рис.3.8) складають неосвоєну на сьогоднішній день частину основного залізрудного горизонту продуктивної запорозької свити, в якому формують п'ять звивистих за обрисами блоків (неокислені зони) горизонтів, які роз'єднані глибинними зонами окислення. Усі виявлені п'ять блоків, кожен із яких відповідає самостійному родовищу магнетитових кварцитів, розвідані свердловинами на етапі пошукової оцінки чи попередньої розвідки, а блок між Південно-Білозерським та Переверзівським родовищами багатих руд розвіданий детально. За всіма п'ятьма родовищами підраховано прогнозні ресурси та частково запаси промислових категорій бідних руд у кількості від 600 до 3100 млн.т. Речовинний склад, геологічну будову родовищ та технологічні властивості руд докладно охарактеризовані у звітах за участю В.І. Ганоцького [15]. Вулканогенно-теригенно-осадовий клас та метаріодацит-сланцевий тип продуктивної залізисто-кременистої формації запорізької свити, було визначено Т.А. Скаржинською [16].

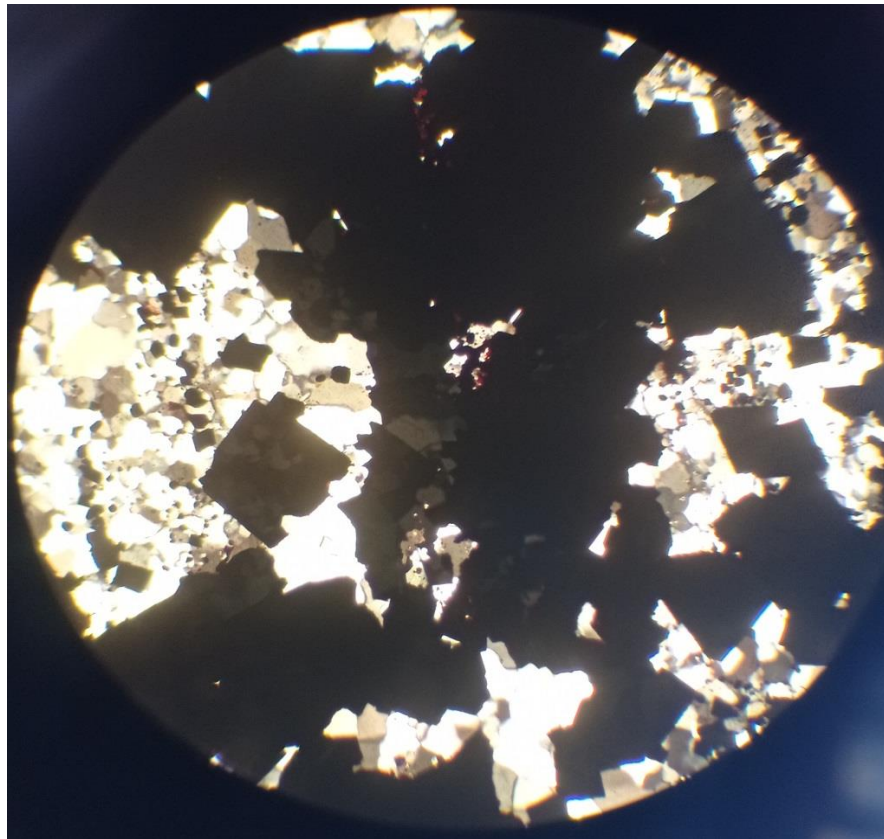


Рисунок 3.8 – Кварцит магнетитовий. Аншліф, зб.60.  
Світло-сіре – магнетит, сіре – кварц.

Колчедані рудопрояви представлені двома рудними формаціями. Серед ряду особливостей, які дозволяють обґрунтувати приналежність до генетичної групи колчеданних родовищ за даними В.І. Смірнова [26] необхідно врахувати високий вміст сульфідів (30 – 50 %), піротин-піритовий склад руд, а також стратиформний – згодний з вміщувальними породами характер залягання рудних лінз та мінералізованих зон та відповідність ізотопного складу сірки сульфідів його значенням у колчеданних формаціях (за даними Ю.А. Фоміна в лабораторії ІГМР НАН України ізотопний склад сірки становить від -0,9 до +4,2‰).

Сірчаноколчеданні рудопрояви та прояви піротин-піритової мінералізації зустрінуті в розрізі михайлівської свити на горизонті 740 м ЗЗРК [15] та вивчені в колекціях зразків, аншліфів та шліфів. Рудопрояви розподілені в основному у верхній частині розрізу свити та приурочені до шарів та прошарків чорних (вуглецевих) сланців.

Сірчаноколчеданні рудопрояви характеризуються серицит-кремністо-пірит-піротиновим складом і зустрічаються у вигляді субзгодних рідких прошарків потужністю 5 – 25 см. Рудопрояви масивної, сланцевато-смугоподібної чи брекчієподібної текстури містять не менше 60% піротину і піриту. Сульфіди заліза (рис.3.9) виявляють форми збірної кристалізації (до розміру зерен 0,1 – 0,4 мм), при цьому всередині багатьох індивідів збереглися релікти тонкозернистої губчастої маси (менше 10 – 50 мкм).

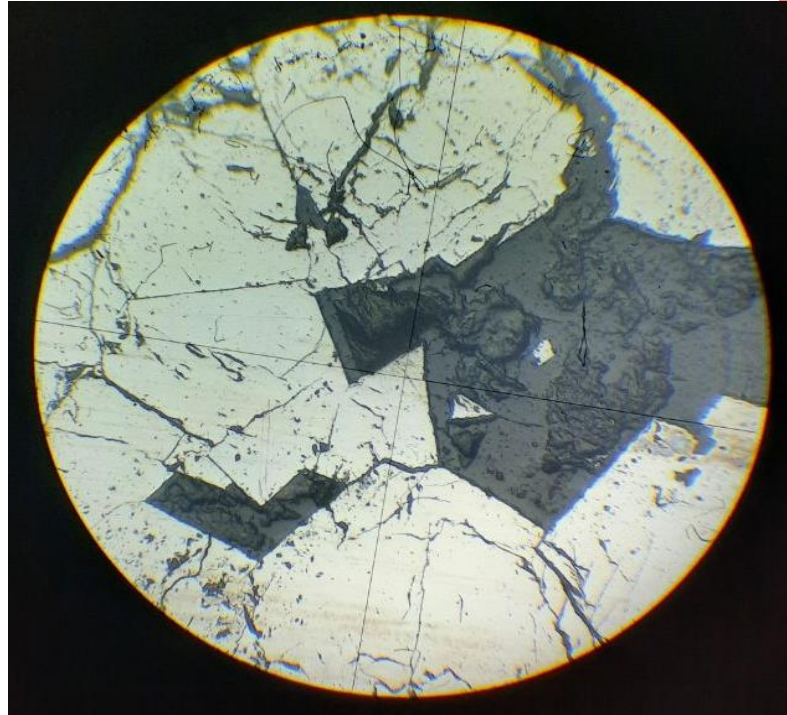


Рисунок 3.9 – Збірна кристалізація піриту з формуванням зрощень метакристів. Світло сіре – гематит. Аншліф, зб.90.

В окремих прошарках чітко виявлені ознаки катакластичних - мікробрекчієвих текстур. Прояви бідної колчеданної мінералізації в чорносланцевій товщі із вмістом сульфідів до 5 – 15% (переважно пірит, піротин), зустрічаються часто. Характерним для них є стійке, близьке до стандарту метеоритного відношення ізотопів сірки  $^{34}\text{S}$  в межах від -0,9 до +1,4‰. Обидві форми колчеданних проявів не мають практичного значення через малу поширеність і малу потужність прошарків, а також внаслідок низького вмісту сульфідів заліза. Мідноколчеданні прояви та супутня їм халькопірит-піритова мінералізація вперше зустрінута та вивчена

В.Ю. Коваленком та Н.В. Кушиновим у верхньому сланцевому горизонті запорізької свити [15]. При цьому увага звертається на присутність суттєвої частки кислих метавулканітів (ріолітів, рис. 3.10) серед хлоритових та магнетит-хлоритових сланців та кварцитосланців, які містять лінзи та прошарки залізистих кварцитів, філітоподібних та чорних сланців та метапісчаників.

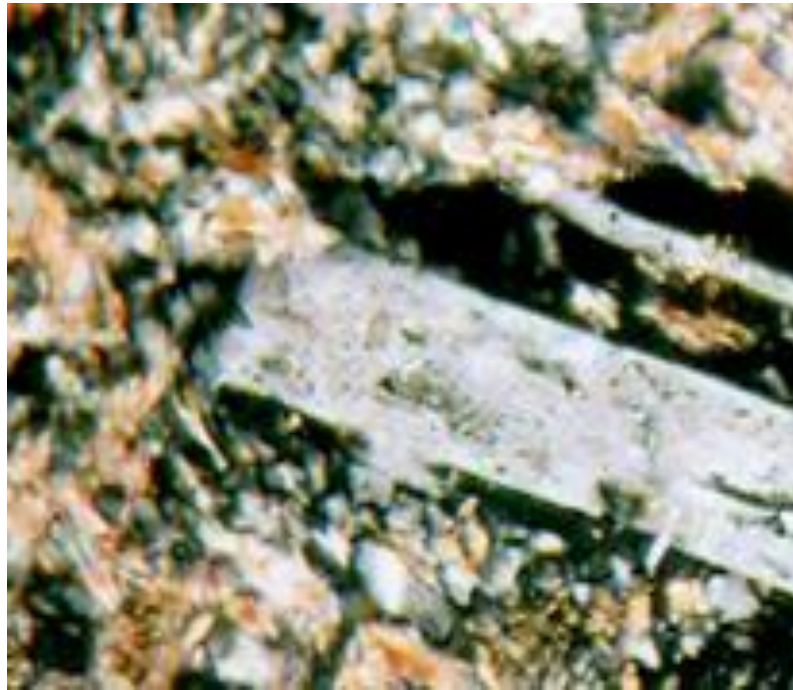


Рисунок 3.10 – Метаріолит з реліктовими вкрапленнями плагіоклазу з полісинтетичним двіникуванням. Шліф, нік+, зб.150

Для визначення перспектив мідноколчеданної мінералізації було проведено вивчення колекцій зразків, аншліфів, шліфів та керну свердловин.

Повсюди у межах розрізу слід відзначити парагенезис корисної мінералізації з метавулканітами (ріоліти, ріодацити, кератофіри, рис.3.10) в товщі серицит-хлоритових та карбонат-магнетит-хлоритових сланців та кварцитосланців, які містять лінзи та прошарки залізистих кварцитів, філітоподібних та чорних сланців, метапісковиків та метапелітів.

Через відсутність керна, перспективність мідноколчеданної мінералізації переважно оцінено за колекціями зразків, аншлифів та шліфів з керну свердловин 749 та 794.

За результатами досліджень сульфідна мінералізація у найбільш яскравому вираженні утворює лінзовідні прошарки потужністю 5 – 25 см у зоні хлоритових та магнетит-хлоритових сланців усередині підгоризонту "І" (за місцевою схемою розчленування сланцевого горизонту). Спільно з масивними колчеданними прошарками зустрінена нерівномірна прожилкова та прожилково-вкраплена мінералізація. Разом вони формують рудоносну зону, що залягає узгоджено, потужністю до 25 – 45 м, яка з перервами простежується на відстань до 10 км.

Нерівномірний характер розподілу сульфідної мінералізації по простяганню підтверджений слабким проявом мінералізації в керні свердловини №794, де кількість сульфідів зазвичай не перевищує 0,5 – 1% і тільки в двох інтервалах (854 – 857,7 м і 861 – 872 м) зростає до 2 – 5%. Масивний мідноколчеданний прошарок потужністю 4 см виявлено лише на 895-696м.

Серед групи рудних мінералів найпоширенішими є пірит і халькопірит, загальна кількість їх досягає 5 – 10%, а в деяких масивних прошарках відзначається і більш високий вміст. Менш поширена піротинова мінералізація. Кожен із сульфідних мінералів представлений декількома генераціями. При цьому піротин та частина халькопіриту збереглися у формі пойкилобластів у зернах піриту; новостворений магнетит розвинений у вигляді облямівок навколо піриту, а іноді спільно з халькопіритом перетинає зерна піриту.

Співвідношення сульфідів чітко позначають послідовність виділення рудних мінералів. Переважний розмір рудних зерен - в межах 0,1 – 0,4мм. Ізотопний склад сірки у двох зразках піриту близький до метеоритного стандарту ( $^{34}\text{S}$  від -0,7 до +0,8‰).

У штуфних та секційних кернових пробах довжиною до 20 – 30 см виявлено вміст міді від 0,2 до 1.8%, нікелю до 0,1 – 0,4%, цинку 0,017%, кобальту 0,009% та свинцю 0,006%, що підтверджує мідноколчеданий склад руд.

Співробітниками ДГІ, а потім НТУ «Дніпровська політехніка» в даних інтервалах встановлено стійку присутність аномалій срібла та домішки золота [15], що дає підстави називати рудну формацію срібловміщуючою.

Наведена інформація дозволяє погодитися з думкою В.Ю. Коваленка та Н.В. Кушинова щодо належності рудопроявів до формації мідноколчеданих руд. При цьому явно стратиформний характер, просторовий та парагенетичний зв'язок з кислими метавулканітами обґрунтовують вулканогенно-гідротермальний спосіб відкладення сульфідних компонентів.

Виразних аналогів даної формації немає. За парагенезисом з кислими метавулканітами та мідноколчеданим типом руд вона відповідає деяким родовищам рудноалтайського типу, але найближче виявляє аналогію із золотоносною колчеданною формацією сланцевих горизонтів.

Виконання практичної оцінки мідноколчеданих рудопроявів за допомогою прямого зіставлення з кондиціями та підрахунку прогнозних ресурсів ускладнено відсутністю достовірних параметрів про потужність та протяжність передбачуваних рудних тіл. Наведені першовідкривачами рудопроявів високі промислові значення вмісту міді (до 1,5 – 1,7%) не можна вважати достовірними через штуфний метод випробування.

Слід зазначити, що рудно-формаційний тип і досить стійкі прояви ознак рудоносною зони за простяганням в цілому сприятливі і дозволяють брати їх до уваги попутно - при розкривних гірничих роботах у верхньому сланцевому горизонті запорізької свити, або в процесі розвідки родовищ магнетитових кварцитів. У процесі проведення робіт не виключена можливість відкриття невеликих покладів мідноколчеданих руд.

Геохімічні аномалії благородних металів комплексного складу ймовірно сингенетичного походження, зафіксовані групою співробітників НТУ



«Дніпровська політехніка» на підставі монометальних або комплексних проявів серед незмінених метасоматичними процесами чорних та філітоподібних сланців, метапісчаників і метагравелітів михайлівської свити в квершлазі Запорізького ЗРК (горизонт 740 м, [15]).

