

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

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

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

студента Найден Ксенії Володимирівни
(ПІБ)
академічної групи 103М-22-1
(шифр)
спеціальності 103 Науки про Землю
(код і назва спеціальності)
за освітньо-професійною програмою «Геологія, гідрогеологія, геофізика»
(офіційна назва)
на тему Визначення закономірностей впливу електричних полів на процеси
перерозподілу мінеральної речовини рудних родовищ Українського щита
(назва за наказом ректора)

Керівники	Прізвище, ініціали	Оцінка за шкалою		Підпис
		рейтинговою	інституційною	
кваліфікаційної роботи	Рузіна М.В			
розділів:				
Загального	Рузіна М.В			
Спеціального	Рузіна М.В			

Рецензент				
-----------	--	--	--	--

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

Дніпро
2023

ЗАТВЕРДЖЕНО:

завідувач кафедри

Геології і розвідки родовищкорисних копалин

(повна назва)

Жильцова І.В.

(прізвище, ініціали)

(підпис)

« 07 » вересня 2023 року**ЗАВДАННЯ**
на кваліфікаційну роботу
ступеня магістра
(бакалавра, спеціаліста, магістра)студенту Найден К.В академічної групи 103М-22-1
(прізвище та ініціали) (шифр)спеціальності 103 Науки про Землюза освітньо-професійною програмою «Геологія, гідрогеологія, геофізика»на тему Визначення закономірностей впливу електричних полів на процеси
перерозподілу мінеральної речовини рудних родовищ Українського щитазатверджену наказом ректора НТУ «Дніпровська політехніка» від 05.09.2023 № 1036-с

Розділ	Зміст	Термін виконання
Загальний	1. Огляд, аналіз і оцінка попередніх досліджень	18.09.2023 - 06.10.2023
Спеціальний	2. Методика досліджень	7.10.2023 – 11.10.2023
	3. Обґрунтування вибору геологічних формацій для досліджень	12.10.2023 – 16.10.2023
	4. Експериментальні дослідження визначення закономірностей впливу електричних полів на перерозподіл рудної речовини	17.10.2023 – 18.11.2023
	5. Визначення закономірностей впливу електричних полів на процес рудоутворення у межах гідротермальних родовищ Українського щита	19.11.2023 – 04.12.2023

Завдання видано _____
(підпис керівника)Рузіна М.В
(прізвище, ініціали)Дата видачі 18.09.2023

Дата подання до екзаменаційної комісії _____

14.12.2023Прийнято до виконання _____
(підпис студента)Найден К.В
(прізвище, ініціали)

РЕФЕРАТ

Пояснювальна записка : 81с., рис.43, 4 додатки, 22 джерела.

ЕЛЕКТРИЧНЕ ПОЛЕ, РУДОУТВОРЕННЯ, ДОРОГОЦІННІ МЕТАЛИ,
МІНЕРАЛИ-КОНЦЕНТРАТОРИ, ГІДРОТЕРМАЛЬНІ РОДОВИЩА

Актуальність дипломної роботи визначена необхідністю обґрунтування закономірностей впливу електричних полів на процеси перерозподілу мінеральної речовини рудних родовищ Українського щита з метою вдосконалення існуючих прогнозно-пошукових критеріїв прихованого зруденіння родовищ гідротермального генезису.

Об'єкт досліджень – закономірності впливу електричних полів на процеси перерозподілу мінеральної речовини рудних родовищ Українського щита.

Предмет досліджень – структурно-тектонічні перетворення порід та процес формування новоутворених мінеральних парашгенезисів під впливом електричних полів.

Мета роботи полягала у визначенні закономірностей локалізації рудопроявів та родовищ Українського щита в зонах вузлів перетину міжблокових шовних зон і наскрізних мезазон активізації та обґрунтуванні ролі електричних полів у створенні рудоконцентрацій гідротермально-метасоматичних процесів.

Завдання досліджень – систематизація та уточнення даних щодо обґрунтування вибору геологічних формацій для досліджень, відбір зразків для термоелектричної обробки, виконання мінераграфічних та петрографічних досліджень зразків до експерименту та після обробки та інтерпретації результатів експериментальних досліджень, вивчення закономірностей впливу електричних полів на процес рудоутворення, вивчення особливостей металогенічної спеціалізації зон гідротермально-метасоматичних змін.

Наукова новизна – за результатами узагальнення даних попередніх досліджень та власних експериментальних досліджень обґрунтовано вплив електротермічних полів на процес перерозподілу мінеральної речовини та структурно-тектонічні перетворення порід гідротермально-метасоматичного генезису.

ЗМІСТ

ВСТУП	5
1. ОГЛЯД ,АНАЛІЗ І ОЦІНКА ПОПЕРЕДНІХ ДОСЛІДЖЕНЬ	7
2. МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ.....	15
3. ОБГРУНТУВАННЯ ВИБОРУ ГЕОЛОГІЧНИХ ФОРМАЦІЙ ДЛЯ ДОСЛІДЖЕНЬ.....	19
3.1 Теоретичні поняття та визначення, що використовуються в роботі.....	19
4. ЕКСПЕРИМЕНТАЛЬНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ВИЗНАЧЕННЯ ЗАКОНОМІРНОСТЕЙ ВПЛИВУ ЕЛЕКТРИЧНИХ ПОЛІВ НА ПЕРЕРОЗПОДІЛ РУДНОЇ РЕЧОВИНИ.....	26
4.1 Характеристика мінералогічного складу речовини зразків експериментальних досліджень.....	26
4.2 Результати експериментальних досліджень та їх інтерпретація.....	55
5. ВИЗНАЧЕННЯ ЗАКОНОМІРНОСТЕЙ ВПЛИВУ ЕЛЕКТРИЧНИХ ПОЛІВ НА ПРОЦЕС РУДОУТВОРЕННЯ У МЕЖАХ ГІДРОТЕРМАЛЬНИХ РОДОВИЩ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	64
ВИСНОВКИ	74
СПИСОК ДЖЕРЕЛ ІНФОРМАЦІЇ	75
ДОДАТОК А Відомість матеріалів кваліфікаційної роботи.....	78
ДОДАТОК Б Відгук керівника кваліфікаційної роботи.....	79
ДОДАТОК В Рецензія.....	81

ВСТУП

Актуальність дипломної роботи визначена необхідністю обґрунтування закономірностей впливу електричних полів на процеси перерозподілу мінеральної речовини рудних родовищ Українського щита з метою вдосконалення існуючих прогнозно-пошукових критеріїв прихованного зруденіння родовищ гідротермального генезису.

У геологічній літературі багато років інтенсивно розвивається напрямок, що вивчає закономірності процесів петрології за допомогою моделей електричного поля. В даний час не викликає сумніву роль електрохімічних процесів у процесі мінералоутворення та рудогенезу. Обґрунтовано, що електрохімічні явища мають місце у процесі формування зон окислення, відновлення самородних елементів, перебігу окислювально-відновлювальних реакцій в ендегенних процесах, розчиненні первинних мінералів та формуванні новоутворених під дією струму тощо.

Вивчення ступеня впливу електричного струму на процес розчинності та зростання мінералів у зоні гіпергенезу є актуальним не лише для дослідження геохімічних процесів, а й для теоретичного обґрунтування процесу формування техногенних родовищ.

Об'єкт досліджень – закономірності впливу електричних полів на процеси перерозподілу мінеральної речовини рудних родовищ Українського щита.

Предмет досліджень – структурно-тектонічні перетворення порід та процес формування новоутворених мінеральних парагенезисів під впливом електричних полів.

Мета роботи полягала у визначенні закономірностей локалізації рудопроявів та родовищ Українського щита в зонах вузлів перетину міжблокових шовних зон і наскрізних мезозон активізації та обґрунтуванні ролі електричних полів у створенні рудоконцентрацій гідротермально-метасоматичних процесів.

Завдання досліджень:

1. Систематизація та уточнення даних щодо систематизація та уточнення даних щодо обґрунтування вибору геологічних формацій для досліджень.

2. Відбір зразків для термоелектричної обробки, виконання мінераграфічних та петрографічних досліджень зразків до експерименту та після обробки та інтерпретації результатів експериментальних досліджень

3. Вивчення закономірностей впливу електричних полів на процес рудоутворення.

4. Вивчення особливостей металогенічної спеціалізації зон гідротермально-метасоматичних змін.

Результати досліджень апробовано на науково-технічній конференції «Тиждень студентської науки – 2023», 1-3 березня 2023 р., м.Дніпро.

1 ОГЛЯД, АНАЛІЗ І ОЦІНКА ПОПЕРЕДНІХ ДОСЛІДЖЕНЬ

В даний час у процесі досліджень геології та генезису родовищ металевих та неметалевих корисних копалин простежується тенденція до розробки більш вузьких напрямків досліджень, які використовують спеціалізований арсенал суміжних наук, і в той же час намагаються уникнути нагромадження фактичного матеріалу при розробці моделей формування родовищ та визначити загальні закономірності їх утворення.

У геологічній літературі багато років інтенсивно розвивається напрямок, що вивчає закономірності процесів петрології за допомогою моделей електричного поля. В даний час не викликає сумніву роль електрохімічних процесів у процесі мінералоутворення та рудогенезу. Обґрунтовано, що електрохімічні явища мають місце у процесі формування зон окислення, відновлення самородних елементів, перебігу окислювально-відновлювальних реакцій в ендегенних процесах, розчиненні первинних мінералів та формуванні новоутворених під дією струму тощо.

У зонах гіпергенезу велику роль відіграють процеси, які відбуваються на контактах мінералів. Так, внаслідок відмінності величин електродних потенціалів мінеральних фаз при взаємодії їх із циркулюючими розчинами формуються системи, у яких завдяки гальванічному ефекту формуються природні електричні поля. Вивчення ступеня впливу електричного струму на процес розчинності та зростання мінералів у зоні гіпергенезу є актуальним не лише для дослідження геохімічних процесів, а й для теоретичного обґрунтування процесу формування техногенних родовищ.

Так, наприклад, породи відвалів залізородних родовищ (некондиційні магнетитові та гематитові залізисті кварцити) можна розглядати як техногенні залізородні родовища [1-2].

Для використання даного виду мінеральної сировини в народному господарстві, необхідно чітко уявляти, яких змін зазнали гірські породи у відвалах. Найцікавішою для вивчення слід вважати центральну частину

відвалів – так зване ядро відвалів. У цій зоні породи максимально ущільнені, відзначається розвиток численних зон тріщинуватості, в яких акумулюється речовина фільтрату, збагачена найбільш рухливими компонентами Na, K, Cl, O, CO₂. Наявність цих сполук підтверджено хімічним складом джерел вод (мінералізація до 6 г/л), що виходять по тріщинах з відвалів. Присутність електролітів у вигляді хлоридів та сульфатів натрію, калію в порах, тріщинах та між уламками гірських порід, що містять магнетит, гематит, пірит, пірротин може генерувати розвиток електрохімічних реакцій за схемою, запропонованою Л.Г. Прожогіним та В.Г. Борисенко [1], які встановили, що на межах електропровідних шарів магнетиту виникає контактна різниця потенціалів та виникає гальванічний ефект.

Основні реакції, що визначають майже всі наступні процеси, характеризуються наступним: солі кислот у водному розчині повністю дисоційовані, в електричному полі, створюваному магнетитом, аніон спрямовується до позитивного електрода (кристалу, агрегату, шару), а катіон до негативного. В результаті виникає електричний струм і система працює як гальванічний елемент.

Катіони окислюються, формуючи ряд кислот, що розчиняють карбонати. Внаслідок цього пористість збільшується, міжмінеральні зв'язки руйнуються з одночасним збільшенням оголеної поверхні позитивного електрода. Цей процес триває до поляризації електрода.

Поблизу негативного електрода концентруються катіони (Na, Ca, Mg, K). Однак за відомими законами катіони з електродним потенціалом меншим, ніж у водню не відновлюються на катоді, а замість них відновлюються молекули води, в результаті на катоді виділяється водень, який проникає в кристали магнетиту у вигляді протонів, сприяючи подальшій мартитизації. У негативних електродів підвищується лужність і вторинним наслідком є швидке поверхневе розчинення кварцу і силікатів.

В експериментальних дослідженнях після введення зразків в електроліт швидке наростання струму змінювалося падінням його до нуля, потім

наступала зміна полярності, і все повторювалося. Процес набував безперервного маятникового характеру і не припинявся до повного руйнування зразка. Мінеральний склад зразків в експериментах [1] змінювався досить значно. У першу чергу відбувалося розчинення карбонатів усередині рудних шарівок та в контакті з ними. Розчинення супроводжувалося формуванням колоїдних утворень гідроксидів заліза, що дають бурі потіки на рудних шарах - "анодах", особливо інтенсивних, коли такі шарування контактували з карбонатними. Ще чіткіша картина спостерігалася при зовнішньому джерелі струму.

Аналогічні електрохімічні процеси з участю електричних полів можливі у ядрі відвалу. У цьому випадку джерелом слабких електромагнітних полів може служити глибинний розлом, що проходить під відвалом, який чітко фіксується в геофізичних полях, за геоморфологічними ознаками та оголеннями.

Свідченням того, що глибинні розломи можуть генерувати електричні поля, послужили дослідження А.А. Курдюмова, А.А. Воробйова та ін. (1967) А.А. Курдюмов (1967) обґрунтував, що в умовах природного залягання геологічних тіл електрична енергія може генеруватися на місці їхньої локалізації за рахунок механоелектричних перетворень у породах при тектонічних рухах.

Зони концентрації тектонічної енергії, що виявляються у вигляді глибинних геологічних розломів, зон зминання та дроблення, відзначаються аномаліями електричних полів. У процесах регіонального розшарування, катаклазу, зминання, зон дроблення зазвичай формуються електричні поля силою до $2 \cdot 10^{-6}$ В/см². Дослідження вище згаданих авторів показали, що механічна енергія тектонічних процесів за допомогою механоелектричних перетворень у гірських породах з дефектною структурою перетворюється на енергію електричного поля.

На формування природного електричного поля, крім тектонічних рухів, впливають: прояви п'єзоефекту; процеси міграції мінералоутворювальних

розчинів, що супроводжуються формуванням електрокінетичних потенціалів [3,4].

Протягом останніх 25 років в університеті «Дніпровська політехніка» проводилися експерименти щодо вивчення впливу електромагнітних полів на процеси перерозподілу речовини у гірських породах та мінералах. Основоположником цих досліджень області у геології є професор В.В. Соколов [4]. У процесі досліджень розроблялися три самостійні напрями: алмазний, вугільний та рудний.

Дослідження з рудного напрямку проводилися під керівництвом проф. Орлінської [3]. За даними фізико-математичного моделювання [4] встановлено, що при динамічних навантаженнях понад $5 \cdot 10^8$ Па в кварцвмісних породах тільки за рахунок розвитку п'єзоефекту на гранях одного зерна кварцу (залежно від його розмірів) можливе виникнення різниці потенціалів 0,26-26 кВ. При цьому встановлено, що електричний струм у розрядному ланцюзі зерна кварцу матиме місце при динамічних навантаженнях, прикладених протягом $5 \cdot 10^{-6}$ с. У цьому випадку рівень електричного струму в розрядному ланцюзі зерна кварцу буде не нижче 0,2-0,3 А.

Подібні динамічні навантаження можуть виникати при активізаціях глибинних розломів, що супроводжуються землетрусами, різноспрямованими рухами блоків, вулканічними виверженнями.

У процесі експериментальних досліджень з термоелектричної обробки були використані зразки сидеритолітів, залізистих кварцитів, філітоподібних сланців із рудною мінералізацією, порошоків залізистих карбонатів різного ступеня подрібнення [3,4]. Перші досліди цього напрямку були проведені на сидеритах, сидеритолітах та залізистих кварцитах.

Параметри обробки в термоелектричній установці не перевищували 1000 К, різницю потенціалів 300 В/см², сила струму 0,3 А, що відповідає значенням, встановленим фізико-математичним моделюванням [4].

Сидеритоліти (кварц-сидероплезитові породи) були детально вивчені у складі михайлівської світи білозерської серії в межах Південно-Білозерського родовища Білозерської ЗКС [5].

Сидеритоліти михайлівської світи характеризуються лише залізистими різновидами. Головні різновиди карбонатних порід представлені кварцовими сидеритолітами, іноді супроводжуються карбонатвмісними кварцитами.

Залежно від генетичної приналежності виявлено два петрографічні різновиди різного походження:

- 1) хемогенно-осадова, різко переважна:
- 2) гідротермально-метасоматична, - підлеглий кількості.

У обсязі михайлівської світи частка обох різновидів становить 2% , при цьому вони поширені рівномірно по всій товщі у вигляді шарів та прошарків.

Сидеритоліти при макроскопічному спостереженні мають світло-сірий і жовтуватий до білого колір, іноді мікрошарувату текстуру і приховано кристалічну структуру. Спорадично зустрічаються переважно масивні різновиди, що зберегли ознаки нечіткої шаруватості та виявляють аналогію з кварцитоподібними породами, коефіцієнт міцності $f=12-14$ (за М.М.Протод'яконову).

Кварцові сидеритоліти характеризуються взагалі одноманітним мінеральним складом: сидероплезит (50-90%), і кварц (5-60%). Супутні мінерали представлені біотитом, хлоритом серицитом, сульфідами.

Характерна мікрошарова текстура сидеритолітів представлена тонкими шарами і прошарками мікрокварциту, іноді відзначається наявність вкрапленості сингенетичного піриту. Для карбонатних та кварцових шарів характерна мікрогранобластова структура, завдяки якій дані породи мають яшмоподібний вигляд. У зонах контактів з іншими різновидами порід михайлівської світи в товщі сидеритолітів зустрінуті прошарки чорних сланців.

