

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

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

ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА
кваліфікаційної роботи ступеня бакалавра
(бакалавра, магістра)

Студента Дороганя Владислава Вікторовича
(ПІБ)
академічної групи 103-21ск-1
(шифр)
спеціальності 103 Науки про Землю
(код і назва спеціальності)
за освітньо-професійною програмою «Геологія»
(офіційна назва)
на тему: Обґрунтування пошукових критеріїв на сульфідно-нікелеве зруденіння
в межах Правдинського масиву ультрабазитів (Дніпропетровська область)
(назва за наказом ректора)

Керівники	Прізвище, ініціали	Оцінка за шкалою		Підпис
		рейтинго- вою	інститу- ційною	
кваліфікаційної роботи	Жильцова І.В.			
розділів:				
Загальний	Жильцова І.В.			
Спеціальний	Жильцова І.В.			

Рецензент	Терешкова О.А.			
-----------	----------------	--	--	--

Нормоконтролер	Хоменко Н.В.			
----------------	--------------	--	--	--

Дніпро
2024

ЗАТВЕРДЖЕНО:

завідувач кафедри

геології та розвідки родовищ

корисних копалин

(повна назва)

Жильцова І.В.

(підпис)

(прізвище, ініціали)

«15» квітня 2024 року

**ЗАВДАННЯ
на кваліфікаційну роботу**

бакалавра

(бакалавра, магістра)

студенту

Дороганю В.В.

(прізвище та ініціали)

академічної групи

103-21 ск-1

(шифр)

спеціальності

103 Науки про Землю

(код і назва спеціальності)

за освітньо-професійною програмою

«Геологія»

(офіційна назва)

на тему:

Обґрунтування пошукових критеріїв на сульфідно-нікелеве зруденіння

в межах Правдинського масиву ультрабазитів (Дніпропетровська область).

(назва за наказом ректора)

затверджену наказом ректора НТУ «Дніпровська політехніка» від 15.04.24 № 333-с

Розділ	Зміст	Термін виконання
Загальний	Аналітичний огляд літератури та вибір напрямку досліджень. Характеристика геологічної будови району досліджень.	03.05.24-12.05.24
Спеціальний	Вибір методів вирішення завдання.	13.05.24-15.05.24
	Аналіз умов локалізації рудних проявів в ультрабазитах та дослідження їх речовинного складу.	16.05.24-30.05.24
	Встановлення пошукових чинників рудних проявів.	31.05.24-07.06.24
	Прогнозна оцінка Правдинського масиву	08.06.24-15.06.24

Завдання видано

(підпис керівника)

Жильцова І.В.

(прізвище, ініціали)

Дата видачі: 03.05.2024

Дата подання до екзаменаційної комісії 17.06.2024

Прийнято до виконання

(підпис студента)

Дорогань В.В.

(прізвище, ініціали)

РЕФЕРАТ

Пояснювальна записка: 70 стор., 20 рисунків, 3 таблиця, 10 джерел.

СУЛЬФІДНО-НІКЕЛЕВЕ ЗРУДЕНІННЯ, ПОШУКОВІ КРИТЕРІЇ, УЛЬТРАБАЗИТИ, СЕРПЕНТИНИТИ, МЕТАСОМАТОЗ, РУДНІ ФОРМАЦІЇ.

Об'єкт досліджень: сульфідно-нікелева рудоносність ультрабазитів Правдинського масиву Сурської зеленокам'яної структури Середнього Придніпров'я.

Предмет досліджень - критерії контролю рудних проявів в ультрабазитах Правдинського масиву.

Мета кваліфікаційної роботи: розробка пошукових чинників які підтверджують перспективи сульфідно-нікелевої рудоносності ультрабазитів Правдинського масиву Сурської зеленокам'яної структури.

Актуальність теми дипломної роботи обумовлена необхідністю зміцнення мінерально-сировинної бази України, зокрема, розвитку рудодобувної галузі. В процесі досліджень останніх років отримані дані про рудоносність ультрабазитів відомих зарубіжних зеленокам'яних структур. Подібні до них по геологічній будові ЗКС зустрінуті в середньому Придніпров'я.

Взаємозв'язок з іншими роботами – продовження наукової діяльності кафедри геології і розвідки родовищ корисних копалин НТУ «Дніпровська політехніка» в сфері вивчення умов формування рудних проявів Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита.

Сфера застосування – роботи з вивчення регіональних та локальних закономірностей формування зруденіння в ультрабазититових масивах.

Практичне значення роботи полягає в обґрунтуванні чинників рудоносності ультрабазитів Правдинського масиву. Результати досліджень доцільно використовувати при проведенні геологорозвідувальних робіт.

ЗМІСТ

ВСТУП	5
1 СТАН ВИВЧЕНОСТІ ОБ'ЄКТА ДОСЛІДЖЕНЬ	7
1.1 Геологічна вивченість	7
1.2 Геофізична вивченість	10
2 ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕНЬ	13
2.1 Стратиграфія і магматизм	13
2.2 Тектоніка	21
2.3 Корисні копалини	24
3 МЕТОДИКА ПРОВЕДЕННЯ ДОСЛІДЖЕНЬ	29
4 ХАРАКТЕРИСТИКА ЧИННИКІВ РУДОНОСНОСТІ УЛЬТРАБАЗИТІВ ПРАВДИНСЬКОГО МАСИВУ	31
4.1 Структурно-морфологічні чинники рудоносності	31
4.2 Мінералого-петрографічні чинники рудоносності	33
4.3 Характеристика епігенетичних процесів мінералоутворення ...	47
4.4 Геохімічний фактор металоносності	55
4.5 Мінеральні асоціації і їх рудна спеціалізація	57
5 ПОШУКОВІ КРИТЕРІЇ МЕТАЛОНОСНОСТІ УЛЬТРАБАЗИТІВ ПРАВДИНСЬКОГО МАСИВУ	62
ВИСНОВОК	66
СПИСОК ДЖЕРЕЛ ІНФОРМАЦІЇ	67
ДОДАТОК А Відомість матеріалів кваліфікаційної роботи	68
ДОДАТОК Б Відгук керівника кваліфікаційної роботи	69
ДОДАТОК В Рецензія	70

ВСТУП

Район досліджень знаходиться в межах Середнього Придніпров'я і розташовується в східній частині УЩ. У геолого-структурному відношенні площа вивчення розташовується в південно-західній частині Сурського синклінорію. Адміністративно вона входить до складу Дніпропетровського, Криничанського і Солонянського районів Дніпропетровської області. Недалеко знаходяться міста: Дніпропетровськ, Дніпродзержинськ, Новомосковськ.

Актуальність теми кваліфікаційної роботи зумовлена необхідністю зміцнення мінерально-сировинної бази України, зокрема, розвитку рудодобувні галузі. В процесі досліджень останніх років отримані дані про рудоносність ультрабазитів відомих зарубіжних зеленокам'яних структур. Подібні до них по геологічній будові ЗКС зустрінуті в середньому Придніпров'я. Подібні їм за геологічною будовою зеленокам'яні структури зустрінуті в Середньому Придніпров'ї.

Мета досліджень: обґрунтування чинників і розробка критеріїв що підтверджують перспективи рудоносності ультрабазитів Правдинського масиву Сурської зеленокам'яної структури.

Для досягнення поставленої мети необхідно вирішити наступні завдання:

- 1) вивчення речового складу ультрабазитів;
- 2) дослідження факторів геологічного контролю рудної мінералізації;
- 3) виділення рудовміщуючих геологічних формацій;
- 4) визначення структур в межах яких формуються сульфідно-нікелеві зруденіння;
- 5) розробка чинників рудоносності ультрабазитів.

У цій роботі викладені результати дослідницьких робіт, проведених в межах Правдинського масиву ультраголовних порід Сурської зеленокам'яної структури.

Економічно район входить до Дніпровського промислового вузла, який є одним з центрів металургійної, хімічної та машинобудівної промисловості.

Продуктивність на сульфідно-мідне зруденіння досліджуваної площі визначається наявністю ультрабазитів з якими пов'язано багато найбільших родовищ мідно-нікелевих руд.

В межах площі досліджень проведеними раніше геологорозвідувальними роботами виявлено ряд зруденінь, точок і зон мінералізації нікелю, міді та інших металів.

Виявлені в масивах ультраосновних порід Сурського району зруденіння сульфідного нікелю епігенетичного типу з реліктами сингенетичної вкрапленості пентландиту, схожість масивів по петрографічних, петрохімічним, геохімічним і структурним ознакам з відомими інтрузіями Печенги, Забайкалля, Канади, Норильська та ін., дозволяють припускати наявність покладів промислових нікелевих руд в донних частинах інтрузій ультраголовних порід Сурського району.

Не для копіювання 103-27СК/1

1 СТАН ВИВЧЕННОСТІ ОБ'ЄКТА ДОСЛІДЖЕНЬ

Для визначення закономірностей локалізації рудної мінералізації генетично і просторово пов'язаною з інтрузивами ультрабазитів проведено аналіз особливостей геологічної будови сульфідних мідно-нікелевих родовищ світу. З цією метою вивчені роботи К. Анхайсера, У. Бетта, Д. Гровса, Ч. Мейєра, Б. Несбитта, Ж. Спрея [1], у яких підкреслений тектонічний контроль рудної мінералізації.

1.1 Геологічна вивченість

Ультраосновні породи в Середнього Придніпров'я вперше були зустрінуті в тридцяті роки на території Дніпропетровської та Запорізької областей (масиви біля селищ Ігрені, Славгород, Вільнянка та ін.) Сурський район магнітних аномалій було виявлено 1933 р. Г.С. Бутаковим під час проведення рекогносцирувальної магнітної зйомки вздовж річки Дніпро.

У 1947 р. О.М. Козловський і К.І. Тимофєєвим складено комплексну геологічну карту району масштабу 1:500000, а 1954 року В.І. Гладким і Є.М. Матвієнко завершено роботи зі складання геологічної карти масштабу 1:200000. Ними вперше в Сурському районі виділено конкскко-верховцевську серію архею.

У 1954 р. у межах Сурської структури проведено геологопошукові роботи на залізо й боксити, де переважно було вивчено кору вивітрювання кристалічних порід. Промислових руд не було зустрінуто (І.І. Шевчишин, С.П. Железняк, 1954).

У 1962-1963 р.р. у Сурському районі проведено геологічне знімання масштабу 1:50000 (Б.Т. Осадчий 1962, О.О. Зайцев 1964), унаслідок якого виявлено низку проявів кольорових і рідкісних металів.

У звітах узагальнено всі геологічні матеріали за період до 1962 року. Геологічні карти для докембрійських утворень виявилися некондиційними.

У 1956-1957 р.р. у межах Сурського району було розпочато пошукові роботи на силікатні нікелеві руди (В.П. Литовченко, 1958), унаслідок яких виявлено масиви ультраосновних порід із нікеленосною корою вивітрювання на них.

У 1959-1964 р.р. Новомосковською ГРЕ проведено пошуки і розвідку силікатних нікелевих руд, пов'язаних із корою вивітрювання ультраосновних порід (М.А. Зеліков, В.А. Ігнаткін, Т.Т. Лебедь, 1962; М.А. Зеліков, Т.Т. Лебедь, 1961, Г.В. Бовбень, 1964; Т.Т. Лебдь, 1967). Проведеними роботами виявлено і розвідано Карнаухівське, Павлівське, Петрівське і Миколаївське родовища силікатних нікелевих руд.

У 1964-1969 р.р. Новомосковською ГРЕ проводилися пошуки та розвідка талько-магнезитів у межах Правдинського ультраосновного масиву, де було виявлено низку рудопроявів сульфідних нікелевих руд. (Ф.В. Шрубович, В.П. Астразанцев, 1970).

У 1964-1966 р.р. за договором з Новомосковською ГРЕ ВЯТРОм були виконані тематичні роботи: "Розробка і впровадження комплексу свердловинних геофізичних і геохімічних методів пошуків глибокозалягаючих сульфідних руд". Цими роботами було впроваджено гідрохімічні методи пошуків, вивчено геохімічні характеристики ультраосновних порід, але конкретних рекомендацій для спрямування пошукових робіт на сульфідні нікелеві руди розроблено не було.

У 1965-1967 р.р. Новомосковською експедицією пробурено Сурський структурний профіль (М.П. Семененко, І.А. Гаєв, І.М. Бордунов та ін.). Структурно-профільне буріння поклало початок новому етапу вивчення докембрійського фундаменту Українського щита. Слідом за Сурським профілем у 1967-1968 р.р. проводилося розбурювання Північно-Сурського профілю (Гаєв І.А. Карпенко В.П. 1971). За результатами структурно-рєфільного буріння проводили і проводять пошукові роботи на золото і сульфідно нікелеві руди.

У 1968-1970 р.р. проводилися пошуки сульфідних нікелевих руд у межах Правдинсько-Петровської смуги ультраосновних порід і на Карна-

ухівському родовищі силікатних нікелевих руд. (Карпенко В.П. 1971). У результаті рудопроявів сульфідного нікелю не виявлено.

У 1971 р.р. Інститутом мінеральних ресурсів виконано тематичну роботу з прогносної оцінки сульфідно-нікелевого зруденіння Сурського і Верховцевського районів. (В.А. Решитько, 1971) Найперспективнішими на пошуки сульфідних мідно-нікелевих руд автори вважають Октябрський (Західне Приазов'я) і Славгородський (Середнє Придніпров'я) масиви, а також дайкові тіла ультраосновних і основних порід Девладівської зони швиротних розломів.[1]

У 1969-1971 р.р. Дніпропетровським гірничим інститутом, виконувалися договірні роботи за темою: Складання карт-відрізок масштабу 1:50000 до прогнозно-металогенічної карти Середньої Наддніпряниці масштабу 1:200000 (І.М. Беспалов та ін. 1970). Автори вважають Верховцевський та Сурський масиви перспективними на пошуки сульфідного нікелю та рекомендують виконання великомасштабної геологічної зйомки з цілими цілями вивчення петрографічних та мінералого-геохімічних особливостей ультраосновних порід.

У 1971-1973 р.р. (Гаєв І.А. Лебідь Г.Т. та ін.) на площі Сурської структури проводилися бурові роботи з метою вивчення глибинної геологічної будови, виявлення перспектив осадово-вулканогенових утворень на кольорові, рідкісні та благородні метали, узагальнення всього фактичного матеріалу і складання геологічної карти масштабу 1:50000. При глибинному картуванні виявлено зони зруденіння кольорових і благородних металів. У південній частині структури в кварцових кератофірах встановлено зону молібденової мінералізації потужністю до 10 м., приурочену до Широківського розлому.

В 1977 році складено звіт за темою: "Оцінка перспектив сульфідної нікеленосності гіпербазитів Середнього Придніпров'я" (Гаєв І.А. Гаєва Н.М. 1977). На підставі петрохімічних досліджень автори відзначають схожість ультраосновних масивів нашого району з нікелеосновними масивами Західної Австралії, Канади, Печенги і доходять висновку про потенційну

нікеленосність ультраосновних і основних порід Середнього Придніпров'я. Помічена черговість проведення геологопошукових робіт.

У 1977-1980 р.р. проведено пошуки сульфідних нікелевих руд у межах Прагдинської-Петровської смуги ультра основних порід Сурської структури. Свердловинами глибиною до 1405м розкривалися дані частини ультраосновних масивів, на основі даних сейсмозвідки покладів нікелевих руд не виявлено, відзначено лише слабку сингенетичну мінералізацію пентландиту.

У 1982 році завершено тематичну роботу: "Структурно-металогенічний аналіз нікеленосності ультрабазитових масивів Західно-Сурської зони", де зазначено ефузивний генезис ультрабазитів цієї зони. Наведено прогнозні ресурси сульфідного нікелю і дано напрямок пошукових робіт (Струкуленко А.А. 1982).

У 1983 р. вийшов звіт про результати великомасштабного глибинного геологічного картування Сурської структури (Бобров А. Б. 1983), де вперше в районі описано коматііти, з якими пов'язують прояви сульфідного нікелю. Визначено фактори локалізації нікелевого зруденіння і закономірності його розміщення, перспективними вважаються центральні частини ультраосновних масивів, а також потоки перідотитових коматіітів, які посідають найнижче стратиграфічне положення.

1.2 Геофізична вивченість

Геофізичні: дослідження в Сурському районі проводяться з 1934 року. До середини 50-х років ці дослідження носили випадковий характер, мали низьку точність і нині не мають практичного застосування.

У 1956 р. Українським геологічним управлінням. (Тяпкін, Белькуров) проведено гравімагнітну зйомку масштабу 1:200000 великої території. Середньої Наддніпряниці, включно із Сурським районом, унаслідок робіт оконтурені Сурські, Верхівцевські та інші магнітні аномалії, уперше в Сурському районі магніторозвідувальні зйомки масштабу 1:100000 виконано в 1959 р. Середньопридніпровською партією ДГЕ.

У 1962 р. ДГЕ виконували оперативний аналіз магніторозвідувальних зйомок по Сурській структурі. У результаті зроблено висновок про велику перспективність Сурського району на наявність силікатних нікелевих руд і рекомендовано почати планомірне вивчення його детальними геофізичними зйомками.

Протягом 1963-1966рр партіями ДГЕ Сурська структура повністю покрита магнітометричними зйомками за мережею 50x100м і гравіметричними - 100x200м. За окремими напрямками проведено варіометрію та градієнтометрію. За результатами геологічної інтерпретації цих зйомок з урахуванням проведеного буріння виділено 9 масивів ультраосновних порід із нікеленосною корою вивітрювання.

У 1966-1967 рр тематичною партією тресту "Дніпрогеофізика" проведено інтерпретацію всіх раніше виконаних у Сурському районі геофізичних робіт на основі геологічних матеріалів (Н.І. Бакланов, 1968). У результаті побудовано геологічну карту масштабу 1:25000, висловлено нові припущення про глибинну будову структури, вивчено фізичні властивості порід. Електророзвідувальні роботи в межах району проводилися методами ВЕЗ, ВП, МПП. Роботи методами ВП і МПП ставилися з метою виявлення сульфідної мінералізації в межах ультраосновних масивів (Кивелюк, Качанов, 1970; Качанов, Смоголюк, 1971). У результаті зазначених робіт виявлено низку аномалій ВП, зумовлених як бідною сульфідною мінералізацією, так і ділянками графітизації порід.