Загальна кількість аномалій не перевищує десяти, але, ймовірно, значно більша кількість «поглинена» епігенетичними аномаліями в метасоматитах середньо- та низькотемпературних груп. Для всіх аномалій характерні тонкодисперсні форми виділення благородних металів та невисокий вміст металів (мг/т): 60 – 85 для золота та 40 – 100 для платини, що свідчить про низький рівень накопичення в осадовому процесі.

Мінеральні форми благородних металів не визначені. Зважаючи на дисперсний характер частинок благородних металів, їх присутність у метапелітах дозволяє припустити хомогенну форму осадження, а в метасамітових різновидах - кластогенну, що і відображено у спільному визначенні генетичного класу.

Самостійного практичного значення даний тип мінералізації благородних металів у Білозерській зеленокам'яній структурі не має, але цей тип слід враховувати в генетичному відношенні, оскільки він вказує на одне з найімовірніших джерел комплексу благородних металів.

Серія епігенетичних формацій є провідною при оцінці рудоносності супутніх корисних копалин Білозерського залізорудного району. Дана серія поєднує прояви пневматолітово-гідротермальної та комплексної за складом групи дислокаційно-метаморфічних гідротермальних рудопроявів, залишкових гіпергенних руд і такого ж складу родовищ полігенетичних багатих метаморфогенно-гіпергенних залізних руд.

Серед вищезгаданих епігенетичних формацій частина підпорядкована строгому літолого-петрографічному контролю та розміщується відокремлено від інших у теригенній товщі порід михайлівської та переверзівської свит білозерської серії, у залізистих кварцитах запорізької свити та в серпентинітах Південно-Білозерського масиву.

У розподілі інших формацій провідна роль належить структурному контролю, переважно розломним дислокаціям, і, тому вони поширені у будь-яких генетичних типах порід білозерської серії.

Комплексна мінералізація рубідія, цезію, вольфраму та молібдену відзначена В.Д. Ладієвою в слюдяних грейзенах (рис. 3.11) зон контакту метаультрабазитів конкської серії з більш молодими гранітами [27].

Детальних відомостей про вміст, мінеральні форми та масштаби прояву мінералізації немає. Тим не менш, сам факт її наявності в Білозерській зеленокам'яній структурі дуже важливий для генетичних визначень, оскільки дозволяє обґрунтувати проникнення флюїдів по розломним структурам у внутрішні зони Білозерської структури.

Геохімічні аномалії золота в грейзенізованих метатеригенних породах михайлівської свити білозерської серії вперше були виділені групою співробітників НТУ «Дніпровська політехніка» в самостійний генетичний клас за результатами вивчення просторових зв'язків монометальних аномалій з певними типами метасоматитів [15].



Рисунок 3.11 – Порфіробласти біотиту (зразок грейзенізованої породи)

У процесі досліджень досить чітко було виділено групу монометальних аномалій золота без супутніх благородних металів у зоні поєднання грейзенізованих порід та потужних зон лиственіт-березитів.

Такі аномалії також сформували незалежні зони серед незмінених метасоматозом метатеригенних порід. Дане відокремлення дозволяє зробити висновок про незалежний структурний контроль грейзенізованих порід. Потужність вивчених зон становить 5 – 15 м, вони також насичені структурами мікродформацій.

На відміну від кластогенних аномалій золота, де концентрація металу не перевищує 80 – 100 мг/т, в обговорюваному типі вона значно вища і за цією ознакою порівняна з основним типом аномалій зони лиственіт-березитів. Характерна особливість епігенетичних рудних аномалій у грейзенізованих породах – стійкий просторовий зв'язок з парагенетичною асоціацією біотиту пізньої генерації процесу заміщення порід та турмаліну (рис.3.12). В інших проявах грейзенізації подібні аномалії золота не виявлено.

Зазначені грейзенізовані породи формуються на ранніх стадіях грейзенізації, а за складом заміщених метатеригенних порід їх можна порівняти з рудною формацією апоалюмосилікатних грейзенів.

Зважаючи на нечисленність незалежних від інших метасоматитів аномалій, даний тип золоторудної мінералізації не має самостійного значення, внаслідок поглинання провідним типом комплексної мінералізації благородних металів, але він ймовірно вніс відчутний внесок у процес загальної концентрації золота основного типу і, таким чином, має цілком реальне практичне значення .



Рисунок 3.12 – Розвиток біотиту пізньої генерації в катаклазованій та грейзенізованій породі зони рудопрояву. Шліф, нік+, зб.90

Комплексна мінералізація з чотирьох благородних металів та поодинокі рудопрояви в низькотемпературних гідротермальних метасоматитах лиственіт-березитової формації вперше була встановлена групою співробітників НТУ «Дніпровська політехніка» у 1996 році.

Ознаки зруденіння комплексного складу визначені за численними проявами корисної мінералізації у вигляді аномальних зон із сумарним вмістом благородних металів від десятих часток до перших грамів на тонну поки що характеризуються лише одиничними рудопроявами.

Відсутність очікуваних у процесі пошуково-ревізійних робіт рудних тіл є закономірною, оскільки вся мережа випробування свердловин і гірничих виробок була підпорядкована розвідці потужних і протяжних покладів багатих залізних руд, з якими непорівнянні дрібні тіла благородних металів.

Рудні тіла також підпорядковуються зовсім іншим рудоконтролюючим факторам і закономірностям просторового розміщення, ніж залізорудні тіла і тому не були розкриті свердловинами та гірничими виробками.

Такий тип рудної мінералізації виявлено у різних стратиграфічних і породних комплексах по всій території Білозерської структури, але найінтенсивніше він вивчений у породах лежачого боку Південно-Білозерського родовища, де розкритий магістральним квершлагом на горизонті 740 м. Про морфометричні особливості очікуваного зруденіння можна судити на підставі подібності аномальних ореолів і форми рудних тіл.

Більш достовірно форма та розміри ореолів характеризуються за формою, розмірами та внутрішньою будовою рудовмісних структур. За даними відомостями, аномальні зони характеризуються пластиноподібно-блоковою формою, багатоярусним заляганням і формують паралельні групи з крутим східним падінням і близьким до узгодженого заляганням. Потужність кількох розкритих на вивченому інтервалі (1280 м) аномальних пластиноподібних блоків становить 30 – 380 м, а відстань між пластинами – 70 – 150 м. У такі ж самі інтервали вкладаються і розміри аномальних зон, що виявлені на Північно-Білозерському родовищі.

Протяжність блоків за простяганням в першому наближенні - 1000 – 2500 м, можливо і більше. За падінням зони були простежені виробками від горизонту 640 м до 840 м без будь-яких змін ступеня концентрації рудної речовини, що дозволяє припускати, що рудоносні зони поширюються на всю глибину розкриття опорними виробками – від поверхні фундаменту до горизонту 840 м, тобто в інтервалі не менше 620 м та поширені значно нижче 840 м.

Внутрішня будова аномальних зон детально вивчена співробітниками НТУ «Дніпровська політехніка» [15]. У процесі досліджень було встановлено, що завдяки нерівномірному розподілу благородних металів зони характеризуються неоднорідною будовою та протяжністю аномалій від 3 – 20 до 150 – 200 м.

На такому фоні виявлено і лінзоподібні відокремлення з підвищеною концентрацією благородних металів потужністю від 0,7 до 0,8 м до перших метрів. По простяганню та падінню простежено кулісоподібне і

чіткоподібно-смугове взаємне розташування аномалій, а відстань між аномаліями перехресно до простягання становить 5 – 50м.

Судячи з єдиного поки що золото-срібного прояву на даній ділянці, можна очікувати, що і передбачувані рудні тіла всередині охарактеризованих ореолів мають аналогічну будову, але поступаються їм у розмірах.

Пластиноподібно-блоковий характер зон геохімічних аномалій та вміщуючих гідротермальних метасоматитів визначений формою та розмірами провідних рудоконтролюючих структур 1-го рангу у вигляді паралельних зон вторинного розсланцювання, які перетинають всю Білозерську зеленокам'яну структуру та формують внутрішню структуру вузла перетину глибинних розломів. Саме ця система паралельно-поясових структур визначила можливість просторового поєднання різновікових продуктів гідротермально-метасоматичного заруднення.

Локальні рудоносні структури для цього типу зруденіння не визначено, їх можливі різновиди можна припустити виходячи з структур родовищ-аналогів. Найбільш сприятливі в даному випадку для зіставлення локальні роздування потужності в зонах поздовжніх складок, поперечні та флексурні вигини з розшаруванням порід, скупчення кварцових жил альпійського типу та ділянки перешарування порід різної компетентності.

Для рудної мінералізації також характерні такі особливості. Насамперед, розподіл основної частини рудної мінералізації в метасоматитах лиственіт-березитової формації, які становлять понад 70% обсягу всіх метасоматичних порід і формують для інших своєрідний петрографічний фон (ознаки літологічного контролю).

По-друге – складний, багатостадійний характер зруденіння з просторовим суміщенням чотирьох різновікових мінеральних парагенезисів.

Ознаки прояву двох ранніх етапів накопичення благородних металів – осадового та грейзенового типу були розглянуті вище. У лиственіт-березитах зосереджений головний за кількістю та практичним значенням

гідротермально-метасоматичний – третій тип золото-срібної з домішкою платиноїдів рудної мінералізації.

Даний тип представлений бідною (від 1 – 2 до 3 – 5%) розсіяною прожилково-вкрапленою метасоматичною формою виділення сульфідів серед лиственіт-березитів кварц-серицит-хлорит-сидероплезитового складу з домішкою пізніших генерацій кварцу, анкериту, кальциту, антраксоліту.

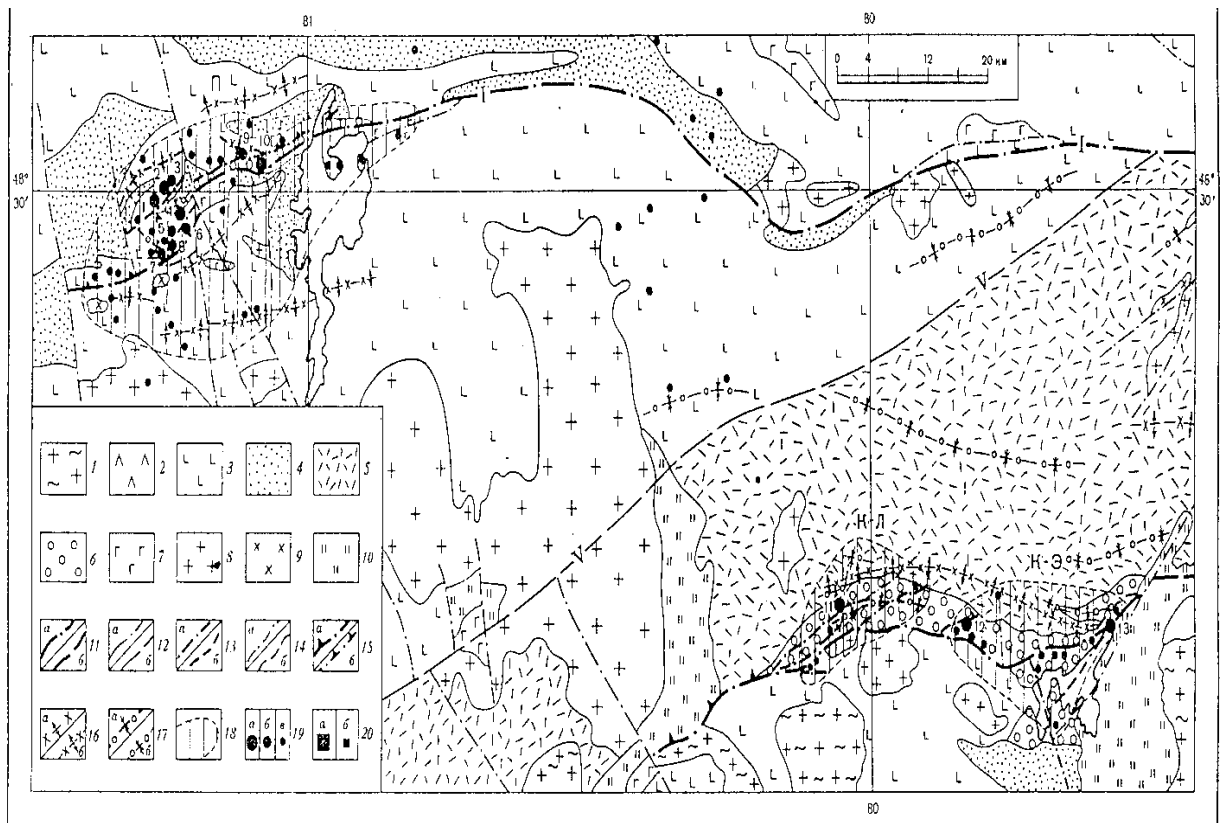
Парагенезис сульфідів, який містить основну частину благородних металів та представлений піритом, піротином, халькопіритом та арсенопіритом.

Завершальна стадія, а можливо і самостійний етап зруденіння, характеризується гідротермально-секреційними, переважно жильними формами виділення гребінчастого кварцу та карбонатів з підвищеним вмістом сульфідів (пірит, арсенопірит) у кількості до 25 – 30%. Дана мінеральна асоціація зосереджена в січних жилах або формує цемент тектонічних брекчій, зона яких досягає 1 – 1,5 м потужності.

Рівні концентрації в зонах геохімічних аномалій свідчать про їхній рудний характер, що відповідає рівням концентрації в аномаліях промислових родовищ золота, наприклад у родовищах зеленокам'яного поясу Абітібі на Канадському щиті (рис. 3.13).

Генетичний тип та клас охарактеризованої комплексної мінералізації благородних металів визначено як гідротермальний дислокаційно-метаморфічний за участю гідротермально-пневматолітової мінералізації.

Достовірних даних про параметри для підрахунку прогнозних ресурсів благородних металів відсутні. Тож для оцінки перспектив комплексної мінералізації необхідно залучити металогенічні можливості типу її рудної формації. При цьому за основу прийнято головний тип очікуваного зруденіння в лиственіт-березитах.



Умовні позначення:

Рудні вузли: П — Поркьюпайн, К-Л — Керкленд-Лейк, К-Э — Керр-Едісон, Н — Норанда, В — Валь Д'Ор.

Розломи: I — Дестор-Поркьюпайн, II — Кадилак, III — Менвейл; IV — Південно-західний и V — Північно-Східний.