Як новоутворені мінеральні парагенезиси зустрічаються пірит і піротин епігенетичного походження. Сульфідна мінералізація виконує цемент брекчий, а також формує січні жили і прожилки.

За мінеральним складом та умовами залягання хомогенно-осадовий (основний) різновид сидеритолітів виявляє схожість із залізистими кварцитами сидероплезитової фації залізородних горизонтів.

При цьому слід відзначити і характерні відмінності цих петрографічних різновидів порід: груба шаруватість, відсутність залізистих силікатів та магнетиту.

Ультрамікрозерниста структура даних порід визначає схожість з яшмами, тобто, хомогенно-осадовими породами вулканогенного генезису. Підтверджуючими фактами такого походження слід вважати парагенезис сидеритолітів з метаріолітами і мептаріодацитами і типово стратиграфічні контакти в зонах перешаровування зі сланцями.

При цьому на особливу увагу заслуговує еталонна роль цих порід при пошуках дорогоцінних металів, за аналогією з родовищами золота Хомстейк і Морро-Веллю, які характеризуються таким же літологічним складом стратиграфічного розрізу.

За результатами раніше проведених експериментальних досліджень було зроблено такі висновки [3,4]:

1. При термоелектричній обробці мінералів та гірських порід встановлено стрибкоподібне зменшення електричного опору.

2. Виявлено залежність між температурою ($T_{ск}$) у момент стрибкоподібного зменшення електричного опору, напруженістю електричного поля ($E_{ск}$) та швидкістю нагрівання. При збільшенні напруженості електричного поля $T_{ск}$ зменшується, а зі збільшенням швидкості нагрівання фіксується зростання температури.

Дані закономірності добре простежуються на мінералах та гірських породах, що містять до 5% домішок. При збільшенні кількості домішок залежності носять більш складний характер, оскільки при цьому $T_{ск}$

визначається не тільки $E_{ск}$ і швидкістю нагріву, а й електропровідністю всіх домішок, що входять до складу зразка.

3. На величину $T_{ск}$ та кінцевого опору зразка значний вплив мають структурно-текстурні особливості. Так, зразки, що мають полосчасту текстуру та встановлені шаруватістю паралельно дії струму, зазнавали стрибкоподібного падіння електричного опору при температурах на 50-70 градусів нижче, ніж зразки з масивною текстурою.

4. Встановлено, що у зразках сидеритолітів формуються нові електронно-провідні фази; відбувається зміна іонної провідності на електрону. Утворення нових фаз здійснюється при температурах на 100-150 ° нижче відомих раніше.

5. Кількість і склад новостворених фаз залежать не тільки від величини температури та напруженості електричного поля, але і від часу обробки:

- при одноразовій комплексній обробці в сидеритолітах формується значно менше маггеміту та магнезіофериту, зерна дрібні та слабо оформлені, гематит не утворюється;

- при багаторазових впливах термоелектричними полями або обробці з витримкою залізисті карбонати повністю перетворені до маггеміту і магнезіофериту, з'являється гематит, зерна нових фаз більші, ніж у першому випадку, проявляється новостворена полосчастість з чергуванням рудних і нерудних скупчень.

6. Новоутворені фази формують або дрібнодисперсні частинки, або подовжені зерна, орієнтовані паралельно дії струму, що визначає нові текстурні особливості зразків (смугастість, шаруватість), оброблених в термоелектричних полях. Утворення нових фаз супроводжується виділенням великої кількості тепла.

7. При охолодженні зразка до кімнатної температури після одноразової термоелектричної обробки електричний опір збільшується на 1-2 порядки. Після багаторазової обробки – спостерігається зростання електричного опору на 3-4 системи, природа якого ще ясна, але, мабуть, пов'язана з поверхневими

струмами провідності. У цьому випадку електричний опір може бути зумовлений землистими агрегатами гематиту, що сформувався за рахунок процесів окислення на поверхні зразка.

8. У зразках залізистих кварцитів різке зменшення електричного опору внаслідок термоелектричної обробки фіксувалося при температурах на 200-300 градусів нижче, ніж у інших вивчених зразках мінералів та гірських порід.

З одного боку, це може бути обґрунтовано їх нижчим вихідним опором, з іншого боку – тим, що вони є породами, у яких текстурно-структурні особливості та мінеральний склад остаточно сформувалися під дією процесів регіонального метаморфізму. Зразки залізистих кварцитів, встановлені смугастістю паралельно дії струму в момент стрибка електричного опору руйнувалися. Передбачається, що це пов'язане з розвитком зворотнього п'єзоефекту в кварцових шарах.

Висновки до розділу:

1. Результати попередніх експериментальних досліджень речовини гірських порід показали, що спільна дія теплових та електричних полів на гірські породи та мінерали призводить до формування нових мінеральних видів та зміни текстурно-структурних особливостей породи, зокрема з формуванням смугастості.

2. На підставі результатів попередніх досліджень було запропоновано запровадити новий фактор регіонального та динамічного метаморфізму – електромагнітні поля [6] на додаток до відомих трьох – температури, тиску та хімічно активних речовин (флюїдів).

2 МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ

Головні завдання автора роботи полягали у відборі зразків для термоелектричної обробки, виконанні мінераграфічних та петрографічних досліджень зразків до експерименту та після обробки та інтерпретації результатів експериментальних досліджень. Для вивчення закономірностей впливу електричних полів на процес рудоутворення проводився аналіз фондової літератури КП «Південукргелогія» та ДГЕ «Дніпрогеофізика». Для вивчення особливостей металогенічної спеціалізації зон гідротермально-метасоматичних змін проводилась інтерпретація результатів термічного, хімічного, квантометричного експрес-аналізу, спектроскопометричного аналізу.

Дослідження з термоелектричної обробки проводилися в Лабораторії фізико-хімічних досліджень кафедри будівництва та геомеханіки НТУ «Дніпровська політехніка». У процесі експериментальних досліджень електротермічної обробки піддавалися зразки монолітних і подрібнених мінералів і гірських порід. Схема установки для електротермічної обробки мінералів та гірських порід наведена на рис. 2.1.

Досліджуваний зразок (1) поміщали всередину циліндричного корпусу (2) з нагрівальним елементом (3) та затискача з торців стрижнями – електродами (4, 5). Для створення надійного контакту між зразками та електродами вставляли мідну фольгу завтовшки 0,5 мм, яка притискала зусиллям 15-20 кг.

Один із електродів (4) виконаний з осьовою порожниною, в якій розміщується платино-родієва термопара (6), відградуєвана з точністю до 5 градусів. Напруга, що виникає на кінцях термопари, вимірювалася вольтметром Ф283 (7).

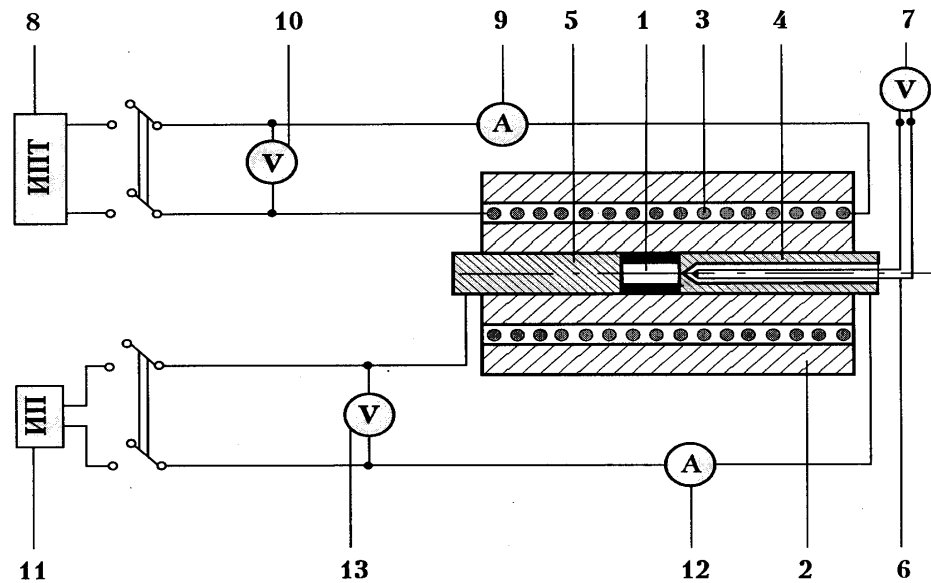


Рисунок 2.1 – Схема експериментальної установки для термоелектричного оброблення матеріалів [3,6]

Умовні позначення: 1 – досліджуваний зразок; 2 – циліндричний корпус; 3 – нагрівальний елемент; 4, 5 – стрижні-електроди (4 – з осьюою порожниною); 6 – термопара; 7, 8 – джерело струму; 9 – амперметр; 10-14 – вольтметр (11, 12 – Ф283; 13 – універсальний В7-46/1; 14 – ВК7-9)

Як нагрівальний елемент використовували котушку, виконану з ніхромового дроту діаметром 1,2 мм і коаксіально поєднану з термокамерою. Число витків котушки $n=24$, довжина котушки $l=10$ см. У ланцюг нагрівального елемента за допомогою джерела струму (8) подавався знакопостійний пульсуючий струм, що генерує слабе магнітне поле. Режим нагрівання та максимальна температура зразка регулювалися за показаннями амперметра (9) та вольтметра (10).

Для пропускання струму через зразок використовувався джерело живлення постійного струму Б5-50 (11), за допомогою якого встановлювався режим стабілізації струму ($I=299$ mA) і напруги ($U_{max}=299$ V). Вимірювання величини напруги на зразку і через зразок струму здійснюється відповідно за допомогою приладів ВК7-9 (13) та В7-46/1 (12).

Дослідження проводилися з використанням зразків, вирізаних з кернів

або блоків гірських порід у вигляді паралелепіпедів з довгою стороною до 20 мм, короткою – 10 мм. Такий розмір вибирався з урахуванням можливостей установки та основної вимоги до зразків, при вимірюванні електропровідності мінералів і гірських порід – зразок гірської породи повинен у кілька разів перевищувати розміри зерен, оскільки, в іншому випадку, він не може вважатися представницьким через превалюючу роль окремих мінералів або їх випадкового поєднання, а також неоднорідності структури [2,3,6]. Робочі поверхні зразків шліфувалися, а розбіжність у паралельності граней вибирається у $\pm 0,1$ мм. Для обробки порошків із зразків гірських порід використовувалася та ж установка, але з модифікацією [2,6] (Рис. 2.2). Зразок з порошку засипався у внутрішню порожнину керамічного контейнера і ущільнювався, при цьому передбачалася ізоляція зразка від кисню повітря і витоку газової фази, що утворюється з камери. Між поверхнями електродів та керамічного контейнера встановлювалися фторопластові кільця. З метою запобігання руйнуванню керамічного контейнера його поміщали у сталеве кільце.

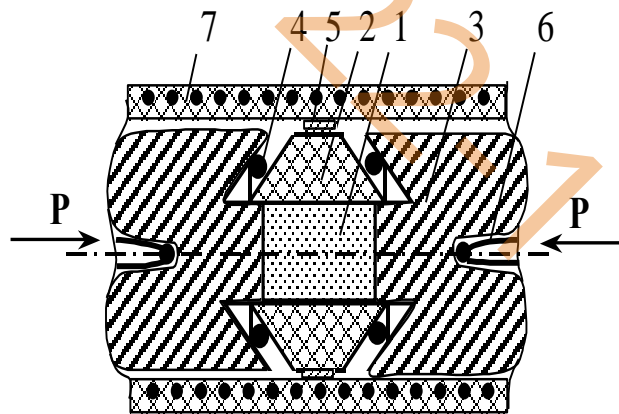


Рисунок 2.2 – Схема розміщення пористого зразка в експериментальній установці [3,6]

Умовні позначення: 1 – порошок зразка; 2 – керамічний контейнер; 3 - пустотілий сталевий електрод; 4 – фторопластове кільце; 5 – сталеве кільце; 6 – термопара; 7 – електрична піч

В процесі відбору зразків для експериментальних досліджень та при інтерпретації результатів проводились петрографічні, мінералогічні та

мінераграфічні дослідження, які виконано з використанням рудних поляризаційних мікроскопів АЛЬТАМІ ПОЛАР-312, ПОЛАМ Р-312, бінокулярного мікроскопу МБС-6.

Мікроскопічні дослідження речовини порід та руд проводились в лабораторії рудної мікроскопії кафедри геології та розвідки родовищ корисних копалин НТУ «Дніпровська політехніка».

103М-22-1

3 ОБГРУНТУВАННЯ ВИБОРУ ГЕОЛОГІЧНИХ ФОРМАЦІЙ ДЛЯ ДОСЛІДЖЕНЬ

В історії формування земної кори гідротермально-метасоматичні формації є рівнозначними з магматичними, метаморфічними, осадовими геологічними формаціями. У більшості рудних провінцій метасоматичні породи супроводжують родовища рідкісних, благородних, кольорових металів та неметалевої мінеральної сировини, іноді й самі корисні копалини. При цьому дослідження метасоматично змінених порід також є актуальним, як і вивчення речовини руд, оскільки метасоматити є індикаторами зон підвищеної проникності, що контролюють оруднення, а також індикаторами середовища мінералоутворення.

Найбільш значущими в історії вивчення метасоматичних формацій слід визнати роботи Д.С. Коржинського (1946) послідовників його школи, які розробили напрями досліджень та методика вивчення процесу метасоматозу .

Фізико-хімічні умови формування метасоматично змінених порід досліджено І.П. Щербанем, В.А. Буряком, О.Ф. Коробейниковим [7-9] та ін.

3.1 Теоретичні поняття та визначення, що використовуються в роботі

Нижче наводиться огляд використаних понять та визначень у зв'язку з неоднозначністю застосування термінів, що характеризують метасоматичні процеси перетворення порід.

Термін "метасоматоз" був введений в 1877 році К. Науманом-Кіркелом і пізніше був доповнений В. Ліндгреном, Д.С. Коржинським , В.А.Жариковим та іншими.

Більшість дослідників під терміном «метасоматоз» мають на увазі заміщення одних мінеральних асоціацій іншими зі зміною хімічного складу системи, при якому розчинення старих мінералів та відкладення нових

відбувається майже одночасно, так що порода під час заміщення зберігає твердий стан [24]. Виходячи з цього, метасоматизм можна визначити як алохімічний метаморфізм, тобто, метаморфізм із перетворенням хімічного складу, – на відміну від ізохімічного метаморфізму, для котрого рухливими компонентами є лише вода і вуглекислота, інші компоненти – інертні. Таким чином, і процеси, що відбуваються із зміною вмісту лише H_2O та CO_2 до метасоматичних не відносять, їх визначають як метаморфічні.

При цьому метасоматоз іноді визначають як спосіб відкладення мінеральної речовини в результаті заміщення вихідних порід зі збереженням загального твердого стану і при сталості обсягів порід, що заміщуються. Д.С. Коржинський (1946) обґрунтовано можливе скорочення обсягу порід, наприклад, при метасоматичній усадці залізистих кварцитів, яку він вважав одним із крайніх проявів метасоматизму в умовах орієнтованого тиску (стресу), - рис.3.1.

Метасоматичне заміщення як спосіб відкладення речовини протиставляється секреційному способу відкладення речовини при заповненні відкритих порожнин, частіше обидва способи комбінуються.

Метасоматичні процеси відбуваються під впливом гідротермальних розчинів, при цьому шляхи просування розчинів у породі - дрібні пори, міжзернові контакти, при цьому тонкі плівки розчинів, що наділяють зерна мінералів, характеризуються підвищеною здатністю до прояву хімічних реакцій, внаслідок порушеного стану зовнішніх шарів атомів кристалічної решітки.

Одним з головних факторів метасоматозу є порові розчини, що просочуються через породу. Вони формують середовище, через яке відбувається міграція речовини, яка привносилася до породи і виносилася з неї. Визначають два типи міграції: інфільтраційний та дифузійний.

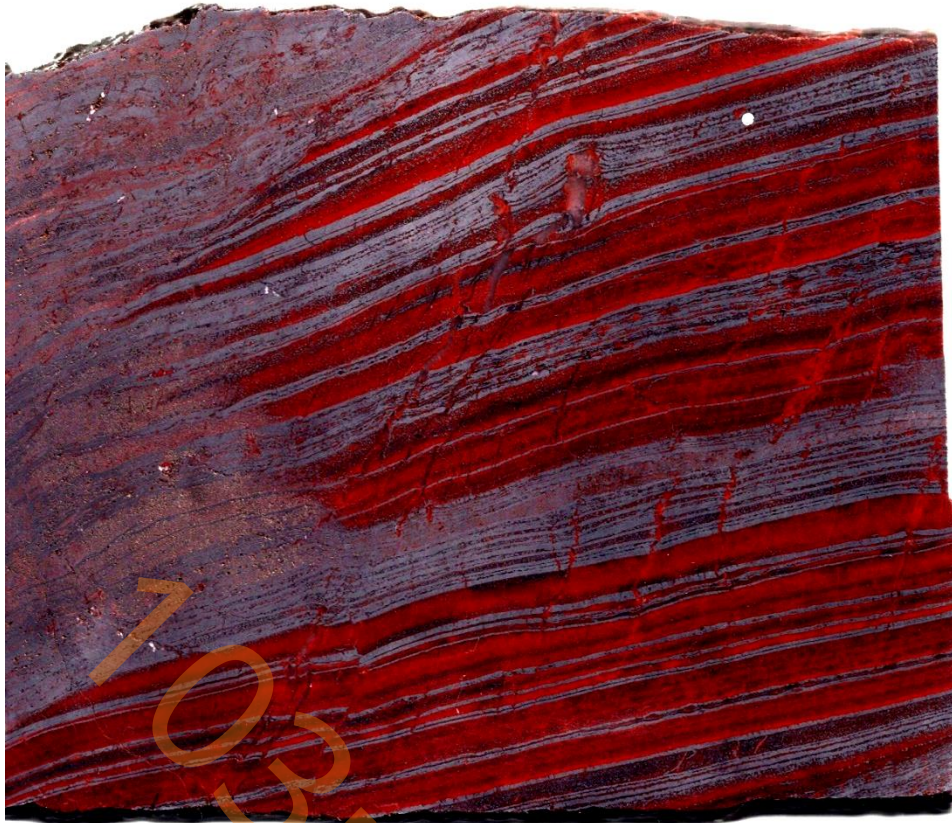


Рисунок 3.1 - Зразок джеспіліта з проявом метасоматичної усадки. У межах зразка спостерігається зникнення кварц-гематитових прошарків зі зближенням магнетитових прошарків.