У 1978 р. на Правдинській ділянці Преображенської ОПЕП на площі 4 кв. км виконано дослідно-виробничі електророзвідувальні роботи методами ІНФАЗ-ВП і перехідних процесів (Колдунов, Савчук, 1978). На загальному підвищеному фоні виявлено дві інтенсивні аномалії субширотного простягання до $1,7^\circ$ (південна) і, до $2,8^\circ$ (північна). Аномалії були перевірені бурінням і виявилися безрудними. У 1979 р. тією ж партією на площі Правдинсько-Петровської смуги електророзвідкою методом ІНФАЗ-ВП зафіксовано дві контрастні аномалії - Правдинську і Петровську. Правдинська аномалія найбільша й інтенсивніша, що просторово збігалася з ультраосновними по-

родами Правдинського масиву, має два епіцентри з інтенсивністю відповідно - $2,5^{\circ}$ і $4,0^{\circ}$. Петровська аномалія збігається за площею з Петровським ультраосновним масивом. Максимальна інтенсивність аномалій - $2,8^{\circ}$.

Сейсмічні дослідження в районі почали проводитися 20 років тому інститутом геофізики АН УРСР пройдений профіль ГСЗ у північній частині Сурської структури (Сологуб, 1968).

У результаті цих робіт вивчено будову земної кори і верхньої мантії. Шар "Мохо" розташований на глибині 28 км.

У 1970 р. Криворізькою дослідно-методичною партією 231/69 Придніпровської геофізичної експедиції пройдено сейсмічний профіль через центральну частину Сурської Структури. У результаті побудовано сейсмологічний розріз до глибини 8 км.

У 1977 р. через Правдинський масив ультраосновних порід пройдено сейсмічний профіль Переверзевською сейсморпартією ЦГЕ (Корнилова, Смоголюк, 1978). Основним завданням цих робіт було вивчення положення замку синкліналі та зони Правдинського розлому, перспективної на виявлення сульфідно-нікелевих родовищ. Уздовж цього профілю проведено пошукове буріння на нікель свердловинами глибиною до 1405 м [7].

Висновки до розділу:

В результаті аналізу літератури вивчені фактори локалізації рудоносності ультрабазитів, сформованих в межах зеленокам'яних структур.

На підставі вищевикладеного представляється доцільною наступна послідовність проведення дослідницької роботи:

- 1) вивчення речового складу ультрабазитів;
- 2) дослідження регіональних, районних і локальних чинників геологічного контролю рудної мінералізації;
- 3) обґрунтування критеріїв прогнозу.
- 4) виділення перспективних ділянок та обґрунтування критеріїв прогнозу.

2 ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕНЬ

Ділянка вивчення включає протяжну смугу метаморфізованих основних і ультраосновних порід, розташовану уздовж південно-західного краю Сурського синклінорію, що є фрагментом Середньопридніпровської гранітно-зеленокам'яної області.

Сурська ЗКС (рис. 2.1) розташована в центральній частині Середньопридніпровської граніт-зеленокам'яної області. Вона має видовжену у північно-західному напрямку коритоподібну форму та розміри 28 км×16 км, а у розрізі – асиметричну будову. Південно-західний борт більш пологий і падає на північний схід під кутами 50-75°, тоді як північно-східний характеризується субвертикальним падінням. За даними сейсмічних робіт (МОВ-ОГТ) і щільнісного моделювання днище синклінорію фіксується на глибині близько 5 км. З південного заходу та північного сходу він обмежений відповідно Західно-Сурським та Дніпродзержинським, а з півдня Девладівським глибинними розломами. В північній частині синклінорій ускладнений Грушівською, Карнаухівською та Пашенівської синкліналями, на півдні Широківською, а з південного заходу Петрівсько-Миколаївською монокліналями [3].

2.1 Стратиграфія і магматизм

Сурська зеленокам'яна структура побудована за участю мезоархейських стратифікованих порід конкської серії та синхронних їм інтрузивних та субвулканічних утворень (рис. 2.1, 2.2). В складі конкської серії виділяються: сурська світа, аполонівська товща, алферівська світа та пашенівська товща. Інтрузивні аналоги метаморфізованих вулканітів названих стратифікованих підрозділів представлені: верхівцевським базит-ультрабазитівим комплексом, сергіївською асоціацією метагаброїдів.

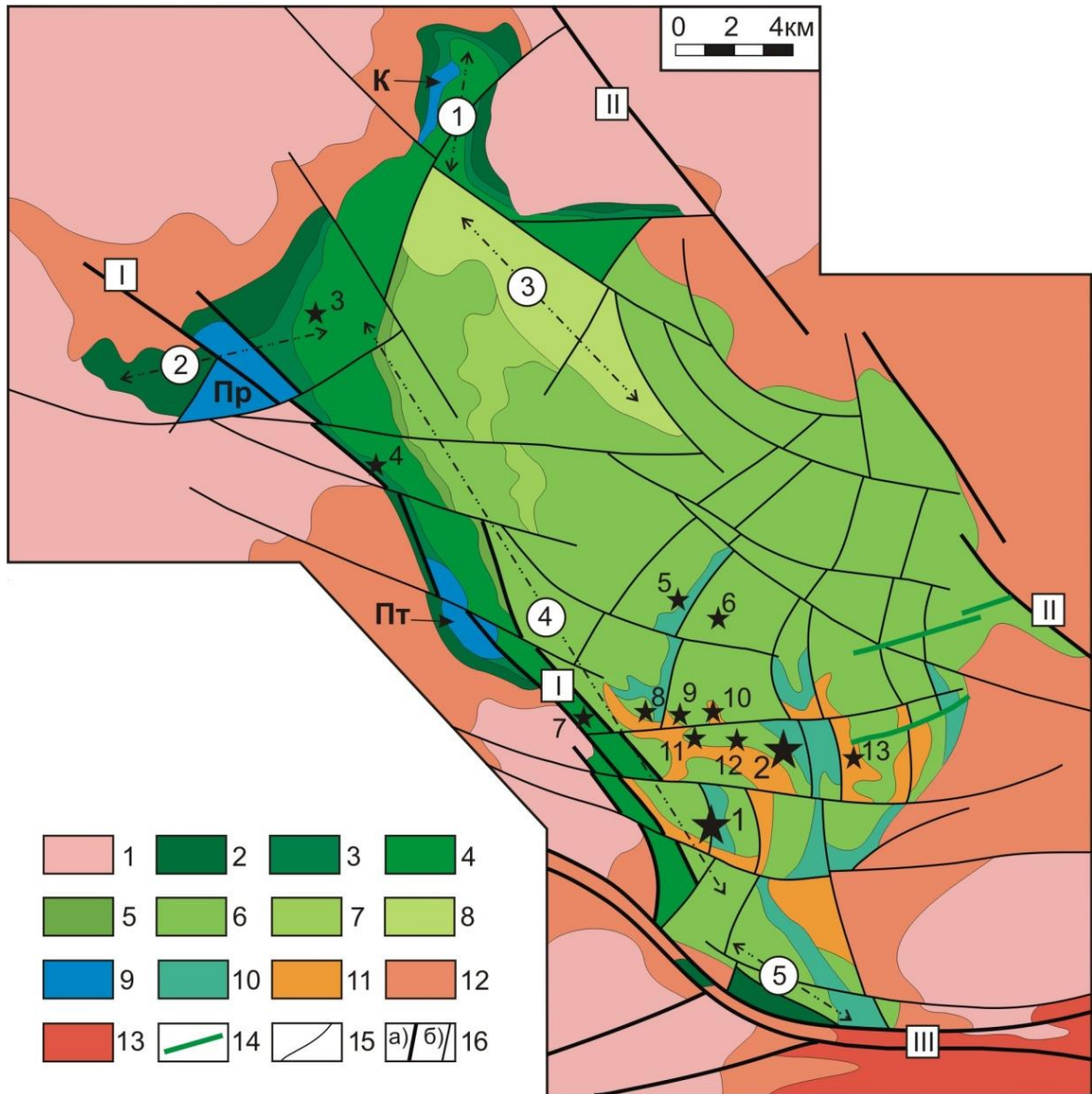


Рисунок 2.1 – Схематична геологічна карта Сурської структури

Умовні позначення див. на стор. 15.

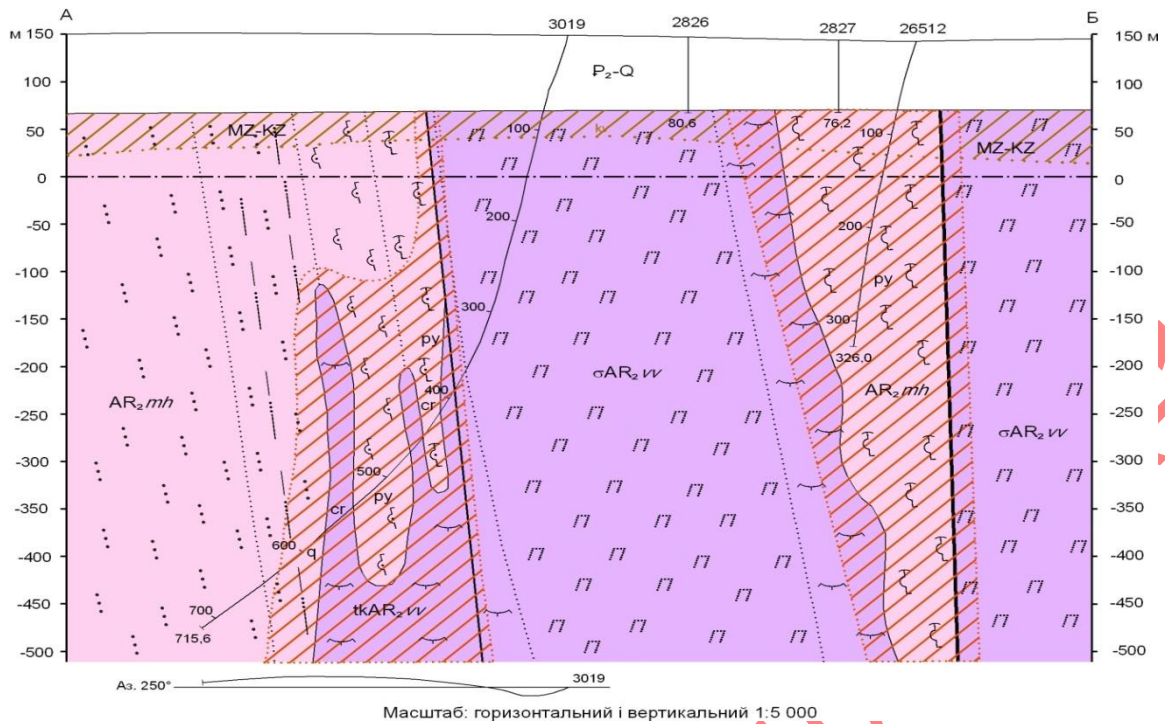


Рисунок 2.2 - Геологічний розріз по лінії А-Б

Умовні позначки до рисунків 2.1 та 2.2: 1 – плагіомігматити дніпропетровського комплексу з ксенолітами порід аульської серії; сурська світа: 2 – перша підсвіта (амфіболіти, сланці плагіоклаз-амфіболові, залістисті кварцити); 3 – друга підсвіта (метакоматіти); 4 – третя підсвіта (метаморфізовані туфописковики, туфоалевроліти, туфолави і туфи основного та середнього складу, пісковики, алевроліти, ріодацити, залістисті кварцити, ультрабазити); 5 – четверта підсвіта (метакоматіти); 6 – аполонівська товща (метабазальти, метадолерити); 7 – алферівська світа (метакоматіти); верхівцевського комплексу (серпентиніти, тальк-карбонатні породи, актинолітити, тремолітити); 8 – пашенівська товща (метабазальти та їх метатуфи, сланці магнетит-амфібол-хлоритові); 9 – верхівцівський комплекс (метаморфізовані перидотити, дуніти, піроксеніти), масиви: К – Карнаухівський, Пр – Правдінський, Пт – Петрівський; 10 – асоціація сергіївських габроїдів (метагабродолерити, метадолерити, метагабро); сурський комплекс: 11 – перша фаза (метадацити, метатоналіт-порфіри), 12 – друга фаза (плагіограніти); 13 – мокромосковський комплекс (граніти); 14 – дайковий комплекс меланогабро; 15 – геологічні границі; 16 – розривні порушення: а) регіональні, б) головні та другорядні.

Римські цифри в квадратах – номери регіональних розломів (зон розломів): I – Західно-Сурський, II – Дніпродзержинський, III – Девладівський. Арабські цифри в кружках – номери складчастих структур: 1 – Карнаухівська, 2 – Грушівська, 3 – Пашенівська, 4 – Петрівсько-Миколаївська, 5 – Широківська. Зірочки – родовища золота: 1 – Сергіївське, 2 – Балка Золота; рудопрояви: 3 – Північносурський; 4 – Павлівський; 5 – Аполонівський; 6 – Східноаполонівський; 7 – Південнопетрівський; 8 – Новий; 9 – Новий-1; 10 – Розрахунковий; 11 – Андріївський; 12 – Дорожній; 13 – Тетянин.

Із завершальним етапом формування структури пов'язане укорінення сурського плагіогранітоїдного комплексу. Формування мокромосковського комплексу просторово відірване від зеленокам'яної структури і фіксує етап консолідації Середньопридніпровської ГЗО.

Наймолодшими, неметаморфізованими породами Сурської ЗС є дайки габроноритів та камптонітів. Спочатку надамо характеристику стратифікованим утворенням, а за ними - інтрузивним комплексам.

За результатами великомасштабного глибинного геологічного картування (Бобров А.Б. та ін. 1985 р.) у докембрійських утвореннях Сурської структури виділено два структурні поверхи, що складені аульським і конксько-верхівцівським структурно-формаційними комплексами.

Аульський комплекс представлений глибокометаморфізованими суперкрустальними породами аульської серії, і верхньої базавлуцької товщі. Порода базавлуцької товщі присутні серед гранітоїдів дніпропетровського комплексу у вигляді малопотужних (від кількох см до півметра, рідко більше) реліктів, що вцілили від гранітизації. Представлені плагіогнейсами, кристалічними сланцями, амфіболітами.

Конксько-верхівцевський структурно-формаційний комплекс представлений породами конкської свити. На утвореннях базавлучетської товщі відклади конксько-верхівцівської серії залягають неузгоджено.

У розрізі конкської свити виділено 4 підсвіти (Бобров А.Б. 1985 р.).

У складі першої підсвити ($AR_{2КП1}$) беруть участь вулканіти середнього, основного та ультраосновного складу, метаосадові та вулканогенно-осадові породи, які ритмічно перешаровуються, - залізні кварцити, кварц-слюдисті, кварц-амфіболові сланці, кварцитосланці та кварцити з варіабельним вмістом магнетиту.

За особливостями мінерального і петрохімічного складу метавулканіти середнього складу відповідають андезитам і андезито-базальтам, основного -

толеїтам (базальтам і базальтовим коматіїтам), ультраосновно-піроксеновим і перидотитовим коматіїтам.

У складі другої підсвіти ($AR_{2КП2}$) головна роль належить вулканітам середнього (кварц-хлорит-плагіоклазові сланці) і основного складу (хлорит-актиноліт-плагіоклазові, хлорит-плагіоклазові сланці). Ультраосновні й кислі вулканіти присутні у вигляді малопотужних прошарків.

Третя підсвіта. ($AR_{2КП2}$) Породи третьої підсвіти практично поширені на великій території південно-західної половини Сурської структури, виконуючи ядерну частину її основної синклінальної форми.

У складі підсвіти відзначаються метаморфізовані томітові базальти, андезити й дацити, а також відповідні їм породи пірокластичних фацій. У північно-західній частині породи кислого і середнього складу становлять до 3-5% об'єму, на півдні від 15 до 25-30%. Метаморфізовані аналоги трьохпетрохімічних типів представлені хлорит-актиноліт-плагіоклазовими сланцями, зеленими сланцями [2].

У центральній частині північної половини Сурської структури породи третьої підсвіти представлені метавулканітами ультраосновного складу (актиноліт-тремолітові, часто з хлоритом, карбонатом і невеликою кількістю (до 5-10%) плагіоклазу сланці). Потужність підсвіти 3100-3700м.

Четверта підсвіта ($AR_{2КП4}$). Утворення четвертої підсвіти конкської свити мають обмежене поширення на площі Сурської зеленокам'яної структури. Вони складають три досить великих вулканогенних поля в південній частині структури. Представлені переважно породами кислого складу кварцовими альбітофірами (метадацити) і кварцовими порфірами (метаріодацити). Потужність коливається від 50 до 550м.

Дніпропетровський комплекс (AR_{1dp})

Широким розповсюдженням у районі користуються гранітоїдні породи дніпропетровського-комплексу, переважну більшість яких розглядають як утворення, що виникли в результаті інтенсивного метаморфізму порід конксько-верхівцівської та аульської серій у зонах ультраметаморфізму. Се-

ред гранітоїдів найширше поширені плагіо-граніти, плагіомігматити, біотитові граніти.

Інтрузивні породи

У районі робіт розвинені інтрузивні утворення основного складу, у поодиноких випадках розкриті породи лужного складу.

Інтрузивні породи асоціюють із вміщувальними утвореннями конксько-верхівцівської серії. Вони також, як і вміщувальні породи, були схильні до складчастості, регіонального метаморфізму й ультраметаморфізму.

Інтрузії, основного складу

У межах Сурської структури субвулканічні породи виділено за реліктами габбрової та долеритової структур.