Родовища (цифри на схемах): 1 — Холлінджер, 2 — Мак-Інтайр, 3 — Конібрэм, 4 — Доум, 5 — Пеймейстер, 6 — Престон, 7 — Анор, 8 — Буфало-Анкерит, 9 — Холнор, 10 — Пеймор, 11 — Керкленд-Лейк, 12 — Верхня Канада, 13 — Керр-Едісон, 14 — Норанда, 15 — О'Брайен, 16 — Кенедиен Малартик, 17 — Вернет, 18 — Вест-Малартик, 19 — Кемфло, 20 — Малартик Голд-Филдз, 21 — Сиско, 22 — Салливан Консолидейтед, 23 — Сигма, 24 — Ламак, 25 — Перрон, 26 — Бевкон.

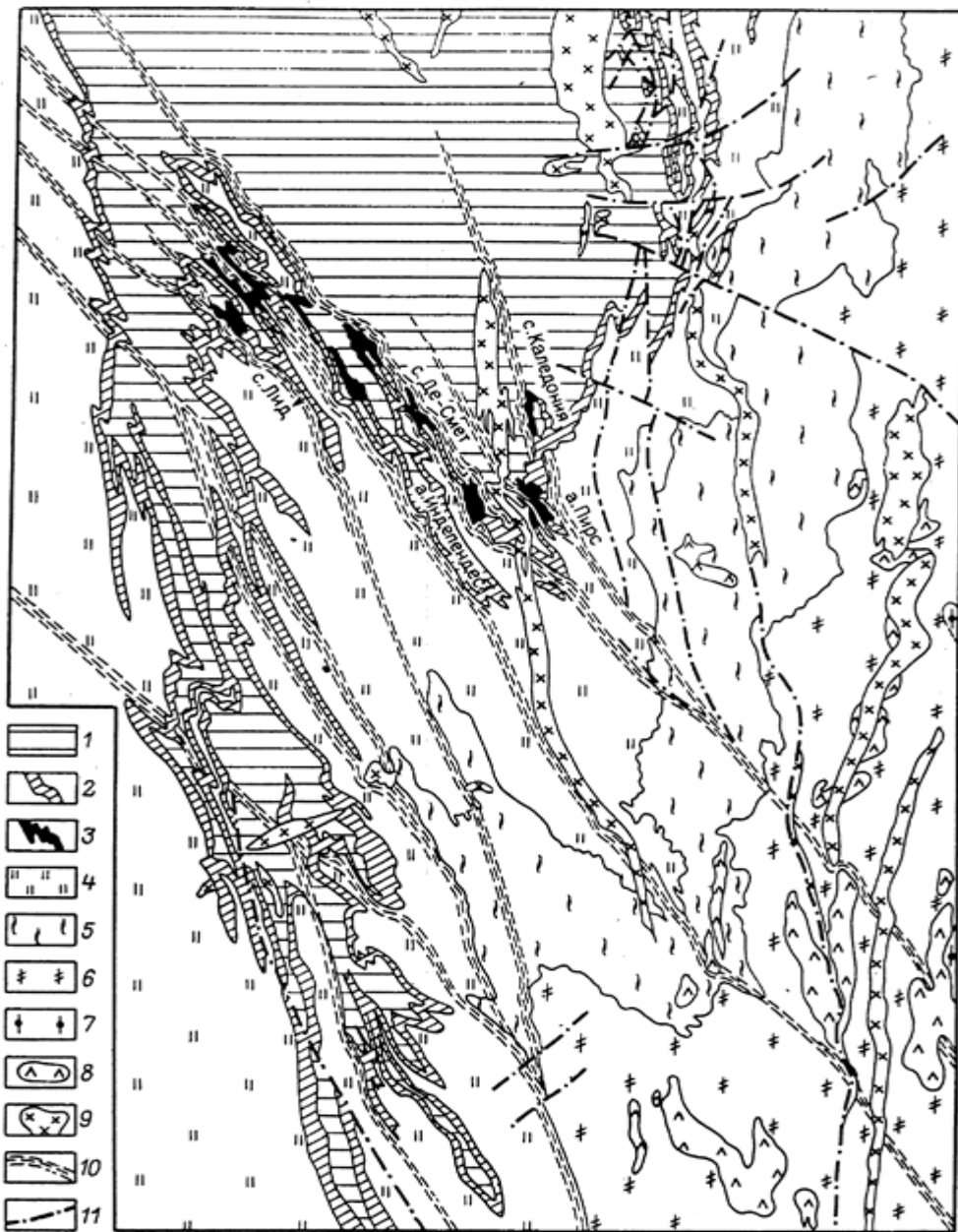
Рисунок 3.13 – Структурна схема розміщення золоторудних родовищ у межах поясу Абітібі. Східна частина поясу Абітібі [28]



За результатами досліджень основних геологічних та геохімічних особливостей розглянута мінералізація віднесена до типу золото-сульфідно-кварцових рудних формацій [15], а точніше – до малосульфідної формації великих глибин (3 – 6 км), для якої характерний золото-пірит-кварцовий та золото-залізо-миш'яковий мінеральний тип руд.

Найбільш ймовірним аналогом передбачуваного типу слід вважати родовища Хоумстейк (США) (рис.3.14) та Моро-Велью (Бразилія).

Аналогія підтверджується схожістю складу вміщуючих вулканогенно-теригенних геологічних формацій, а також речовинним складом рудної, жильної мінералізації та метасоматитів, розташуванням у зонах глибинних розломів та вузлах їх перетину та схожими формами рудовміщувальних структур. Вищезгадані родовища віднесені до категорії великих за запасами руд і тому визначають припущення про максимально можливі параметри рудних тіл, які нереальні в умовах БЗКС. Серед таких ознак – розміри рудних лінз, що досягають 28 – 40 м при довжині простягання і падіння до 200 м, а глибина поширення заруднення – не менше 2400 м. Параметри зруденіння для Білозерської ЗКС можна припустити в порівнянні з класифікацією золоторудних родовищ в інструкції ДКЗ [27], за якою потенційне родовище можна віднести до проміжного об'єкта, що об'єднує ознаки 3-ї та 4-ої груп "дуже складної геологічної будови, що представлена середніми і великими мінералізованими зонами довжиною від сотень до тисячі метрів, з жилами ої малої потужності (0,3 – 2 м), з протяжністю по простягання та падінню до 100 м, для яких характерний вельми нерівномірний розподіл рудних скупчень".



Умовні позначення: 1 – графітовані філіти; 2 – графітовані кумінгтонітові та карбонатно-кварцові сланці; 3 – кумінгтонітові сланці; 4 – філіти та кварцити; 5 – кристалічні сланці та філіти; 6 – серицитизовані та пиритизовані сланці з прошарками залізистих кварцитів; 7 – масивні філіти; 8 – сіли амфіболітів; 9 – штоки та дайки ріолітів, ріоліт-порфірів та монцонітів; 10 – докембрійські зони розсланцювання; 11 – докембрійські розломи

Рисунок 3.14 – Геологічна схема рудного поля Хомстейк. За матеріалами К. Конді [30]

Такі характерні особливості обумовлені багаторазовим оновленням рудоконтролюючих та рудовмісних зон розсланцювання пізньоархейського закладання з формуванням кулісоподібних зон різного складу мінералізації благородних металів, що характерно і для умов Білозерського залізорудного району.

Вищезазначені дані дозволили ймовірно оцінити глибину ерозійного зрізу зруденіння благородних металів та положення його, розкритої гірничими виробками, частини у вертикальному розрізі рудоконтролюючих розломних структур [31]. Для цієї мети було застосовано схему вертикальної зональності глибинних розломів [32].

Такий тип комплексної мінералізації благородних металів зустрічається по всій території Білозерської структури, серед геологічних формацій різного складу. Найбільш значними слід вважати прояви в тальк-магнезитових метасоматитах серед серпентинітів і в лужних метасоматитах серед залізистих кварцитів Північно-Білозерського родовища.

Найбільш достовірною оцінкою перспектив комплексної мінералізації благородних металів у лиственіт-березитах в даний час може бути проведена лише на підставі металогенічних можливостей рудно-формаційного типу.

Незважаючи на підпорядковану роль золота в родовищах даного типу, цінність таких родовищ набагато вища завдяки присутності платиноїдів та срібла. При зіставленні складу вертикальних рудно-метасоматичних колон зеленокам'яних структур Середньопридніпровського мегаблоку зі схемою вертикальної зональності золоторудних об'єктів О.Ф.Коробейнікова (рис.3.15) також підтверджується незначний рівень ерозійного зрізу проявів благородних металів.

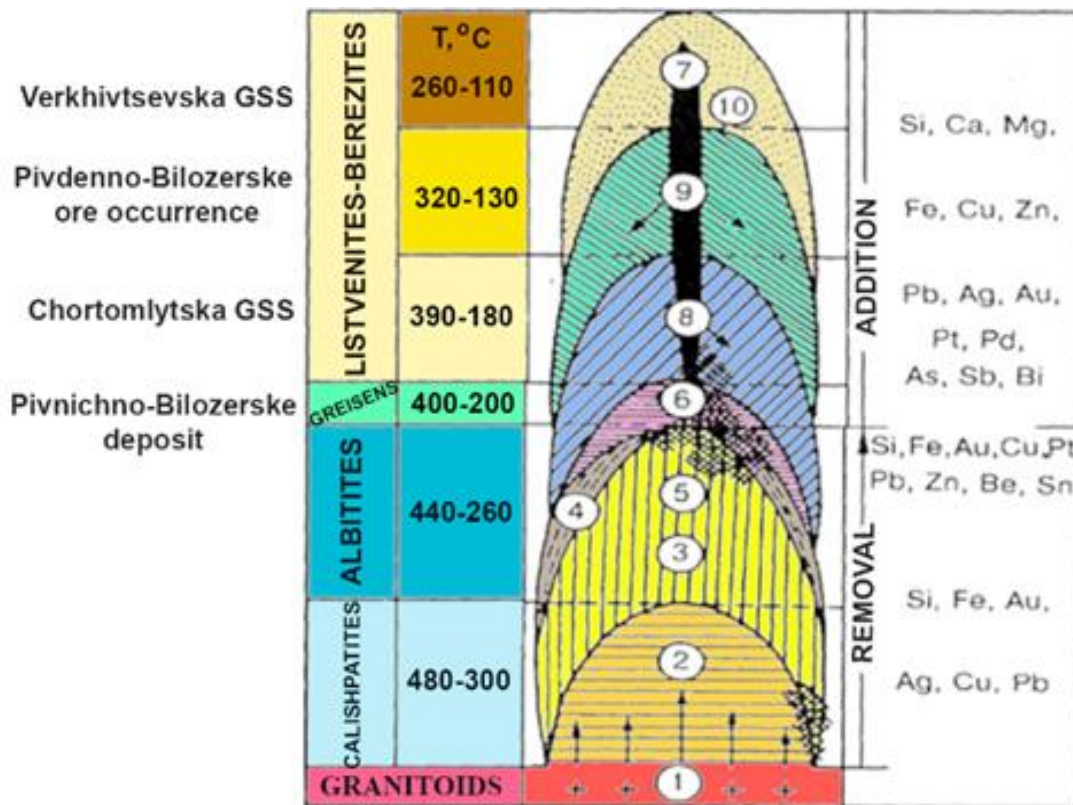


Рисунок 3.15 – Розташування зон гідротермального зруденіння БЗКС в схемі О.Ф.Коробейнікова [32]

Рудопрояви поперечно-волокнистого хризотил-азбесту в серпентинітах були відкриті та випробувані геологом ЗЗРК В.П. Жулідом при геологічній документації Діагонального квершлягу на горизонті 640 м ЗЗРК [15]. Рудопрояви азбесту формують уривчасті зони в інтервалі Діагонального квершлягу Запорізького залізорудного комбінату завдовжки близько 100 м, починаючи від маркшейдерської точки 1319+20 м на схід.

Серпентиніти характеризуються яскраво вираженою тріщинуватістю, тріщини виконані хризотил-азбестом, рідше карбонатом магnezитового різновиду. Потужність прожилків від 1 – 2 мм до 2 – 3 см. Переважним різновидом є поперечно-волокнистий хризотил-азбест, рідко зустрічається і поздовжньо-волокнистий різновид.

Загальний обсяг прожилків хризотил-азбесту становить 1 – 10%, в середньому близько 7%, що дозволяє оцінювати цей тип як рудопрояви

мінералу. Рудоносний інтервал зосереджений у тектонічно ослабленій зоні, що виявлено за серією близьких до меридіональних площин ковзання. На поверхні ковзання розвивається серпентин серпофітового різновиду.

Серед інших різновидів серпентину спостерігається лізардит, бастит (псевдоморфози по олівіну та ромбічному піроксену), в оточуючих серпентинітах розвивається в значній кількості антигорит. Серпофіт діагностовано в зонах тектонічних порушень масиву.

Декілька просторово зближених зон мінералізації потужністю 8 і 9 метрів були випробувані борозенним способом з довжиною секцій по 3м. За результатами вивчення шліфів встановлено, що рудовмісні серпентиніти відносяться до дуніт-гарцбургітової формації, причому найбільш перспективне зруденіння приурочене до апогарцбургітових різновидів у зоні контакту з апопіроксенітовими різновидами.

Інтенсивність серпентинізації ультрабазитів практично повна, релікти вихідних незаміщених порід вкрай рідкісні та незначні за потужністю. Серпентин характеризується декількома генераціями, серед яких переважає антигорит, зустрінуті також лізардит, бастит і хризотил 2 генерацій (рис. 3.16 – 3.19).

Найбільш загально визнаним слід вважати гідротермально-метаморфічний генезис хризотил-азбесту. При цьому загально відома провідна роль структурно-метаморфічної диференціації речовини серпентинітів в умовах зняття стресового навантаження, що сприяє проникненню гідротермальних розчинів, які формують поклади хризотил-азбесту. Такі умови характерні і для вузла перетину розломних структур, в якому знаходиться вся Білозерська зеленокам'яна структура і тому допустимо визначити генетичний клас вивчених рудопроявів як дислокаційно-метаморфічний. Імовірність появи родовищ хризотил-азбесту у межах Середньопридніпровського мегаблоку обумовлена переважно структурно-тектонічними факторами (кількість систем глибинних розломів, які перетинають структури та локалізація вузлів перетину у межах зеленокам'яних структур).