Інфільтраційний тип міграції найбільш виявлений по тріщинах, зонах сколювання, тектонічним порушенням і характеризує перебіг розчину. Дифузійна міграція передбачає дифузію компонентів через порові розчини у бік концентрації компонентів.

Основною ознакою відмінності процесу метасоматозу від метаморфізму визначають обов'язковий привнос-винос компонентів системи при метасоматозі.

Метасоматично змінені породи формуються за рахунок різних петрографічних різновидів порід. Інтенсивність перетворень та склад новостворених мінеральних парагенезів визначені типом та кислотно-лужною еволюцією розчинів.

Метасоматична формація за даними І.П. Щербаня [7] визначається як сукупність метасоматично змінених порід, що утворюються за вихідними породами різного складу, але у подібних геологічних та фізико-хімічних умовах. У відповідності з класифікацією гідротермальних родовищ, метасоматити поділені на три групи: низько-, середньо- та високотемпературні.

Відповідно до досліджень В.І. Смірнова [10] речовина гідротермальних розчинів може мати три джерела: ювенільний (мантійний) – інтрателурічні еманції, що відокремлюються від мантійної речовини в процесі його дегазації, асиміляційний (коровий), пов'язаний з осередками гранітоїдної магми; фільтраційний – мобілізація речовини агресивними гідротермальними розчинами з порід, через які вони проходять. При вивченні хімічних аналізів вод сучасних термальних джерел, а також за результатами вивчення складу газово-рідких включень у мінералах, а також мінерального складу рудних тіл та навколорудних змін, основними компонентами гідротермальних розчинів крім води є кремнекислота, вуглекислота, хлориди лугів, сульфат-іон F, Na, K, Ca, Li, H₂, CH₄, S.

Домінуючу роль сольовому складі розчинів грають Na і Cl, внаслідок чого хлористий натрій розглядається як фоновий електроліт гідротермальних розчинів, що визначає їх іонну силу, а отже, існує ймовірність перенесення металів у вигляді хлоридних комплексів.

У складі гідротерм істотним компонентом є вуглекислота у вигляді вмісту 200-300 г/л. Вуглекислота зустрінуто у складі включень у каситериті, шееліті, золоті, вольфраміті, сфалериті та інших рудних мінералах. Найбільш високі вмісту вуглекислоти відзначаються у гідротермальних розчинах метаморфогенного походження.

Концентрація важких металів (Cu, Zn, Pb, Sb, Hg, Fe та ін) змінюється в широких межах і досягає десятих часток г/л). Зі зниженням температури в розчинах зменшується відносний вміст Cl і збільшується HCO_3^- і SO_4^{2-} .

Хімічний склад гідротерм загалом визначений співвідношенням катіонної (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) та аніонної (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-) груп.

В даний час найбільш загально визнаними слід вважати такі гіпотези форм перенесення речовини у гідротермальних розчинах:

- 1) у справжніх розчинах мінералів;
- 2) у колоїдних розчинах мінералів;
- 3) у вигляді легко розчинних простих іонних сполук з подальшим відкладенням важкорозчинних мінералів;
- 4) у вигляді комплексних сполук.

Ряд дослідників, які обґрунтовують першу думку стверджують, що перенесення речовини у вигляді істинних розчинів мінералів ускладнений внаслідок низької розчинності більшості мінералів у водних розчинах. При цьому за результатами експериментальних досліджень Р.П. Рафальського [11] доведено, що розчинність сульфідів різко зростає з підвищенням температури, збільшенням вмісту NaCl , CO_2 . Розчинність PbS у розчині, що містить NaCl , підвищується у сотні разів.

Згідно з другою моделлю, в колоїдних розчинах при переносі мінеральної речовини мінералів, їх розчинність вища, ніж в іонній формі. При цьому негативними факторами даної моделі слід вважати наступні:

- 1) тривале транспортування речовини в колоїдному стані проблематичне через коагуляцію розчинів;
- 2) прояв інфільтраційного метасоматозу неможливий за участю в'язких колоїдних розчинів. При цьому зазначено, що наявність метаколоїдних утворень у гідротермальних рудах допускає і можливість відкладення мінералів у вигляді гелів.

За результатами досліджень А.Г. Бетехтіна (1953) розроблено модель перенесення металів гідротермальних систем у вигляді легко розчинних хлоридних сполук при обґрунтуванні механізму формування гідротермальних сульфідних руд.

Четверта модель є найбільш загальновизнаною і заснована на тому факті, що перенесення рудних компонентів у гідротермальних розчинах здійснюється у вигляді комплексних сполук, основні з яких галоїдні (хлориди та фториди), гідросульфідні та карбонатні [12]. Інтенсивність розкладання комплексних сполук відбувається при падінні температури, осадження рудних елементів при падінні тиску, нейтралізації розчинів, а також в ході еволюції лужності [12]. Гідротермальний процес відбувається у напрямку від високих тисків та температур до низьких. Початкова температура відповідає приблизно 700-600°З найбільшою інтенсивністю гідротермальне рудоутворення відбувається в інтервалі 400-100°С. Для багатьох мінералів визначено інтервали найбільш сприятливих температур кристалізації, при цьому не встановлено зв'язку з геологічним віком та геологічною позицією родовища.

Наприклад, температура утворення золота визначена в інтервалах 220-180°С, молібдену – 370-300°С, галеніту – 280-140°С, сфалериту – 300-150°Кварц є найбільш "наскрізним" мінералом гідротермального процесу і формується в широкому інтервалі температур 400-100°З.

Тиск є параметром гідротермального рудоутворення, для рудоутворення встановлено тиск від декількох одиниць і перших сотень до 2000 бар, найбільш характерні величини 250-1500 бар.

Для проведення експериментальних досліджень були використані зразки тектонометасоматитів із зон гідротермально-змінених порід зеленокам'яних структур Середньої Наддніпряниці, які просторово пов'язані з вузлами перетину глибинних розломів.

Головні петрографічні різновиди зразків експериментальних досліджень - вуглецеві метасоматити, філоніти, кварцові прожилки, рудні метасоматити з халькопіритом та піротином (рис.3.2, 3.3), залізисті кварцити. всі вивчені зразки містили аномальні концентрації дорогоцінних металів.



Рисунок 3.2 - Аншліф гематит-магнетитового залізистого кварциту з метакристалами піриту та вкрапленістю халькопіриту та піротину.



Рисунок 3.3 - Аншліф з метакристалами піриту та спекуляриту.

Висновки до розділу:

1. Для проведення експериментальних досліджень проведено відбір зразків порід та руд зон гідротермальних перетворень Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита.
2. Петрографічні різновиди зразків експериментальних досліджень - вуглецеві метасоматити, філоніти, кварцові прожилки, рудні жили з халькопіритом, піритом та піротином, залізисті кварцити. Всі вивчені зразки містили аномальні концентрації дорогоцінних металів.

4 ЕКСПЕРИМЕНТАЛЬНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ВИЗНАЧЕННЯ ЗАКОНОМІРНОСТЕЙ ВПЛИВУ ЕЛЕКТРИЧНИХ ПОЛІВ НА ПЕРЕРОЗПОДІЛ РУДНОЇ РЕЧОВИНИ

Мета експериментальних досліджень, проведених у лабораторії НТУ ДП полягала у дослідженні ролі електротермічних полів у процесах новоутворення та перерозподілу породної та рудної речовини в золотовмісних метасоматитах зон тектонітів, тобто в «тектонічно підготовленому середовищі».

4.1. Характеристика мінералогічного складу речовини зразків експериментальних досліджень

Як вихідний фактичний матеріал були використані зразки тектонометасоматитів із зон метасоматично змінених порід зеленокам'яних структур Середньої Наддніпрянщини, просторово пов'язаних з вузлами перетину глибинних розломів.

Серед петрографічних різновидів зразків експериментальних досліджень основні - карбонат-вуглецеві метасоматити, серицит-графітові філоніти, золотовмісні кварцові прожилки, рудні метасоматити з халькопіритом (рис.4.1), вуглецеві метасоматити, залізисті кварцити. При цьому всі вивчені зразки містили аномальні концентрації дорогоцінних металів.



Рисунок 4.1 - Аншліф з прожилковою мінералізацією халькопіриту

Вуглецеві метасоматити вперше були зустрінуті та описані М. Рузіною [13] у процесі попередніх досліджень. Вони представлені філітоподібними сланцями, тектонічно переробленими до мілонітів, містять новостворений графіт та ільменорутіл та характеризуються аномальними концентраціями дорогоцінних металів(рис.4.2-4.3). У текстурно-структурному відношенні найбільш характерною особливістю для вуглецевих метасоматитів є наявність паралельних мікротріщин кліважу під кутом до ранньої шаруватості вихідних порід. Такий кліважний малюнок при макроскопічному вивченні може бути помилково прийнятий за первинну шаруватість, мікроскопічне вивчення підтверджує розподіл кліважних тріщин, виконаних графітоподібною речовиною під кутом до вихідної шаруватості порід.

Серицит-графітові метасоматити, які також використовувалися для експериментальних досліджень, представлені дислокаційно-метаморфічними породами, різновидом тектонобластитів. Склад порід даного типу виявляє подібність до філітових сланців, але відрізняються серицит-графітові метасоматити від них генетичною природою.

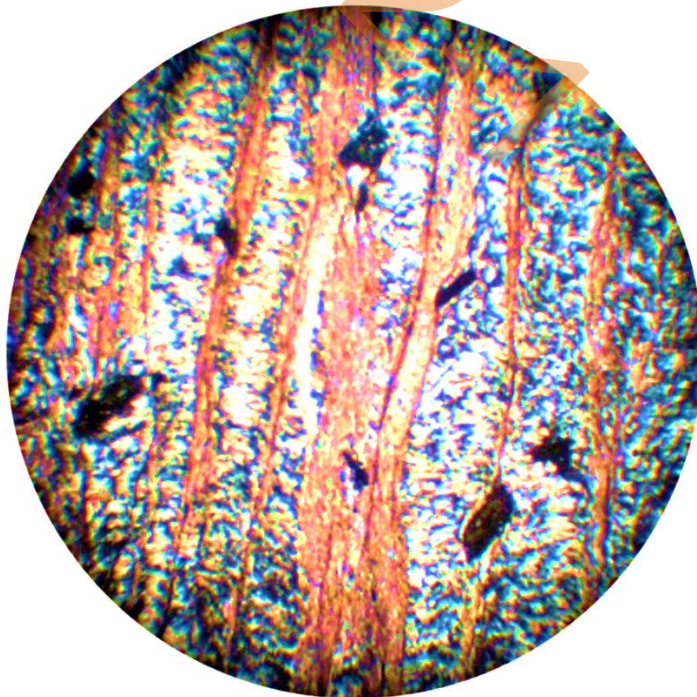


Рисунок 4.2 - Серицит-графітовий філоніт з ільменорутилом.Зб.90, нік+

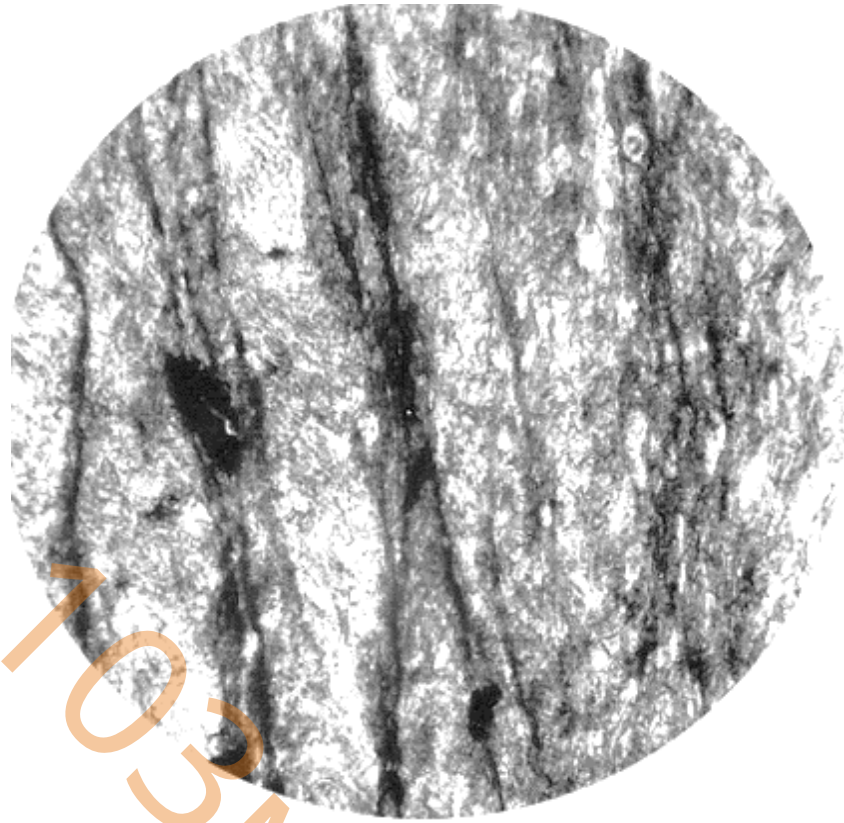


Рисунок 4.3 - Вуглецевий метасоматит з новоутвореним графітом. Нерудна мінералізація представлена карбонатом (сидероплезитом) та серицитом. Зб.90, нікІІ

Як вихідний матеріал експериментальних досліджень також використовувалися кварцові прожилки (рис.4.4) . Загальновідомо, що кварц найчастіше зустрічається, "наскрізним" мінералом гідротермально-метасоматичних формацій і стійкий у широкому діапазоні температур.

Основними критеріями відбору зразків для експериментальних досліджень була відсутність видимої під мікроскопом мінералізації благородних металів і навколорудне розташування зразків, що досліджуються, підтверджене за даними польових спостережень і мікроскопічних досліджень.

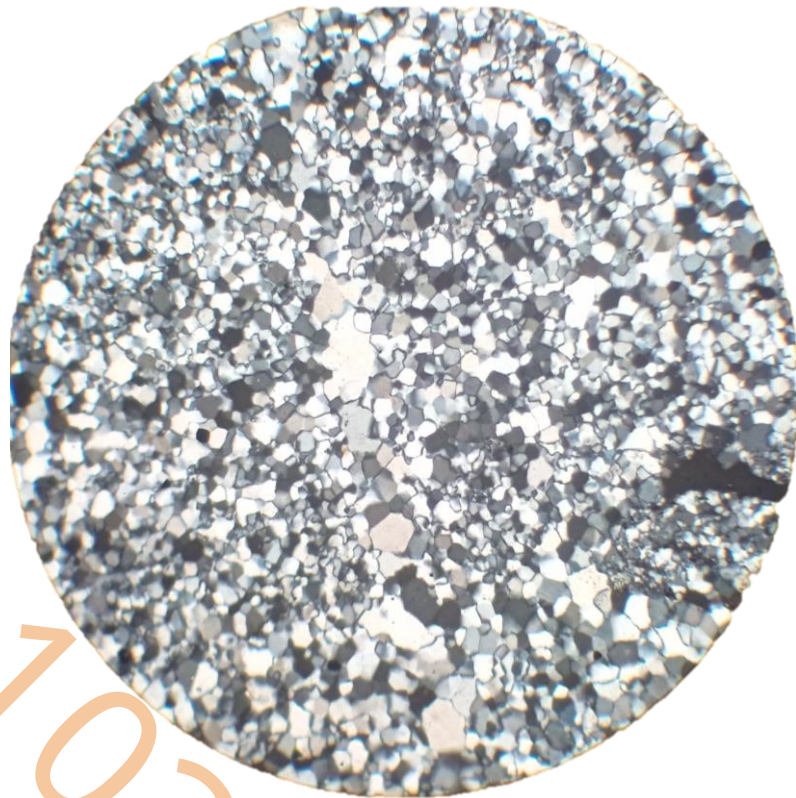


Рисунок 4.4 - Кварцит безрудний (речовина кварцевого прожилка).3б.90, нік+

Головними структурно-мінералогічними критеріями, що характеризують гідротермально-метасоматичну природу досліджуваних зразків були:

- новостворені мінеральні парагенезиси;
- мікроструктурні ознаки, що характеризують дислокаційно-метаморфічну природу зразків у вигляді мікротріщинок кліважу, стилолітів, структур "двійників тиску", сніжної грудки" і т.д.;
- наявність реліктових мікроструктур, що дозволяють ідентифікувати склад вихідних порід.

Методика проведення експериментальних досліджень докладно описана раніше [2,3,6]. Дослідження проводилися на зразках, вирізаних з гірських порід у вигляді паралелепіпедів з довгою стороною до 20 мм, короткою –10 мм. Такий розмір був вибраний з урахуванням можливостей установки та основної вимоги до зразків, при вимірюванні електропровідності мінералів і гірських порід –

зразок гірської породи повинен у кілька разів перевищувати розміри зерен, оскільки, в іншому випадку, він не може вважатися представницьким через превалюючу роль окремих мінералів чи їх випадкового поєднання, і навіть неоднорідності структури [3]. Проводилося пришліфування робочих поверхонь зразків, розбіжність у паралельності граней не перевищувала $\pm 0,1$ мм. Параметри обробки – напруга електричного струму не більше 300 В, сила струму – $0,1 \div 0,3$ А, температура не більше 500°C .