Інтрузії, ультраосновного складу

У межах Сурської структури широко розвинені інтрузії ультраосновних порід, які залягають відповідно до архейських вулканогенно-осадових товщ, що дає змогу відносити їх до доорогенних інтрузій архею. Вони складають порівняно великі тіла вздовж південно-західного борту структури, в ядрі структури, і також в її північній частині. Потужність інтрузивних тіл південно-західного борту структури коливається від 0,3 км до 2,5 км, вони у вигляді ланцюжка простежуються впродовж 30-35-км. Тіла складені серпентинітами, тальк-карбонатними породами, актинолітитами, що утворилися з дунітів і перидотитів, релікти яких зустрічаються вкрай рідко.

До ядра Сурського срінклінорію приурочена інша смуга сильно змінених ультраосновних порід у вигляді серії лінз загальною шириною 1-2 км. Довжина цієї смуги близько 10 км. Тут картуються тальк-карбонатні та тремолітові породи, меншою мірою серпентиніти.

Палеозой-мезозой (PZ-MZ)

Кора вивітрювання кристалічних порід.

Кора вивітрювання добуцаського віку в Сурському районі розвинена повсюдного за винятком ділянок сучасного і стародавнього раямиву. Найхарактернішими рисами кори вивітрювання є переважно глинистий склад, доб-

ре виражена вертикальна зональність, латеритний профіль на породах основного й ультраосновного складу та каолінітовий профіль на породах кислого складу, збереження структурних і текстурних особливостей материнських порід, особливо в нижніх горизонтах кори.

Кора вивітрювання за умовами залягання підрозділяється на два типи кір: площинну та лінійну. Площинна кора найширше розвинена, її потужність коливається в межах 10-30м. з численними ділянками, де її потужність сягає 40-60м. Лінійна кора приурочена до тектонічних зон, і на окремих ділянках її потужність сягає 100м і більше.

Найбільший інтерес представляє кора вивітрювання ультра-основних порід, з якою пов'язані родовища силікатних нікелевих руд: Карнаухівське, Миколаївське, Петровське, Павлівське.

Кайнозой

Кайнозойські утворення представлені відкладенням палеогенової, неогенової та четвертинної систем.

Палеогенова система (Р)

У складі палеогенової системи виокремлюються відкладення середнього і верхнього еоцену - бучацька і київська свити.

Бучацька свита (Р₂) Представлена континентальними алювіальними, алювіально-пролювіальними, алювіальноезерними та делювіальними відкладеннями: різнозернистими пісками, глинами, вторинними каолінами та бурим вугіллям. Потужність бучацької свити непостійна і коливається в межах 1-37,0 м.

Київська свита (Р₂kv) Київські відклади займають значно більшу частину, ніж бучакські, розвинені в межах Сурської депресії. Вони залягають суцільним покривом на поверхні відкладень бучакської свити, а за межами поширення після них на корі вивітрювання кристалічних порід. Представлені сірими, темно-сірими, дрібнозернистими, кварцовими пісками, вуглистими глинами з прошарками глинистого бурого вугілля і вторинними каолінами.

Верхні горизонти київської свити зазвичай представлені зеленувато-сірими, сірувато-зеленими кварцево-тглауконітовими пісками, часто глинистими. Середня потужність відкладень київської свити - 20м.

Неогенова система

Серед відкладень неогенової системи виділяються:

- а) відклади полтавської свити (N_1pl)
- б) відклади середньосарматського під'ярусу
- в) нерозчленовані відкладення середньо і верхньо-сарматського під'ярусів (N_1S_{12-3}) горизонт строкатих глин.

Полтавська свита (N_1pl). Відклади полтавської свити представлені кварцевими з підпорядкованими прошарками пісковиків і глин, іноді бурого вугілля. Потужність свити коливається від 0 до 43,0м.

Сарматський ярус

Відклади сарматського-ярусу представлені морськими мілководними і прибережно-лагунами опадами. Вони поділяються на середньосарматський під'ярус (N_1S_2) і нерозчленовану товщу середньо- і верхньосарматського під'ярусів (N_1S_{2-3}).

Середньосарматський під'ярус (N_1S_{12}) характеризується наявністю двох горизонтів: нижнього-піщано-глинистого і верхнього-вапняно-мергелистого. Вони мають широке поширення. Потужність відкладів 10-16м, рідко 20-24м.

Нерозчленована товща середньо- і верхньодарматокого під'ярусів (N_1S_{12-3}) збереглася на верхніх частинах схилів і на плато. Вона представлена горизонтом строкатих глин (зеленувато-сірими, сірозеленими, воскоподібними). Часто глини містять гіпс. Потужність відкладень під'ярусу 10-16 м.

Нерозчленовані відкладення третинної та четвертинної систем червоно-бурі глини (N_2-Q_1).

Червоно-бурі глини розвинені повсюдно, за винятком річкових і балкових долин. Середня потужність глин близько 10м, до 20-25м на плато.

Четвертинна система

Відклади четвертинної системи розвинені повсюдно, за винятком порівняно невеликих ділянок. Четвертинна система представлена еоловими лесовидними суглинками, алювіальними (пісками, суглинками, мулами), делювіальними та елювіально-делювіальними (грубими суглинками), елювіальними (сучасними та викопними ґрунтами) утвореннями. Середня потужність четвертинних відкладень 20 м.

2.2 Тектоніка

Сурський синклінорій розташований у межах середньопридніпровської гранітно-зеленокам'яної області.

У межах Сурського району відомо три структурно-формаційні комплекси: аульський, конксько-верховцевський (зеленокам'яний) та осадовий (платформний).

Аульський складчастий структурно-формаційний комплекс складний суперкрустальними породами базавлуцької товщі аульської серії та гранітоїдами дніпропетровського комплексу.

Консько-верховцевський складчастий структурно-формаційний комплекс представлений вулканоплутонічними асоціаціями стратифікованих вулканогенних товщ кінської свити і комагматичних їм інтрузій комплексу основних і ультраосновних порід, а також плагіогранітів сурсько-токівського комплексу [1].

Осадовий (платформний) структурно-формаційний комплекс представлений горизонтально залягаючими осадовими відкладеннями палеоген-неогенового в четвертинного віку.

У плані Сурський синклінорій являє собою коробчасту форму, подовжену в північно-західному напрямку (довжина 28 км, ширина 12-16 км. площа близько 550 км²). Володіє трьома хвостоподібними (3-4 і 5-6 км) відгалуженнями: Карнаухівським на північному сході; Грушевським на північному заході та Широківським на півдні. Місця зчленування відгалужень з основною структурою синклінорію мають увігнуті контури.

У будові Сурського синклінорію виділяється ціла низка складчастих форм різного порядку. До основних належать: основна синкліналь бурової структури та її дочірні синклінальні форми - Пашенна, Карнаухівська, Грушевська, Широківська. Основна синклінальна форма простягається вздовж усієї Сурської структури. Падіння порід у південно-західному крилі в бік ядра під кутом $60-85^\circ$. Північно-східне крило зрізається регіональним Центрально-Сурським розломом, яким вона межує з Пашенною антиклінальною.

У будові Центрально-Сурецької синкліналі беруть участь усі формації. Ядерну частину складає андезит-дацит-толеїтова формація.

Пашенна синкліналь розташована в північно-східній частині структури. Являє собою складчасту форму, складної конструкції і конфігурації в плані. У перерізі ця структура являє собою коритоподібну синкліналь з крутими крилами, а також пологим і протяжним ядром. На сході складка зрізається центральною частиною Сурського плагіогранітного масиву.

Карнаухівська синкліналь розташована в північній частині Сурської структури в районі однойменного хвостоподібного відгалуження, довжина її 6 км, розмах крил 3 км. У її будові бере участь метакоматіт-толеїтова формація. Падіння сланцюватості порід у західному крилі - на схід (кут $70-75^\circ$), східному крилі - на захід (кут $75-80^\circ$). Радіус кривизни її центрального замикання - близько 2 км, що свідчить про досить круте ($40-45^\circ$) занурення шарніра синкліналі в напрямку до ядра.

Грушевська синкліналь розташована на північному заході Сурської структури. Її крила складені метакоматіт-толеїтовою, а ядерна частина - джеспіліт-метатолітовою формаціями. Ядерна частина Грушевської синкліналі ускладнена антиклінальним здуттям, зумовленим впровадженням еліпсоподібного плагіогранітоїдного тіла Оленівського масиву. У ділянці контактів масиву з породами зеленокам'яного комплексу відмічається суттєве переорієнтування елементів текстурної впорядкованості вулканітів. Якщо в південному крилі синкліналі круте ($75-80^\circ$) падіння ближче до контакту ма-

сиву змінюється вертикальним, то в північному крилі ($75-80^\circ$) південне падіння смужковості вулканітів змінюється пологим ($35-40^\circ$) зворотним.

Широківська синкліналь розташована в південній частині структури. За формою в плані це слабо подовжена в південно-східному напрямку брахісінкліналь з відносно спокійним північно-західним центриклінальним замиканням і кілеподібною південно-східною центрикліналлю. За наявними даними в обох крилах синкліналі фіксуються круті падіння порід ($75-85^\circ$) у напрямках до ядра складки. Її північно-східне крило ускладнене інтрузією південної частини Сурського плагіогранітоїдного масиву.

Складчасті структури більш-високого другого порядку, що ускладнюють основні складчасті форми, мають обмежений розвиток і спостерігаються тільки в південній частині Сурського синклінорію. Серед складок такого порядку основне значення належить Аполлонівській антикліналі.

Аполлонівська антикліналь являє собою велику (9×3 км) складчасту форму 2-го порядку, флексуроподібно вигнута в центральній частині. Її осьова лінія в північній і південній частинах має меридіональне простягання.

Крила і ядерна частина Аполлонівської антикліналі складені породами андезит-дацит-толейтової формації, а склепінчасту частину ускладнюють поля кислих вулканітів. На схід Аполлонівська антикліналь змінюється сполученою з нею Соленівською синкліналлю, що являє собою флексуроподібно деформовану в декількох частинах тісно стиснуту лінійну складку.

Будучи структурою прирозломного типу, Сурський синклінорій вписується своїми зовнішніми контурами в по-різному орієнтовані системи глибинних розломів і розломів вищого порядку.

Основна структура Сурського синклінорію обмежена по краях системою розломів I порядку; Азимут прост. $325^\circ + 5^\circ$ і $55^\circ + 5^\circ$. Система 325° представлена трьома паралельними зонами глибинних розломів: Західно-Сурською, Центрально-Сурською і Ново-Миколаївською. Простягання розломів системи 325° контролює напрямок загальної витягнутості синклінорію, система

55° обмежує торцеві частини синклінорію, визначаючи його подовжено-прямокутну форму.

У межах ділянки пошукових робіт виділено розломи другого порядку: Правдинський, Грушевський, Петровський.

Правдинський розлом зміщує західну частину Правдинського масиву ультраосновних порід у південно-східному напрямках. Довжина його 5 км. Розлом контролюється локальним розподілом магнітного і гравітаційного полів, катаклазом, розсланцюванням порід.

Грушевський розлом обмежує на схід поширення Правдинського масиву ультраосновних порід. Розлом простягається в північно-західному напрямку на 5 км, розташовуючись майже паралельно Правдинському розлому.

Петровський розлом має субширотне простягання. На заході він проходить через північну частину Петровського масиву ультраосновних порід.

2.3 Корисні копалини

На площі Сурської структури відомі прояви і місце народження різних корисних копалин, пов'язаних із метаморфічними утвореннями та їхньою корою вивітрювання.

а) Боксити

У межах Сурської структури відомі прояви бокситів, пов'язані з перевідкладеною і залишковою корою вивітрювання основних і ультраосновних порід. Найбільш значним є прояв, розташований на південний схід від с. Новоселівки в Солонянському районі. Новоселівки в Солонянському районі.

Прояв приурочений до строкатокольорової кори вивітрювання амфіболітів і сланців, складається з 5 дуже незначних за розмірами покладів. Пласт бокситів залягає під малим кутом на північний захід. Потужність бокситу від 0,1 до 3,8 м, глибина залягання від 59,1 до 116,3 м. Боксити належать до гідроргілітового типу, якість у багатьох випадках відповідає ГОСТу.

б) Силікатні залізо-кобальт-нікелеві руди

Родовища і рудопрояви комплексних залізо-кобальт-нікелевих руд пов'язані з корою вивітрювання серпентинітів Карнаухівського, Петровського, Миколаївського і Павловського масивів. Запаси і середній вміст металів за промисловими типами цих руд наведено в такій таблиці.

Таблиця 2.1 - Запаси і середній вміст металів за промисловими типами руд.

№	Родовище та рудопрояви	Запаси руд тис.т	Середній вміст (у відсотках)			Запаси металів тис.т			Категорія запасів
			Залізо	Нікель	Кобальт	Залізо	Нікель	Кобальт	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Карнаухівське	3457,4	32,94	1,0	0,088	1139	34,8	3,04	C ₁
2	Петровське	1429,5	30,6	0,97	0,112	437	13,9	1,59	C ₁
3	Миколаївське	68,0	40,32	0,70	0,075	274	4,76	0,51	C ₁
4	Павлівське (рудопрояв)	-	-	1,00	0,1	-	5,0	-	C ₁

в) Залізні руди

Прояви залізних руд пов'язані з карбонатно-магнетитовими кварцитами нижньоконської метабазитової світи і "забарвленими" окисленими кварц-хлорит-магнетит-карбонатними сланцями верхньої світи.

Магнетитові кварцити наразі не мають промислового значення, тому що вони мають малі потужності (до 30-50м) і невеликий вміст заліза (до 30%).

Фарбові Сланці, з огляду на їхню значну потужність (понад 100м) і підвищений (35-37%) вміст заліза, становлять, очевидно, інтерес для пошуків багатих залізних руд фарбового типу.

г) Тальк-магнезитова сировина

Талько-карбонатні породи мають досить широке поширення серед метаморфізованих ультрабазитів району сурських магнітних аномалій. Особливо широко вони розвинені в межах

Правдинського, Павловського і Петровського масивів ультраосновних порід.

У 1965-1968 р.р. Новомосковською проведено детальну розвідку Правдинського родовища тальк-магнезитів. Загальні запаси корисної копалини становлять 107,8 млн тонн. Перспективні запаси їх на глибину до 150м становлять близько 300 млн. тонн.

д) Азбест

Серед ультраосновних порід Сурської структури відзначають прояви хризотил і антофіліт-азбесту. Проведеними в 1964-1965 роках Новомосковською експедицією пошуковими роботами на антофіліт-азбест на площі Петровського масиву ультраосновних порід ультраосновних порід азбестоносних покладів, що становлять промисловий інтерес, не зустрінуто.

е) Прояви сульфідних руд, кольорових і рідкісних металів та золота

Нікель

Рудопрояви сульфідного нікелю розташовуються, в основному, в межах Правдинського масиву ультраосновних порід і приурочені до зон брекчування, розсланцювання і підвищеної тріщинуватості та контролюються тектонічними зонами північно-західного простягання.

У рудопроявах переважають вкраплено-прожилковий і гніздово-прожилковий морфологічні типи сульфідного зруденіння. Потужності лінз сягають до перших метрів, в окремих випадках більше 10м, вміст нікелю - від перших десятих часток відсотка до перших відсотків.

Молібден, вольфрам і вісмут[8]

Рудопрояв молібдену (свердловина 10306) розкрито в західному контакті metabазитів Сурської структури з гранітоїдами. В амфіболітиках розсіяна вкрапленість молібденіту має потужність 10м. Найінтенсивніша концентрація відзначається в інт.116,7-7-117,2м. Вміст молібдену тут за результатами хімічного аналізу становить 0,08%.

У свердловині 10315, розташованій за 1,5 км на схід від масиву ультраосіовинних порід, в інт. 216,2-219,2м в альбіт-карбонат-хлорит-епідотовій породі вкрита зона сульфідної мінералізації. За результатами спектральних аналізів вміст молібдену 0,08%, міді - 0,1%.

У свердловині 10501; розташованій у південній частині Сурської структури поблизу Широківського розлому в розсланцевих кварцових кератофірах розкрито зону розсіяної рудної мінералізації молібдену з вольфрамом і вісмутом, потужністю 76 м.

Максимальні вмісти металів у зоні за результатами спектральних аналізів по свердловині 10501 наведено нижче.

Таблиця 2.2 - Максимальні вмісти металів по свердловині 10501

Інтервал	Потужність в м.	Вміст металів				
		Mo%	W%	Bi%	Au г/м	Ag г/м
1	2	3	4	5	6	7
79,7-82,4	2,7	0	0	0,01	не опр.	сл
126,0-130,0	4,0	0,04	0	0	1,0	1,0
135,0-136,5	1,0	0,1-0,2	0	0	0,1	

У свердловині 14015, розташованій у межах Петровської ділянки, у граніті ідах на гл.1054,5 м розкрито розсіяну молібденову мінералізацію. За результатами спектральних аналізів вміст молібдену в півметровій пробі дорівнює 0,0007%.

Підвищені вмісти молібдену в породах Сурської структури пов'язані з присутністю в них молібденіту?

Вольфрамові прояви представлені дрібною вкрапленістю тилиту в основних породах нижньої метабазитової свити. Вміст вольфраму коливається від 0,003 до 0,05%.

Мідь

Рудопрояви і зони рудної мінералізації міді генетично і просторово пов'язані з метабазитами.

У межах Правдинського масиву виявлені рудопрояви міді входять до складу трьох зон.

Зона 1 - розкрита свердловиною 25229 (інт.290,5-318,7м) у карбонатизованих альбітизованих і окварцованих хлорит-актинолітових породах із

сульфідною вкрапленістю. За окремими пробами вміст міді сягає 7,28%. Форма, розміри й умови залягання рудного тіла не з'ясовані.

Зона 2 - розкрита свердловиною 25206, в інт.33,2 35,7м зустрінуто інтенсивне зруденіння в альбітизованих і окварцованих амфіболових породах. Сульфіди утворюють густу мережу жилок, прожилків і вкраплення. Середньозважений вміст міді на потужність 2,5 м і становить 2,20%.

Зона 3 - розкрита свердловиною 25295 у хлорит-актинолітовій породі із сульфідно-кварцовими прожилками. За результатами спектрального аналізу, в інт.106,1-107,6 м вміст міді становить 1%.