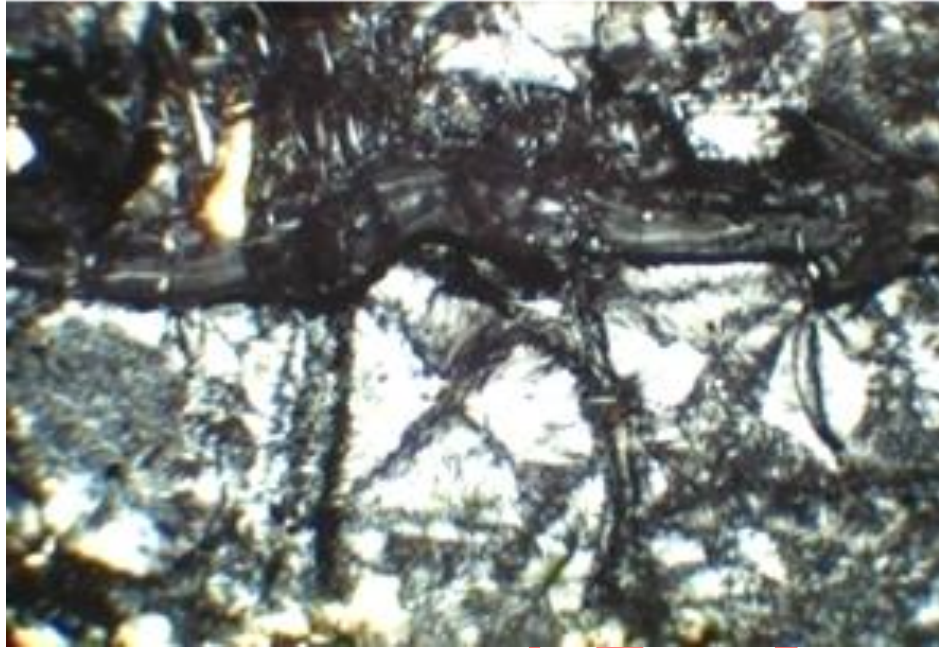


Рисунок 3.16 – Петельчаста структура хризотилу в серпентиніті  
Зб.120, нік+

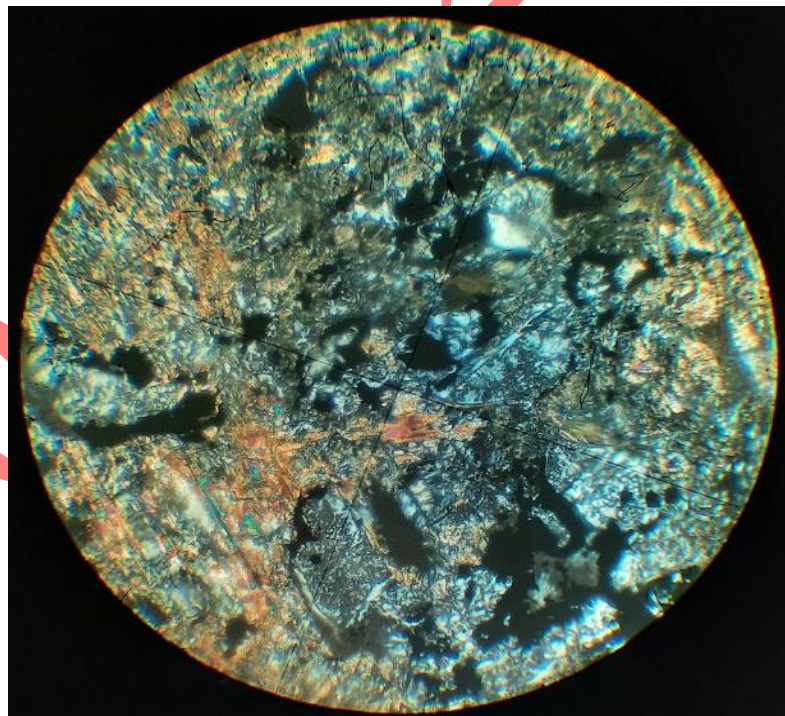


Рисунок 3.17 – Розвиток оталькування, карбонатизації та антофіліту в  
серпентиніті Зб.90, нік+

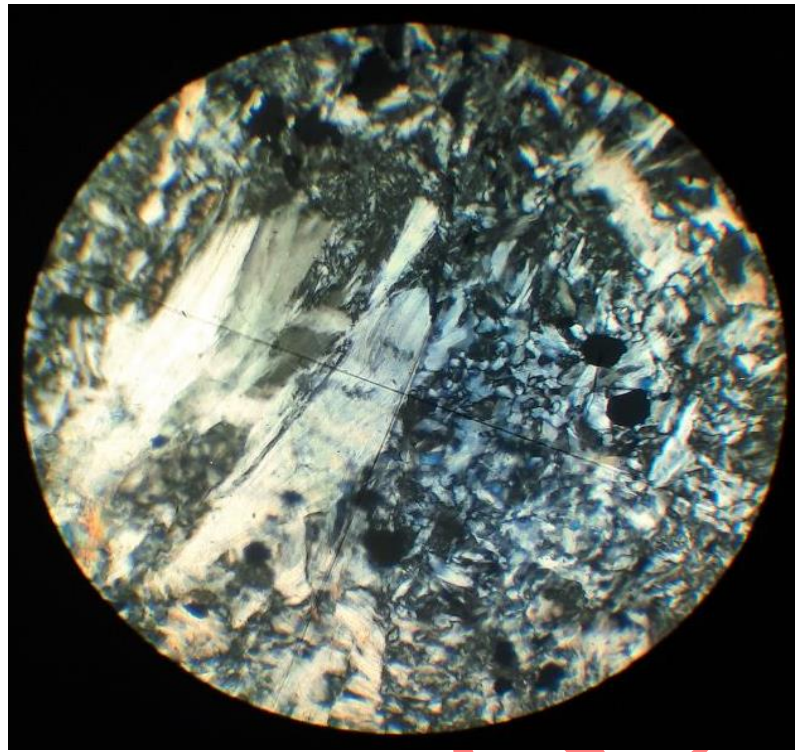


Рисунок 3.18 – Розвиток серпофіту та хризотил-азбесту в серпентиніті.

Нік+, зб.90

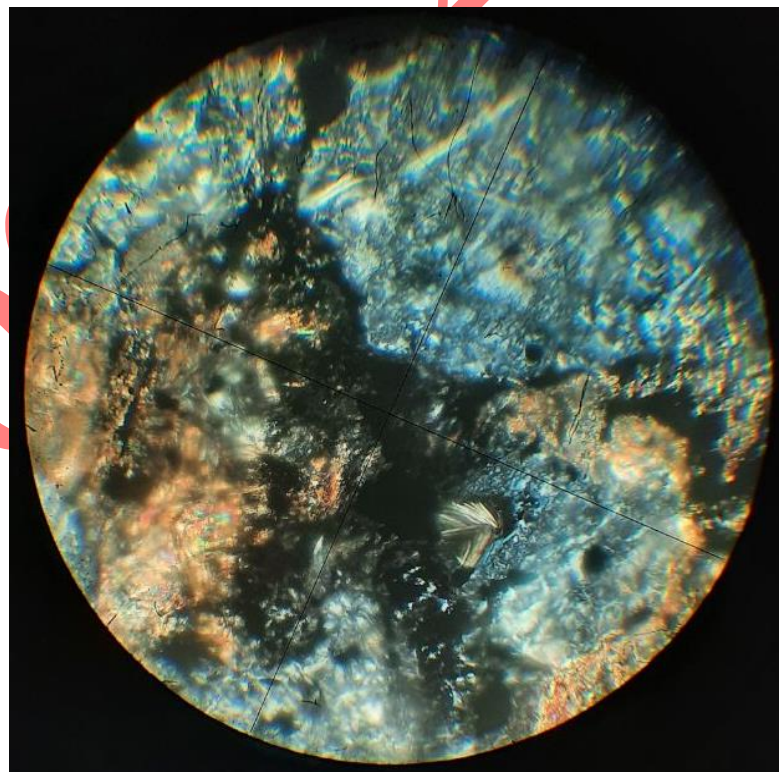


Рисунок 3.19 – Розвиток тальку по агрегатах антигориту в серпентиніті

Нік+, зб.90

Такі умови характерні і для вузла перетину розломних структур, в якому знаходиться вся Білозерська зеленокам'яна структура (рис. 3.20) і тому допустимо визначити генетичний клас вивчених рудопроявів як дислокаційно-метаморфічний [33].

Рудно-формаційний тип та аналоги рудопроявів хризотил-азбесту в Південно-Білозерському серпентинітовому масиві можуть бути обґрунтовані за допомогою класифікації та пошуково-оціночних критеріїв, опублікованих у методичних рекомендаціях [25].

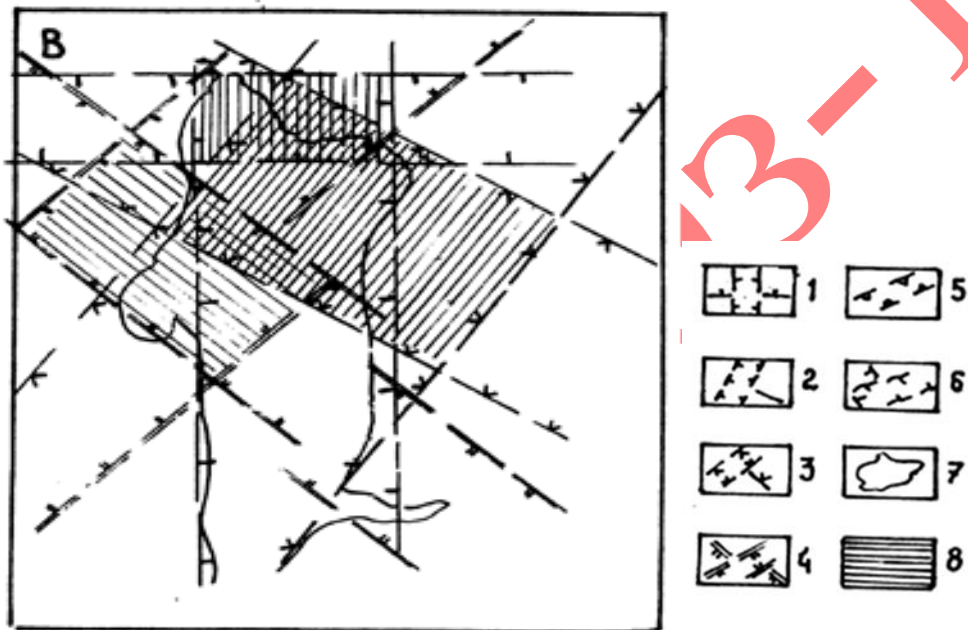


Рисунок 3.20 - Розташування БЗКС у вузлі перетину систем глибинних розломів. Умовні позначення: В – Білозерська ЗКС; системи розломів: 1 –  $0^\circ$  та  $270^\circ$ , 2 –  $17^\circ$  та  $287^\circ$ , 3 –  $35^\circ$  та  $305^\circ$ , 4 –  $45^\circ$  та  $315^\circ$ , 5 –  $62^\circ$  та  $332^\circ$ , 6 –  $77^\circ$  та  $347^\circ$ ; 7 - контур структури; 8 – зона вузла перетину систем розломів за даними [33]

Відповідно до даного джерела розглянуті рудопрояви слід відносити до формаційного типу родовищ поперечно-волокнистого хризотил-азбесту в дуніт-гарцбургітових формаціях, але, на жаль, дані рудопрояви не відповідають параметрам головного в промисловому відношенні баженівського морфогенетичного промислового підтипу з огляду на повну



серпентинізацію вміщуючих ультрабазитів. Найбільше їх параметри відповідають лабінсько-брєдінському підтипу [25].

До лабінського підтипу характерними є родовища, які локалізовані повністю в серпентинізованих гіпербазитах. Тип азбестоносності - переважно поодинокі складні жили, які нерівномірно розподілені в межах рудних полів родовищ і приурочені до дайок, або до контактів з породами, які вміщують гіпербазити або спостерігаються вздовж тектонічно ослаблених зон.

Рудні тіла, кожне з яких складається з однієї чи кількох зближених жил, мають відносно невелику потужність – від десятків сантиметрів до кількох метрів, їхня довжина досягає від десятків до перших сотень метрів.

Цей підтип найбільше підходить для умов БЗКС, для якого характерне поширення окремих, невеликих за потужністю жил хризотил-азбесту, які приурочені до тектонічно ослаблених зон ( переважно зони роз сланцювання та проникнення), а також до контактів порід різної компетентності.

До бредінського підтипу відносяться родовища, які локалізовані в повністю серпентинізованих гіпербазитах, але руди характеризуються дрібносітчастим типом азбестоносності. Поклади незначні за розміром і мають довжину до кількох сотень метрів, а потужність складає до кількох десятків метрів.

Даний підтип є аналогічним до проявів, що досліджувались, внаслідок практично повної серпентинізації вихідних порід та характеризується дрібносітчастим типом азбестоносності та незначними розмірами рудних тіл. Промислове значення є доцільним при комплексному використанні поряд з проявами тальк-магнезитових порід.

Карачаєвський підтип характеризується родовищами, в яких руди представлені сильно перем'ятими та розсланцьованими серпентинітами, що містять косо- та поздовжньо-волокнисті жили азбесту.

Хризотил-азбест в даному промисловому підтипі знаходиться у зрощенні з немалітом, домішка якого знижує якість азбесту. Розмір покладів на родовищах даного типу змінюється в широких межах – від десятків метрів до

3 – 4 км за довжиною та від кількох метрів до 200 – 300 м за потужністю. Перидотити та дуніти, як у покладах азбесту, так і за їх межами, як правило, повністю серпентинізовані, а піроксеніти частково серпентинізовані [25].

Даний підтип менш підходить для БЗКС внаслідок високого ступіню тектонічної порушеності вміщувальних родовищ.

В результаті зіставлення геологічних параметрів проявів хризотил-азбесту з промисловими типами відомих родовищ, їх можна віднести до лабінсько-брєдінського морфогенетичного підтипу. Формаційним типом проявів хризотил азбесту слід вважати родовища поперечно-волокнистого хризотил-азбесту дуніт-гарцбургітової формації.

Слід відзначити, що у процесі азбестоутворення метасоматичні процеси, що формують поклади хризотилітових порід, здійснюють руйнівний вплив не тільки на породоутворюючі, але також на рудні мінерали. Метаморфізм хромшпінелідів в хромітових рудах є ізохімічним та ізофаціальним щодо змін материнських порід, які їх вміщують.

Внаслідок цього при серпентинізації, що призводить з виносом  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  з первинного хромшпінеліду і переходом  $\text{Fe}^{2+}$  в  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до руйнування і зникнення цього рудного мінералу. У результаті, серпентинізація, яка веде до виникнення азбесту, чинить руйнівну дію на прояви хроміту більш ранніх стадій утворення. Саме тому в зонах інтенсивного азбестоутворення не були знайдені великі поклади хромітових руд. При цьому інтенсивне оталькування і карбонатизація в гіпербазитових масивах є негативним фактором при оцінці азбестоносності цих комплексів порід.