Нижче наведено результати досліджень та мікрофотографії найбільш представницьких зразків, що відображають загалом найбільш загальні закономірності, отримані в ході експериментальних досліджень.

Раніше співробітниками НТУ «Дніпровська політехніка» були проведені експериментальні дослідження з термоелектричної обробки метаморфізованих сидеритолітів хемогенно-осадового генезису (рис. 4.5). Результати цих досліджень детально описані у роботах [2-3,4 та ін.]. На відміну від попередніх досліджень метаморфізованих порід, в ході експериментальних досліджень були вивчені лише зразки гідротермально-метасоматичного та гідротермально-секреційного походження, зокрема, зразок із зони контакту кварцового прожилка з метасоматично зміненим кварцовим сидеритолітом.

За результатами детальних петрографічних досліджень зон метасоматозу Білозерської ЗКС за Рузіною М.В. [13] обґрунтовано, що поряд з кварцовими сидеритолітами хемогенно-осадового походження (рис.4.5-4.6), зміненими в процесі метаморфізму, в зонах метасоматозу зустрічаються і метасоматичні різновиди даних порід, локалізовані в зонах контакту ріолітів та метапелітів (рис. 4.7- 4.8).



Рисунок 4.5 - Кварцевий сидеритоліт шаруватої текстури, яка обумовлена чергуванням кварцевих (сіре) та кварц-сидероплезитових шарів, жовтуваті шари – сидероплезитового складу

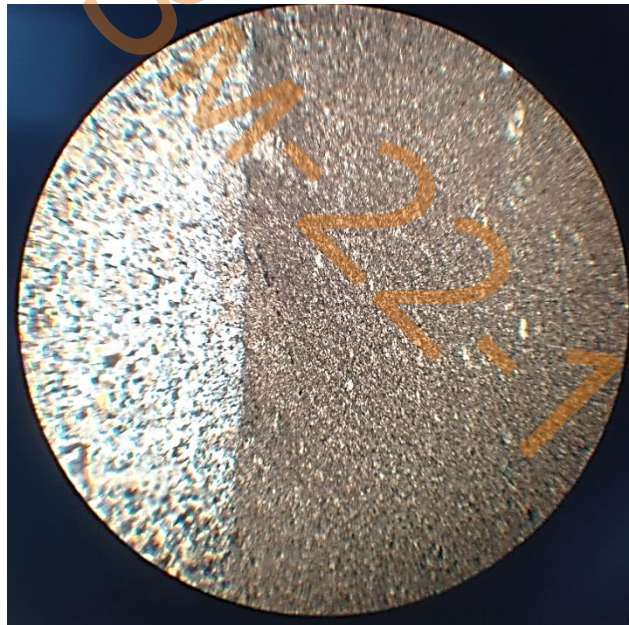


Рисунок 4.6 – Кварцевий сидеритоліт під мікроскопом, представлений чергуванням кварцевих з домішкою карбонату шарів та сидероплезит-кварцевих шарів (розовато-коричневий колір). Нік +, зб.105.

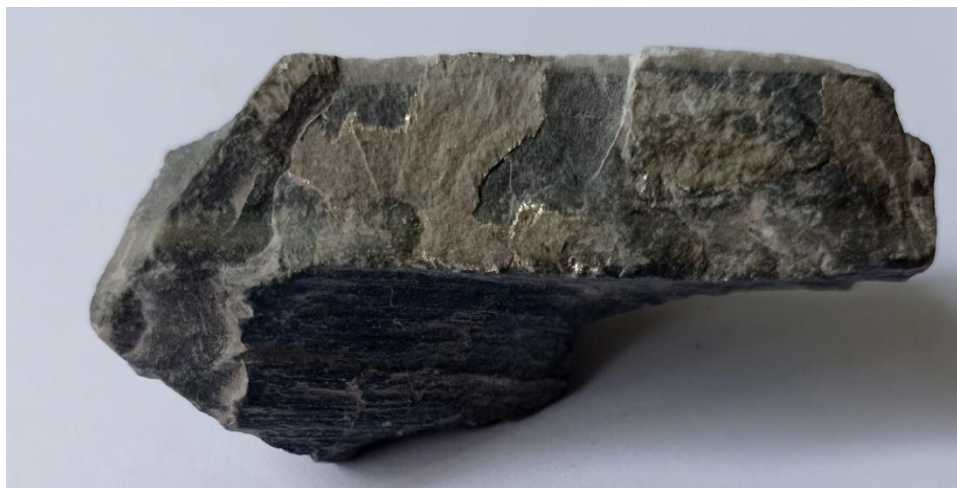


Рисунок 4.7 – Зразок 2 - Кварцевий сидеритоліт (метасоматично змінений) з мінералізацією сульфидів та графіту по тріщинах та в міжзерновому просторі кварцових зерен.

Мінеральний склад (у %):

Кварц-55% (2 генерації)

Сидероплезит –30 %

Хлорит-5%

Біотит -2%

Графіт, пірит -5% -8%

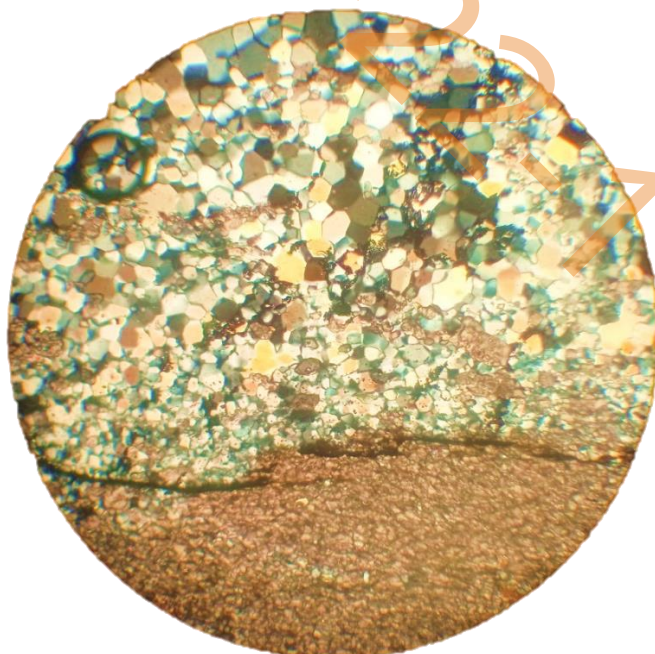


Рисунок 4.8 - Контакт кварцевих та сидероплезитових шарів, з облямітками графіту по зонах контакту.Зб.105, нік+

Такі різновиди кварцових сидеритолітів, крім сидероплезиту, містять новостворений карбонат пізньої генерації та дисперсні виділення графіту (рис.4.9). Аналогічні різновиди метасоматитів виявлено і в межах зон аномальних концентрацій родовища Хомстейк.

Найбільш характерні метасоматичні перетворення сидеритолітів представлені новоствореним кальцитом, розвиненим по агрегатах раннього сидероплезиту. Наявність двох генерацій карбонатів підтверджено результатами термічного аналізу.

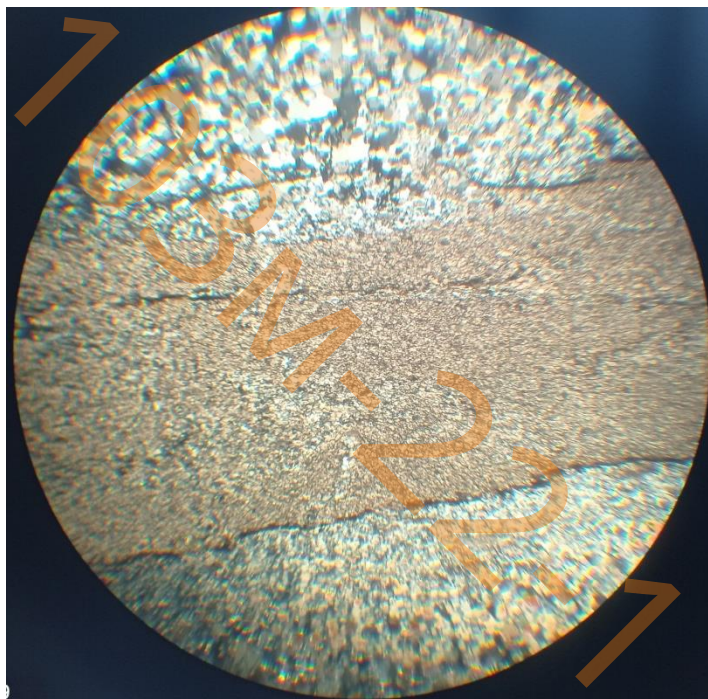


Рисунок 4.9 - Чергування кварцевих та сидероплезитових прошарків (рожевий колір) з облямівкою вуглецевої речовини в кварцевом сидеритоліті.

Нік+, зб.105

Метасоматити вуглецевої формації нині детально досліджено переважно у зв'язку з приуроченістю до них проявів гідротермальної мінералізації благородних металів.

У роботах І.М. Томсона (1974) щодо вуглецевих метасоматитів рудних районів Примор'я показано, що основною відмінністю вуглецевих метасоматитів від золотоносних чорних сланців є локалізація самородних металів безпосередньо у виділеннях самородного вуглецю. Також вищезазначеними дослідниками встановлено, що золотоносні чорні сланці містять як біогенний, так і ендегенний вуглець і часто характеризуються наявністю платинової мінералізації. Дані особливості пояснюються тим, що в період формування цих порід у басейни осадконакопичення вздовж тектонічних зон надходили мантийні вуглеводневі металоносні флюїди.

При вивченні даних метасоматитів з використанням нейтронно-активаційного, атомно-абсорбційного, хімічного аналізів було встановлено, що формування вуглецевих метасоматитів відбувалося в умовах привнесу С, V, Ti, Au, Ag, Mn, Mg, Cu, Ni, Se та інших елементів, зокрема типово мантийних – Ti, Cr, Ni, Co, Pt та інших. Наявність мантийних елементів характеризує глибинну природу флюїдів, котрі зумовили прояви метасоматозу.

Встановлено, що вміст багатьох елементів знаходяться в прямій залежності від вмісту вільного вуглецю. У процесі досліджень складу газової складової закритих пір порід у зонах вуглецевого метасоматозу виявлено, що в порах досліджуваних порід містяться гази з різким переважанням метану, водню та азоту. Такий склад газів характерний для кімберлітових трубок і мінералів-супутників алмазів, глибинний генезис яких однозначно визначений [13].

У чорних сланцях Конкської та Білозерської ЗКС також виявлено дві форми народження вуглецю: антраксоліт, присутній у вигляді розсіяної вкрапленості в сланцях і графіт, у зонах проявів дислокаційного метаморфізму. На рис.4.10 наведено мікрофотографія вуглецевого метасоматиту з Конської ЗКС.



Рисунок 4.10 - Вуглецевий метасоматит зі скупченням графітових агрегатів. Зб. 105*, нік || (КЗКС).

У Лихманівській синкліналі Криворізької СФЗ, за даними В.В.Сукача, виявлено кварц-хлорит-графітові сланці, які поступово переходять у своєрідну масивну магнетит-графіт-карбонатну породу, яка простежена на контакті з магнетитовою і карбонат-магнетитовою рудою. Для мінерального складу графітових метасоматитів характерні змінні кількості альбіту, лужного хлориту, турмаліну, сульфідів. Для метасоматитів цього типу також характерно підвищений (на 1-2 порядки) вміст As, Mo, Cu, Zn, V, Ag, Au, S, B, тобто явно привнесених елементів.

На рис.4.12 наведено дифрактограму зразків вуглецевих метасоматитів Конкської та Білозерської ЗКС, що сформувалися за рахунок перетворення метапелітів та кварцових сидеритолітів з новоутвореннями графіту. В даний час генезис продуктів вуглецевого метасоматозу є дискусійним. Деякі дослідники вважають подібні утворення результатом аутометасоматичного перерозподілу вуглецевої

речовини вихідних метапелітів, що можливо щодо метасоматично перетворених філітів. При цьому така думка не доводить розвиток новоствореного графіту за такими породами, як сидеритоліти.

Графіт може формуватися за рахунок дисоціації карбонатних порід при контактено-метасоматичних процесах. В зоні контакту виділяється значна кількість вуглекислоти, яка реагуючи з воднем, що виноситься з магми, дає воду і вуглець, що кристалізується у формі графіту. Імовірним підтвердженням цієї точки зору є виявлена автором даної роботи в шліфах локалізація графіту в зоні контакту філітоподібного сланцю та кварцового сидеритоліту (рис.4.13).

Ряд дослідників щодо вертикальної зональності глибинних розломів відзначає наявність вуглецевих метасоматитів, що супроводжують прояви мінералізації благородних металів [7,9,13]. Епігенетичні форми графіту та шунгіту в глибинних розломах представлені січними прожилками, тріщинами кліважу, плівками на поверхні сланцюватості порід. Допускається можливість формування таких утворень шляхом відкладення з мантийних флюїдів.

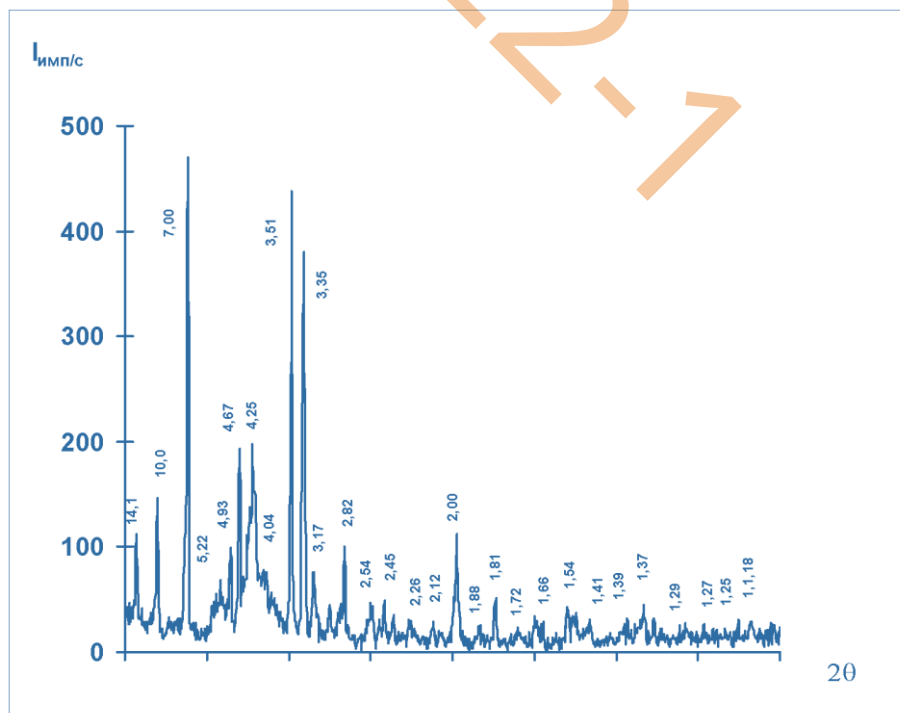


Рисунок 4.12 - Дифрактограма зразку вуглецевого метасоматиту (зразок 1).

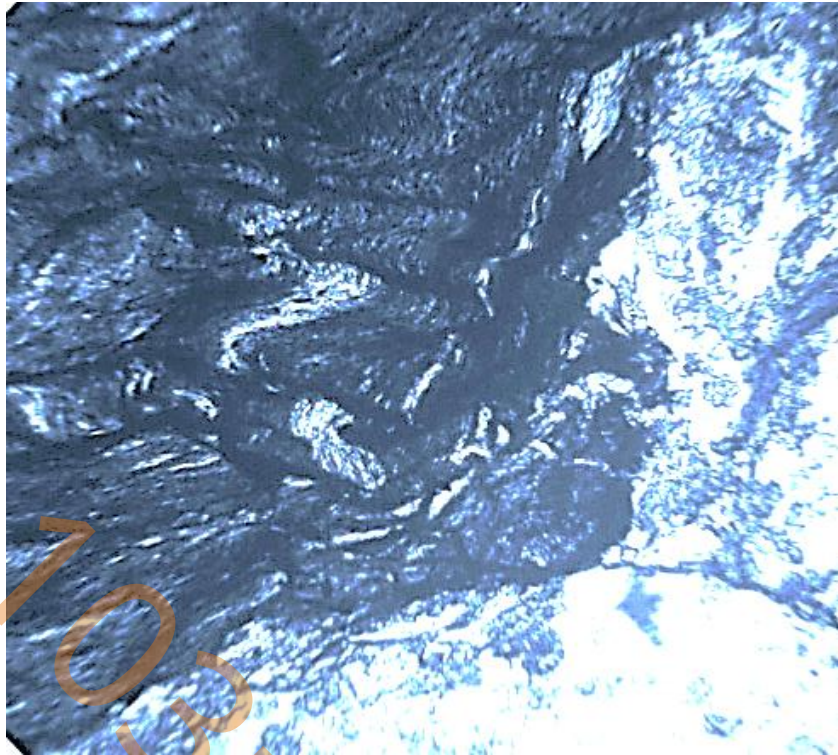


Рисунок 4.13 - Локалізація графіту в зоні контакту філіту та карбонатного метасоматиту. Зб.200*, ніколи ||

Для обґрунтування ендегенного походження шунгітів наводяться такі дані [13]:

- значний вертикальний розмах процесу відкладення вуглецю в архейських та протерозойських структурах;
- просторовий зв'язок зон інтенсивної вуглеродизації із зонами глибинних розломів та ареалами магматизму;
- синхронність утворення маловуглецевих шунгітів з процесами зминання та розсланцювання порід у режимі аспідно-філітового ступеня метаморфізму (аналогічно проявам вуглецевого метасоматозу в Конській та Білозерській структурах СПМБ);
- формування покладів високовуглецевих порід у дислокованих та розсланцевих складчастих породах близько одночасно з проникненням силлів габро-діабазів;

Сприятливі умови для зон ендогенної шунгітизації виникають переважно на рівні гіпобісальних глибин в ареалах проявів інтенсивного базитового та базит-гіпербазитового магматизму, в яких відбувається тривала інфільтрація глибинних відновлювальних газів у динамічно активних зонах та породах з відповідними каталітичними властивостями.