Висновки до розділу:

В межах ділянки дослідження до потенційно-родоносних порід відносяться ультраметаморфічні утворення верхівцівського та варварівського комплексів мезоархею-мезопротерозою.

Рудопрояви кольорових і благородних металів приурочені до зон гідротермально-змінених порід, які пов'язані з розломами високих порядків.

3 МЕТОДИКА ПРОВЕДЕННЯ ДОСЛІДЖЕНЬ

Вибір методів дослідження продиктований змістом перерахованих завдань і реальними умовами їх виконання. В ході дослідження використані: порівняно-геологічний метод, мінераграфічний і петрографічний методи дослідження, а також комплекс статистичних і графічних методів обробки інформації.

Дослідження структурно-тектонічної будови району досліджень, петрографічного складу ультрабазитів, проявів метасоматозу та характеру рудної мінералізації провалилась із залученням опублікованих даних і фондів матеріалів ДГЕ "Дніпрогеофізика" і КП "Південьукргеологія".

Для визначення умов залягань і взаємозв'язку різних рудовиявлень ультрабазитів Правдинської площі Сурської зеленокам'яної структури були проведені дослідження локального рівня в дрібних масштабах (1: 50 000, 1:10 000).

Для детального вивчення мінерального складу і особливостей гідротермально-змінених порід рудовмісних формацій застосовані петрографічні і мінераграфічні методи дослідження порід і руд. В ході роботи було вивчено 30 шліфів і 27 аншліфів.

Для виявлення детальних закономірностей розміщення рудоносних формацій автором проведено зіставлення і аналіз, побудованих раніше геологами, тектонічних схем і детальних геологічних карт Правдинської площі Сурської зеленокам'яної структури, що дозволило визначити структурно-тектонічний пошуковий критерій на рудовиявлення сульфідних мідно-нікелевих руд.

На завершальній стадії дослідження розглянуті чинники локалізації рудовиявлень серед ультрабазитів і комплекс пошукових критеріїв.

Автором для виділення перспективних ділянок сульфідних мідно-нікелевих руд використовувалася розроблена в НТУ методика прогнозування. Відрізняє методику наступне: прогнозування здійснюється в два етапи:

перший включає в себе з'ясування ролі структурно-тектонічного фактора, на другому етапі обираються ділянки зі сприятливою геологічною і геохімічною обстановкою формування зруденіння.

Висновки до розділу.

На підставі вищевикладеного представляється доцільною наступна послідовність проведення дослідницької роботи:

- 1) з'ясування закономірностей локалізації рудоносних покладів;
- 2) вивчення розрізу рудоносних літолого-стратиграфічних комплексів;
- 3) дослідження умов формування зруденінь та факторів геологічного контролю рудної мінералізації;
- 4) обґрунтування критеріїв прогнозу.

Не для копіювання 103-21СК-1

4 ХАРАКТЕРИСТИКА ЧИННИКІВ РУДОНОСНОСТІ УЛЬТРАБАЗИТІВ ПРАВДИНСЬКОГО МАСИВУ

Аналіз вітчизняної та зарубіжної літератури щодо рудоносності ультрабазитів, свідчить про те, що зруденіння переважно відносяться, до зон брекчування в тальк-карбонатних породах і серпентинитах. Тому, головним завданням досліджень було вивчення мінералізації в виходах основних і ультраосновних порід та їх контактів з вміщуючими зеленосланцевими товщами в межах Правдинського масиву.

Вирішальним фактором для вивчення перспектив рудоносності ультраосновних порід Правдинського масиву стала наявність зруденінь нікелю, які були виявлені під час пошуково-розвідувальних робіт на талько-магнезити (Шрубович Ф.В., Астраханцев В. П. 1969), пошуках сульфідних руд нікелю і буріння Північно-Сурського структурного профілю (Гаев И.А., Карпенко В. П., 1970, 1971 г, Лебідь Г. Т., Трощак С. В. 1980 г).

4.1 Структурно-морфологічні чинники рудоносності

Досліджувана площа розташована в межах смуги ультрабазитів і metabазитів, вона простягається уздовж південно-західного борту Сурської структури на відстані 20 км і що має ширину від 250 до 2500 м.

В північно-західній частині Сурської структури розміщується Правдинський масив ультраосновних порід він являє собою велике тіло розміром 300 - 2500 x 5000 і площею близько 11 км². Падіння масиву простягається на північний схід під кутом 50° - 80°, має тектонічний контакт із з вміщуючими породами. В південній частині зустрічаються плагіограніти, в північній - породи конкської свити архею. Складний масив хризотилловими, хризотил-антигоритовими і антигоритовими оталькованими і карбонатизованими серпентинитами, тальк-карбонатними і хлорит-актинолітовими породами.

В 1989-1991 рр. було проведено польові роботи на досліджуваній ділянці. Свердловинами було пробурено, і виявлено породи першої і другої

підсвіт конкської свити, ультраметаморфічні утворення дніпропетровського комплексу, гранітоїди Сурсько-Токовського комплексу і змінені ультрагелювні породи.

На окраїнах Сурської структури розміщуються породи першої підсвіти конкської свити (AR_{2kp1}). Розвинені з північно-східною, західною і південно-західною сторін Правдинського масиву. В складі цієї підсвіти домінуючими є амфіболіти, в підлеглий кількості розвинені апоспіліти. Потужність товщі досягає близько 1,5 км.

Правдинська структура являє собою зону зчленування Грушевської монокліналі з основною структурою Сурської. Дана тектонічна зона, обмежена із заходу Правдинським, на півночі - Північно-Сурським, на сході - Західно-Сурським розломами, а на півдні - розломом другого порядку, що відділяє її від Павлівського масиву. В формуванні цієї структури, велике значення, зіграли два серединні розломи, ці розломи розташовані в центральній частині масиву і таких, вони мають північно-західне (азимут 320°) і північно-східне (азимут 78° на заході і $50-52^\circ$ на сході ділянки) простягання. Ці розломи, разом з Західно-Сурським розломом, являли собою основним каналами, по яких відбувалося інтегрування базит-ультрабазитів.

Правдинський розлом, який відділяє Грушевську монокліналь від Правдинської структури, має азимут простягання $300-305^\circ$. В цьому розломі має місце вертикальне підняття Грушевської монокліналі по відношенню до Правдинської структури. За даними фізико-геологічного моделювання підняття, сягає 1000 м.

З південного заходу Правдинський масив обмежений зоною Західно-Сурського глибинного розлому, ця зона ускладнена розривними порушеннями нижчих порядків. Значними також є системи оперяючих розломів з простяганням $20-35^\circ$ і $85-90^\circ$, вони були зафіксовані даними, які отримали за результатами глибокого буріння [4].

4.2 Мінералого-петрографічні чинники рудоносності

Склад Правдинського масиву по петрохімічному і петрографічному помітно диференційований. Для нього характерна зональна будова (від центру до периферії).

В центральній частині масиву (ядро інтрузії) склад порідрид представлений серпентизованими дунітами, послідовно серпентинітами, що змінюються, оталькованими серпентинітами з рідкими лінзами піроксенітів. В периферійній частині переважають тальк-карбонатні, породи хлорит-карбонат-талькові, тремолітити-актинолітити, хлорит-актинолітові, хлоритові сланці і метасоматичні утворення на них.

В Правдинському масиві доволі розповсюджені серпентиніти, в основному, вони утворюються, за рахунок серпентинізації дунитів і перидотитів. Дрібнозернисті, чисто пронизані карбонатними, хризотил-асбестовими прожилками. Забарвлені в зеленувато-сірі, темно-сірі, сірі, темно-зелені тони. Структура решітчаста, петельна, вогняновидна, листувата, радіально-промениста. Мінеральний склад: серпентин 95%; карбонат до 5%; тальк, хризотил-азбест, брусит. Акцесорні: магнетит, хроміт. Зустрічається декілька різновидів серпентину: хризотил, антигорит, серпофіт.

Серпентиніти поділяються на хризотилкові, хризотил-антигоритові та антигоритові залежно від домінуючого типу. У центрі Правдинського масиву переважають хризотилкові та антигорит-хризотилкові серпентиніти, іноді з реліктами олівіну; вміст олівіну становить 2-5%.

Серпентинизований перидотит (рис.4.1.) представлений олівін-піроксенівим перидотитом, він був інтенсивно перетворений вторинними процесами. В першій стадії відбувається серпентинізація з розвитком антигориту волотисто-променистої структури. Відомо, що антигорит заміщає зерна олівіна, по зернах ортопіроксена розвивається бастит. Тальк-карбонатні агрегати характеризують пізню стадію розвитку вторинних мінералів і приурочені до мережі мікротріщин перетвореної породи (рис.4.2.). Співвідно-

шення основних мінералів наступне: серпентинізований олівін 10%; ортопіроксен 15%; антигорит 25%; решта тальк з карбонатом.

Бастит-лизардит-антигоритовий серпентинит (рис.4.3) він має тонковолокнисту будову з карбонатом який заміщає зерно ромбічного піроксена.

Лизардіт утворився пізніше, ніж бастит. Його структура є волокнистою з реліктово-псевдоморфними ознаками. У карбонатних агрегатах спостерігається прожилкова мікротекстура. Співвідношення основних мінералів становить: бастит 10%, лизардіт 7%, карбонат 20%, ортопіроксен 5%, решта - антигорит. У свердловині 3006 виявлено дунітове ядро, складене темно-зеленими, масивними породами.

Мінеральний склад: серпентин 30-35%; олівін 65-80%. Акцесорні: магнетит, гідроксиди заліза. У породах зберігається нечітка, реліктова аллотріаморфнозерниста структура. Породи були складені великими, ізометричними зернами олівіну, нині пронизаними петлями хризотилу (рис.4.4.), усередині яких зберігаються неправильної форми зерна олівіна.

Антигоритовий серпентиніт він характеризується розвитком хризотилу пізньої генерації, представлений прожилками поперечно-волокнистого хризотил-асбесту, що перетинають антигоритові агрегати. Співвідношення породоутворюючих і рудних мінералів: хризотилу 15 - 20%; а антигориту 75 - 80%.

У серпентинізованих дунітах відзначається інтенсивна карбонатизація (див. рис.4.5,4.6), характерна для вторинних мінералів пізніх стадій заміщення. Відзначається розвиток карбонатів по контурах піроксенівих зерен, а також в міжзерновому просторі олівінів і піроксенів. Карбонати представлені магнезитом і брейнеритом. Співвідношення породоутворюючих і рудних мінералів: карбонат - 15%; релікти олівіну і піроксену - 45%; решта серпентин.

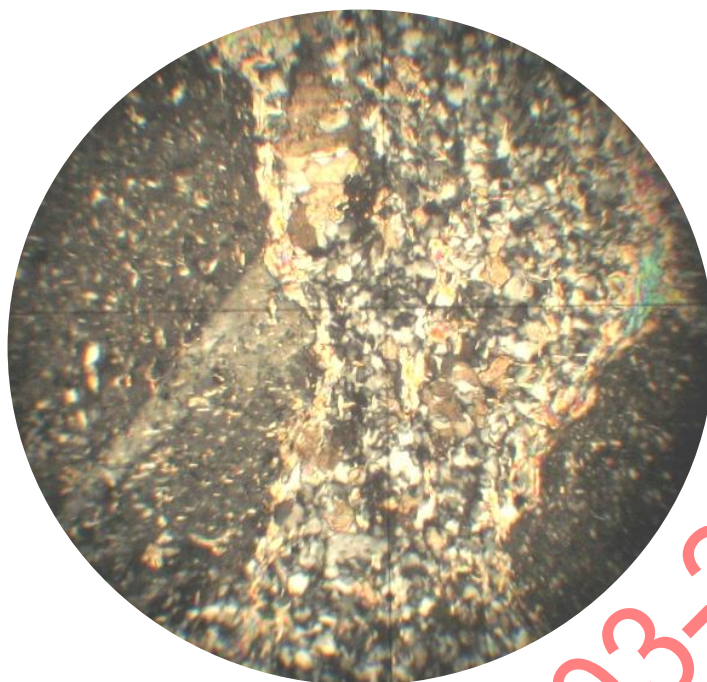


Рисунок 4.1 - Агрегати карбонату в олівін-піроксеновів породі.
Шліф. Збільшення 105*. Ніколі +

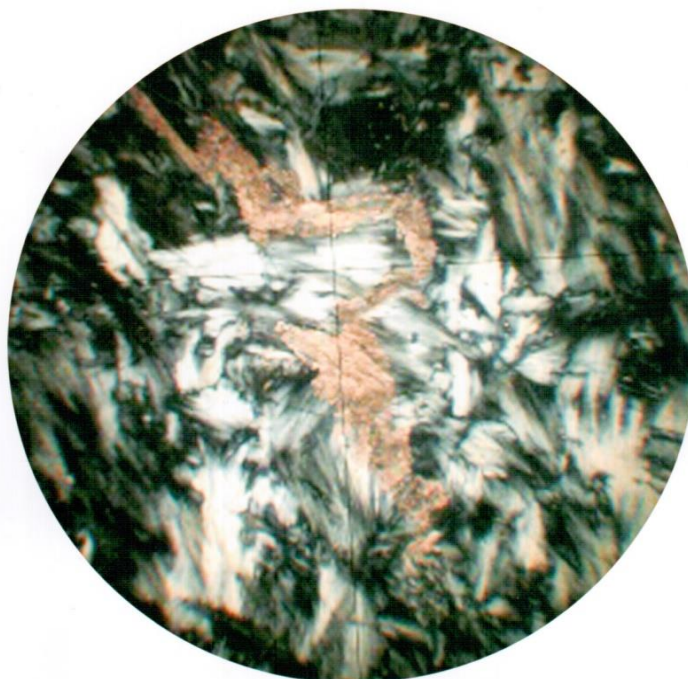


Рисунок 4.2 - Антигоровий серпентиніт з тальк-карбонатними прожилками. Шліф 3046/2. Зб. 120, ніколі схрещені.

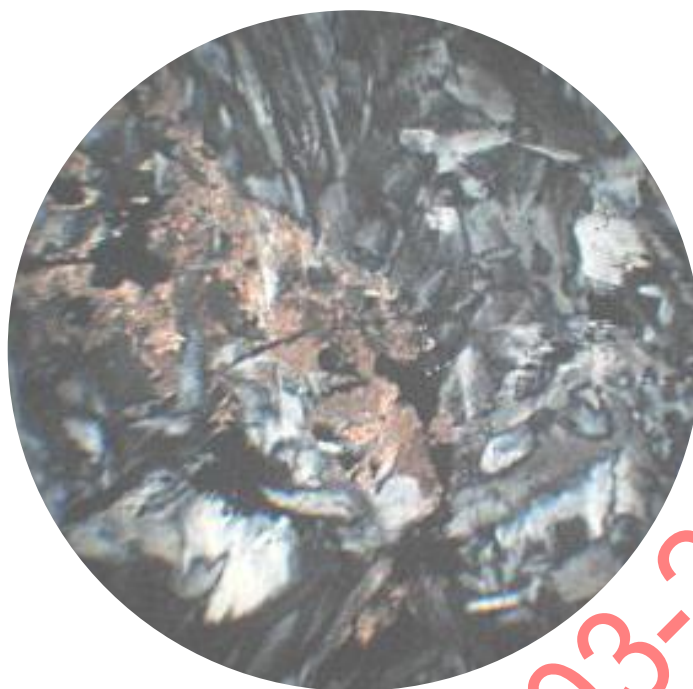


Рисунок 4.3 - Бастит-лізардит-антигоритовий серпентиніт з лізардитом.

Шліф. Збільшення 105*. Ніколи II

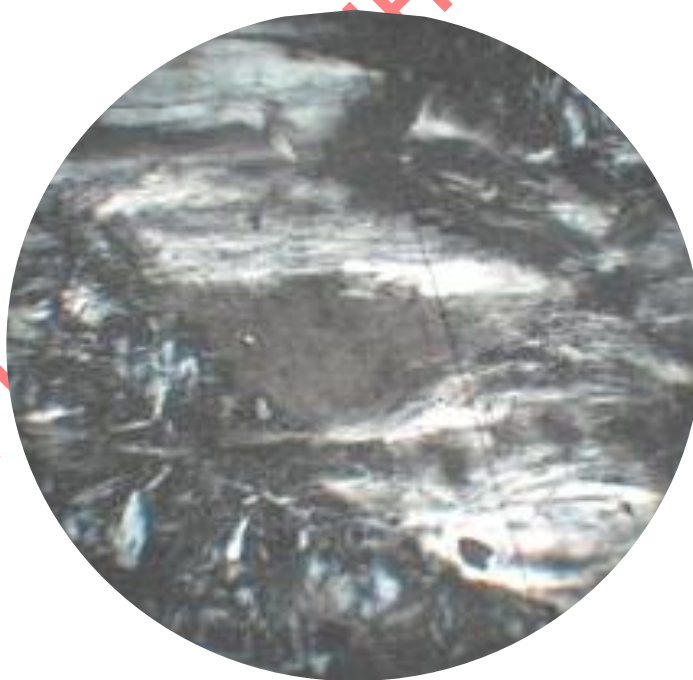


Рисунок 4.4 - Антигоритовий серпентиніт з прожилком хризотил-асбеста

Шліф. Збільшення 105*. Ніколи +

У серпентинізованих дунітах Правдинського масиву ультрабазитів основний породоутворюючий мінерал - оливін. Зерна оливину розбиті мережею

мікротріщин, по яких розвиваються серпентин і рудні мінерали. Первинний склад дунітової породи був відновлений по реліктах оливінових зерен тих, що становлять 35-40% породи. Співвідношення породоутворюючих і рудних мінералів: рудні мінерали 25%; серпентин - 35%.

Серпентинізований перидотит представлений реліктовими зернами піроксену (рис. 4.7.) і оливіну, заміщеними антигоритом. По контурах зерен і по мережі тріщин розвиваються карбонати двох генерацій - магнезит і брейнерит (рис. 4.8.). Також спостерігається вкрапленість гістерогенного магнетиту. Співвідношення породоутворюючих і рудних мінералів: магнетит 10-15%; оливін 10%; піроксен 15-20%; решта антигорит. У східній частині масиву переважають антигоритові серпентиніти, складені радіально-променистими, шестоватими, листуватими агрегатами.