В результаті проведеного раніше порівняльного аналізу комплексу Стіллуотер з Південно-Білозерським масивом серпентинітів прояви хризотил-азбесту можна віднести до родовищ, пов'язаних із формацією розшарованих інтрузій основних та ультраосновних порід.

У межах Південно-Білозерського масиву серпентинітів також виявлено рудопрояви тальк-магнезитової сировини медведівського морфогенетичного

підтипу. Формаційний тип проявів талькітів і тальк-магнезитів пов'язаний з породами дуніт-гарцбургітової формації [18].

### **3.2 Перспективна оцінка проявів супутніх корисних копалин, які супроводжують залізні руди в Конкському залізорудному районі**

В Конкському залізорудному районі встановлено незначні прояви супутньої залізним рудам хромової мінералізації [3]. Найбільший вміст хромових концентрацій зафіксовано в зонах оталькування та карбонатизації з формуванням тальк-магнезитових порід у межах Веселянського родовища тальк-магнезитів. В зонах ультрабазитів встановлено підвищені концентрації хрому на ділянках, збагачених магнетитом.

Як і в рудопроявах хрому у межах Білозерського залізорудного району, магнетит утворює плівки на поверхні зерен хромшпінелідів, що є негативним показником процесу збагачення. За результатами спектрального та хімічного аналізів вміст хрому коливається у межах від 0,1-0,4% до 2%.

У межах зон амфіболітів, піроксенітів та ультрабазитів Кирпотинської ділянки встановлено прояви хрому до 0,2-0,7%. Внаслідок незначних концентрацій хрому та інтенсивного заміщення зерен хроміту магнетитом практичного значення прояви хрому не мають.

В південній ділянці Конкської ЗКС у товщі зеленокам'яних порід (зони пропилітизації) зустрінуті прояви кобальтової мінералізації.

При проведенні ГГК-50 КП «Південукргеологія» при бурінні Кирпотинського та Веселянського структурних профілів були виявлені геохімічні аномалії міді [3]. Найбільший вміст міді було виявлено в південно-східній частині Кирпотинського структурного профіля, в східному крилі Центральноконкської синкліналі. Вміщувальні породи розташовані в тектонічній зоні північно-східного простягання, що ускладнює східне крило Кирпотинської синкліналі. Для тектоно-метасоматичної зони характерними є наявність мілонітів, зон окварцювання, лиственітизації, хлоритизації та

проявів рудного метасоматозу. Вище і нижче рудної зони вміст концентрацій міді знижується.

В ультраосновних породах Кірпотинської, Південної та Веселянської ділянок, встановлений підвищений вміст нікелю в оталькованих та карбонатизованих ультраосновних породах. Для зон проявів нікелевої мінералізації в межах району досліджень характерним є просторовий та генетичний зв'язок з ультраосновними та основними породами та ділянками прояву гідротермального метасоматозу у кислих породах. Нікель-кобальтова мінералізація виявлена в процесі буріння Кирпотинського та Веселянського структурних профілів [3].

Найбільш перспективні неметалеві корисні копалини району, які мають промислове значення характеризуються проявами вогнетривкої сировини.

Веселянське родовище тальк-магнезитів було детально розвідано в 1952-1955 рр. минулого століття [3]. Родовище виявлено у межах масиву інтрузивних порід варварівського комплексу. За результатами попередніх досліджень КП «Південукргеологія» [3], довжина покладу складає 4 – 5 км, ширина – від 30-50 до 300 м; потужність розкриття складає 20-60м. Тальк та магнезит присутні у рівних співвідношеннях (рис.3.21).

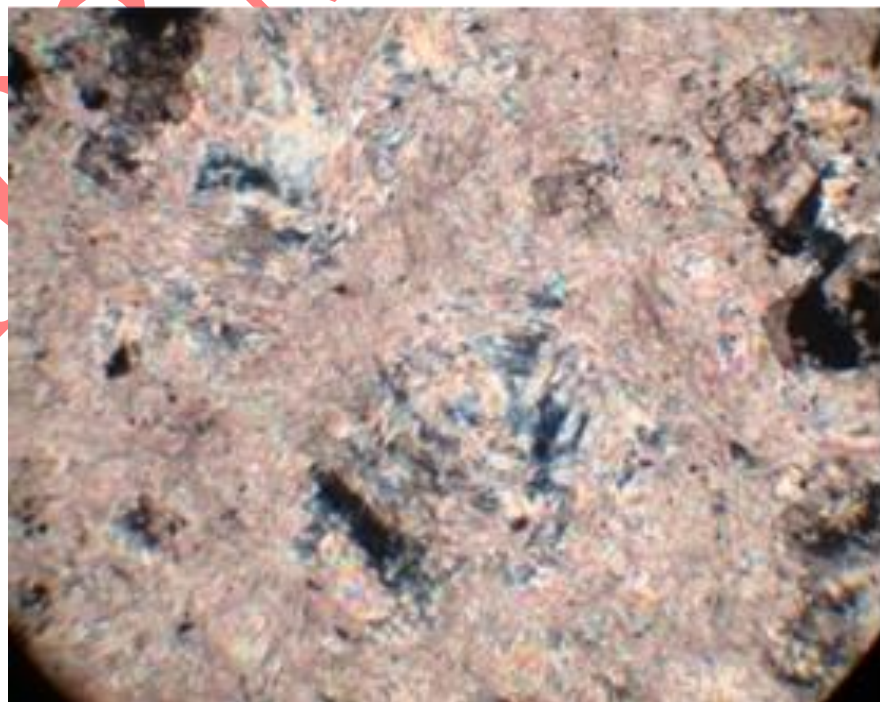


Рисунок 3.21 – Тальк-магнезитова порода.3б.100, нік+

За результатами попередніх лабораторно-технологічних випробувань [4], встановлено, що талькомагнезити Веселянського родовища можуть бути використані для виготовлення форстеритових вогнетривів шляхом попереднього помолу та брикетування сирого талькомагнезиту з випалом при температурі 1450-1500°. Гірничо-видобувні умови розробки родовища є сприятливими для розробки відкритим способом (максимальна глибина залягання – 60 м). Вогнетривкість порід встановлено в межах 1370-1670°.

### **3.3 Оцінка перспектив залізорудного потенціалу та супутніх корисних копалин Чортомлицького залізорудного району**

Залізисті породи Чортомлицького району є залізистими кварцито-сланцями, що мають високий вміст залізистих карбонатів і силікатів і знижений – кварцу. У зв'язку із особливостями мінерального складу та з урахуванням текстурних особливостей та формаційних ознак (тісним зв'язком з метавулканітами) залізисті породи району виділені в особливий вид залізистих кварцитів – таконіти. Цей термін використовується тільки для залізистих порід Чортомлицького району, проте подібні утворення розвинуті також у Конкському та Гуляйпільському районах, де вони описуються як залізисті кварцито-сланці.

Таконіти, що вивчались, зовні темно-сірі або сірі породи з лінійно-шаруватою, рідко – плейчастою текстурою. Головними породоутворюючими мінералами порід є кварц, магнетит, карбонати (сидероплезит та анкерит), біотит та грюнерит. Майже завжди в них присутні хлорит і альбіт, рідше зустрічаються рогова обманка, актиноліт, стильпномелан, доломіт, кальцит. З акцесорій звичайними є апатит, пірит і піротин, більш рідкісними – ільменіт, турмалін. Широко поширені включення радіоактивних мінералів у слюдах та хлоритах. На біотитові шари зазвичай припадає 10– 25% (від 5 до 30%). У середньому частку магнетит-карбонатних шарів припадає 75%, біотитових – 15%, кварцових – 10%. Потужність істотно магнетит-карбонатних шарів змінюється від 3 до 15 мм, але здебільшого становить 5– 7 мм. При

мікроскопічних дослідженнях вони виявляються однорідними кварц-магнетит-сидероплезитовими або сидероплезитовими з домішкою біотиту та магнетиту, або, що частіше, виявляють шаруватість вищого порядку. Як правило, кожен такий шар складається з двох або декількох шарів другого порядку потужністю від часток міліметра до 2–4 мм, всередині яких у змінних кількісних відношеннях знаходяться сидероплезит, магнетит, кварц. Звичайними є кварц-сидероплезит-магнетитові, кварц-магнетит-сидероплезитові, магнетит-кварц-сидероплезитові та сидероплезитові шари другого порядку.

Періодично до них додаються другорядного значення кварц-біотит-анкеритові, кварц-анкерит-альбітові, кварц-альбітові або анкеритові шарування другого порядку, потужність яких не перевищує 1–2 мм.

Всі різновиди шарів, що не містять силікатів, як першого, так і другого порядків, характеризуються рівномірно-зернистою гранобластичною структурою з ізометричною формою зерен мінералів. Магнетит у суттєво магнетит-карбонатних шарах утворює стійкий тип агрегації – полієдричну вкрапленість з розміром зерен зростків 0,05–0,2 мм, а монокристалів 0,03–0,1 мм. Вміст його змінюється від 15 до 35%. Лише в поодиноких шарах другого порядку кількість магнетиту, досягає 50% і супроводжується зміною типу його агрегації на полієдрично-гіллясто-вкраплений.

Істотно карбонатні шари першого та другого порядків на 90–100% складені тонкозернистим (0,05–0,08 мм) сидероплезитом з ізометричною або подовженою вздовж шаруватості формою зерен. Як домішки у складі зустрічається частіше магнетит і біотит, потім хлорит, альбіт, іноді кварц. Магнетит у сидероплезитових шарах утворює дві характерні форми – ідіобластичну, часто порфіробластичну вкрапленість, і іноді пилоподібну вкрапленість ("рудну запиленість" за Ю.Г. Гершойгу).

Біотитові шари мають потужність, що змінюється від 1 до 10 мм, переважно – 2–5 мм. Виявляють під мікроскопом лінійну лепідобластичну структуру. У вигляді домішки містяться магнетит (5–15%), що утворює

ідіобластичну, рідше порфіробластичну або поліедричну вкрапленість, хлорит (3– 10%), іноді– кварц. Розмір лусок біотиту 0,1– 0,2 мм, зерен магнетиту - порівнянний з розмірами зростків магнетиту у всій породі. Періодично в таконітах даного різновиду спостерігаються кварц-біотитові шари з бластопсамітовою структурою, що являють собою розлінзовані шарування (1– 2 мм) метапісковика, аналогічного кварц-біотитовому (або кварц-хлоритовому) метапісковіку, що утворює шари по периферії пластів таконітів.

Характерно, що шари кварц-біотит-анкеритового складу, які зазвичай зустрічаються на контакті біотитових і суттєво магнетит-карбонатних шарів, при асоціації їх з бластопсамітовими кварц-біотитовими шарами також мають бластопсамітову структуру з розміром зерен кварцу до 0,1– 0,5 мм. У зв'язку з цим фактом слід додати, що у суттєво альбітових шарах другого порядку також фіксуються ознаки кластичного походження. Вони також залягають на контакті з біотитовими шарами і розміри кристалів альбіту, що мають незграбну форму, поступово зростають у напрямку віддалення від контакту і вони поступово переходять у суттєво карбонатні або магнетит-карбонатні шари. Подібна структура альбітових шарів нагадує будову шаруватих кристалокластичних туфів Чортомлицького району.

Кварцові шари майже завжди містять домішки сидероплезиту в кількості 3 – 20%, тобто нерідко є карбонат-кварцовими. Розмір їх частіше не перевищує 1 – 3 мм, у різновидах, що насичені кварцовими шарами, становить 4 – 6 мм. Структура шарів рівномірно-зерниста гранобластична з нерівними межами зерен кварцу, розмір яких коливається в межах 0,15 – 0,25 мм, що вдвічі перевищує розмір зерен кварцу, що входить до складу інших видів шарів. Межи кварцових шарів у переважній більшості випадків не різкі, обумовлені поступовим наростанням домішки сидероплезиту до їх контактів.

У товщі біотит-магнетит-карбонатних таконітів зустрічаються інтервали (скв.10<sup>6</sup>, 7<sup>6</sup>) в декілька метрів, складені особливою їхньою формою з

порфіробластичною структурою. Для цих порід характерне чергування майже мономінеральних сидероплезитових або кварц-сидероплезитових (5 – 7 мм), біотитових (1 – 3 мм) та поодиноких кварцових (1 – 3 мм) шарів, в яких (за винятком кварцових) більш-менш рівномірно розміщені ідіоморфні кристали магнетиту розміром 0,5 – 2 мм, що становлять 7 – 10%.

Різновиди таконітів, збагачених амфіболами (рис.3.22), просторово взаємопов'язані, перешаровуються або заміщаються один за одним за простяганням. Нерідко межі між ними умовні, обумовлені, головним чином, кількістю карбонатів, що містяться в них, і видовому складі останніх. Разом з тим, встановлюються окремі ділянки переважного розвитку однієї з різниць, що містять амфібол, а також деякі текстурно-структурні особливості кожної з них, що дозволяють характеризувати ці залізисті породи як самостійні різновиди.

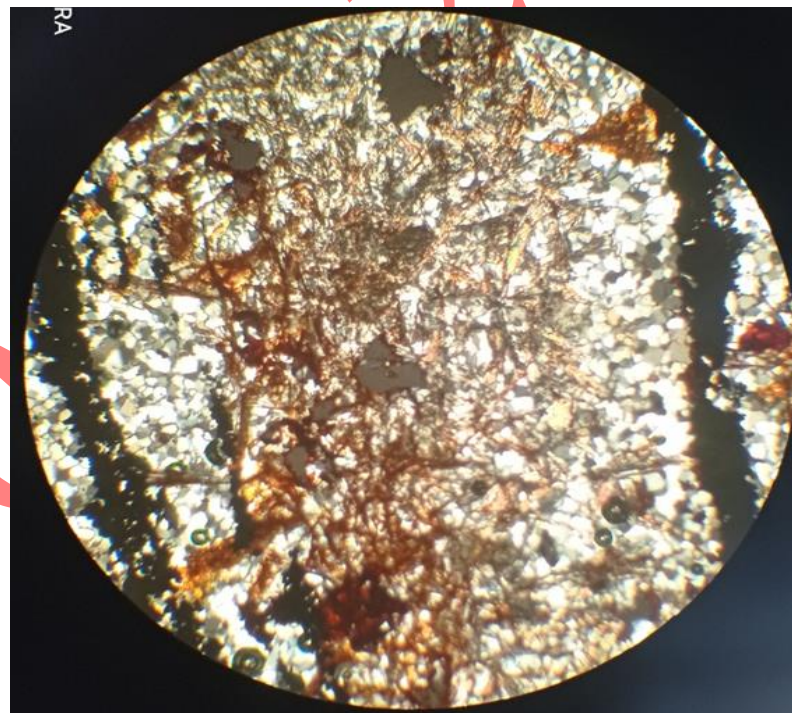


Рисунок 3.22 – Залізистий кварцит куммінгтоніт-магнетитовий з гетитом.Зб.90, нікІІ.