Найбільш детально у межах Українського щита структурно-морфологічні та генетичні типи графіту вивчалися В.Г. Яценком [14]. Даним дослідником також підтверджено зв'язок графітизації з глибинними процесами, що обґрунтовано трансформним характером графітоносних областей по відношенню до границь блоків першого порядку (структурно-формаційних зон), вузловим розподілом оруднення на перетині глибинних розломів різних рангів, зв'язком графітизації з глибинними кільцевими структурами, під впливом магматичного фактору на локалізацію оруднення.

Відповідно до ізотопної класифікації графітів Українського щита за даними [14], діапазон варіацій $\delta^{13}\text{C}$ для контактно-реакційних утворень та гідротермальних жил становить -8...-22%.

Подібні значення цілком узгоджуються з величинами ізотопного складу вільного вуглецю в графіті зон вуглецевого метасоматозу, рівними -11,7 -17,8 %.

В роботі[3] наведено експериментальні дані, що доводять можливість формування графіту за рахунок сидериту при впливі термоелектричних полів.

В.М. Кравченко обґрунтовував правомірність віднесення новоутворень графіту до типоморфних мінеральних новоутворень зон дислокаційного метаморфізму.

З цими даними узгоджуються також мікроструктурні форми проявів графітизації, встановлені автором даної роботи: трасування графітом мікротріщинок кліважу, лінзочок розланцювання філонітів,

стилолітових утворень, що є свідченням прояву одностороннього стресового тиску – одного з основних факторів ДМ у зонах глибинних роломів. Спорадично розподіл новоствореної вуглецевої речовини простежено вздовж зон розланцювання, за контурами стиололітових утворень.

З зонами вуглецевого метасоматозу просторово пов'язані прояви золоторудної і платинової мінералізації, а за даними [13] також підвищені концентрації V, Co, Cr, Zn, S, Se та ін.

В процесі досліджень також проводилась термоелектрична обробка зразків залізистих кварцитів (рис. 4.14- 4.22).

Для вибору представних зразків проводилось петрографічне вивчення шліфів залізистих кварцитів Криворізького залізорудного басейну.

Петрографічний опис найбільш типових мінералогічних різновидів залізистих кварцитів наведено нижче.

Шліф 2/3

Залізистий кварцит

(магнетитовий з гематитом та гідроокислами заліза)

Мікротекстура – смугаста

Структура мікрогранобластова, на ділянках, збагачених магнетитом – порфіробластові (рис.1)

Мінеральний склад:

Кварц 2 генерацій – 80%

Магнетит -7-10%

Гематит, гетит, гідрогетит -10%

Порода представлена чергуванням кварцових, магнетит-кварцових, гематит - магнетит-кварцових та суттєво рудних, заміщених гетит-гідрогетитовими агрегатами шарів. Гідроокисли заліза розвинуті в прожилках та міжзерновому просторі зерен рудних та нерудних мінералів, а також формують

псевдоморфози заміщення з ситоподібною структурою агрегатів (рис.4.14).
Гематит – голчасті зерна у зрощеннях з магнетитом.

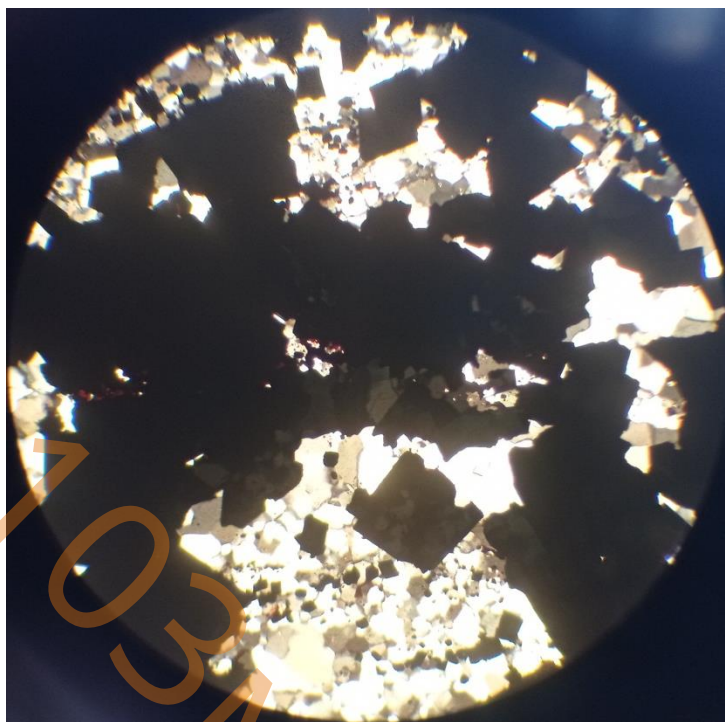


Рисунок 4.14 – Шліф 2/3.Розвиток магнетиту порфіробластової структури серед кварцових агрегатів.3б.90, нік II

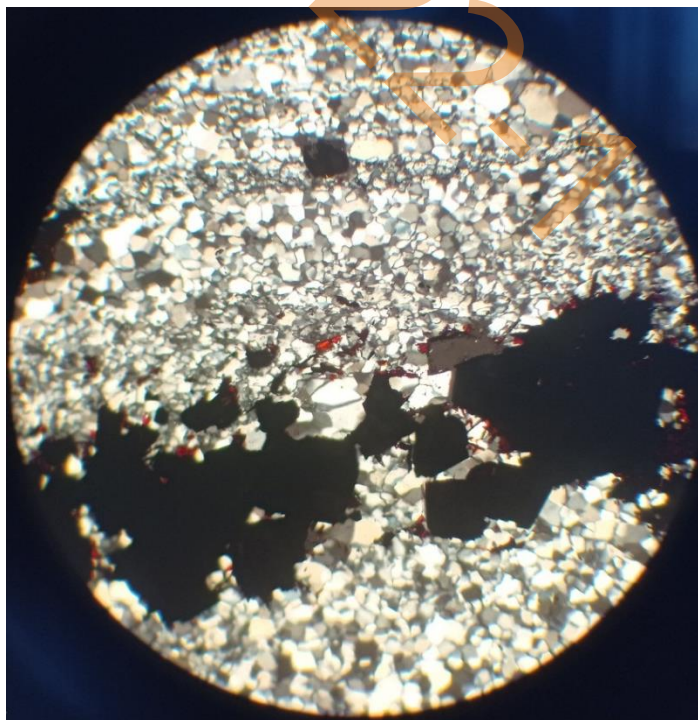


Рисунок 4.15 - Шліф 2/3.Контакт кварцового (магнетитвміщуючого) та рудного, гематит-магнетитового прошарку.Нік+ 3б.90

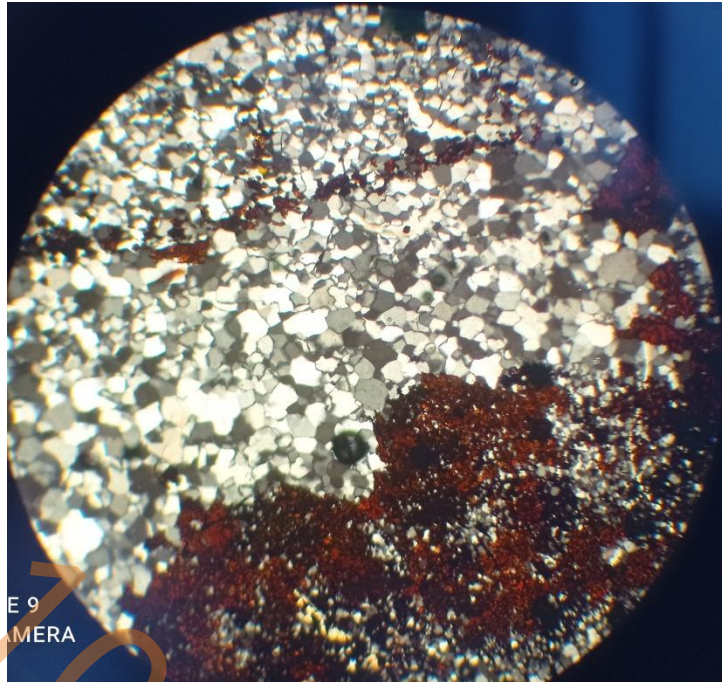


Рисунок 4.16 – Шліф 2/3. Ситоподібна структура гетит-гідрогетитових агрегатів. Нік+.36.90

Шліф 3/1

Залістий кварцит

куммінгтоніт-магнетитовий

Текстура смугаста, Структура мікрогранобластова до рогової, у амфібола – фібробластові, снопоподібна

Мін склад. %:

Рудний мінерал -20-25%

Кварц -52%

Куммінгтоніт+гідроокисли Fe – 15%

Хлорит -8%

Апатит+

Карбонат+

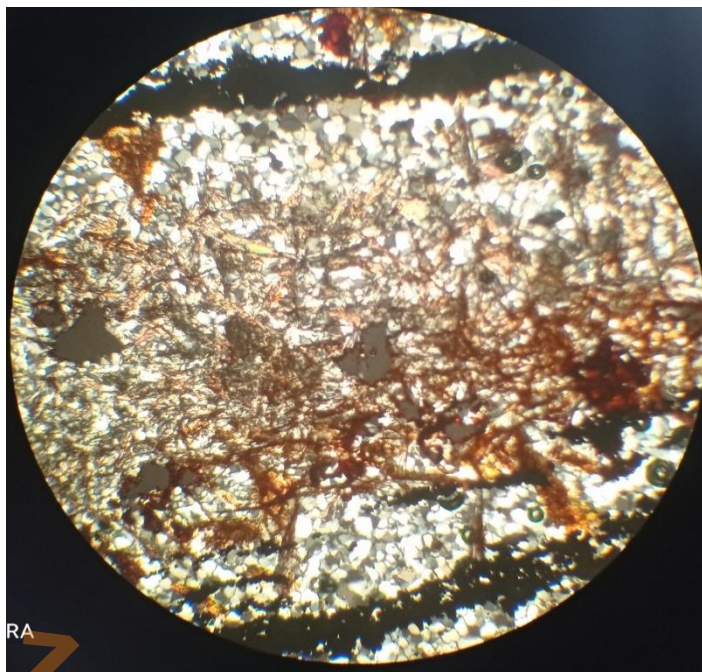


Рисунок 4.17 – Шліф 3/1 -Чергування рудних, кварцових та куммінгтоніт-кварцових з гідрооксидами заліза мікрошарів в залізистому кварциті.Шліф,нік+,зб.50



Рисунок 4.18 – Шліф 3/1 - Контакт кварц-куммінгтонітових та кварцевих прошарків та прожилки епігенетичного рудного мінералу та гідроокислів заліза по тріщинах. Нік+,зб.50

Шліф 3/2
Залізистий кварцит
Куммінгтоніт-магнетитовий

Мінеральний склад (%):

Рудний мінерал – 50-55%

Куммінгтоніт+гідроокисли заліза -20%

Кварц (2 генерацій)-25%

Хлорит -5%

Карбонат +

Порода представлена чергуванням рудних та кварц-куммінгтонітових мікропрошарків (рис.4.19).

Кварц спостерігається у вигляді 2 генерацій – 1-а генерація утворює речовину мікрошарів, 2-а генерація – кварц, який формує епігенетичні січні прожилки по вихідним мінеральним агрегатам.

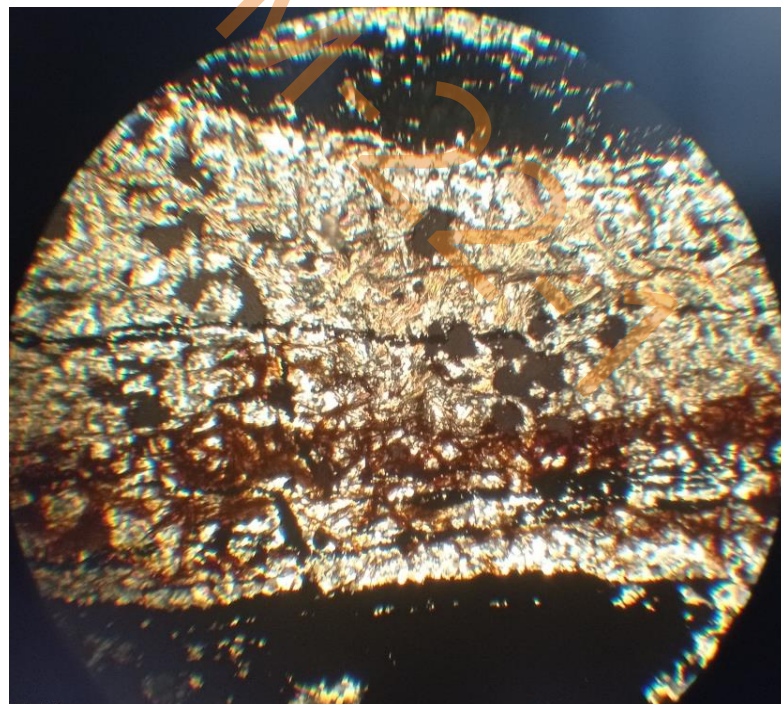


Рисунок 4.19 – Шліф 3/2. Контакт рудних та кварц-куммінгтонітових (з гідроокислами заліза) мікрошарів в залізистому кварциті. Нік+, зб.50

Вихідні зразки залізистих кварцитів містять мінералізацію кварцу, куммінгтоніту, магнетиту, гетиту, гідрогетиту, лепідокрокиту.

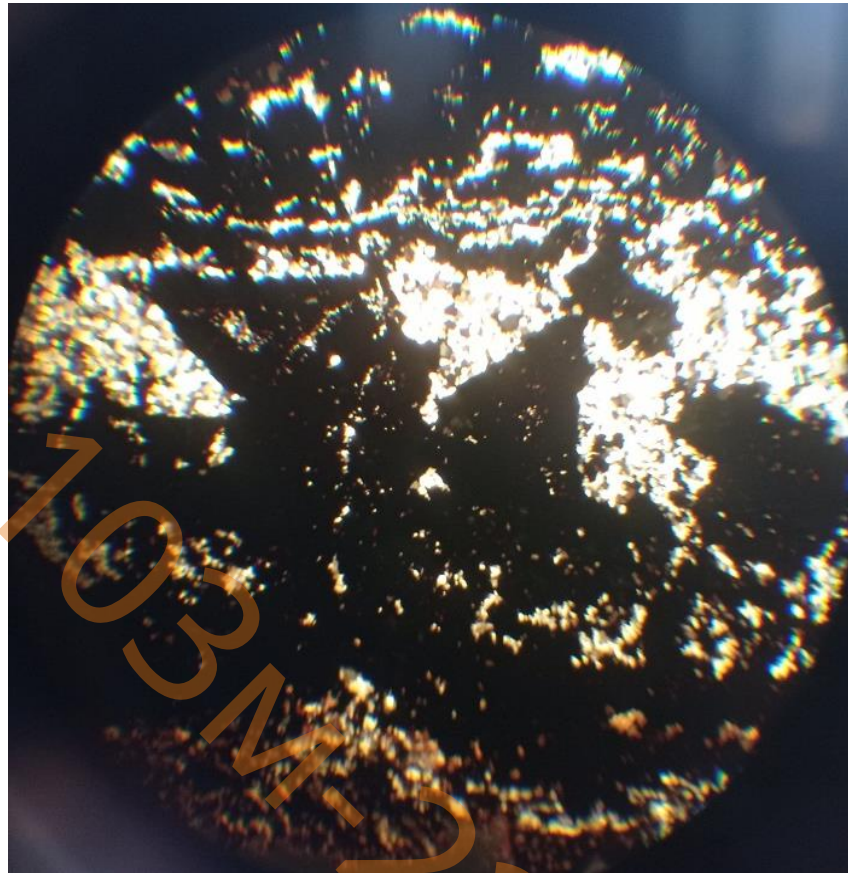


Рисунок 4.20 – Перекристалізований магнетитта елементи мікроплойчастої мікротекстури на ділянках катаклазу в залізистому кварциті. Нік П. 3б.90

У міжзерновому просторі зерен магнетиту іноді спостерігається мікрогрануляція кварцових зерен. Кристали рудного мінералу на окремих ділянках утворюють сумісно з кварцом мікропорфіробластову структуру, яка сформована більш крупними індивідами магнетиту, які «цементуються» та обростають кварцом пізньої генерації, що свідчить про більш пізній час формування кварцу 2 генерації. На окремих ділянках спостерігається футляроподібна структура реліктових зерен магнетиту (Рис. 4.20).

В деяких зразках встановлено 2 генерації кварцу - (КВ-1) – основний породоутворюючий, кварц 2 генерації (КВ-2) – більш крупнозернистий, розвинутий по периферії агрегатів рудних мінералів.