У породі, представленої на рисунку 4.9, спостерігається нодулярне відособлення, представлене агрегатом овальних зерен серпентинізованого оливіну, по мережі мікротріщин розвивається карбонат. Співвідношення породоутворюючих і рудних мінералів: рудні мінерали 10-15%; оливін і серпентин 20- 25%; решта карбонат.

У св. 3018 (глиб. 325,0 м) серед серпентинової маси зустрічаються рідкісні реліктові плямисті утворення моноклінального піроксена, запиленими тонкими частками магнетиту.

Серпентиніти частенько пронизані різноорієнтованими прожилками хризотил-асбесту (рис. 4.10), карбонату, рідко бруситу.

Магнетит утворює дрібні, неправильної форми зерна, часто пильові включення, нечіткі прожилки.

Хроміт зустрінутий в аподунітових різницях у вигляді дрібних ізометричних зерен.

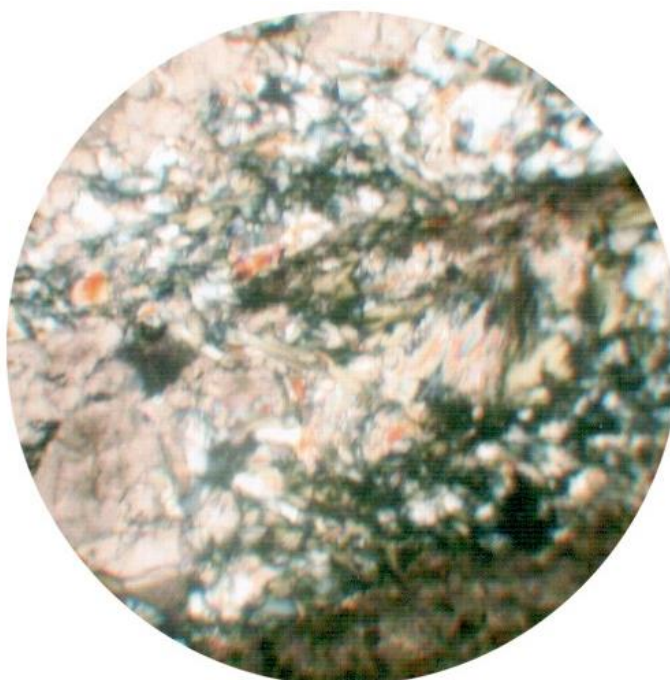


Рисунок 4.5 - Серпентинізований перідотит з прожилком кварц-карбонатного складу. Шліф 3063/3. Ув. 120, ніколі схрещені

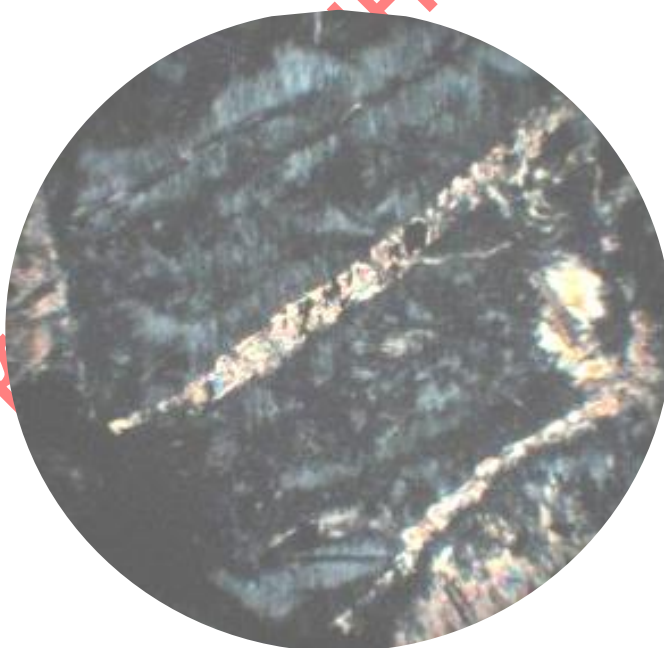


Рисунок 4.6 - Розвиток карбонату по контурах зерен серпентинізованого піроксена в дуніті. Шліф. Збільшення 105*, Ніколі +

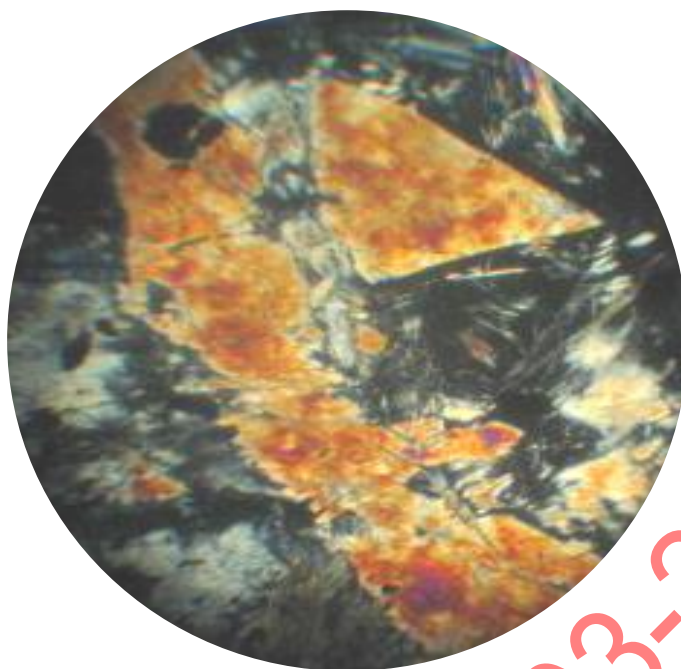


Рисунок 4.7 - Релікти піроксену в серпентинізованому перідотиті. Шліф, зб. 105*, Ніколі +

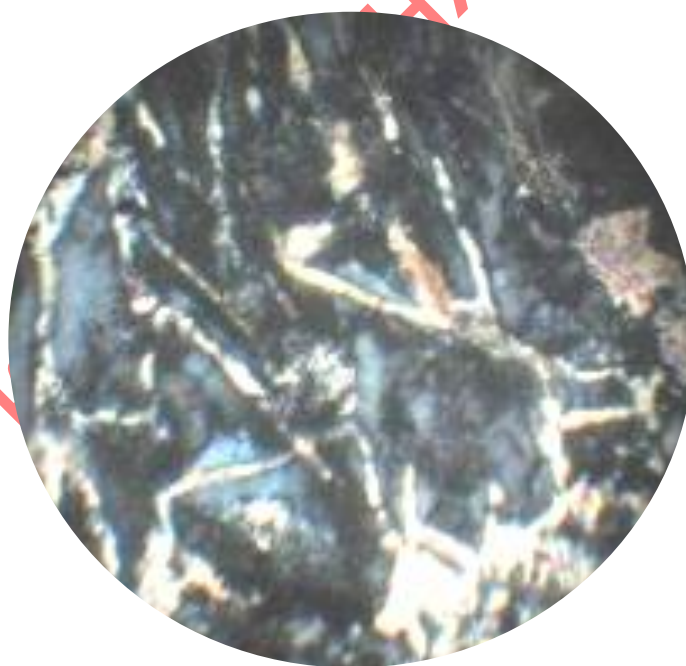


Рисунок 4.8 - Сітчаста структура заміщення карбонатом олівіна і піроксена. Шліф, зб. 105*, Ніколі +

У істотно олівінових різновидах ультрабазитів спостерігається виборче заміщення олівіна антигоритом. При цьому серпентинізовані зерна олівіна локалізовані в тонкозернистих лизардітових агрегатах. По контурах олівіно-

вих зерен і по тріщинах спайності спостерігається розвиток гістерогенного магнетиту. У вигляді січних прожилків простежується розвиток хризотилу пізньої генерації.

Серпентиніти, в основному, схильні до процесів карбонатизації, оталькування, антофілітізації.

Серпентиніти іноді розсланцьовані, часто тріщинуваті, по тріщинах розвиваються серпофіт, хризотил-азбест, прожилки карбонату, тальку, магнетиту. Серпентиніти нерідко графітізовані у вигляді плівок, кірочок або тонких прожилків.

Ділянками серпентиніти інтенсивно отальковані, карбонатизовані, спостерігаються поступові переходи до чисто тальк-карбонатних порід. Як правило, тальк-карбонатні породи розвинені в периферичних частинах ультрагловних масивів.

Тальк-карбонатні породи світло-сірі, ясно-блакитнувато-сірі, сірі, середньо-дрібнозернисті, масивні, рідко слабо сланцьоваті. У них зустрічаються прожилки тальку, карбонату, вкрапленники, гнізда і прожилки магнетиту. Структура порід лепідогранобластова, гранолепідобластова, порфіробластова. Головні породотвірні мінерали - тальк і карбонат - розвинені, в основному, в рівних кількостях, іноді з переважанням того, або іншого мінералу.

У збагачених тальком породах основною є тонколускова маса тальку, серед якої розташовуються ромбовидні, кутоваті кристали карбонату. Карбонат утворює нечіткі ромбовидні, неправильної форми зерна, що тісно проростають з лусочками тальку. У св. 3004 тальк-карбонатні породи графітізовані, графіт розвинений в ділянках інтенсивного дроблення у вигляді тонких примазувань. Серед тальк-карбонатної маси зустрічаються рідкісні реліктові включення серпентину (св.3001, 3013). Магнетит утворює кристали кубічної форми неправильними зернами, поширений досить рівномірно, кількість його до 1-3%.



Рисунок 4.9 - Овальні зерна серпентинізованого олівіна, заміщені карбонатом і рудною речовиною в дуніті. Шліф. 3б. 105*, Ніколі +

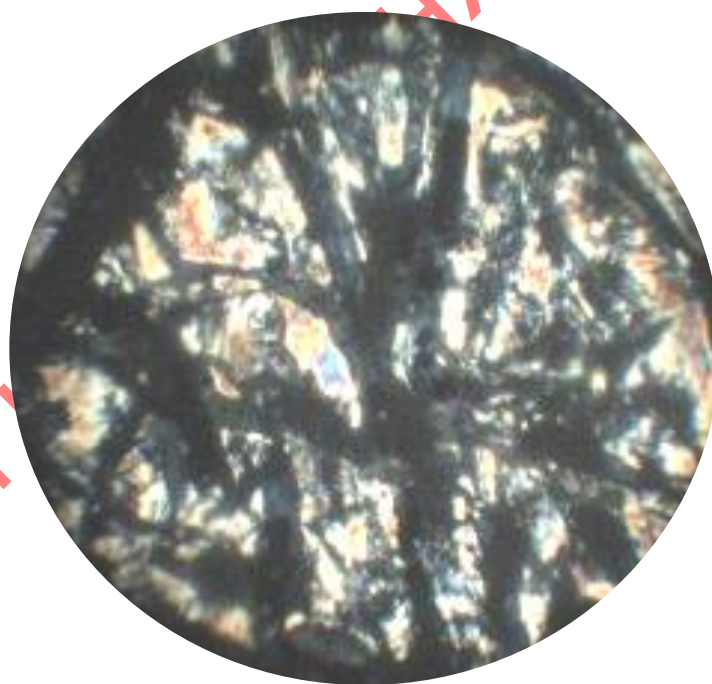


Рисунок 4.10 - Овальне зерно олівіна, розбите мікротріщинами, по яких розвивається хризотил і рудні мінерали в дуніті. Шліф. 3б.105*. Ніколі+

Тальк-карбонатні породи з хлоритом ясно-зеленувато-сірі, дрібнозернисті, слабо розсланцьовані. Структура лепідогранобластова. Мінеральний

склад; тальк - 25-60%; карбонат - 20-65%; хлорит - 10-20%; фуксит значна кількість. Акцесорні: магнетит 1-3%; сульфіди одиничні зерна.

За текстурними та структурними ознаками, породи подібні до тальк-карбонатних. Серед маси тальку хлорит виступає у вигляді домішки та характеризується тонколускатою структурою та блідо-зеленим кольором з орієнтованою субпаралельною сланцеватістю. Серед потужних товщ тальк-карбонатних порід зустрічаються малопотужні прошарки (від 1 до 5 м) темнозелених, тонкозернистих хлоритових сланців з мікролепідобластовою структурою. Мінеральний склад: хлорит 97-95%; тремоліт 10%; сфен - одиничні зерна; магнетит 3%; епідот одиничні зерна.

Породи складені тонколусковим, погано розкристалізованим хлоритовим агрегатом, із слідами течії, що містить рідкісні мигдалеподібні вклучення, складені великими зім'ятими лусками хлориту. Сланцеватість нечітка. Порода містить кубічну вкрапленість великих кристалів магнетиту, часто дрібну клиневидну вкрапленість сфена, рівномірно розвинену по усій хлоритовій масі.

Актинолітити темно-зелені, зелені, дрібнозернисті до крупнозернистих, масивні, ділянками розсланцьовані. Крупнозернисті актинолітити, у більшості випадків, складені широкими таблицями ясно-зеленого актинолітиту з розщепленими краями, часто перетвореними на сноповидні агрегати. Очевидно, породи утворилися за рахунок амфіболізації піроксенітів, судячи по широкотаблицятій формі кристалів, характерній для піроксенів. В основному, на усій ділянці актинолітити віднесені до контактів ультраголовних масивів з вміщуючими зеленокам'яними утвореннями конксько-верховцевської серії. Структура нематобластова, фібробластова. Мінеральний склад: актиноліт - 95%; хлорит - до 5%; карбонат. Акцесорні: магнетит. Актиноліт утворює призматичні кристали, сноповидні, щепковидні агрегати, часто зігнуті, витягнуті в субпаралельному напрямі. Зрідка між кристалами актиноліту зустрічаються плямисті утворення блідо-зеленого хлориту з аномальними коричневими кольорами інтерференції.

Породи в незначній мірі окварцовані, карбонатизовані. Кварц і карбонат розвинені в зонах тріщинуватості. Магнетит у вигляді пильової розсіяної вкрапленості, часто утворює тонкі прожилки.

У св. 3032 виявлено актиноліт-карбонатні породи, що складаються розкристалізованою карбонатною масою у якій розвинені хаотично орієнтовані шестоваті та довгопризматичні кристали актиноліта. У зонах тріщинуватості розвиваються у невеликій кількості кварц та хлорит.

Породи складені дрібними ізометричними, кутоподібними зернами кварцу, плагіоклаза, що тісно проростають з витягнутими в субпаралельному напрямі лусочками бурого біотиту. Луски біотиту нечіткі, розвинені нерівномірно, часто відособлені в шлирові скупчення. Біотит заміщається часто блідо-зеленим хлоритом. Хлорит зазвичай приурочений до тріщинуватих ділянок. Альбит нездвоєний, слабо серицитизований, заміщається землистими агрегатами епідоту. Акцесорні - чіткі кубічні кристали магнетиту, зрідка з роз'їденими краями, плямисті утворення сфену, рідкісні призматичні кристали синьо-зеленого турмаліну.

У свердловині 3040 були виявлені хлорит-тальк-карбонатні сланці з характерним зелено-сірим кольором. У структурному відношенні мають середньозернисті просочені тонкі різно-орієнтовані прожилки карбонату. Структура порфіробластова з лепідобластовою. Мінеральний склад: тальк 35-45%; хлорит 5-10%; карбонат 50-55%. Акцесорні: магнетит одиничні зерна 1%. Породи складені дрібнолускатою масою тальку з прошарками хлориту, серед якої розташовуються порфіробласти карбонату ромбовидної неправильної форми. Луски тальку і хлориту витягнуті в субпаралельному напрямі. Хлорит розвинений нерівномірно, у вигляді звивистих смуг, гнізд. Для хлориту характерні аномальні оливково-сірі кольори інтерференції. Магнетит утворює октаедричні включення, рівномірно розсіяні по усій породі.

Метапісковики серицит-кварц-альбітові світло-сірі, дрібно-середньозернисті, нечітко розсланцьовані, з послідовним перешаруванням з метаалевролітами. У верхній частині розрізу по св.3019 переважають тонко-

зернисті породи, в низах переважаючими є більш крупнозернисті метапісковики. Часто породи просочені гіллястими прижилками кварцу і карбонату, такими, що містять пірит-пірротинову мінералізацію. Структура бласто-самітова.

Мінеральний склад: кварц 25-45%; альбіт 40-50%; серицит 10-20%; хлорит до 15%; сульфіді (пірит, пірротин). Породи складаються з кварц-альбітового уламкового, слабообкатаного, напівобкатаного матеріалу, зцементованого тонкозернистою, мало розкристалізованою, кварц-альбіт-серицитовою, хлоритовою та кварц-альбіт-серицит масою. Розмір уламків від 0,1 до 1,0 мм. Альбіт в обламаннях частенько з чіткими полісинтетичними двійниками. Карбонат розвинений у вигляді тонких нечітких, часто різноорієнтованих прожилків, що часто проростають разом з кварцевими. До таких прожилків приурочені скупчення дрібних зерен сульфідів (піриту, пірротину).

Метаалевроліти варіюються від світло-сірих до темно-сірих відтінків кольорової гамми. Розсланцьовані, місцями тонкополосчаті, у свердловині 3031 слабо графітізовані. Структура бластоалевролітова, лепідогранобластова. Мінеральний склад: кварц 25-40%; альбіт 20-50%; серицит 20-25%; хлорит 5-20%; карбонат місцями до 10%. Акцесорні: сульфіді, турмалін, циркон.

Породи складені, в основному, тонкозернистою, серицит-кварц-альбітовою масою, містять досить значну кількість глинистого матеріалу. На тілі дрібнозернистої маси виділяються більші (до 0,3-0,4 м) напівобкатані зерна кварцу, альбіту. Породи іноді значною мірою карбонатизовані, окварцьовані. Кварц і карбонат розвиваються у вигляді лінз, прожилків, в основному субпаралельних сланцеватості. До прожилків приурочені дрібні неправильної форми включення сульфідів. Окрім сульфідів, з акцесорних в метаалевролітах зустрічаються рідкісні напівобкатані кристали синювато-буро-зеленого турмаліну, циркону.