Карбонат-біотит-магнетит-грюнеритові таконіти виявляють значну подібність з біотит-магнетит-кварц-карбонатними таконітами, що являють



собою по суті більш тонкошаровий різновид останніх, збагачений грюнеритом. Розвинені вони переважно в перехідній зоні від безамфіболових суттєво силікат-карбонатних таконітів пласта I до суттєво амфіболових пластів I<sup>a</sup> та I<sup>b</sup>. Мінералогічний склад їх наступний (%): кварц – 34-30, магнетит – 5-18, сидероплезит – 0-18, анкерит – 3-25, грюнерит – 6-34, біотит – 11-17, хлорит – 0-5, альбіт – 1-5.

Породи складаються з кварц-магнетит-амфіболових, карбонат-магнетит-кварцових, магнетит-біотитових та кварцових шарів, що містять домішку карбонатів. Потужність перших двох становить 2 – 3 мм, у наступних змінюється від часток міліметра до 1 мм.

Карбонати представлені анкеритом та сидероплезитом, причому анкерит у середньому більш ніж удвічі переважає над сидероплезитом. Грюнерит тяжіє до біотитових шарів або до контактів їх з карбонатвмісними шарами, рідше розвивається в межах останніх.

Карбонат-біотит-магнетит-грюнеритові таконіти відносяться до найбільш поширеного різновиду. Від попереднього різновиду вони відрізняються значно нижчим та середнім вмістом карбонатів (13%) та вищим – силікатів (до 43%), а також деякими текстурно-структурними особливостями. Граничні вмісти породоутворюючих мінералів у них такі (%): кварц – 26-32, грюнерит – 14-24, магнетит – 9-20, анкерит – 9-13, біотит – 8-22, хлорит – 3-10, сидероплезит – 0-16, альбіт – 0-4 (рис.3.23).

Породи мають чітку шаруватість, обумовлену перешаровуванням кварц-магнетит-грюнеритових, магнетит-грюнеритових, істотно біотитових (з магнетитом) і кварцових шарів. На два перші різновиди шарів припадає в середньому 70% обсягу породи, кварцових – 20%, біотитових – 10%.

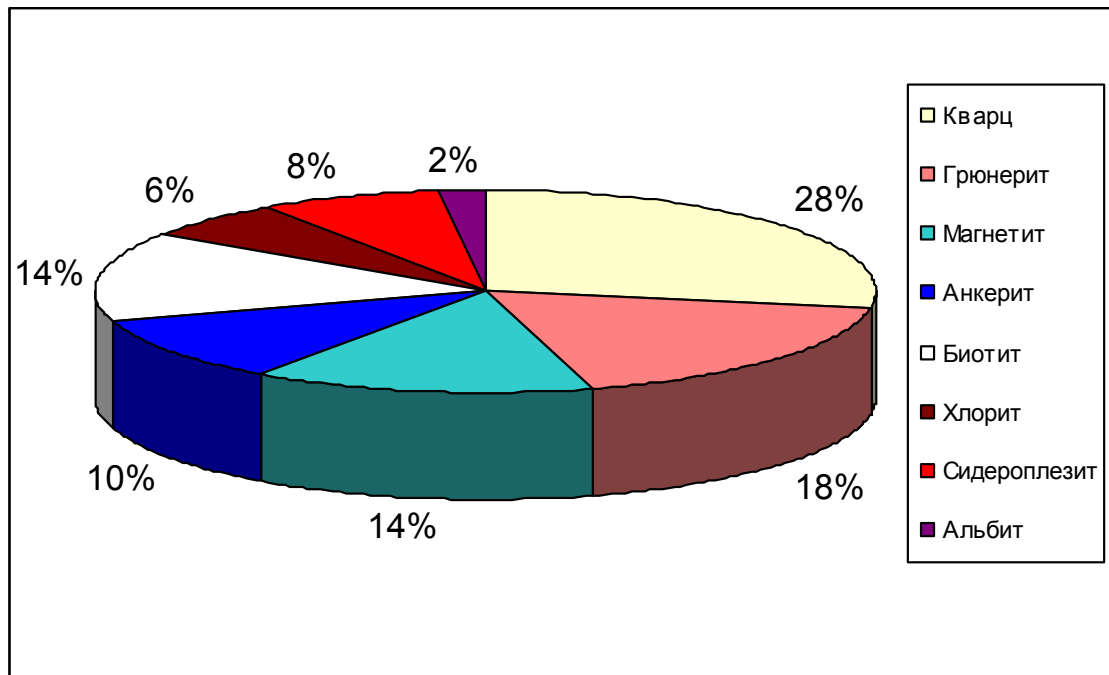


Рисунок 3.23 – Середні граничні вмісти породоутворюючих мінералів

Кварц-магнетит-грюнеритові шари мають потужність 1 – 2 мм, рідше - 3 – 4 мм і кількісно різко переважають. Грюнерит у складі розподілено рівномірно як орієнтованих уздовж шаруватості подовжених кристалів розміром 0,05x0,5–0,7 мм. Вміст його завжди вищий за 50%. Кількість магнетиту, що утворює зазвичай поліедричну вкрапленість, змінюється від 5 до 20%, але місцями досягає більш високої концентрації. Розмір його зростків – 0,05-0,15 мм. Вміст кварцу в шарах варіює у межах (5 – 35%), а розмір його зерен не перевищує 0,08 – 0,15 мм. Місцями шари розглянутого різновиду містять значну домішку анкериту.

Магнетит-грюнеритові шари зустрічаються дещо рідше. Вони збагачені магнетитом (до 30 – 50%), але потужність мають меншу.

Кварцові шари (рис.3.24, 3.25) складені гранобластичним кварцом з розміром зерен 0,08 – 0,05 мм. Нерідко містяться домішки грюнериту, магнетиту.

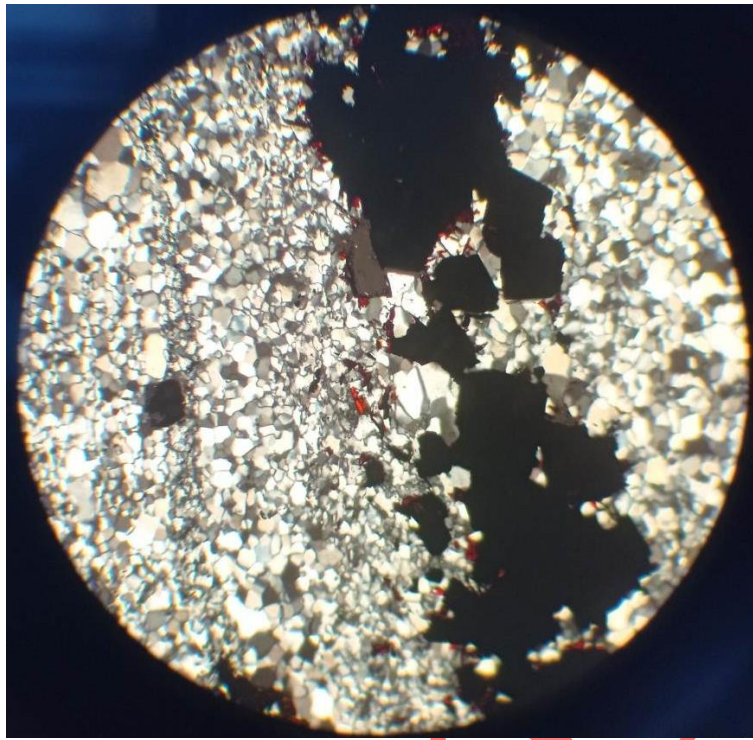


Рисунок 3.24 - Контакт кварцового та кварц-магнетитового шару Зб.90,  
Нік+

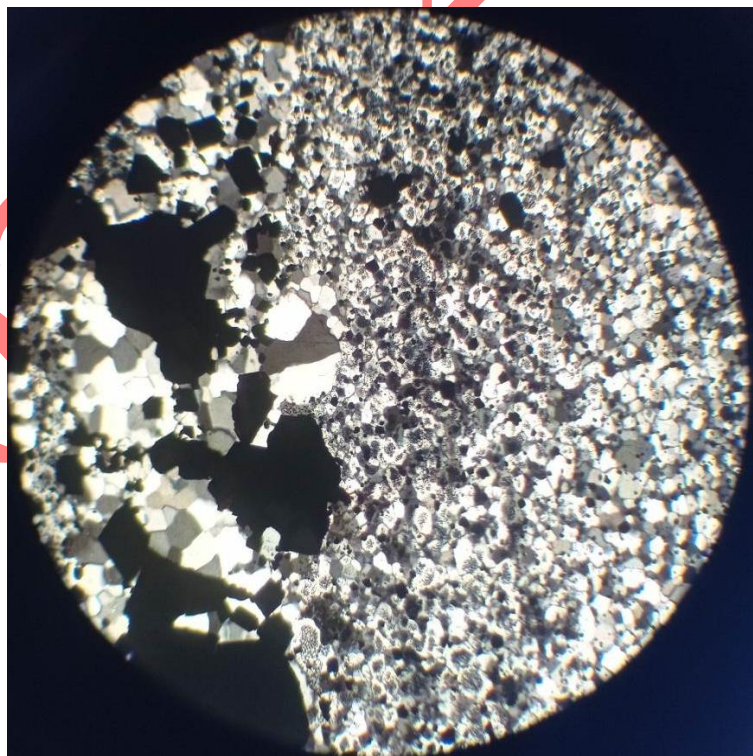


Рисунок 3.25 - Контакт кварцового шару з порфіробластичним  
магнетитом та кварцового шару гранобластової структури з дисперсною  
вкрапленістю магнетиту. Зб.90, нік+

Зустрічаються кварцові шари, значною мірою збагачені карбонатами або магнетитом, які мають розглядатися як самостійні шари першого порядку, проте у загальному обсязі породи роль їх другорядна.

Біотитові шари складені буро-зеленим (у шліфах) біотитом із змінною домішкою магнетиту (5 – 15%), іноді кварцу чи хлориту. Відрізняються дуже малою потужністю, що частіше не перевищує 1 – 2 мм. Біотит-магнетит-грюнеритові таконіти представлені двома текстурно-структурними різновидами. Один з них безпосередньо пов'язаний з карбонат-кварц-біотит-магнетит-грюнеритовими таконітами та характеризується високим вмістом силікатів (близько 60%) та незначним – карбонатів (до 5%), які представлені в основному кальцитом. Інші їх петрографічні властивості ті ж, що й у попереднього різновиду.

Біотит-магнетит-грюнеритові таконіти іншого текстурно-структурного різновиду за своїм текстурним макрорисунком подібні біотит-магнетит-кварц-карбонатним таконітам 1-го пласта, з якими вони тісно асоціюють. Під мікроскопом в них встановлюються магнетит-кварцові (точніше грюнерит-магнетит-кварцові) шари з рівномірною полідричною вкрапленістю магнетиту та домішкою хлориту, іноді залізистого карбонату, та біотитові з домішкою магнетиту. Потужність їх відповідно дорівнює 2 – 15 мм та 1-2 мм. У межах обох різновидів шарів розподіляються без видимої орієнтованості кристали та снопоподібні агрегати грюнериту, насичені включеннями магнетиту розміром 3 – 4 мм. Вміст грюнериту у породі коливається в межах не більше 25 – 30%.

Магнетит-грюнеритові та карбонат-магнетит-грюнеритові таконіти являють собою частково або повністю амфіболізовані різновиди кварц-магнетит-карбонатних таконітів, від яких успадковано текстурний малюнок, характер – агрегації та морфологія зростків магнетиту. Сидероплезит у цих породах частково або повністю заміщений грюнеритом, що розвинувся у вигляді сплутано-волокнистих, снопоподібних агрегатів, рідше з паралельним орієнтуванням індивідів.

Своєрідним різновидом є хлорит-магнетит-грюнеритові таконіти, що переважають у Північній частині Чортомлицького родовища. Характерна їх особливість – суцільні (рідше стрічкові та ситоподібні) рудні шари, складені тонкозернистим (ділянками до 0,01 мм) магнетитом. Потужність таких шарів становить 1 – 2 мм і менше, об'єм, який займає в породі, від 15 до 25%. Рудні шари поділяються кварц-грюнеритовими, хлорит-кварц-грюнеритовими, карбонат-кварц-грюнеритовими, кварц-карбонат-хлоритовими та суцільними грионеритовими шарами потужністю 1 – 7 мм. Окремі збагачені хлоритом шари досягають потужності 15 – 20 мм.

Грюнерит утворює сплутано-волокнисті або радіально-променисті скупчення, а також монокристали, нерівномірно розподілені в масі таконітів. Нерідко він розвивається у межах рудних шарів, замінюючи магнетит. Розмір агрегатів та монокристалів грионериту становить 0,3 – 5 мм.

Найбільш перспективними рудопроявами та родовищами, які супроводжують залізні руди в Чортомлицькому залізорудному районі слід вважати рудопрояви та родовища золота, доцільність використання яких детально обґрунтовано за результатами попередніх досліджень [19-23].

### **3.4 Перспективи комплексного освоєння вітчизняних залізорудних родовищ**

За тривалий період освоєння вітчизняних залізорудних об'єктів з інтенсивним видобутком корисних копалин накопичено значний об'єм геологічної інформації по варіантам комплексного освоєння даних родовищ. Слід відзначити, що традиційно вважається, що комплексне освоєння завжди є більш ефективним ніж селективний видобуток і переробка руд.

За результатами досліджень останніх років обґрунтовано, що для родовищ залізистих кварцитів, які потребують збагачення, і для родовищ багатих залізних руд вище згадані аспекти істотно відрізняються [34-35]. Для родовищ залізистих кварцитів ефективність розробки обумовлена поєднанням декількох факторів, в тому числі і високими показниками

продуктивності. В такому випадку селективне вилучення супутніх корисних копалин спричиняє погіршення цього показника і, негативно впливає на рентабельність розробки родовищ. Крім того, супутніми компонентами для родовищ залізистих кварцитів вважають часто породи розкриву або вміщуючі породи, які вимагають не лише селективного видобутку, але й селективного складування при неможливості їх перетворення на товарну продукцію. В сучасних умовах неможливості отримання додаткових земельних відводів даний фактор спричиняє надлишкові збитки або взагалі унеможлиблює такий варіант освоєння [34-35].