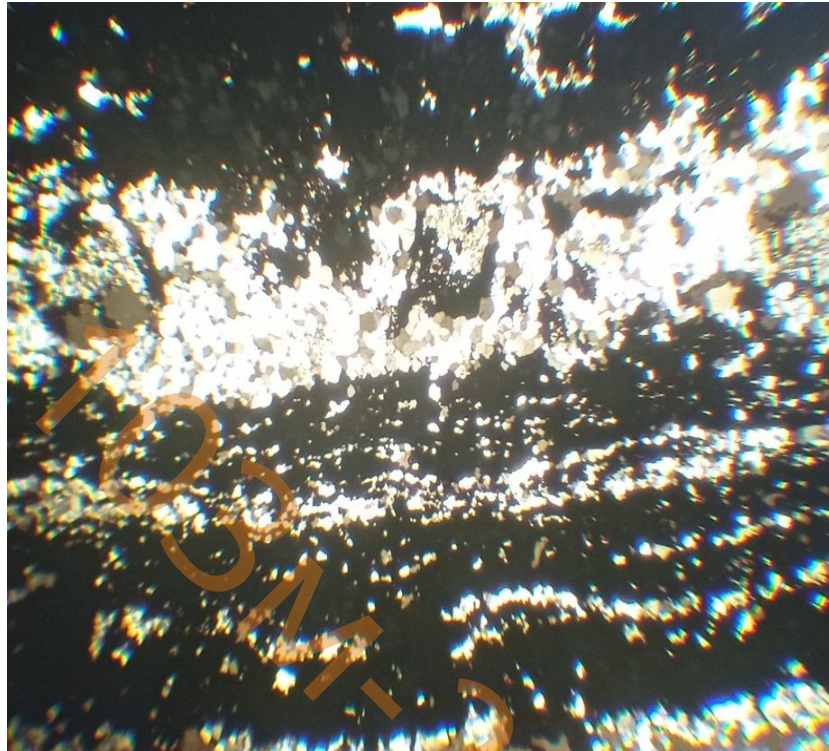


Рисунок 4.21– Футляроподібна структура магнетитових зерен у межах кварцових шарів (релікти магнетиту) та мікропрошарки рудного мінералу.

Нік П.36.90

Футляроподібна (залишкова) структура зерен магнетиту спостерігається переважно на ділянках істотно кварцевого складу та сформована за рахунок заміщення метакристалів магнетиту кварцем від центру до периферії мінеральних зерен.

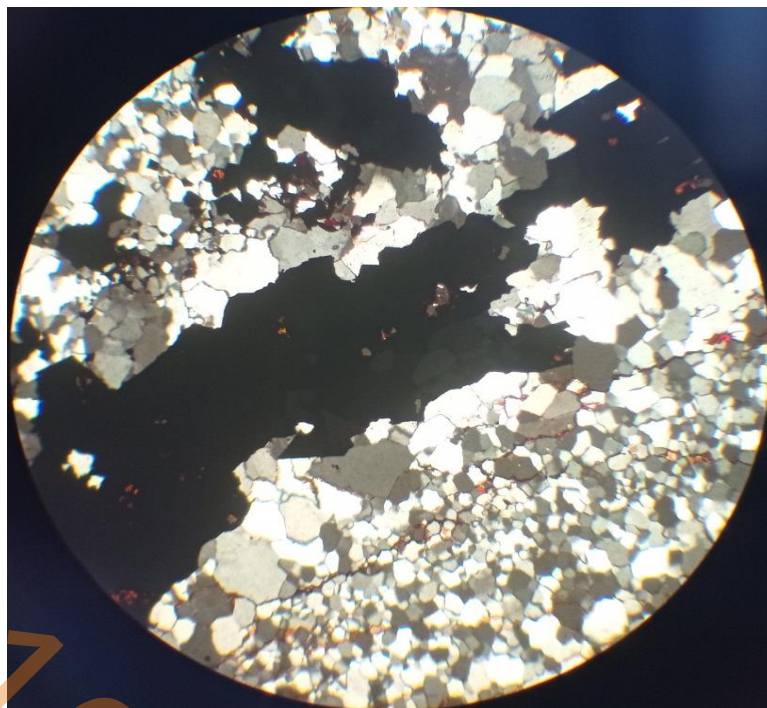


Рисунок 4.22– Герогранобластова структура кварцу 2 генерації.
 Кварц 1 генерації (КВ-1) – основний породоутворюючий, кварц 2 генерації (КВ-2) – більш крупнозернистий, розвинутий по периферії агрегатів рудних мінералів. Нік+.3б.90

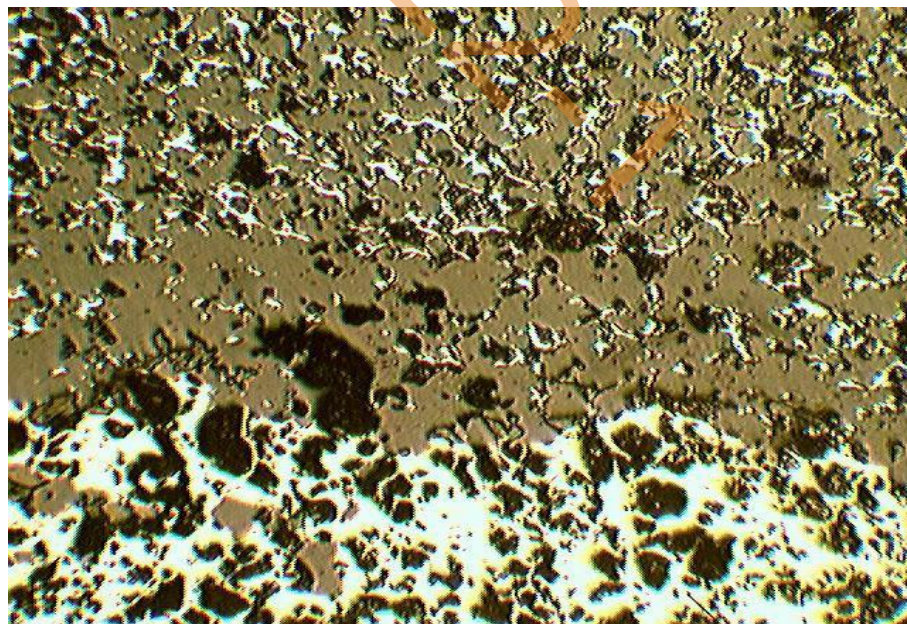


Рисунок 4.23 - Чергування залізолюдкових (гематит)-кварцевих
 слойків (верхня ділянка фото) з магнетитовими в джеспіліті. Аншліф, нік.ІІ.

Загальновідомо, що залізисті кварцити є комплексними за складом рудами. В якості супутніх компонентів заліза відомі германій, скандій, уран, золото, срібло та платиноїди. Іноді у ряді родовищ, головний компонент - залізо набуває другорядного значення, а провідну роль займають попутні компоненти.

Для деяких родовищ заліза цінність попутного золота перетворює залізисті кварцити у власне золоторудні родовища, які характеризуються масштабом до 10-17% світового видобутку (Вубачікве в Африці, Коперхед в Австралії.). На підставі досліджень даних родовищ було виділено самостійний тип золоторудних родовищ, генетично та просторово пов'язаних із залізородною формацією.

У залізистих кварцитах іноді спостерігається наявність елементів платинової групи (ЕПГ) та срібла. Недолік уваги до супутніх золоту благородних металів у залізистих кварцитах обґрунтований слабкою вивченістю геохімії дорогоцінних металів, в основному через відсутність доступних методів експрес-аналізу на ЕПГ. Для золота та срібла це компенсується поширенням методів масової спектроскопії.

За результатами досліджень співробітників НТУ ДП [2,13], які проводилися на основі опробування різних формаційних типів залізистих кварцитів Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита, для руд даного типу характерна присутність практично всього комплексу дорогоцінних металів у складі - Au, Ag, Pt, Pd, Rh, доступні для вилучення.

Щодо комплексного складу та масштабів поширення дорогоцінних металів у залізистих кварцитах іноді існує думка про їхню рівнозначну перспективність, незалежно від геологічних характеристик. Як наслідок, передбачається, що на першочергову увагу заслуговують найбільші родовища залізистих кварцитів з максимальним обсягом видобутку залізних руд.

Таке спрощене розуміння питання призводить до невиправданого пошуку універсальних технологічних схем вилучення супутніх дорогоцінних

металів, а за невдалих результатів – до песимістичного висновку щодо вирішення вищезгаданих завдань.

Основу такого розуміння питання складає уявлення про сингенетичне із залізом і, отже, повсюдне накопичення дорогоцінних металів.

Порівняльне вивчення поведінки дорогоцінних металів у різних геолого-формаційних типах родовищ залізистих кварцитів України показує, що мінералізація дорогоцінних металів у них розподілена нерівномірно, а ступінь концентрації їх залежить від багатьох факторів, серед яких літолого-фаціальний контроль відіграє підлеглу роль. Нерівномірність розміщення дорогоцінних металів у залізистих кварцитах наголошується також іншими авторами.

Фоновий склад благородних металів у всіх типах залізистих кварцитів незначний та близький до кларкового. Такі висновки аналогічні даним інших дослідників щодо середніх вмістів золота в магнетитових кварцитах, початкова концентрація в яких не перевищує 10 мг/т, а нижня межа до 0,5 - 3,7 мг/т. Концентрації дорогоцінних металів, доступні промислового витягу, (для золота 4-16 мг/т) утворюються під впливом епігенетичних процесів, які виявляються не в обсязі залізородних пластів, а охоплюють лише деяку їх частину.

Правомірність таких висновків підтверджено прожилковими, плямистими, порфіробластичними та іншими формами виділення мінералізації дорогоцінних металів, що свідчать про епігенетичний характер даної мінералізації навіть у разі згідного залягання рудних тіл.

Масштаби поширення родовищ залізистих кварцитів та якість магнетитових концентратів залежить від їх формаційного типу, геотектонічної позиції та стратиграфічного положення [16].

Визначальне значення як для залізнакопичення, так і концентрацій благородних металів має формаційний чинник.

Залежно від складу вміщуючих порід, в Україні відомо 4 формаційні типи залізистих кварцитів: алгоманський, криворізький, білозерський та

ітабіритовий. Для перших двох типів виділено суттєві характерні відмінності, два інших формаційних типи займають проміжне положення.

У межах Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита найбільш вивчено вулканогенно-теригенно-хемогенну формацію запорізької залізорудної світи білозерської серії архею. Запорізька світа містить багаті та бідні залізні руди – головну промислову цінність Білозерського залізорудного району. Залізорудна світа білозерської серії характеризується довжиною до 38 км і потужністю 100-450м. У будові світи зазвичай виділяється три основних стратиграфічних горизонти.

Продуктивний – залізорудний горизонт потужністю 170-190 м у середньому поділяється на три нерівні за потужністю субгоризонти. Нижній представлений хлорит – магнетит – сидероплезитовими кварцитами. У складі середнього суттєво переважають сидероплезит – магнетитові кварцити, а в нижній частині зустрінуто пачку магнетитових кварцитів, потужністю 50 – 80 м. У складі даної пачки поширені лінзовидні шари магнетит-залізнослюдкових кварцитів.

Верхній субгоризонт запорізької світи представлений хлорит – магнетит – сидероплезитовими кварцитами. У фаціальному профілі залізорудного горизонту чітко простежується класична аутигенно-мінералогічна зональність.

У цілому нині для залізистих кварцитів білозерської серії характерна мікроритмічно - шарувата текстура, що виражена у трьох порядках потужності пов'язаних шарів. Характерна складно-смугаста текстура є одним з кращих свідчень первинно - осадової природи залізистих кварцитів.

Верхній сланцевий (залізорудний – сланцевий) горизонт за різноманітністю петрографічного складу та складності внутрішньої будови має характерні відмінності. Головною його особливістю є присутність вулканічних порід. У цьому горизонті виділяється чотири субгоризонти. Серед них спостерігаються прошарки безрудних кварцитів, хлорит-кварцових метапісчаників та метаалевролітів. Другий субгоризонт (20-35м)

представлений хлорит-магнетит-сидероплезітовими залізистими кварцитами. Третій субгоризонт характеризується досить строкатим петрографічним складом. Типова особливість - переважний розвиток стильномелан-вміщуючих, стильномелан-сидероплезітових, стильномелан-сидероплезіт-магнетитових, сидероплезіт-хлорит-стильномеланових залізистих кварцитів, кварцито-сланців. Четвертий субгоризонт порід представлений сланцями кварц-хлоритовими, біотит-кварц-хлоритовими, біотит-кварц-карбонат-хлоритовими.

Часто у складі сланців є магнетит. Незначно розвинені метаалевроліти та метапісковики та з карбонат-серицитовим та біотит-хлоритовим цементом.

Слід зазначити, що характерною особливістю даного субгоризонту є присутність пачок метатувфів та тувфосланців (карбонат-біотит-альбітових та хлорит-біотит-альбітових), а також метаріодацитів.

Саме в результаті випробування метаріодацитів Г.В.Артеменко вперше було обґрунтовано верхньоархейський, а не протерозойський вік усієї білозерської серії.

У складі алогоманської вулканогенно-осадової формації архею пласти залізистих кварцитів перешаровуються з метавулканітами ультраосновного та основного складу, які знижують масштаби залізнакопичення та обмежують запаси залізних руд в окремих районах першими мільярдами тонн.

Алгоманська формація зустрінута у складі нижніх структурних поверхів верхньоархейських зеленокам'яних структур та поясів (ЗКС та ЗКП) усіх древніх щитів. Для неї характерний зв'язок з більшістю промислових родовищ золота в залізистих кварцитах, які досягають середніх масштабів із запасами до 20 - 50 т при його вмісті 4 - 16 г/т. Типові приклади - золоторудні родовища Балка Широка у Чортотлицькій ЗКС та рудопрояви Західної ділянки у Білозерській ЗКС, в межах яких золото у залізистих кварцитах супроводжують і інші благородні метали.

Криворізька формація (хемогенно-теригенна) нижньопротерозойського віку широко поширена на Австралійському, Канадському, Українському

щитах та в басейні КМА. Залізисті кварцити у складі даної формації залягають лише серед теригенно-осадових порід, відповідно райони поширення цієї формації мають максимальний масштаб і характерні запаси залізних руд сотні мільярдів і навіть трильйони тонн. Ці руди виділяються і найбільшою концентрацією супутнього германію. При цьому в залізистих кварцитах даного типу невідомі великі родовища дорогоцінних металів, а встановлені лише дрібні родовища золота з ресурсами 5 тонн, при вмісті 4-10 г/т..

Ітабіритова вулканогенно-теригенна формація протерозойського віку виділена на Австралійському, Бразильському, Українському щитах та в басейні КМА. Залізисті кварцити у цій формації зустрінуті разом із метавулканитами основного складу, доломітовими мармурами і теригенними вуглецевими сланцями.

За наявності метабазитових порід ітабіритова формація наближається до алгоманської формації. При цьому переважна роль метаосадових порід сприяла формуванню великих (десятки мільярдів тонн) запасів заліза.

Дана формація слабо вивчена щодо концентрацій золота та інших дорогоцінних металів, але в межах Бразильського щита у ній виявлено родовище золота Пасажем у залізистих кварцитах (ітабіритах) серії Мііас із запасами металу понад 60 т при середньому вмісті – 9 г/т.

Для вулканогенно-теригенної формації білозерського типу верхньоархейського віку характерним є згідне залягання залізистих кварцитів з комплексом метатеригенних порід при незначній кількості метавулканітів кислого складу (метаріолітів та метаріадоцитів). За рядом ознак білозерська формація виявляє схожість із криворізькою, але суттєво відрізняється значним обсягом метатеригенних порід та присутністю метавулканітів.

Присутність магнетитових і сидероплезит-магнетитових кварцитів у парагенезі з теригенними породами дозволяє віднести до аналізованої формації рудне поле Рапозос у серії Нова-Ліма, Бразильського щита, з рядом дрібних золоторудних родовищ. Для залізистих кварцитів даного

формаційного типу у Білозерській ЗКС Української, а також у ЗКС Балтійського щита також встановлені прояви комплексної мінералізації дорогоцінних металів, незначні за масштабами прояви.

Отже, можна дійти висновку, щодо перспектив благородних металів рудоносні всі 4 формаційні типи залізистих кварцитів, але різною мірою.

При зіставленні характерних особливостей формацій проявляється залежність числа та масштабів оруднення та ступеня концентрації благородних металів від петрохімічного типу та кількості метавулканітів у складі рудовмісних геологічних формацій. У цьому виявлено непряма і при цьому визначальна роль магматогенного контролю мінералізації дорогоцінних металів.

Таким чином, найбільш сприятливою є наявність метавулканітів основного та ультраосновного складу, що займають значну частину залізородних геологічних формацій алгоманського типу та частину обсягу ітабіритової формації.

Для вищевказаних порід характерне підвищення у 3-4 рази фонові концентрації шляхетних металів. Внаслідок цього, навіть за найнезначніших потужностей алгоманських геологічних формацій (до 10-13 км) вони могли бути головним джерелом дорогоцінних металів у гідротермальних розчинах для відкладення в залізистих кварцитах. Інші співвідношення притаманні формації криворізького типу, потужність яких вбирається у 1,5 - 2 км, за обсягу залізистих кварцитів 25-30% від обсягу формацій. Фонова концентрація дорогоцінних металів у теригенних породах за таких умов не могла забезпечити появу значних ресурсів рудних тіл.

За результатами попередніх досліджень закономірностей геологічної будови золоторудних родовищ О.Ф. Коробейніковим [9,16] було визначено прояви зональності у розподілі кристаломорфологічних типів піриту у просторі гідротермальних родовищ золота. Зональність була виявлена в зміні по падінню та простяганню рудних тіл у сторони їх виклинювання піриту

пентагондодекаедричного габітусу (210) на кубічний (100). Для зон рудних стовпів характерними є пірити у формі комбінацій форм (111) та (321) .

Для різних родовищ характерні свої особливості розподілу різних форм кристалів піриту у просторі родовища. При цьому встановлено, що у напрямку рудних тіл у метасоматитах і рудних стовпах спостерігається більша різноманітність кристалів за рахунок появи на них слабо розвинених граней (111), (210), (321), (211), таким чином, морфологія піриту в рудних тілах різко ускладнюється [16].