Кварцеві кератофіри (виявлені у св.3012) характеризуються світло-сірим кольором з зеленуватим відтінком. Дрібнозернистої структури, масивні породи, слабо тріщинуваті з невеликою розсланцьованістю по породі. На тлі

дрібнозернистої маси в породі виділяються порфіробласти кварцу польового шпату розміром 1-2 мм. Породи включають прожилки кварцу з різною направленістю з якими пов'язані дрібні вкраплення піриту. Структура породи порфіробластова з лепідобластовою основною тканиною. Більший відсоток породи припадає на тонкозернисті агрегати альбіту, серициту і хлориту. Мінеральний склад: альбіт 50-60%; кварц 5-25%; серицит 10-35%; хлорит 3-5%; сульфідні одиничні зерна 1%.

Сланці біотит-хлорит-альбітові (св.3019, 3042) розвинені в приконтатні частині у вигляді ксеноліту, лінз серед ультраосновних порід. За властивостями це темно зелені дрібнозернисті породи, що пронизані різноорієнтованими карбонатними прожилками. Прослідковується відносна тріщинуватість з дзеркалами ковзання.

Мінеральний склад: біотит 20%; альбіт 60-65%; хлорит 10-15%; кварц до 5%; карбонат до 5%, цоізит до 5%; актиноліт значна кількість. Акцесорні: магнетит, сульфідні. Альбіт розвинений в породі у вигляді лейстовидних кристалів з нечіткими, розпливчатими краями. По альбіту розвинені землисті агрегати цоізиту. Біотит і хлорит розвинений в породі досить рівномірно, утворюють лінійно спрямовані лускаті виділення до 0.5мм. Зустрінуті рідкісні голчасті утворення блідо-зеленого актиноліту. Акцесорні мінерали представлені одиничними, неправильної форми зернами магнетиту, сульфідів.

У східній частині Правдинської ділянки зустрінуті січні крутопадаючі малопотужні тіла габро-діабазів. Це чорні, масивні, часто тріщинуваті тіла. По тріщинах розвинені ниткоподібні прожилки кварцу, плівкові примазування халькопіриту, піриту. Структура офітова. Мінеральний склад: плагіоклаз - 45%; рогова обманка 55%; біотит значна кількість; цоізит значна кількість. Акцесорні: титаномангнетит.

Порода складена діабазовими орієнтованими лейстами плагіоклаза, між якими затиснуті нечіткі призми, плямисті утворення уралітової рогової обманки. Рогова обманка проростає дрібними лусочками біотиту. Акцесорні представлені скелетними кристалами титано-мангнетита.

У східному напрямку Правдинської ділянки зустрінуті метасоматити серицит-альбіт-карбонат-кварцевого складу. Масивні породи світло-сірого кольору з відносною міцністю та тріщинуватістю, з включеннями хлориту, серициту на площинах тріщинуватості. Структура зубчаста, роговикова. Мінеральний склад: кварц - 80%; карбонат 10%; плагіоклаз 5%; серицит 5%; хлорит одиничні зерна; пірит 1%; магнетит одиничні зерна. Породи складені, в основному, дрібними ізометричними зернами кварцу із зубчастими обмеженнями, що проростають з рідкісними нечіткими табличками полісинтетично сдвойникованого плагіоклаза, зерна кварцу зубцями врастають один в одного. Серед кварцевої маси розвинені лусочки серициту, неправильної форми зерна карбонату із зубчастими обмеженнями. Пірит розвинений у вигляді дрібної кубічної вкрапленості.

Метасоматит кварц-альбітового складу. Структура метасоматична. Текстура слабо сланцевата. Мінеральний склад: кварц 30%; альбіт 70%; серицит значна кількість; карбонат значна кількість; хлорит значна кількість. Акцесорні: пірит. Порода складена мозаїчним дрібнозернистим кварц-альбітовим агрегатом. Альбіт, в основному, несдвойникований, зерна його, як і кварцу, із зубчастими обмеженнями. Серед тонкозернистої кварц-альбітової маси розвинені лінзовидні, прожилкові виділення хлориту. Порода інтенсивно окварцована. Кварц розвинений по прожилках та у вигляді гнізд. Зерна його значно більші, ніж в основній масі. Акцесорні: дрібна кубічна вкрапленість піриту.

Альбітит - структура гранобластова, текстура сланцевата. Мінеральний склад: альбіт 90%; хлорит 5%; епідот 5%; кварц значна кількість; карбонат значна кількість. Акцесорні - магнетит, пірит значна кількість. Порода складена тонкозернистим мозаїчним альбітовим агрегатом що проростає з рідкісними дрібними лусочками ясно-зеленого хлориту, призмами епідоту. Альбіт нездвойникований, відмінний від кварцу тільки по нижчому показнику приломлення. Порода пронизана тонкими прожилками кварцевого складу, що містять кубічну вкрапленість піриту, дрібнішу, неправильної форми, вкрапленість магнетиту. Прожилки кварцу орієнтовані субпаралельно

сланцеватості. У незначній кількості по усій масі породи розвиваються дрібні ізометричні зерна карбонату із зубчастими обмеженнями.

4.3 Характеристика епігенетичних процесів мінералоутворення

Через чергування основних, ультраосновних і рідше кислих порід, на їхніх контактах виявлені різноманітні метасоматичні зміни (карбонатизація, окварцювання, польовошпатизація, пропілітізація). Ці процеси, що охопили породи різної основності, призвели до відкладення рудних компонентів, характерних для основних, кислих і ультраосновних порід.

Сульфідна мінералізація зустрічається у всіх типах порід, від ультраосновних до кислих. В ультраосновних породах, таких як серпентиніти, вона представлена тонкодисперсними включеннями піротину і пентландиту з вкрапленнями піриту в тріщинах.

Сульфідна мідно-нікелева мінералізація зустрічається в карбонатизованих серпентинітах і серпентизованих дунітах у вигляді рідкісної дрібної вкрапленості. Найбільш збагаченими є ділянки, що містять отальковані та інтенсивно карбонатизовані по прожилках породи. Ці породи мають тріщини і часто освітлені. Сульфідна мінералізація асоційована з жилами молочно-білого брейнериту, представлена дрібною вкрапленістю, великими гніздами до 2,5 см і прожилками товщиною до 1,5 мм з розширеннями і звуженнями.

Сульфіди представлені гідротермальною мідно-нікелевою асоціацією мінералів - пентландитом, міллеритом, хізлевудитом, ковеліном. По тріщинах, у вигляді нальотів присутній халькопірит.

Пентландит світло-кремового кольору та ясно-рожевий хізлевудит у поєднанні з магнетитом утворюють дуже дрібні (пилоподібні) рідкісні вкраплення ізометричних зерен у карбонатизованих серпентинітах та серпентизованих дунітах. Вони також зустрічаються в карбонатній жилі разом з іншими мінералами мідно-нікелевої мінералізації. Дрібні округлі зерна хізлевудиту, оточені міллеритом, знаходяться у вигляді включень у халькозині та міллериті (рис. 4.11).

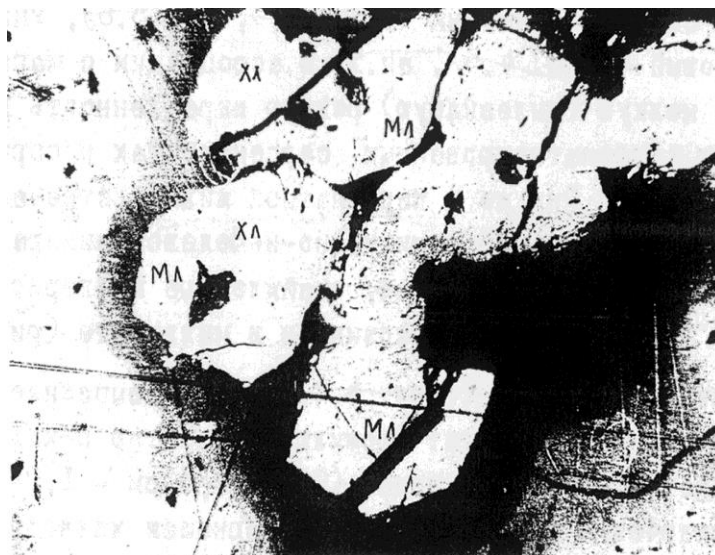


Рисунок 4.11 - Заміщення хизлевудита (Хл) міллеритом (Мл) в халькозині (Хз- I і II). Св. 3058/5, гл. 150.4м. 3б. 180

Ясно-жовтий міллерит виконує тонкі, волосовидні тріщини, утворює прожилки спільно з халькозином, окремі гнізда. У великих гніздах (0,5x0,6 см 2,5см) спостерігаються включення дрібних округлих зерняток хизлевудиту (рис.4.12). Тут же, в гніздах, спостерігаються ділянки з плямами пентландиту.



Рисунок 4.12 - Голчастий міллерит(біле) в карбонатній жилі (сіре).
Св. 3058/9, гл. 150.6м. 3б. 200

У усіх цих утвореннях міллерит аллотриоморфнозернистий, але іноді виявляє тонкоголкове радіально-променисте складання у вигляді віночка навколо дрібних зерняток хизлевудиту і гнізд халькозину.

Свинцево-сірий халькозин утворює гнізда (0,2x0,4 до 0,6x2,0 см). Містить включення дрібних зерен міллериту і хизлевудиту, а частіше знаходиться в зрощенні з міллеритом.

Спостерігаються дві генерації халькозину. Рання генерація має темніший колір навколо включень міллериту та хизлевудиту. Пізня генерація світліша і розташована по периферії гнізд халькозину. Оскільки міллерит зазвичай є продуктом початкового окислення нікелевих сульфідів, його взаємозв'язок з пентландитом і хизлевудитом, а також з халькозином і ковеліном (який є продуктом заміщення халькозина) є зрозумілим. Згідно з даними рентгеноспектрального аналізу сульфідів, встановлено наявність слідів (до 0,05%) Au, Ag, Pb, As, Se.

У карбонатизованих тальк-карбонатних породах сульфідна мінералізація представлена пилоподібною вкрапленістю піриту в асоціації з халькозином. Вкрапленно-прожилкова сульфідна мінералізація приурочена до тріщин в кварцевих і карбонат-кварцевих жилах і прожилках і, отже, являється пізніше післяпрожилковою. Сульфідезованими являються прокварцовані і карбонатизовані зелені сланці і пропіліти-плагіоклаз-хлорит-кварц-карбонат-цоїзит-епідотового, хлорит-карбонат-кварц-епідот-роговообманкового і епідот-карбонат-плагіоклаз-кварц-хлористого складу.

Сульфідна мідно-нікелева мінералізація прожилково-вкрапленого типу представлена халькопіритом, хизлевудитом, піритом, міллеритом, халькозином і ковеліном. Халькопірит утворює вкрапленість у вигляді виділень неправильної форми розміром до 0,3x0,4мм, гнізда і тонкі прожилки. Хизлевудит - рідкісну дрібну вкрапленість і гнізда (0,01 x 0,2-0,12x0,3 мм). Зерна ясно-жовті з рожевим відтінком. Пірит - дуже дрібну вкрапленість в асоціації з хизлевудитом. Тут же, в асоціації з сульфідами - пилоподібний магнетит, що заповнює численні тріщини в породі, виділився в стадію серпентинизації. Відкладення сульфідів

відбувалося або одночасно з карбонатизацією (зерна карбонату містять включення сульфідів і магнетиту), або дещо раніше (центральні частини прожилків виконані карбонатом, а магнетит і сульфідиди відкладаються в їх зальбандах). Проте найбільша кількість приурочена до серпентин-тальк-карбонатним порід і актинолітитам, що містить тонкорозпилену вкрапленість пірротину і магнетиту. Тут же відзначаються рідкісні виділення халькопіриту, а також незначна вкрапленість дрібних (долі мм) зерен пірротину в зрощенні з халькопіритом.

Більш сульфідезованими являються контакти порід, де спостерігаються підвищені скупчення сульфідів у вигляді прожилків до 1 мм і дрібної вкрапленості, що характерно для перешарування актинолітитів і серпентин-тальк-карбонатних порід. На особливу увагу заслуговують контакти ультраголовних порід з плагіогранітами, де розвиваються метасоматити, що містять дрібну вкрапленість пірриту і пірротину і рідкіснішу вкрапленість і прожилки халькопіриту і пірротину.

Сульфідна нікелева мінералізація зустрінута також в карбонатизованих серпентинитах і серпентин-тальк-карбонатних породах у вигляді розсіяної пилоподібної вкрапленості і представлена пентландитом і пірротином (рис. 4.13).

Більш збагаченими пентландитом і пірротином являються ділянки карбонатизації, серпентинізації, сульфідізації і оталькування в серпентинитах. Тут пентландит утворює дрібну вкрапленість ізометричних зерен в асоціації з пилоподібним магнетитом і одиничними дрібними зернами пірротина (рис. 4.14).

Вкрапленість пентландиту спостерігається і в численних магнетитових просіченнях і прожилках. А у великих карбонат-серпентин-магнетитових прожилках вкраплення пентландита знаходяться в зрощуванні з великими блоками ксеноморфного магнетиту будинизованими карбонатом і серпентином.

Особливо насичені магнетитом серпентинити. Пилоподібний магнетит утворює короткі просічення, виконує тонкі тріщини в серпентинитах і карбонатних прожилках, а також спільно з карбонатом формує порфіробласти величиною до 2,0-2,5-3,0 мм. У них спостерігаються неправильної форми маг-

нетитові стяження, що містять дрібні одиничні включення гематиту, що свідчить про зміну окислювальної обстановки.

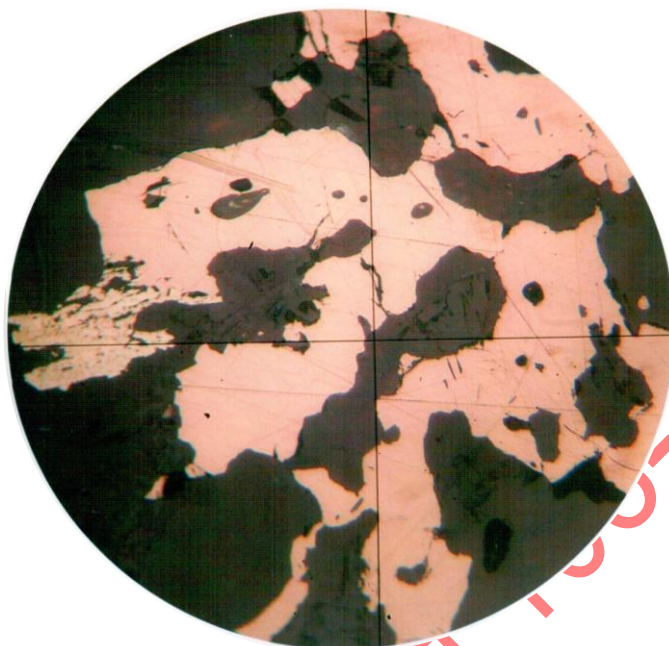


Рисунок 4.13 - Виділення міжзернових пірротин-пентландитових рудних агрегатів серед нерудних мінералів. Аншлиф 3054/5. Зб. 200, ніколі паралельні.

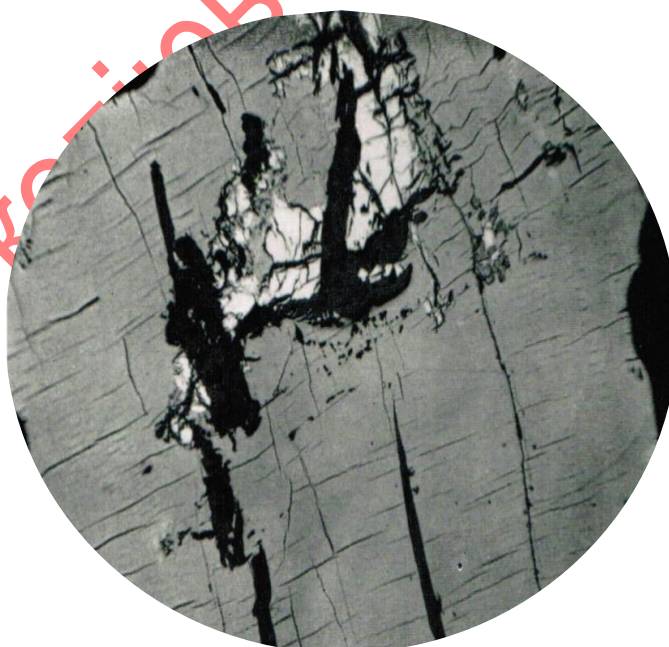


Рисунок 4.14 - Білі зерна - пентландит, темно-сірі прожилки і неправильної форми виділення - магнетит. Аншлиф, зб. 250

Пірротин в ультраосновних породах знаходиться у вигляді розсіяної пилоподібної вкрапленості. Лише у тальк-карбонатних породах на гл.361,0-367.2 м він утворює гнізда і тонкі прожилки спільно з халькопіритом.

У основних породах сульфідна мінералізація представлена пірротин-халькопірит-піритовою асоціацією з рідкісними зернами сфалерита і приурочена до кварц-карбонатних і кварц-епідот-карбонатних прожилків. Пірротин, халькопірит і пірит виділяються у вигляді дрібної вкрапленості і гніздх (рис. 4.15, 4.16).

Пірротин-халькопіритова мінералізація концентрується в ядрах, замках і вигинах мікроскладок, у вигляді лінз, гнізд, дрібної вкрапленості, що утворює ланцюжки, плями, а також коротких прожилків. Більші неправильної форми виділення пірротина і халькопірита приурочені до кварц-карбонатним прожилків.

Тріщини заліковані продуктами дроблення: кварцем, хлоритом, кальцитом, біотитом, гідрооксидами заліза. Основні породи, в яких виявлена золота мінералізація, інтенсивно альбітизовані, окварцьовані, карбонатізовані і перетворені на карбонат-хлорит-біотит-кварц-альбітову породу з епідотом, сфеном і апатитом.