Відносно родовищ багатих залізних руд, магнетитові залізисті кварцити традиційно розглядають в якості супутньої корисної копалини. На значних глибинах залізисті кварцити характеризуються покращенням показників якості магнетиту. Таким чином, для об'єктів багатих залізних руд комплексне освоєння є одним з найбільш перспективних напрямів розширення сировинної бази залізорудної сировини.

Напрями комплексного освоєння вітчизняних залізорудних родовищ (як природних, так і техногенних) необхідно розглядати з врахуванням часових періодів їх експлуатації.

В початковий період розробки залізорудних об'єктів Криворізького басейну, планувалась масштабна реалізація заходів комплексного освоєння, яка передбачала максимальне використання ресурсів надр з мінімізацією відходів. Але за тривалий час розробки родовищ, особливо в сучасних умовах, істотно змінились гірничо-геологічні, техніко-технологічні передумови відпрацювання родовищ та економічні фактори [34-35].

Крім того, змінились сучасні параметри кондицій до якості сировини у відповідності до сучасних технологій отримання товарної продукції із рудних та нерудних супутніх корисних копалин. Геолого-економічні передумови комплексного освоєння природних і техногенних об'єктів Кривбасу на початку їх відпрацювання проаналізовано за даними роботи та

сучасні особливості освоєння техногенних родовищ Кривбасу проаналізовано за даними [34-35].

У межах Криворізького залізорудного басейну практично всі родовища мають комплексний склад. Залізні руди та залістисті кварцити характеризуються значною кількістю сортів, багатьма мінералогічними та технологічними різновидами руд. Розподіл руд на промислові типи та сорти проводиться за вмістом заліза та технологічними показниками. Окремі типи руд характеризуються відмінностями за вмістом корисних та шкідливих компонентів, показниками виходу концентрату, вилучення заліза в концентрат, вмісту заліза у товарній продукції.

Докембрійські кристалічні породи на вищезгаданих родовищах містять велику групу супутніх неметалічних корисних копалин, які традиційно розглядаються як будівельна сировина та сировина для вогнетривної промисловості.

Осадкові породи кайнозою є потенційними супутніми корисними копалинами. Серед них виділяються четвертинні лесовидні суглинки, червоно-бурі та сірі пластичні глини, вапняки, піски та інші.

Як об'єкти перспектив комплексного освоєння можна розглядати шламосховища всіх залізорудних гірничо-збагачувальних комбінатів.

У межах шламосховищ в значних кількостях відбувається накопичення відходів процесу магнітної сепарації залістистих кварцитів. Даний матеріал може бути використано для отримання будівельних, бетонних та дорожніх пісків. Практично всі родовища залізорудних ГЗК характеризуються великими запасами зазначених рудних та супутніх нерудних корисних копалин, що знаходяться в сприятливих гірничо-геологічних умовах для найбільш повного комплексного використання [34-35].

Серед факторів, які обґрунтовують доцільність комплексного використання ресурсів залізорудних родовищ, що розробляються провідними слід вважати:

- значні обсяги розвіданих та попередньо розвіданих запасів;

- якісні характеристики виділених сортів і типів неокислених та окислених залізистих кварцитів;
- ступінь вивченості нерудних корисних копалин, які вивчались паралельно з основними;
- сприятливі гірничо-геологічні та гідрогеологічні умови залягання всіх вказаних корисних копалин для ведення селективної відкритої комплексної розробки;
- наявність виробничої інфраструктури добувних підприємств.

За результатами досліджень минулих років було прийнято, що ефективність розробки залізородних родовищ буде вища за рахунок комплексного використання великого асортименту мінеральної сировини.

За даними техніко-економічних розрахунків минулих років, спільний видобуток супутніх корисних копалин забезпечував ефективне використання надр для забезпечення зростаючого попиту великих обсягів будівельної сировини, високий рівень концентрації та комбінування виробництва за рахунок створення загального або суміщеного виробництва для переробки супутніх корисних копалин і відходів збагачення в єдиній технологічній лінії. Серед головних факторів ефективності комплексного використання надр територій досліджень відзначалися наступні [34-35]:

1. Підвищення обсягів товарної продукції в декілька разів на діючих гірничих підприємствах без масштабного розширення виробничих ділянок.
2. Достатню ефективність капітальних вкладень на супутню продукцію.
3. Покращення собівартості основної і супутньої товарної продукції на 40-70%.
4. Покращення показників продуктивності праці в порівнянні зі спеціалізованими підприємствами будівельної індустрії.
5. Значне зменшення фондомісткості і збільшення фондівіддачі гірничих підприємств.
6. Скорочення витрат на складування відходів збагачення залізистих кварцитів і витрат на утримання відвального господарства.



7. Істотне зменшення площ, що відводяться під шламосховища і відвали, а також більш раціональне використання земельних ділянок.

8. Зниження транспортних витрат за рахунок переведення підприємств, що використовують привізну сировину, на місцеві його види..

Комплексне видобування основних і супутніх корисних копалин повинно було поліпшити економічні показники роботи гірничодобувних підприємств. Передбачалося, що відбудеться збільшення обсягу виробництва і номенклатури товарної продукції, і це призведе до ефективного використання наявних основних виробничих засобів і часткового оновлення активної їх частини. Таким чином, розраховані показники свідчили про мінімізацію питомих витрат ресурсів на одиницю товарної продукції .

Однак, за результатами досліджень останніх років [34-35] встановлено, що для родовищ залізистих кварцитів і для родовищ багатих залізних руд аспекти комплексного освоєння характеризуються певними особливостями. Так, для бідних залізних руд ефективність комплексного освоєння забезпечується поєднанням багатьох факторів, в тому числі і високими показниками продуктивності. Селективне вилучення супутніх корисних компонентів буде негативно впливати на цей показник та, відповідно знижувати рентабельність розробки родовищ.

У межах ділянок розробки родовищ залізистих кварцитів супутніми вважаються породи розкриття або вміщувальні породи, які вимагають не лише селективного видобутку, але й селективного складування при неможливості їх перетворення на товарну продукцію.

В сучасних умовах неможливості отримання додаткових земельних відводів це спричиняє надлишкові збитки або взагалі унеможлиблює такий варіант освоєння [34-35].

Зовсім інші перспективи комплексного освоєння визначено для родовищ багатих залізних руд. На даних родовищах в якості супутньої корисної копалини, як правило, розглядають вміщувальні магнетитові кварцити, які на значних глибинах мають покращені показники якості магнетиту. Для цих

об'єктів комплексне освоєння є одним з перспективних напрямів розширення залізорудної сировинної бази країни.

Висновки до розділу.

В процесі проведених досліджень було зроблено висновки щодо перспектив комплексного використання корисних копалин, супутніх залізу в залізорудних районах Середнього Придніпров'я. В Білозерському залізорудному районі найбільш перспективними для комплексного освоєння слід вважати рудопрояви апатиту, сірчано-колчеданні рудопрояви, геохімічні аномалії дорогоцінних металів у складі теригенної формації михайлівської свити, рудопрояви тальк-магнезитів та поперечно-волокнистого хризотил-азбесту в ультрабазитах, прояви літію, рубідію та цезію в слюдяних грейзенах Західної ділянки.

У межах Конкського залізорудного району найбільш перспективними для освоєння поряд з залізними рудами слід вважати рудопрояви та родовища тальк-магнезитової сировини, рудопрояви дорогоцінних металів, берилію, молібдену, неметалевих корисних копалин, кольорових металів.

У межах Чортомлицького залізорудного району найбільш перспективними для освоєння слід вважати рудопрояви та родовища благородних металів.

Слід відзначити, що для родовищ залізистих кварцитів і для родовищ багатих залізних руд у відношенні аспектів комплексного освоєння існують певні відмінності. Для родовищ бідних залізних руд ефективність комплексного освоєння характеризується різними факторами, в тому числі і високими показниками продуктивності. Таким чином, селективний видобуток супутніх корисних компонентів буде негативно впливати на цей показник та, відповідно знижувати рентабельність розробки родовищ. Для родовищ багатих залізних руд комплексне освоєння є одним з перспективних напрямів розширення залізорудної сировинної бази країни.

## ВИСНОВКИ

В результаті досліджень кваліфікаційної роботи проведено оцінку перспектив комплексного використання супутніх металевих і неметалевих корисних копалин в залізорудних районах Середнього Придніпров'я.

На підставі визначення речовинного складу геологічних та рудних формацій районів досліджень проведено рудно-формаційний аналіз проявів металевих і неметалевих корисних копалин, супутніх залізорудним формаціям, з обґрунтуванням перспектив їх рудоносності для подальшого металогенічного прогнозування.

Для кожного залізорудного району визначено комплекс корисних копалин, перспективних для освоєння для обґрунтування комплексного підходу до використання надр районів, що досліджувались.

Для Конкського залізорудного району встановлено, що найбільш перспективними для освоєння є родовища та рудопрояви залізорудних формацій алгоманського типу, які є комплексними за складом зруденіння та перспективними у відношенні потенціальної золотоносності за аналогією з іншими металогенічними провінціями світу. Прояви дорогоцінних металів зон грейзенізації порід недостатньо вивчені та потребують подальших досліджень. Рудопрояви хроміту в ультрабазитових комплексах порід практичного значення не мають внаслідок незначних розмірів рудних тіл та заміщення хроміту магнетитом. В Конкському залізорудному районі встановлено прояви комплексної мінералізації міді, свинцю, цинку, нікелю, кобальту, але перспективи освоєння їх не визначені, внаслідок слабкої вивченості, низького вмісту корисних компонентів та незначної потужності рудних тіл.

У межах Конкського району перспективним для освоєння є Веселянське родовище серпентинітів і тальк-магнезитової сировини. Прояви азбестової сировини у межах ультрабазитових формацій самостійного практичного значення не мають. За результатами попередніх лабораторно-технологічних

випробувань [3], встановлено, що талькомагнезити Веселянського родовища можуть бути використані для виготовлення форстеритових вогнетривів шляхом попереднього помолу та брикетування сирого талькомагнезиту з випалом при температурі 1450-1500°. Гірничо-видобувні умови розробки родовища є сприятливими для розробки відкритим способом (максимальна глибина залягання – 60 м). Вогнетривкість порід встановлено в межах 1370-1670°.

Таким чином, у металогенічному відношенні Конкська структура являється перспективним рудним районом на виявлення родовищ золота, берилію, молібдену, неметалевих корисних копалин, кольорових металів, що обґрунтовано також аналогією складу геологічних формацій Конкської ЗКС формаціям ЗКС інших рудних провінцій світу (Канадський, Західно-Австралійський, Західно-Африканський та інші кристалічні щити).

У межах Білозерського залізорудного району перспективними для освоєння рудними формаціями слід вважати рудопрояви хризотил-азбесту лабінського та брединського морфогенетичного підтипу в серпентинітах Південно-Білозерського масиву. Формаційним типом рудопроявів хризотил-азбесту слід вважати родовища поперечно-волокнистого хризотил-азбесту в породах дуніт-гарцбургітової формації.

В результаті проведеного порівняльного аналізу комплексу Стілуотер з Південно-Білозерським масивом серпентинітів прояви хризотил-азбесту можна віднести до родовищ, пов'язаних із формацією розшарованих інтрузій основних та ультраосновних порід.

Рудопрояви апатиту визнано безперспективними внаслідок низького вмісту  $P_2O_5$ , дрібнозернистого характеру порід та нерівномірного ступеню карбонатизації.

Рудопрояви хроміту в серпентинітах слід вважати безперспективними внаслідок заміщення хроміту гістерогенним магнетитом при серпентинізації, що ускладнює технологічний процес збагачення руд.

Магнетитові кварцити Білозерського району віднесено до перспективних рудних формацій вулканогенно-теригенного осадового класу та метаріодацит-сланцевого типу формацій запорізької свити.

Рудопрояви колчеданної мінералізації мідно-колчеданної формації можуть бути використані попутно – при розкривних гірничо-видобувних роботах в процесі розвідки родовищ магнетитових кварцитів.

У межах Чортомлицького залізорудного району найбільш перспективними слід вважати рудопрояви та родовища золота в східній частині Чортомлицької ЗКС у породах метакоматіт-толеїтової та сланцево-джеспіліт-толеїтової формації.

Слід відзначити, що для родовищ залізистих кварцитів і для родовищ багатих залізних руд й відношенні аспектів комплексного освоєння існують певні відмінності. Для родовищ бідних залізних руд ефективність комплексного освоєння обґрунтована поєднанням різних факторів, в тому числі і високими показниками продуктивності. Таким чином, селективний видобуток супутніх корисних компонентів буде негативно впливати на цей показник та, відповідно знижувати рентабельність розробки родовищ.

Для родовищ багатих залізних руд існують інші аспекти комплексного освоєння. На даних родовищах в якості супутньої корисної копалини, розглядають вміщувальні магнетитові кварцити, які на значних глибинах мають покращені показники якості магнетиту. Для таких вітчизняних залізорудних об'єктів комплексне освоєння є одним з перспективних напрямів розширення залізорудної сировинної бази країни.

## ПЕРЕЛІК ДжЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ

1 Рузіна М. В., Мураховський С. А., Ястребов Д. В. Геологічні фактори контролю проявів тальк-магнезитової сировини у межах Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита. Proceedings of V International Scientific and Practical Conference "Topical Issues of Modern Science, Society And Education". Kharkiv, 28–30 November 2021. С. 730–734

2 К.Ю. Єсипчук та ін. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та пояснювальна записка). Київ: УкрДГРІ, 2004. 30 с.

3 Звіт № ГР У-98-102/43 про глибинне геологічне картування масштабу 1: 50 000 Конкської зеленокам'яної структури та її обрамлення, проведенного у 1996-2003 рр. КП «Південукргеологія. Під керівництвом О.М. Бестужева. Дніпропетровськ, 2003. 230 с.

4 Обобщение результатов геологоразведочных работ по изучению железисто-кремнистой формации Белозерской структурно-фациальной зоны и прогнозно-металлогеническая оценка её перспектив /В.М.Кравченко, В.И.Ганоцкий, Е.Е.Полякова, И.В.Ахметшина // Отчет о НИР (заключительный)/Днепропетр.горн.инт. - №ГР31101911. - Днепропетровск, 1983. 230 с.

5 Ладиева В.Д. Металлоносность осадочно-вулканогенных формаций и метасоматических зон Конкского синклиория. *Геохимия и рудообразование*. 1976. Вып.5. С.47–51.

6 Сиворонов А.А., Сирота М.Г., Бобров А.Б. Тектоническое строение фундамента Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. *Геол. журнал*. 1983. №6. т. 43. С.52–64.

7 Артеменко Г.В. Геохронологія Середньопридніпровської, Приазовської та Курської граніт-зеленокам'яних областей. Автореф. дис. д-ра геол.наук: 04.00.02. Ін-т геохімії, мінералогії і рудоутворення НАНУ. Київ, 1998. 31 с.