У межах зон проявів зруденіння дорогоцінних металів Сурської та Білозерської ЗКС також встановлено ускладнення кристаломорфології піриту (рис.4.24). Імовірно ускладнення кристаломорфології піриту є типоморфною ознакою, що свідчить про можливу близькість рудних тіл.

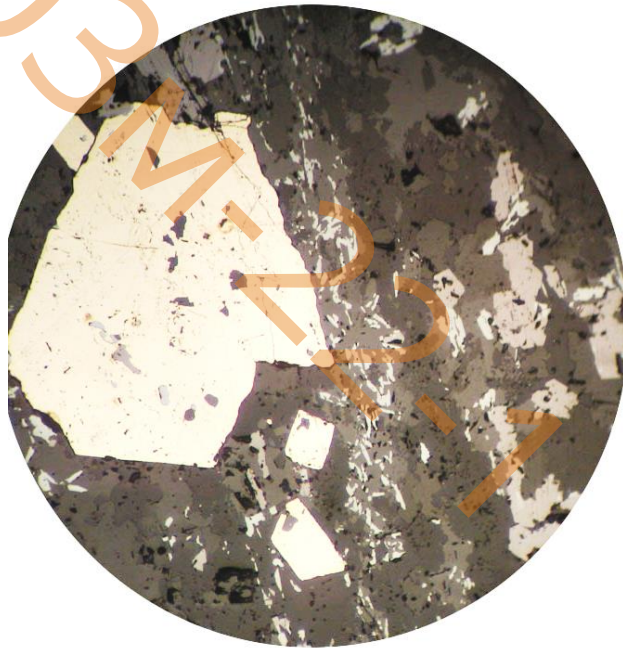


Рисунок 4.24 - Ускладнення кристаломорфології піриту та зміна кубічного піриту на пентагондодекаедричний. Мінеральний склад : пірит, залізна слюдка, мушкетовит, егірін, карбонат. Аншліф, нік II.

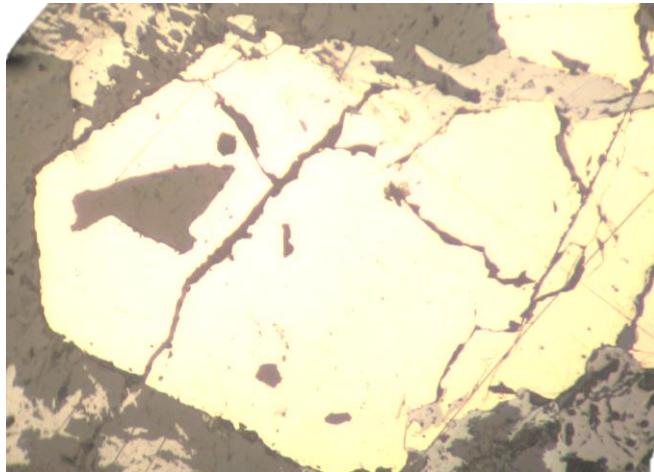


Рисунок 4.25 - Пентагондодокаедричний пірит з зони аномальних концентрацій дорогоцінних металів Білозерської ЗКС. Аншліф, нік II.

За результатами досліджень закономірностей проявів зональності гідротермальних золоторудних родовищ наведено дані про підвищені концентрації золота, пов'язані саме з пентагондодокаедричним піритом.

Однією з типоморфних ознак піриту, що використовуються при пошуках прихованого оруднення є термоелектричні властивості. За даними [16] для різних типів золоторудних родовищ встановлена зональність у розподілі піриту з різними значеннями термо-ЕРС у просторі родовищ.

Для зональності таких типів гідротермальних золоторудних родовищ із глибиною крім ускладнення кристаломорфології піриту характерна зміна піриту з дірковою провідністю у верхніх частинах рудних тіл на пірит з електронною провідністю у прикореневих частинах рудних тіл.

Встановлено також, що пірит зі змішаною провідністю у таких родовищах частіше тяжіє до ділянок рудних тіл, збагачених золотом. Характерним також є закономірне скорочення частки піриту з електронною провідністю та збільшення піриту з дірковою провідністю від

ранніх високотемпературних мінеральних асоціацій до пізніх низькотемпературних.

У зонах лужного метасоматозу Північно-Білозерського родовища спостерігається ускладнення кристаломорфології піриту поблизу рудних тіл.

У межах Середньопридніпровського мегаблоку також встановлено зональність у розподілі піритів з електронним та дірочним типами провідності у різних зонах метасоматичних колонок.

У зонах лиственіт-березитизації Сурської ЗКС, за даними [17] було встановлено три основні різновиди піриту, що характеризуються різними значеннями термоЕДС (мкВ/°С): 1) від +250 до +400 - пірит внутрішніх зон лиственіт-березитів; 2) від +150 до +200 - пірит середніх зон; 3) від -14 до +230 - пірит кварцових жил. При цьому найбільш високі показники золотоносності відзначені у піритів внутрішніх зон, пірит середніх зон слабо золотоносний.

У Чортомлицькій ЗКС за даними А.Б. Боброва із співавторами [18] були визначені типоморфні термоелектричні властивості найважливіших рудних мінералів у різних типах руд родовища Балка Широка. При цьому було встановлено, що для головних золото-сульфідно-кварцових руд із промисловим вмістом характерний пірит рп – типу (D_n – від 70 до 30 %), за середнього значення D_n – 50% у багатих рудах. Піротин (р-провідність) характеризується низькими значеннями коефіцієнта термоЕРС (менше 15 мкВ/град). Золото-поліметалічний тип руд характеризується наявністю п-арсенопіриту ($\alpha=290-315$ мкВ/град) та р-, пр піритом з $D_n=0-20\%$.

4.2 Результати експериментальних досліджень та їх інтерпретація

У процесі експериментальних досліджень із застосуванням електротермічної обробки вивчалися зразки гідротермально змінених кварц-

сидеровлезитових порід, на відміну від сидеритолітів метаморфічного генезису, вивчених раніше [3].

Такі різновиди сидеритолітів заміщені кальцитом, характеризуються наявністю стилолітів у зоні контакту кварц-сидеритолітових агрегатів, сутурних швів на контакті мінеральних агрегатів, містять секретійні кварцові прожилки. Характерний нерівномірний розподіл рудної мінералізації: найбільш збагачена рудною речовиною сидеритоліту, в кварцових прожилках видима рудна мінералізація не простежується.

Серед рудних мінералів виявлено пірротин, магнетитом та графіт. Вміст мінералізації благородних металів становить 350 мг/т. Проявів видимої мінералізації благородних металів не виявлено. Цей зразок був підданий електротермічній обробці - одночасне нагрівання до 500°С пропускання струму силою до 0,25 А протягом 3 год.

Після електротермічної обробки встановлено появу мікротріщинуватості в зоні кварцового прожилка з проявом контурів зерен, а також перерозподіл речовини агрегатів пірротину, які після електротермічної обробки були сконцентровані в зоні контакту агрегатів сидеритоліту та кварцового прожилка (рис.4.26).

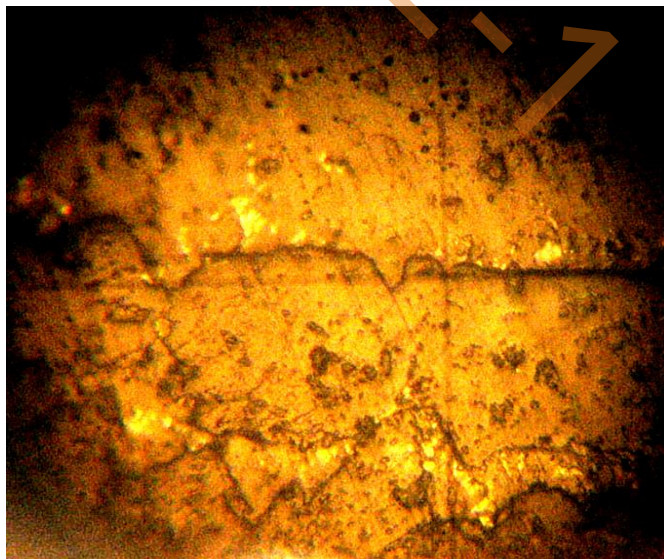


Рисунок 4.26 – Перерозподіл агрегатів пірротину в приконтактовій зоні кварц-сидеритолітових агрегатів після електротермічної обробки (зб. 200х, світло відбите, ніколі||)

В результаті електротермічної обробки (температура до 100° сила струму 0,1 А, час обробки 1 год 10 хв.) мінеральних агрегатів кварц-сидерит-гетит-скородитового складу у зразку були виявлені новостворені мінеральні фази, у вигляді магнетиту, гідроветиту, лепідокрокіту.

Спостерігається також поява субпаралельного орієнтування в розташуванні новостворених мінеральних фаз, яка найчіткіше виявлена на ділянках магнетитової мінералізації. Раніше подібне явище було встановлено при електротермічній обробці метаморфічних сидеритолітів [3].

У процесі електротермічної обробки зразків із сульфідною (халькопіритовою) мінералізацією спостерігалася поява новоутворених агрегатів халькозин-ковелінового складу з формуванням структур заміщення (можливо, структур РТР) (рис.4.27).

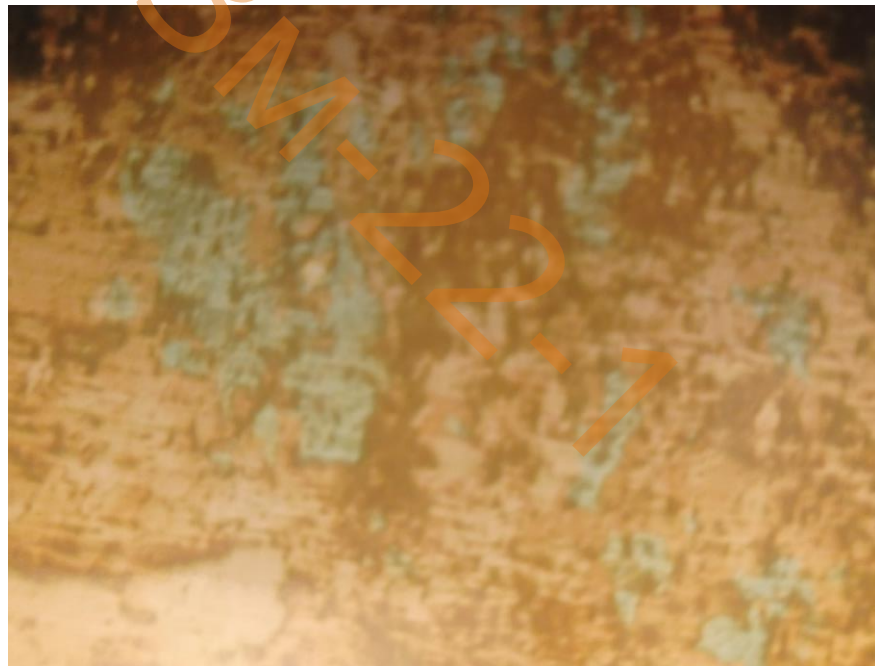


Рисунок 4.27 - Начальна стадія (1) утворення ковелінових агрегатів.36.90



Рисунок 4.28 - Друга стадія формування новоутворених агрегатів халькозин-ковелінового складу по халькопіриту у вигляді псевдоморфоз заміщення. Аншліф, зб.90

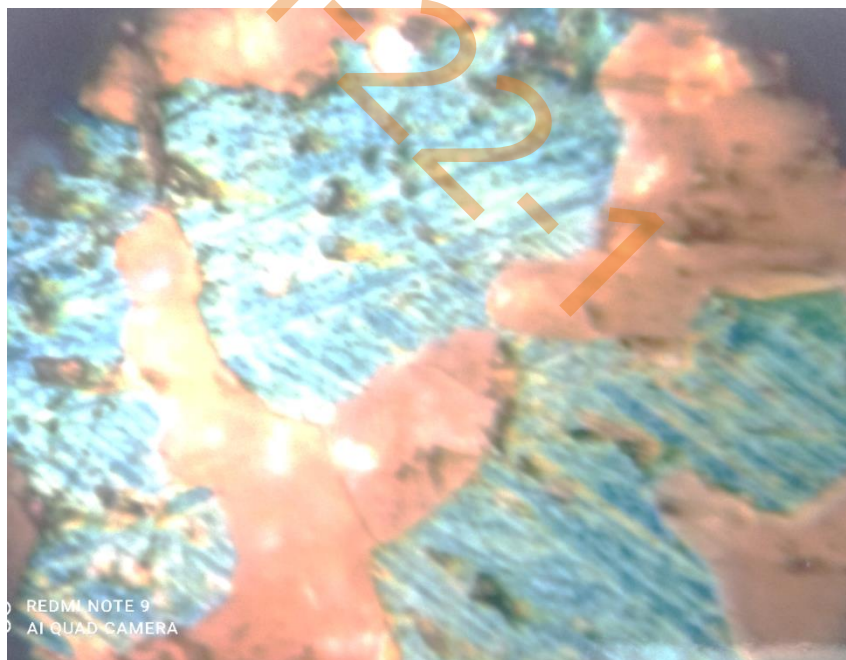


Рисунок 4.29 - Формування структур заміщення ковеліном халькопіриту (можливо структур RTP) . Аншліф, зб.90

Як один з прикладів впливу електричних полів на процес мінералоутворення можна привести результати експериментальних досліджень методом кірліанографії деяких різновидів мінералів [19].

Кірліанографія – це метод, який дозволяє візуалізувати у високочастотному полі електрографічні властивості об'єктів живої та неживої природи, які залежать від електрофізичних властивостей об'єкта та пов'язані з його структурою чи будовою. Зміни останньої зі зміною фізико-хімічних властивостей об'єкта відразу ж фіксує фотоматеріал або рентгенівська плівка у зміні електрографічного малюнка на фотоматеріалі. Це відкриття належить подружжю Кірліан і відоме у всьому світі, як Ефект Кірліан, в основі якого лежить газорозрядне свічення навколо об'єкта [20].

В процесі експериментальних досліджень та інтерпретації результатів методом кірліанографії різних мінералів, проведених співробітниками Дніпропетровського державного медичного університету за участю співробітників НТУ «Дніпровська політехніка» [19], авторами було отримано фотографії кірліанівського світіння різних мінералів та проведено інтерпретацію результатів досліджень (рис. 4.30-4.34, фото Л.Песоцької [19]).



Рисунок 4.30 – Шунгіт (фото [19])

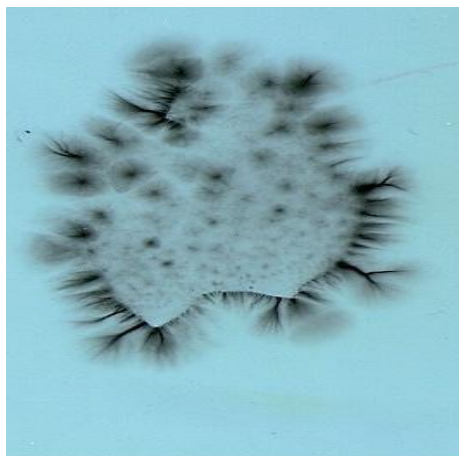


Рисунок 4.31 - Гематит (фото [19])

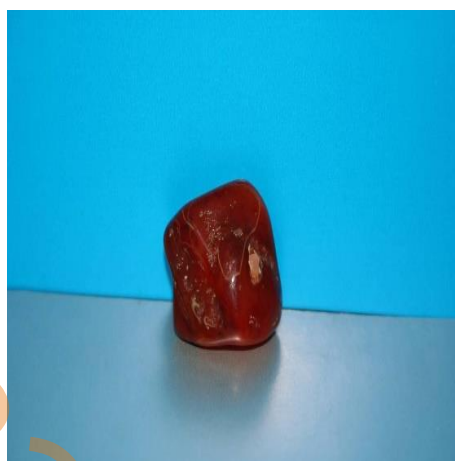


Рисунок 4.32 – Сердолік (фото [19])



Рисунок 4.33 – Агат (фото [19])

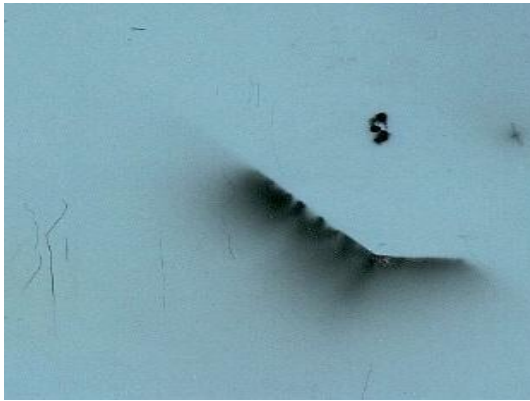


Рисунок 4.34 - Гірський кришталь (фото [19])

Якщо порівняти фотографії різних модифікацій кремнезему (сердолік, агат (прихованокристалічні різновиди) та гірський кришталь (макрокристалічний різновид), встановлено, що кірліановське світіння їх є різко відмінним.

Агат і сердолік - прихованокристалічні різновиди кремнезему, а гірський кришталь - макрокристалічний різновид мінералів сімейства кремнезему. У прихованокристалічних різновидів кварцу структура каменю відтворена темним зображенням, а у гірського кришталью спостерігається загальне світле свічення, по краю якого простежується темне з облямівкою зображення стримерів, що намічаються.

Можливо, такі відмінності обумовлені відмінностями у фазових переходах води, що міститься в порівнюваних кристалах.

Можливо, ступінь «досконалості» кірліанівського світіння, зумовлений відмінностями в кристаломорфології, ступеня прозорості, наявності або відсутності домішок у сердоліку, агату та гірського кришталью. Крім того, сердолік і агат характеризуються тонковолокнистою будовою, а наявність домішок у вигляді гематиту, гідроксидів заліза та інш., визначає ступінь прозорості мінералів і цілий ряд оптичних характеристик.