З гідротермальних мінералів в межах Правдинської ділянки, найбільш ранніми і, ймовірно, більш високотемпературними є пірротин, пентландит, нікелін. До другої стадії метасоматоза можна віднести заміщення пентландиту бравоїтом, пірротину піритом, утворення халькопіриту. На завершальній стадії метасоматоза відбувалася карбонатизація з розвитком магнетиту, що у ряді випадків заміщає пірит.

У олівін-піроксенівому перидотиті в результаті метасоматозу відбувається винесення Fe^{2+} з фаяліту і перевідкладення його по контурах зерен олівіну і піроксену, перетвореному в істотно антигоритовий серпінтиніт (рис.4.17). Співвідношення основних мінералів : магнетит 8-10%; олівін 5%; піроксен 7%; решта антигорит.

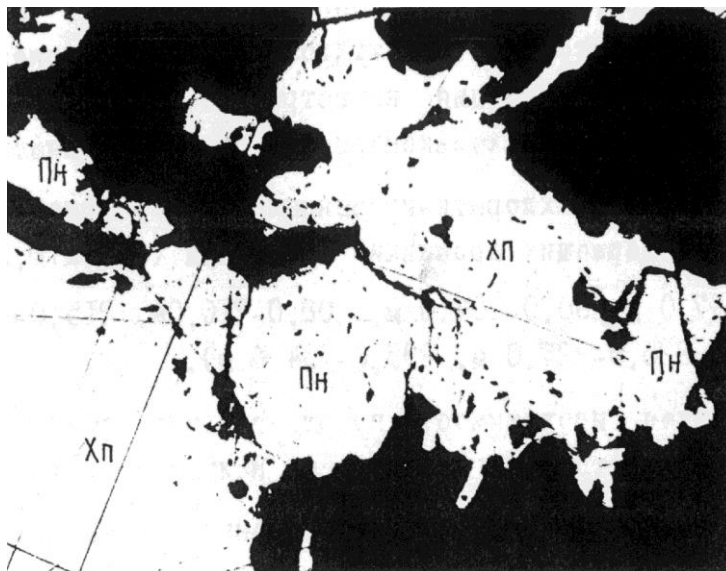


Рисунок 4.15 - Зростки пірротина (Пн) і халькопірита (Хп) в кварц-карбонатному прожилку серед пропилитів. Св. 3048, гл. 500м, зб. 180

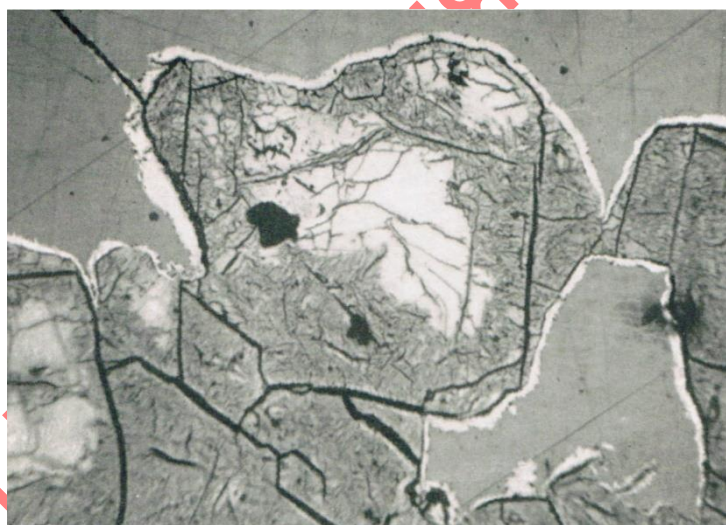


Рисунок 4.16 - Тонка облямівка міллерита (біле) на майже повній псевдоморфозі віоларита (сіре, тріщинувате) по пентландиту (світло-сіре), навколишня маса - халькопірит. Брекчійоподібна руда.

Аншлиф, Св. 3052, гл. 255 м, зб. 250

У антигоритових і вербстеритових серпентинитах в результаті метасоматичних процесів значно зростає зміст сульфідів (рис.4.18). У породі спостерігається до 10% вкрапленості сульфідів. В основному, сульфіди пред-

ставлені метакристалами піриту. Співвідношення породовірних і рудних мінералів: піриту 15%; прохлорит 10%; антигорит 75%.

Хромітова мінералізація найбільш поширена в дуніт-перидотитових різновидах що знаходяться в ультрабазитах і представлена декількома генераціями хроміту:

- 1) нодулярними відособленнями хроміту ранніх генерацій;
- 2) реліктами зерен серпентинизованого хроміту;
- 3) шлировими виділеннями хроміту, приуроченими до зон дроблення катоклаза.

У метагабро простежуються реліктово-псевдоморфні структури гистерогенного магнетиту, що розвивається по контурах зерен піроксена, в деяких місцях по спайності піроксенів, а іноді у вигляді повного псевдоморфозу. Співвідношення породотвірних і рудних мінералів: серпентин 45-50%; піроксен 20%; рудні 25%; решта олівін.

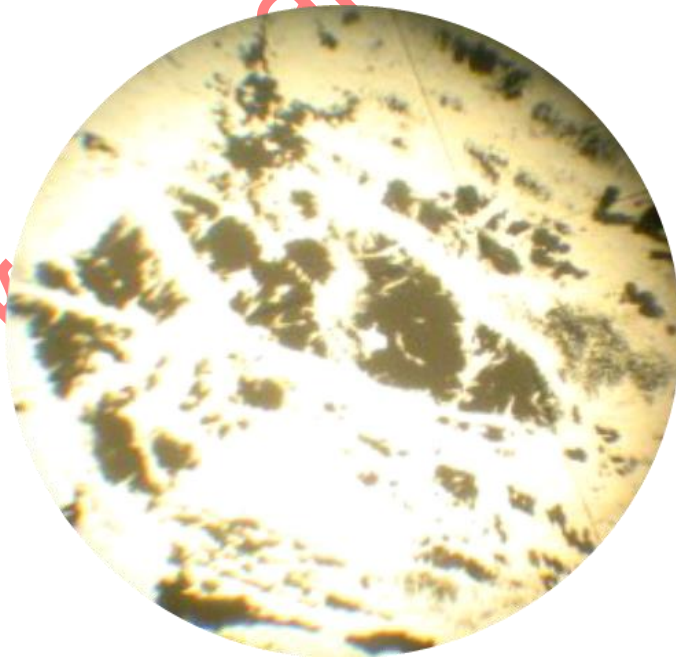


Рисунок 4.17 - Локалізація магнетиту в межах ортопіроксена. Шліф.

Збільшення 105*, Ніколі II

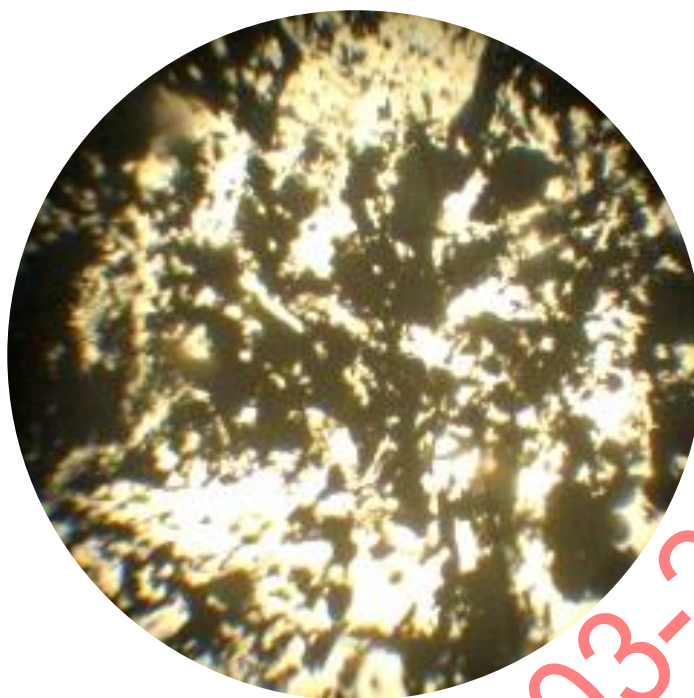


Рисунок 4.18 - Розподіл сульфідної мінералізації в серпентинізованому вебстериті. Шліф одить, збільшення 105*, Ніколі II

4.4 Геохімічний фактор металоносні

Для визначення геохімічних особливостей порід Правинського масиву були вивчені і проаналізовані результати спектрального, рентгено-структурного і геохімічного аналізів. Згідно з отриманими результатами виділені наступні головні різновиди порід, по яких зміст елементів згруповані у вибірки по різновидах порід.

Серпентиніти характеризуються значною кількістю тих, що накопичуються вище за кларк елементів. Найбільший кларк концентрації має свинець (8,0%), найменші титан (1,9%) і олово (2,4%). Середній вміст нікелю майже відповідає кларковому 0,19%. Аномальний вміст нікелю в серпентинитах Правдинського масиву виявлений у ряді свердловин. Середньо-контрастна аномалія нікелю (0,5%) виявлена у свердловині №3004 в оталькованих карбонатизованих серпентинитах. Обумовлена аномалія розсіяною сульфідною (пентландит-міллерит) нікелевою мінералізацією і приурочена до прирозломної зони. У свердловині №3005 виявлено декілька дрібних аномалій нікелю із змістом 0,3%. У свердловині №3019 в приконтактової частині сер-

пентинітів з тими, що вміщують їх метапідчаниками білозерської свити виявлена висококонтрастна аномалія нікелю із змістом 0,4%. У Східній частині масиву на контакті серпентинитів із сланцями, амфіболитами конкської свити виявлені у свердловині №№3010, 3018 аномалії міді із з'єднанням 0,01-0,07%, нікелю з'єднується 0,3%.

Тальк-карбонатні породи, як і серпентинити, мають тенденцію до накопичення свинцю (7,3%), ніобію (7,3%), цирконію (5,5%), олова (2,0%) при дефіциті нікелю (0,67%), кобальту (0,63%), ванадію (0,51%), срібла (0,3%). При значному зменшенні в порівнянні з серпентинітами по усій масі породи нікель має тенденцію накопичуватися в приконтактних зонах з щільнішими вміщуючими породами (зеленими сланцями, амфіболитами). Аномалія нікелю (0,3%) виявлена у свердловині №3013 в районі відомого рудовиявлення Західно-Правдинського.

У свердловині №3042 на контакті тальк-карбонатних порід з вміщуючими сланцями білозерської свити, виявили по простяганню аномалії Ni (0,2%), Cu (0,06%), раніше виявлена при бурінні геохімічних свердловин. У свердловинах №№3040, 3043 на контакті тальк-карбонатних порід з кислими сланцями виявлені аномалії Cu (0,01%), Co (0,03%), Ni (0,2%). У східному контакті тальк-карбонатних порід з основними сланцями виявлено ряд аномалій - свердловина №3017 із вмістом Ni - 0,2%, Cu - 0,03%, Co - 0,04%; свердловина №3014 (Ni - 0,2%, Cu - 0,03%), свердловина №3021 (Ni 0,2%).

Актиноліт-тремолітові породи характеризуються значними накопичуванням свинцю (9,3%), цирконію (5,2%), більш збільшеним змістом скандію (9,0%), ніобію (19,2%). Титан, олово, германій, цинк мають кларк концентрації в середньому 2,0%. Аномальний вміст нікелю, кобальту і міді в актинолітитах не виявлені.

Сланці альбіт-актиноліт-епідотові характеризуються досить вираженою спеціалізацією по хрому, нікелю і кобальту, вміст яких перевищує їх порідний кларк, відповідно, в 5,0; 3,6 і 2,1 разів максимально концентруються в цій групі порід марганець (10,0%) і вісмут (1,0%). Поширені нікель, ко-

бальт в породах досить рівномірно, аномальний вміст концентрується в при-
контактних частинах тальк-карбонатних порід.

Кварц-біотитові і кварц-альбіт-біотитові сланці мають більш виражену
спеціалізацію по нікелю (23,0%), хрому (23,0%), кобальту (12,0%), миш'яку
(13,0%), мідь (8,0%) і характеризуються вмістом срібла близько 1,6%), цинку
(1,9%), ванадію (3,0%).

Кварц-хлоритові і карбонат-кварц-хлоритові сланці характеризуються в
основному дефіцитом усіх елементів. Значно збільшений зміст вісмуту
(кларк концентрації 1,57%). Зміст нікелю, кобальту, мідь рівна фоновим.

Карбонат-хлорит-кварц-альбітові сланці характеризуються позитивною
спеціалізацією по вісмуту (1,14%), цирконію (2,0%), хрому (2,6%), нікелю
(1,7%). Тенденцію до накопичення має вісмут і цирконій.

Метаалевроліти, метапісковики і сланці кислого складу (кварц-альбіт-
біотитові) мають чітко виражену спеціалізацію по вісмуту (1,0%), хрому
(17,0%), нікелю (23,0%), кобальту (8,0%), міді (5,0%), ванадію (2,0%).

Кори вивітрювання ультраосновних порід характеризуються позитив-
ною спеціалізацією на свинець (12,0%), скандій (2,2%), цинк (2,5%), цир-
коній (6,0%), мідь (2,0%). У зонах тектонічних порушень спостерігаються не-
значні екзогенні аномалії нікелю, кобальту.

Кори вивітрювання основних порід характеризуються, в порівнянні з не
зміненими породами, більш чітко вираженою спеціалізацією по миш'яку
(15,0%), вісмуту (1,14%), нікель і кобальт без істотних змін дорівнюють
кларковим значенням. [10]

4.5 Мінеральні асоціації і їх рудна спеціалізація

В результаті дослідження було виявлено, що набір рудних мінералів, що
зустрічаються в межах Правдинської ділянки, відрізняється великою різно-
манітністю. Сюди входять мінерали групи сульфідів і сульфо-арсенідо-
пентландит, пірротин, міллерит, віоларит, брейтгауптит, маухерит, герсдор-
фит, нікелін, бравоїт, ваесит, кобальтин, ліннеїт, арсенопірит, галеніт,

молібденіт. Інша група представлена оксидами і гідрооксидами: магнетитом, ільменітом, гематитом і хромшпинелидами. Найбільш поширені магнетит (практично повсюдно), пірит, халькопірит, пірротин.

Аналіз металлогенічної спеціалізації ультрабазитів і їх порівняння з еталонами в інших складчастих областях дозволили типізувати зруденіння Правдинського масиву і виділити наступні рудні асоціації:

1) сульфідна мідно-нікелева сингенетична (первинно-уक्रапнена), представлена пірроотином-халькопіритом, пентландитом;

2) сульфідна кобальт-медно-нікелева (гідротермальна) : пірротин, кобальтин, герсдорфит, коринит, ульманіт, брейтгауптит, віоларіт, бравоїт, рідко-пентландит, пірит і халькопірит;

3) нікелева (гідротермальна): нікелін, міллерит, маухерит, хизвудит, нікелін герсдорфит, брейтгауптит;

4) сульфідна кобальт-молибден-медно-нікелева (гідротермальна): брейтгауптит, міллерит, нікелін, полідимит, пентландит, маухерит, герсдорфит, пірит, арсенопірит, молібденіт, марказит;

5) золото-сульфідна епігенетична (гідротермальна): герсдорфит, коринит, ульманіт, тетраедрит, золото;

6) сульфідна сфалеріт-медно-нікелева (гідротермальна): пірит, халькопірит, сфалерит, арсенопірит, марказит, полідиміт, пентландит, бравоїт, міллерит;

7) сульфідна кобальт-сфалерит-мідна (гідротермальна): пірит, халькопірит, кобальтин, сфалерит;

8) сульфідна кобальт-галеніт-сфалерит-мідно-нікелева (гідротермальна): герсдорфит, нікелін, халькопірит, галеніт, сфалерит, кобальтин.

Усі перераховані мінеральні асоціації виникли як продукт низькотемпературного гідротермального метасоматоза.

Характеристика мінералого-генетичних типів рудної мінералізації і виділених рудоносних формацій порід в межах Правдинського ультраосновного масиву представлена в таблиці 4.1.