8 Фомин Ю.А., Ганоцкий В.И., Кравченко В.М. Вариации стабильных изотопов в минералах Белозерской зеленокаменной структуры Украинского щита. *Докл. АН УССР. Сер.Б.* 1979. №3. С.901–903.

9 Ruzina M.V., Tereshkova O.A., Ivanov V.N., Smirnov A.Ya. Formational and facial composition and ore-bearing of Belozerskaya series of pre-cambrian of Ukrainian shield in green-stone structures of Middle Pridneprovie. *Naukovyi Visnyk Natsionalnoho Hirnychoho Universytetu.* 2013. №5. pp. 17–23.

10 Скаржинская Т.А. О белозерском типе железорудных формаций в докембрии Украинского щита. *Докл. АН УССР. Сер.Б.* 1979. №11. С.901–903.

11 Белевцев Я.Н., Кравченко В.М., Кулик Д.А. и др. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Генезис железных руд. Киев: Наукова Думка, 1985. 216 с.

12 Щербак Н.П., Белевцев Я.Н., Фоменко В.Ф. и др. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Стратиграфия. Киев: Наукова Думка, 1988. 191 с.

13 Н.А.Плаксенко, В.Я.Горьковец, М.А.Ярощук и др. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Типы формаций Киев: Наукова Думка, 1988. 88 с.

14 Гузенко Г.Ф., Доброхотов М.Н. Белозерская железисто-кремнистая формация и ее сопоставление с аналогичными формациями других районов Приднепровья. В кн.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. Москва: Недра, 1964, с. 3–14.

15 Винниченко П.Е. Новое в строении Белозерского железорудного района. *Геол.журн.* 1975. №3. С.114–120.

16 Выявление факторов концентрации и закономерностей размещения благородных металлов в архейских зеленокаменных структурах Приднепровского блока Украинского щита на примере Белозерской структуры и комплексная оценка перспектив открытия в ней месторождений платины, палладия, золота и серебра: Отчет о НИР (закл.)/ГГА Украины:

Руководитель В.М. Кравченко. – №ГР 0194U009469. // Днепропетровск, 1996, 250с.

17 Ганоцкий В.И., Струева О.М. Тепловская свита – неотъемлемая составная часть Конкско-Верховцевской серии Украинского щита. *Геол.журн.* 1986. №2. С.73-80.

18 Яцина Д.В. Проявления хризотил-асбеста и тальк-магнезитов в пределах Южно-Белозерского массива серпентинитов. *Матеріали міжнародної науково-практичної конференції «Форум гірників – 2011»*. м. Дніпропетровськ, 12–15 жовтня 2011р. С.131–137.

19 Семененко Н.П., Бойко В.Л., Бордунов И.Н., Ладиева В.Д. и др. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев: Наукова Думка, 1967. 407 с.

20 Критерии прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые. Под ред. Д.В.Рундквиста. 2-е изд., доп. Москва: Недра, 1986. 751 с.

19 Петько В.Н., Корниенко А.И., Романюк П.М. Литолого-структурный контроль оруденения на месторождении золота Балка Широкая. *Мін. ресурси України.* 1998. № 4. С. 39–41.

20 Гончар А.А., Бабий М.Г. и др. Отчёт по составлению металлогенических и прогнозных карт м-ба 1:50000 Сурского, Верховцевского и Чертомлыкского р-нов. 1977–1980 г.г / ДГСП. Днепропетровск, 1980. 160с.

21 Бобров А.Б., Сиворонов А.А. и др. Новые данные о геологии и условиях образования золоторудного месторождения Балка Широкая. *Відомості Академії гірничих наук України.* 1997. №4. С. 86–92.

22 Кушинов Н.В., Кузь В.Д., Никитина Е.К. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Чертомлык. Отчет Чертомлыкского отряда о результатах ГГК масштаба 1:50 000, проведенного в 1984-1988 г.г. в пределах Чертомлыкской структуры (в 16 книгах) / Фонди КП "Південукргеологія". Днепропетровск, 1988.



23 Monakhov V.S., Sukach V.V., Dischuk M.Y., Petko V.N., Velikanov Y.F. Presence of gold of Archean greenstone series of Middle Dniپر granite-greenstone Area (Ukrainian Shield). *Мин. журн.*, 1994. Т.22, №5, 6. С. 103–113.

24 Шатский Н.С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. Избранные труды: в 3-х т. Москва: Наука, 1965. Т.3. 348 с.

25 Сборник руководящих материалов по геолого-экономической оценке полезных ископаемых. Неметаллические полезные ископаемые. Москва: Изд-во ГКЗ, 1985. Т.2. 400 с.

26 Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. Москва: Недра, 1982. 669с.

27 Ладиева В.Д. Осадочно-вулканогенные формации и металлоносность Конкско-Белозерского синклинория. *Тез. докл. 3-го регион. петрогр. совещания.* Киев, 1979. С.148-149.

28 Шер С.Д. Металлогения золота. Москва: Недра, 1972. 296 с.

29 Сборник руководящих материалов по геолого-экономической оценке полезных ископаемых. Металлические полезные ископаемые. Москва: Изд-во ГКЗ, 1985. Т.1. 506 с.

30 Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. Москва: Мир, 1983. 220 с.

31 M. Ruzina, O. Tereshkova, N. Bilan, I. Zhiltsova Role of dislocation metamorphism in endogenic ore-forming processes within the Belozerska greenstone structure. *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology.* 2017. vol. 2(77). pp. 82-88.

32 Коробейников А.Ф., Масленников В.В. Гидротермально-метасоматическая природа золотых руд в черносланцевых толщах палеозойских орогенов. *Метасоматич. Эндоген. Месторожд. Урала.* Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С.100–111.

33 Закономерности распределения гидротермальных золоторудных формаций Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита

относительно систем глубинных разломов: монографія / І.В. Жильцова, М.В. Рузіна, В.К. Свистун, РВК: ДВНЗ НГУ, 2015. 131с.

34 Куделя А.Д. Комплексное использование минеральных ресурсов железорудных горно-обогатительных комбинатов УССР. Киев: Наукова Думка, 1984. 123 с.

35 Довгий С.О., Іванченко В.В., Коржнев М.М., Курило М.М., Трофимчук О.М., Яковлев Є.О. Критерії екологічної і геолого-економічної оцінки та мінералогія відходів гірничо-металургійного комплексу Кривбасу. Київ: Ніка-Центр, 2013. С.35–46.

103М-203-1

## ДОДАТОК А

## Відомість матеріалів кваліфікаційної роботи

№	Формат	Позначення	Найменування	Кількість аркушів	Примітка
			<b>Документація</b>		
1	A4	ТСТ.ОППМ.22.01.ПЗ	Пояснювальна записка	96	
			<b>Графічні матеріали</b>		Електронний ресурс
			Презентація Microsoft PowerPoint	20	Слайди

103М-203

## ДОДАТОК Б

## ВІДГУК

**наукового керівника на кваліфікаційну роботу магістра за спеціальністю 103 Науки про Землю за освітньо-професійною програмою «Геологія» на тему «Оцінка перспектив комплексного освоєння супутніх корисних копалин в залізорудних районах Середнього Придніпров'я» Мураховського Сергія Анатолійовича**

**Актуальність досліджень** обґрунтована необхідністю забезпечення комплексного підходу до використання надр рудних районів України. Оцінка перспектив корисних копалин, які супроводжують родовища та прояви стратегічно важливої залізорудної сировини у межах Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита дозволить забезпечити комплексне використання надр залізорудних районів. У межах гірничого відводу діючих промислових підприємств з розвинутою інфраструктурою комплексне використання надр можливо здійснити без екологічних ускладнень та значних капітальних витрат.

Об'єкт досліджень – геологічні умови утворення та металогенічне прогнозування комплексних рудних формацій, супутніх залізу в рудних районах Середнього Придніпров'я та їх мінерагенічна оцінка.

Предмет досліджень – формаційна приналежність, речовинний склад та перспективна оцінка комплексного використання супутнього залізорудним формаціям зруденіння.

Мета роботи полягала у визначенні рудно-формаційного типу та оцінки перспектив рудоносності геологічних формацій, які супроводжують родовища та прояви заліза в залізорудних районах Середнього Придніпров'я.

Наукова новизна досліджень визначена обґрунтуванням доцільності використання комплексних рудних формацій, супутніх залізу у межах залізорудних районів Середнього Придніпров'я.

Практичне значення обґрунтовано можливістю використання результатів в процесі пошуково-оціночних, розвідувальних та гірничо-видобувних робіт в районах досліджень.

За своїм змістом, актуальністю, науковою новизною, важливістю одержаних автором наукових результатів, а також практичною цінністю робота повністю відповідає вимогам до магістерських робіт науково-дослідницького характеру та заслуговує оцінки «відмінно». Тема роботи безпосередньо пов'язана з об'єктом діяльності магістра за спеціальністю 103 «Науки про Землю». Результати досліджень апробовано на V Міжнародній науково-практичній конференції «Актуальні проблеми сучасної науки, суспільства та освіти», 28-30 листопада, м. Харків, 2021р.

Результати кваліфікаційної роботи – правильні, обґрунтовані, осмислені. Кваліфікаційна робота характеризує уміння виявляти та розв'язувати проблеми. За період дипломування автор роботи продемонстрував належний рівень сформованості загально навчальних умінь і навичок та високий рівень особистого ставлення до справи.

Оформлення пояснювальної записки та графічних матеріалів виконано без відхилень від стандартів. Розрахунки, що приведені в роботі, виконані з використанням пакетів комп'ютерних програм. Ступінь самостійності виконання кваліфікаційної роботи відмінна. Зміст кваліфікаційної роботи повністю відповідає вимогам освітньо-професійної програми підготовки магістрів спеціальності 103 Науки про Землю за напрямом підготовки «Геологія».

Кваліфікаційна робота заслуговує оцінки „відмінно” (95А), а її автор, Мураховський Сергій Анатолійович, заслуговує ступінь магістра за спеціальністю 103 «Науки про Землю» за освітньо-професійною програмою «Геологія».

Доктор геол. наук, професор,  
професор кафедри геології  
та розвідки родовищ корисних копалин  
НТУ «Дніпровська політехніка»

Рузіна М.В.

## ДОДАТОК В

## РЕЦЕНЗІЯ

**на кваліфікаційну роботу магістра за спеціальністю  
103 Науки про Землю за освітньо-професійною програмою  
«Геологія» на тему «Оцінка перспектив комплексного освоєння супутніх  
корисних копалин в залізорудних районах Середнього Придніпров'я»  
Мураховського Сергія Анатолійовича**

Кваліфікаційна робота присвячена обґрунтуванню доцільності використання комплексних рудних формацій, які супроводжують рудопрояви та родовища заліза в залізорудних районах Середнього Придніпров'я.

**Актуальність досліджень** кваліфікаційної роботи обґрунтована необхідністю забезпечення комплексного підходу до використання надр рудних районів України. Оцінка перспектив корисних копалин, які супроводжують родовища та прояви стратегічно важливої залізорудної сировини у межах Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита дозволить забезпечити комплексне використання надр залізорудних районів.

Об'єкт досліджень – геологічні умови утворення та металогенічне прогнозування комплексних рудних формацій, супутніх залізу в рудних районах Середнього Придніпров'я та їх мінерагенічна оцінка.

Предмет досліджень – формаційна приналежність, речовинний склад та перспективна оцінка комплексного використання супутнього залізорудним формаціям зруденіння.

Мета роботи полягала у визначенні рудно-формаційного типу та оцінки перспектив рудоносності геологічних формацій, які супроводжують родовища та прояви заліза в залізорудних районах Середнього Придніпров'я.

Наукова новизна досліджень визначена обґрунтуванням доцільності використання комплексних рудних формацій, які супроводжують рудо

прояви та родовища заліза у межах рудних районів Середнього Придніпров'я.

Практичне значення обґрунтовано можливістю використання результатів в процесі пошуково-оціночних, розвідувальних та гірничо-видобувних робіт в районах досліджень.

В роботі застосовані технологічна та проектувальна компетентності фахівця в галузі геології. В процесі досліджень продемонстровано здатність розробляти геологічні завдання, вивчати та аналізувати геологічну будову території досліджень, склад рудних формацій з визначенням перспективності їх використання, виконувати збір та підготовку текстової, числової та графічної геологічної інформації необхідної для складання звіту, виконувати обробку інформації в ПЕОМ з використанням математичних методів.

Застосування петрографічних, мінераграфічних, мінералогічних методів дослідження дозволило провести детальний рудно-формаційний аналіз супутніх залізу корисних копалин у межах залізорудних районів Середнього Придніпров'я та обґрунтувати перспективи їх використання.

В першому розділі автором проведено системний огляд стану вивченості регіону досліджень, охарактеризовано особливості геологічної будови, головних стратиграфічних підрозділів та речовинного складу залізорудних формацій. В другому розділі обґрунтовано доцільність використання методів досліджень. В третьому розділі проведено оцінку перспектив комплексного використання рудних формацій, супутніх родовищам та рудопроявам заліза у межах залізорудних районів території досліджень.

Іноваційність отриманих результатів полягає в системному узагальненні фактичного матеріалу щодо складу комплексних геологічних формацій, супутніх родовищам заліза у межах регіону досліджень, та обґрунтуванні перспектив комплексного освоєння надр залізорудних районів.

Практичне значення обґрунтовано можливістю використання результатів в процесі пошуково-розвідувальних та експлуатаційних робіт у межах території досліджень.

Результати геологічних, мінералогічних, петрографічних та мінераграфічних досліджень накопичувались, оброблялись, узагальнювались, аналізувались з використанням стандартних і адаптованих комп'ютерних програм пакету MS Office (Word, Excel). Графічне оформлення роботи та оформлення фотографій проводилося за допомогою графічних пакетів CorelDRAW, Adobe Photoshop, InPaint.

Стиль та мова роботи відповідають загальним вимогам до якості кваліфікаційних робіт. Список використаних джерел інформації підтверджує поглиблене вивчення автором проблеми досліджень. Особливо слід відзначити грамотну постанову проблеми та завдань досліджень та оригінальну інтерпретацію отриманих результатів.

Пояснювальна записка і презентація оформлені у відповідності до стандартів НТУ «Дніпровська політехніка».

Рекомендована оцінка «відмінно» (95А).

Автор кваліфікаційної роботи Мураховський Сергій Анатолійович заслуговує ступінь магістра за спеціальністю 103 Науки про Землю за освітньо-професійною програмою «Геологія».

Кандидат геол. наук, доцент,  
доцент кафедри загальної та  
структурної геології  
НТУ «Дніпровська політехніка»

Терешкова О.А.