Таблиця 4.1. Характеристика рудних формацій ультрабазитів Правдинського масиву

Рудна формація	Вміст, %	Мінеральні асоціації	Характеристика порід	Рудоконтролюючі чинники	Генетичний тип
1	2	3	4	5	6
Сульфідно-нікелева	Ni-0,41-1,66; Co-0,01-0,043	Нікелін, міллерит, маухерит, хизлевудит, герсдорфит, брейтгауптит	Серпентинити карбонатизовані	Смуга метасоматично змінених порід поблизу зони розломів	Гідрогідротермально-метасоматичний, жильний
		Нікелін, міллерит, сульфоарсенід нікелю	Тальк-карбонатні породи		
		Пентландит, віоларит, пірротин	Контакт хлорит-карбонатних сланців з хлорит-тальк-карбонатними породами	Зона переслоювання порід різного складу	
Золото-сульфідна	Au-0,01-0,2г/т; Cu-0,05	Пірит, халькопірит, герсдорфит, тетраедрит, золото	Актинолітові породи на межі з серпентинитами	Зона метасоматично змінених порід в замку складки на межі формації	Гідрогідротермально-метасоматичний
Сульфідна Co-Pb-Zn-Cu-Ni	Ni-0,96 Co-0,38-4,35 Cu-0,01-0,05	герсдорфит, нікелін, халькопірит, галеніт, сфалерит, кобальтин	Серпентинити	Приразломная зона	
		Пірит, халькопірит, сфалерит, арсенопірит, марказит, пентландит	Кварц-хлорит-карбонатні сланці, серпентин-тальк-карбонатні породи	Контакт сланців і масиву ультрабазитів поблизу розлому	
Сульфідна Co-Zn-Cu	Cu-0,18-2,6 Co-0,09 Ni-0,65	Пірит-халькопірит, кобальтин, сфалерит, магнетит, ільменит	Зелені сланці, тальк-карбонатні породи	Контакт формацій в разломной зоні, зона вилугування	Кора вивітрювання
			Тальк-карбонатні породи і карбонат-альбітові сланці		

Закінчення таблиці 4.1

1	2	3	4	5	6
Сульфідна Co-Mo-Cu-Ni	Ni-0,2 Co-0,008	Брейтгауптит, міллерит, нікелін, пентландит, маухерит, пірит, молібденіт, марказит	Серпентинити слабо карбонатизо- вані	Прирозломна зона	Гідрогідротермаль- но-метасоматичний
Сульфідна Co-Cu-Ni	Ni-0,16-0,18 Co-0,012 Cu-1,6	Герсдорфит, нікелін, міл- лерит, сульфід, халь- копірит, кобальтин	Серпентинит поблизу контакту з амфіболитами	Контакт порід	Гідрогідротермаль- но-метасоматичний
		Міллерит, брейтгауптит. халькопірит, кобальтин, пентландит	Серпентинит карбонатизований, окварцьований	Приразломная зона	
		Міллерит, герсдорфит, корініт, кобальтин пір- ротин, халькопірит	Перешарування аподіабазів, акти- нолітів, серпентинитів	Флексурний вигин порід в розломі	
			Серпентинит карбонатизований, окварцьований	Прирозломна зона	
Сульфідна Cu-Ni	Ni-0,23-1,98 Cu-0,019- 0,72	Пірит, пірротин, пент- ландит, корініт, нікелін	Серпентинит метасоматично змінений		Розломна зона Контакт формацій в раз- ломні зоні
			Контакт тальк-карбонатних порід і актинолітітів		
			Серпентинит		
		Пірит, пірротин, мілле- рит, магнетит	Карбонатизовані серпентинити	Метасоматично змінені породи	Метасоматично- жильний
Сульфідна Co-Pb-Zn-Cu	Cu-0,29-0,34	Пірит, халькопірит, кобаль- тин, сфалерит, пірротин, галеніт, марказит	Контакт тальк-карбонатних порід і аподіабазів	Контакт ультраголовних і основних порід	Гідротермальний - метасоматичний

Карбонатні жили в освітлених і тріщинуватих серпентинитах, в яких знаходяться ці асоціації, є тими ділянками, де виникали умови окислення і вторинного сульфідного збагачення. Ці мінеральні парагенезиси супроводжуються карбонатизацією, серпентинизацією, отальковуванням, графітизацією, листянитизацією, серпофізитизацією.

Висновки до розділу

В цьому розділі розглянуто процес структурно-морфологічних змін рудоносних зон та їхні властивості. Основна увага приділена різним типам деформацій, геологічним особливостям та методам аналізу рудоносних структур.

В цьому розділі детально описано геологічні процеси, що впливають на формування рудоносних зон, включаючи деформаційні зміни та їх вплив на рудоутворення. Розглядаються методи аналізу та моделювання цих процесів для кращого розуміння і прогнозування розподілу рудних покладів. Це важливо для ефективної розробки корисних копалин та планування подальших робіт.

Не для копіювання 10321ск-1

5 ПОШУКОВІ КРИТЕРІЇ МЕТАЛОНОСНОСТІ УЛЬТРАБАЗИТІВ ПРАВДИНСЬКОГО МАСИВУ

Загальні пошукові критерії рудних родовищ передусім ґрунтуються на їх зв'язку (генетичною і просторовою) з інтрузіями основного- і ультраосновного складу. В Середньому Придніпров'ї ці інтрузії розвинені серед утворень спіліто-кератофірової осадово-вулканогенної формації. Наявність вказаного комплексу, з яким пов'язано багато найбільших родовищ мідно-нікелевих руд, визначається перспективність проведення пошукових робіт в межах зеленокам'яних поясів, найбільш значне положення в якому займає Сурська структура.

До потенційно-рудноносних порід відносяться ультрабазити Правдинського масиву, в межах яких виявлено сульфідно-нікелеву мінералізацію.

Пошукові чинники рудоносності ультрабазитових масивів підрозділяються на прямі і непрямі.

Найбільш значимими прямими чинниками сульфідно-нікелевої рудоносності в межах Правдинського масиву являються:

- наявність зруденінь сульфідного нікелю встановлених в межах Правдинського масиву. Зруденіння складені мінералами пентландитом, яких епігенетично змінений на бравойт, міллеритом, віоларітом, інколи з накладеною сульфоарсенідною мінералізацією нікелю і кобальту.

- сульфідно-нікелева мінералізація виявлена під час вивчення зразків, аншліфів, протолочних проб і результатів фазового аналізу порід. Численні точки і зони мінералізації зустрінуті в західній та східній частинах Правдинського масиву. За результатами фазового аналізу встановлена схожість змісту нікельвмісних фаз в ультрабазитах Аллареченського (Кольський п-ов) і Сурського районів, що свідчить про перспективність ультрабазитів Сурської структури для пошуків нікелю.

В межах Правдинського масиву до непрямих пошукових чинників сульфідно-нікелевої рудоносності можна віднести наступні: геофізичні, мор-

фологічні, структурні та петрохімічні чинники, а також метасоматичні зміни ультраосновних порід.

У структурному відношенні металеносність Правдинського масиву визначається наявністю тектонічних зон субширотного і субмеридіонального простягання. Найбільший інтерес представляє зона зближених розломів, що простягається в північно - північно-західному напрямі через усю територію району Сурських аномалій. Ця зона, до якої приурочений Правдинський масив ультрабазитів, ймовірно служила контролюючим чинником метасоматичних і рудотвірних процесів (зокрема сульфідній мінералізації).

Морфологічні чинники нікеленосності масивів в середньому Придніпров'ї, головним чином, торкаються глибини ерозійного зрізу ультраосновних інтрузій. Масиви Сурської структури розташовуються, в більшості випадків, на контакті порід білозерської з конкською світою. Тому можна припускати, що ерозійний зріз тут порівняно невеликий, що вказує на можливість виявлення нікелевих руд уздовж контактів основних-ультраосновних порід в лежачих боках масивів.

Найважливішим пошуковим чинником є наявність метасоматичних змін в породах, в яких міститься зрудніння. До цих змін можна віднести: окварцювання, карбонатизація, альбитизація, хлоритизація і приурочена до них піритова, халькопіритова і пірротинова мінералізація. Розвиток метасоматитів і карбонатитів по ультраосновним породам, як правило, пов'язане з ослабленими ділянками Сурської синклінали і з тектонічними розломами.

Аналізу результатів досліджень, що проводилися раніше в межах Правдинського масиву, та зібраний фактичний матеріал дозволяє об'єктивно оцінити перспективність досліджуваної площі на сульфідні нікелеві руди.

Рудні мінеральні асоціації Правдинського масиву представлені сингенетичними і епігенетичними рудними формаціями.

Сингенетична формація має різко підлегле значення і в незначних масштабах проявляється в зоні Західно-Правдинського рудовиявлення. Епігенетична асоціація часто накладається на сингенетичну, утворюється складний

комплекс мінералів. Основні рудні мінерали другої формації часто спостерігаються в зрощенні з пірротином, піритом, халькопіритом і міллеритом і по їх взаємовідношенню є новоутвореними в завершальну гідротермальну стадію метаморфічного перетворення ультра основних порід. Так пентландит часто утворює лінзовидні, вогневидні включення в зернах пірротина, розташовуючись паралельно окремої, або поблизу тріщин спайності. Утворення таких форм пентландита відбувається в результаті розпаду твердого розплаву. Ліннеїт, як гідротермальний мінерал, виявляє структуру розпаду в міллериті, залишену по решітчастих зростках [5].

Окисна мінеральна асоціація має повсюдне поширення. Досить широке поширення оксидів заліза, титану, хрому, свідчить про стійке окислювальне середовище при перетворенні ультраосновних порід. У таких умовах, майже увесь нікель (70-90%) зв'язується з силікатами і оксидами в серпентинитах, і тільки незначна частина (10-25%) нікелю присутня в сульфідах.

Поклади сульфідно-нікелевих гідротермальних зруденінь, які зустрічаються в межах Правдинського масиву, мають вкраплено-прожилкову, прожилкову, гніздоподібну морфологічну будову та зустрічаються у вигляді плівкових виділень мінералів по тріщинах і розсланцюванню порід.

Важливе значення має геолого-структурний і тектонічні чинники локалізації зруденіння, що виражаються в наявності складчастості високого порядку і зон тектонічних розломів, сприяючих процесам метасоматоза. Саме у замкових частинах складок другого порядку найінтенсивніше протікав процес перетворення первинних порід за участю активних розчинів, що піднімаються по тектонічно ослаблених зонах.

Висновок про переважно гідротермальну природу рудної мінералізації на Правдинській ділянці підтверджує проведений комплекс мінераграфічних, лазерних і мікроспектральних аналізів [6].

Сульфідно-нікелева мінералізація, яка виявлена в західному контакті Правдинських ультрабазитів, сформована в зонах тріщинуватих та інтенсивно карбонатизованих ультраосновних порід (серпентинитів і талько-магнезитів).

В межах східного контакту ультраосновного масиву з вміщуючими породами проявляється переважно мідно-кобальтова мінералізація, яка представлена кобальтином, халькопіритом, пірротином і піритом. Рідше зустрічаються - пентландит, хизлевудит, міллерит, сфалерит, арсенопірит і галеніт.

Внаслідок метасоматичних змін ультраосновних порід, а саме карбонатації і сульфидизації, привели до переходу нікелю з силікатної форми в сульфідну і відбулося активне відкладення його у вигляді вище приведених мінералів по тріщинах. Потужність зон сульфідної мінералізації змінюється від декількох сантиметрів до декількох десятків метрів.

По сукупності генетичних, морфологічних, структурних і мінералогічних ознак можна упевнено віднести Західно-Правдинське рудовиявлення до накладених, епігенетичних утворень, пов'язаних з гідротермально-метасоматичними процесами в період складкотворення і тектонічної активізації. Зони сульфідної мідно-нікелевої мінералізації, виявлені в східній частині Правдинського ультраголовного масиву, так само мають явно епігенетичний характер. Їх розвиток відзначається в тісному зв'язку з тектогенезом і тріщинотворенням.

Висновки до розділу

За результатами дослідження визначено низку геолого-геохімічних та мінералогічних критеріїв оцінки металомісткості ультраосновного матеріалу Правдинського масиву. Дослідження включало геолого-структурний аналіз, петрографічні дослідження та хімічний аналіз проб. Встановлено, що металомісткість ультраосновного матеріалу Правдинського масиву значною мірою визначається наявністю сульфідних мінералів, зокрема піриту, халькопіриту та пентландиту.

ВИСНОВОК

Під час виконання кваліфікаційної роботи на тему: «Обґрунтування пошукових критеріїв на сульфідно-нікелеве зруденіння в межах Правдинського масиву ультрабазитів (Дніпропетровська область) було досліджено особливості речовинного складу, вивчені різновиди рудних мінералів, визначено мінерали-концентратори мідно-нікелевої зруденіння, проведений рудно-формаційний аналіз супутніх проявів корисних копалини і оцінена їх практична цінність. Підтверджений зв'язок мідно-нікелевих зруденінь із зонами гідротермально-метасоматичних перетворень порід.

В роботі були вирішені наступні завдання:

- виявлено фактори локалізації та розроблено критерії прогнозу рудоносності Правдинського масиву Сурської зеленокам'яної структури.

- обґрунтована доцільність постановки пошуково-оцінних робіт на комплекс рудних металів (мідь, нікель, кобальт, золото, платина, паладій) в межах Правдинського масиву Сурської зеленокам'яної структури.

- проведені дослідження парагенезисів рудних мінералів в межах Правдинського масиву ультраосновних порід дозволило скласти класифікацію рудних формацій на комплекс металів: мідь, нікель, кобальт, золото, платина, паладій.

Результати, які отримані при проведенні досліджень, доцільно застосувати при вивченні рудоносності в інших регіонах з подібною геологічною будовою, а також при проведенні геологорозвідувальних робіт в межах Правдинського масиву Сурської зеленокам'яної структури.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Курс рудних месторождений / В.И. Смирнов, А.И. Гинзбург, В.М. Григорьев и др. – М.: Недра, 1981. – 348 с.
2. Зайцев А.А., Некряч А.А. и др. Отчёт о результатах геологической съёмки м-ба 1:50000, проведенной ГСП-21 в 1664-69гг на территории листов М-36-141-А,Б,Г; Инв. № 1648. – Днепропетровск: КП «Южукргеология», 1998. – Т.1. – 245 с
3. Михалев А.К. К тектонике Сурського района Украинского щита // Геол. журн. 1982. – Т.42, №5. – С. 1-8.
4. Бобров А.Б. Отчёт о результатах крупномасштабного ГКК района Сурської структури на площади листов М-36-130-В, Г-в; М-36-142-А-а,б,г, Г-а,б в 1982-1985гг.; № ГР3268; Инв. № 3268. – Днепропетровск: КП «Южукргеология», 1985. – Т.1. – 347 с.
5. Тектонічна будова зеленокам'яних структур УЩ / О.Б.Бобров, А.О.Сиворонов, Б.І.Малюк, О.М.Лисенко // Зб. наук. пр. УкрДГРІ. – 2002. – № 1-2. – С 46-67..
6. Плющев Е.В., Шатов В.В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. – Л.: Недра, 1985. – 247 с.
7. Монахов В.С. Метасоматическая зональность Сурської синклинали. – К.: Наук. думка, 1986. – 192 с.
8. Стульчиков В.А. Закономерности метаморфизма и метасоматоза зеленокам'яних поясов Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1991. – 170 с.
9. Казанский В.И. Эндогенное оруденение древних щитов. – М.: Наука, 1978. – 127 с.
10. Критерии и методика прогнозирования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых / Пост. комиссия по сотрудничеству в области СЭВ. – М.: Секретариат СЭВ, 1990. – 287с.

ДОДАТОК А

Відомість матеріалів кваліфікаційної роботи

№	Формат	Позначення	Найменування	Кількість аркушів	Примітка
1	2	3	4	5	6
			Документація		
1	A4	ТСТ.ОППМ.20.06 ПЗ	Пояснювальна записка	70	
2			Графічні матеріали		Електронний ресурс
3			Презентація Microsoft PowerPoint	24	Слайди

Не для копіювання 103-27СК-1

ДОДАТОК Б

ВІДГУК

керівника на кваліфікаційну роботу бакалавра на тему:
«Обґрунтування пошукових критеріїв на сульфідно-нікелеве зруденіння в межах Правдинського масиву ультрабазитів (Дніпропетровська область)»
студента групи 103-21ск-1 Дороганя Владислава Вікторовича

Актуальність теми кваліфікаційної роботи обумовлена необхідністю забезпечення повного і комплексного вивчення надр, зміцнення сировинної бази та підвищення достовірності запасів, вдосконалення організації та методів геологорозвідувальних робіт.

Мета кваліфікаційної роботи: обґрунтування чинників і розробка критеріїв що підтверджують перспективи рудоносності ультрабазитів Правдинського масиву.

З визначеними задачами автор кваліфікаційної роботи впорався як кваліфікований фахівець.

Практичне значення обґрунтовано можливістю використання результатів в процесі пошуково-розвідувальних робіт, які проводяться геологічними підприємствами в районі досліджень.

Тема роботи безпосередньо пов'язана з об'єктом діяльності бакалавра за спеціальністю 103 «Науки про Землю» – вивчення речовинного складу та оцінка перспектив рудоносності ультрабазитів Правдинського масиву.

Результати кваліфікаційної роботи – правильні, обґрунтовані, осмислені. Кваліфікаційна робота характеризує уміння виявляти та розв'язувати проблеми. За період дипломування автор роботи продемонстрував належний рівень сформованості загальнонавчальних 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.

Клас задач, рівень та види умінь, що застосовані автором відповідають чинним кваліфікаційним вимогам (ПФ.Е.19, ПФ.Е.23.ЗП.0., ПФ.Е.23.ЗП.Р.07 та інші). Зміст кваліфікаційної роботи повністю відповідає учбовій програмі кваліфікаційного рівня бакалавр.

Кваліфікаційна робота заслуговує оцінки „відмінно” (90А), а автор кваліфікаційної роботи – Дорогань Владислав Вікторович заслуговує ступінь бакалавра за спеціальністю 103 Науки про Землю за освітньою програмою «Геологія».

Керівник кваліфікаційної роботи,
доцент кафедри ГРРКК, к. г. н.

І.В. Жильцова

ДОДАТОК В

РЕЦЕНЗІЯ

на кваліфікаційну роботу бакалавра на тему:

«Обґрунтування пошукових критеріїв на сульфідно-нікелеве зруденіння в межах Правдинського масиву ультрабазитів (Дніпропетровська область).»

студента групи 103-21ск-1 Дороганя Владислава Вікторовича

Кваліфікаційна робота присвячена дослідженню речовинного складу, умов формування та локалізації мідно-нікелевих руд в межах ультрабазитів Правдинського масиву.

Завдання кваліфікаційної роботи відповідає вимогам ОПП підготовки бакалаврів за спеціальністю 103 «Науки про Землю».

Об'єктом вивчення є зруденіння в ультрабазитах Правдинського масиву.

Актуальність теми обумовлена необхідністю розширення сучасної сировинної бази України.

Іноваційність отриманих результатів полягає в обґрунтуванні геологічних факторів рудоутворення та контролю мідно-нікелевого зруденіння.

Практичне значення обґрунтовано можливістю використання результатів в процесі пошуково-розвідувальних робіт, які проводяться геологічними підприємствами в районі досліджень.

В роботі застосовані технологічна та проектувальна компетентності фахівця в галузі геології. Продемонстровано здатність розробляти геологічні завдання; вивчати і аналізувати геологічну будову родовища; виконувати збір та підготовку текстової, числової та графічної геологічної інформації необхідної для складання звіту; виконувати обробку інформації в ПЕОМ з використанням математичних методів.

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 постановку проблеми, завдань досліджень та оригінальну інтерпретацію отриманих результатів.

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

Рекомендована оцінка «відмінно» (90А).

Автор кваліфікаційної роботи – Дорогань Владислав Вікторович заслуговує ступінь бакалавра за спеціальністю 103 Науки про Землю за освітньою програмою «Геологія».

Доцент кафедри
загальної та структурної геології,
кандидат геол. наук, доцент

Терешкова О.А.