Серед різновидів гірського кришталью (макрокристалічного кварцу), який не містить домішок, включень, тріщин, особливу цінність представляють унікальні електрофізичні та оптичні властивості кристалів і насамперед п'єзоелектричні властивості (прямий і зворотний п'єзоефект),

відкриті в 1881 р. П'єром та Жаком Кюрі в експериментах із кристалами кварцу.

Під впливом деформацій у кристалі кварцу виникає електрична напруга, тобто кристал кварцу характеризується здатністю перетворення механічної енергії на електричну. При цьому для кристалів кварцу також характерний зворотний п'єзоелектричний ефект: при електризації кристала кварцу відбувається його деформація.

Оптичні властивості кристалічного кварцу також є унікальними. Він характеризується високим ступенем прозорості для електромагнітних хвиль широкого оптичного діапазону: ультрафіолетового, видимого та ближнього інфрачервоного (150 – 4000 нм).

Кварц утворюється під час різних геологічних процесів. Входить до складу як інтрузивних, так і ефузивних порід, що кристалізується з магм кислого складу, із збагачених флюїдами пегматитових магм.

У гідротермальному процесі утворюються кварцові та кристаленосні жили. Залежно від різних умов формування кварц кристалізується в різних поліморфних модифікаціях, що, можливо, також зумовлює відмінності у прояві кирліанівського світіння вищезгаданих різновидів кварцу.

Таким чином, в процесі експериментальних досліджень було виявлено ряд ознак впливу електротермічних полів на процес мінералоутворення та перерозподілу речовини гірських порід та руд.

Висновки до розділу:

1. При термоелектричній обробці зразків кварцевих сидеритолітів метасоматичного генезису було встановлено появу мікротріщинуватості в зоні кварцового прожилка з проявом контурів зерен, а також перерозподіл речовини агрегатів пірротину, які після електротермічної обробки були сконцентровані в зоні контакту агрегатів сидеритоліту та кварцового прожилка;

2. При термоелектричній обробці сидеритолітів, після проведення експерименту, спостерігається субпаралельне орієнтування в розташуванні новостворених мінеральних фаз, яке найчіткіше виявлено на ділянках магнетитової мінералізації. Раніше подібне явище було встановлено при електротермічній обробці метаморфічних сидеритолітів.

3. У процесі електротермічної обробки зразків із сульфідною (халькопіритовою) мінералізацією спостерігалася поява новоутворених агрегатів халькозин-ковелінового складу з формуванням структур заміщення (можливо і структур розпаду твердого розчину).

103М-22-1

5 ВИЗНАЧЕННЯ ЗАКОНОМІРНОСТЕЙ ВПЛИВУ ЕЛЕКТРИЧНИХ ПОЛІВ НА ПРОЦЕС РУДОУТВОРЕННЯ У МЕЖАХ ГІДРОТЕРМАЛЬНИХ РОДОВИЩ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Рудопрояви дорогоцінних металів в межах Середньопридніпровського та Приазовського мегаблоків Українського щита переважно приурочено до ендо- та екзоконтактних ореолів полів ріодацит-плагіогранітних вулканоплутонічних асоціацій, які межують з породами основного складу (коматіт-толеїтові та дацит-андезит-толеїтові та залізисто-кварцеві джеспіліт-коматіттолеїтові формації).

Найчастіше оруднення золота пов'язане з порівняно малопотужними шарами залізистих кварцитів, які асоціюють із потоками коматітів. Найбільш сприятливим середовищем оруднення золота є залізисті кварцити силікатно-карбонатного та, особливо, сульфідного різновидів.

Оруднення золота приурочено до ранньопротерозойських зон складчастості та шовних зон центральної частини УЩ (Кіровоградська, Західно-Інгулецька та Криворізько-Кременчуцька зони) [22].

Вони локалізовані у великих тектоно-магматичних зонах субмеридіонального простягання, які оздоблюють складнозбудовані масиви гранітів рапаківі, сублужних гранітів, габро-анортозитів (Кіровоградський, орсунь-Новомиргородський, Новоукраїнський).

Золоторудні прояви приурочені до зон інтенсивного дроблення та катаклазу гнейсів (біотитових, біотит-амфіболових, піроксен-біотитових, гранат-біотитових, з ознаками діафторичних перетворень, які ін'єктовані тілами пегматоїдних та аплітоподібних гранітів та кварц-польовошпатовими жилами. [22]

Зони оруднення представлені вкрапленими, прожилково-вкрапленими типами та обмежені жилами. Самородне золото зустрінуто як включення у кварці розміром від перших до 125-200 мкм.

Відповідно до загально визнаних результатів багаторічних геохімічних досліджень золото - типово сидерофільний елемент, який характеризується чітко вираженими халькофільними властивостями.

По типу електронної конфігурації атома золото завершує ряд елементів групи перехідних металів і є типовим комплексоутворювачем [21].

У природних умовах золото асоціює із Cu, Ni, Co, Pt, Cr та Fe. Дана група металів характеризується тісним просторовим та генетичним зв'язком з породами ультраосновного та основного складу, що обумовлює специфіку їх ендегенних родовищ.

Найбільш високий вміст золота характерний для залізо-нікелевих метеоритів. У ультраосновних-основних породах характерна кореляція золота з Mg, Fe та Cu.

За результатами металогенічного аналізу багато дослідників доводять зв'язок золота із залізом. Формуванню найдавніших родовищ золота передувало становлення різних багатих на залізо глибинних габро-гіпербазитових комплексів і товщ залізистих кварцитів, які вміщали оруднення золота.

Сидерофільна властивість характерна для форми розсіяного золота, але іноді золото формує концентрації у залізорудних родовищах різних генетичних типів, будучи супутнім компонентом у процесі збагачення руд.

Початкові концентрації заліза ексгальційно-осадового типу формувалися у вулканічних зонах на океанічному дні палеобасейнів.

У ЗКП заміна у часі основного вулканізму на вапняно-лужний характеризувалося надходженням золота, що свідчить про зміну геодинамічних умов - зміну режиму розтягування режимом стиснення. На цій стадії у залишкових прогинах створювалися умови для накопичення золотовмісних залізистих осадів, які в процесі тектоно-магматичної активізації ставали джерелом благородних металів у залізорудних та супутніх гідротермально-метасоматичних формаціях.

Залізисті кварцити, перспективні щодо оруднення золота складаються з шарів оксидів заліза і кварцу, що чергуються, потужністю від декількох міліметрів до перших сантиметрів (рис.5.1).

У складі залізистих кварцитів також зустрінуті інші мінерали, багаті на залізо (карбонати, силікати і сульфіди).

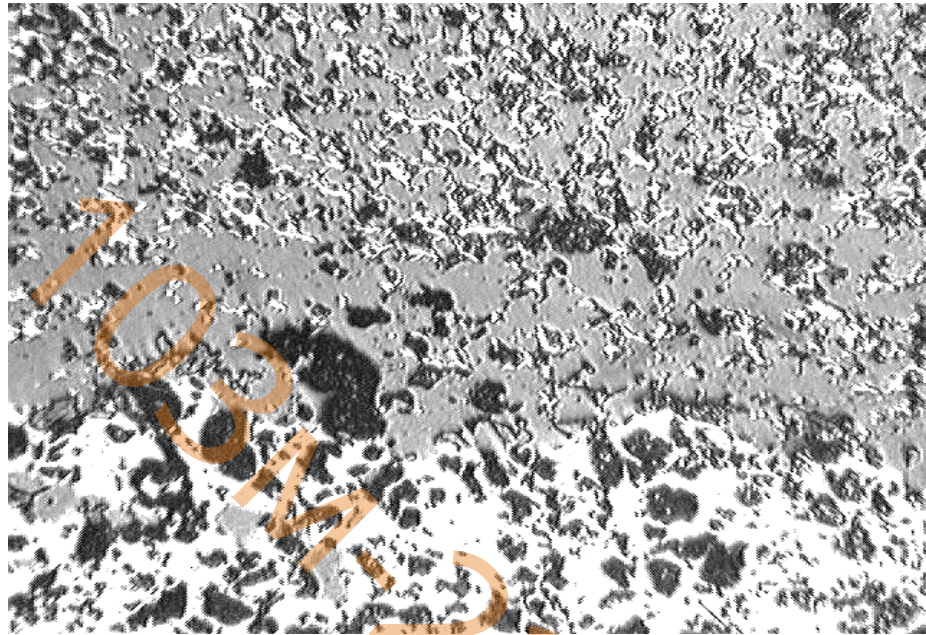


Рисунок 5.1– Чергування залізно-кварцових шарів (верхня частина фото) з магнетитовими в джеспіліті. Аншліф, нік.П.

Залежно від переважаючих концентрацій того чи іншого мінералу у складі виділяються чотири різновиди - оксидна, силікатна, карбонатна та сульфідна.

Найбільш збагаченою золотом є сульфідна фація (рис.5.2). Таким чином, поряд з халькофільними властивостями, що обґрунтовують походження золота ендегенних золоторудних родовищ, даний елемент характеризується і виразними сидерофільними властивостями, що перебувають у подібних тенденціях зв'язку пари елементів - золота та заліза.

Найбільш відомими мінералами-концентраторами золота в гідротермально-метасоматичних родовищах є пірит, пірротин і, рідше

магнетит. Однак встановлено, що магнетит за певних умов може бути ефективнішим концентратором золота, ніж пірротин і пірит.

Ізоморфні властивості магнетиту щодо великої кількості елементів загальновідомі. Основна причина полягає у змішановалентному стані заліза в магнетиті та можливості входження домішок за допомогою дефектів – катіонних вакансій, що з'являються внаслідок утворення твердого розчину з дефектною гамма-шпинеллю Fe_2O_3 [21].

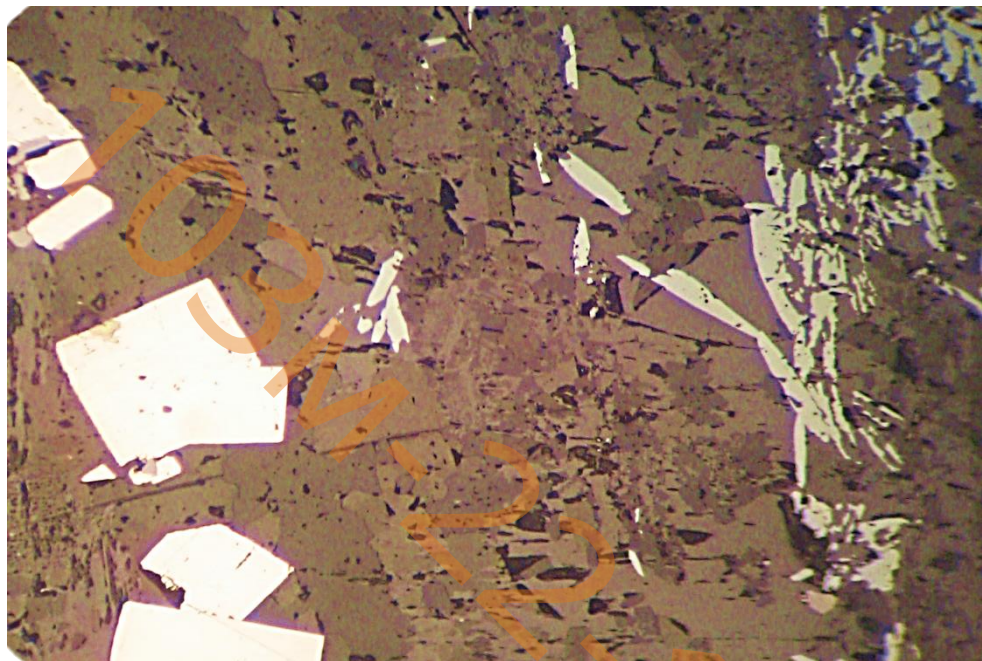


Рисунок 5.2 - Золотовмісний магнетит – залізолюдковий залізистий кварцит з пірротовою мінералізацією. Аншліф, нік II.

Для всіх типів вивчених руд та порід головними рудними мінералами є пірит, пірротин, арсенопірит, халькопірит, сфалерит, галеніт.

Самородне золото має найбільшу інформативність. У рудах різного типу переважають ксеноморфні виділення рудних мінералів. У золото-сульфідно-кварцових переважають гіпідіоморфні та ксеноморфні контури зерен.

Серед сульфідів найбільшу інформативність має пірит, кристалографічне ограновування якого ускладнюється в міру наближення до

рудних зон, при цьому кубічні кристали піриту розвинені в крайових ділянках рудної зони та безрудних зон, а також є індикатором невеликого ерозійного зрізу. Для продуктивних зон тектонічних порушень з підвищеною електропровідністю найбільш характерними є пірити з пентагондодекаедричною формою кристалів (рис. 5.3), а також подовжено-призматичний та голчастий арсенопірит [16,17].

Зміна кристалов піриту кубічної форми на пентагондодекаедричну спостерігається також в рудних зонах зеденокам'яних структур Середнього Придніпров'я.

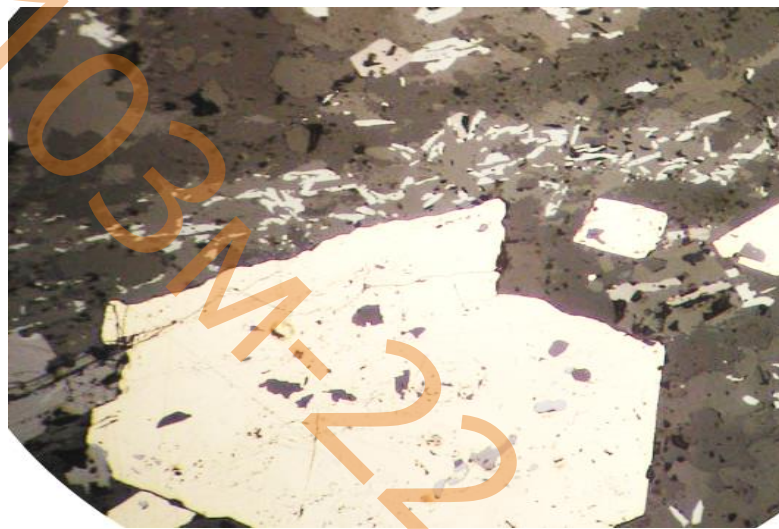


Рисунок 5.3 – Ускладнення кристаломорфології піриту в рудній зоні.3б.90

Найцікавішим є запропоноване О.Ф. Коробейниковим [16] використання термоелектричних властивостей піритів як пошукової мінералогічної ознаки. По термо-ЕРС піриту автор всі середньоглибинні родовища поділяє на 3 групи:

- 1) родовища з переважною електронною провідністю піриту;
- 2) родовища з рівним співвідношенням n (електронної) та p (діркової) провідності піриту;

3) родовища з переважаючою дірочною провідністю піриту.

За цими показниками скарново-золоторудні родовища належать до першої групи, а родовища золото-кварцово-березитової формації розподілені за всіма трьома групами.

Для різних типів родовищ виявлено зональність у розподілі піриту з різними значеннями термоЕРС. Даний тип зональності по термо-ЕРС піриту з глибиною проявляється у зміні піриту дірочної провідності у верхніх частинах рудних тіл на пірит з електронною провідністю в прикореневих частинах рудних тіл.

При цьому для більшої частини родовищ пірит зі змішаною провідністю частіше зустрічається в межах ділянок рудних тіл, що містять найвищі концентрації золота.

У відповідності з мінералогічними критеріями О.Ф.Коробейнікова відзначається також скорочення частки піриту з електронною провідністю та збільшення частки піриту з дірковою провідністю від ранніх високотемпературних асоціацій до пізніх низькотемпературних.

За результатами досліджень кристаломорфології піриту запропоновано проведення піритометричної зйомки за методикою, запропонованою О.Ф.Коробейніковим [16].

Під час виконання піритометричної зйомки передбачається вирішення наступних завдань:

- 1) вивчення кристаломорфології піриту та навколорудних метасоматитів;
- 2) визначення у піриті вмістів Cu, Pb, Zn, Au, As, Sb, Bi та визначення відмінностей за домішками піритів, пов'язаних з різними типами руд та безрудних зон;
- 3) вивчення термо-ЕРС піриту руд та навколорудних метасоматитів;
- 4) побудова графіків, проєкцій рудних тіл, зон, родовищ для прогнозування прихованого оруднення гідротермально-метасоматичного генезису.

За результатами досліджень Л.С.Галецького зі співавторами [22] у вузлах перетину глибинних розломів відбуваються знакозмінні процеси розтягання й стискування. Під впливом високоградієнтного тектонічного поля напруг відбувається направлення та концентрування мінералізованих флюїдних потоків зі створенням геодинамічних, геохімічних та геоелектричних бар'єрів для рудо-, нафто- й газонакопичення. Як найбільш продуктивні рудні вузли виділено такі: Інгульський (уран), Криворізький (багаті залізні руди, уран, золото), Східноприазовський (рідкісні метали, рідкісні землі), Шполянсько-Ташлицький (рідкісні метали), Побузький (золото, уран, графіт), Пержанський (рідкісні метали), Подільський (флюорит, поліметали) [21].

За результатами досліджень колективу авторів [22] визначено, що велику роль на початкових етапах формування гідротермального зруденіння у рудоконцентрації відіграють природні імпульсні електромагнітні поля Землі, які стимулюють розвиток гідротермально-метасоматичних процесів. Більшість гідротермально-метасоматичних рудопроявів і родовищ УЩ розміщується в зонах переважного розтягування або на "схилах" аномалій підвищених напруг. Це добре видно на прикладі кривої зміни тисків, побудованої за результатами досліджень Л.С. Галецького зі співавторами (рис. 5.4-5.5, [22]) Зони переважного стиснення УЩ характеризуються набагато меншою кількістю рудопроявів.

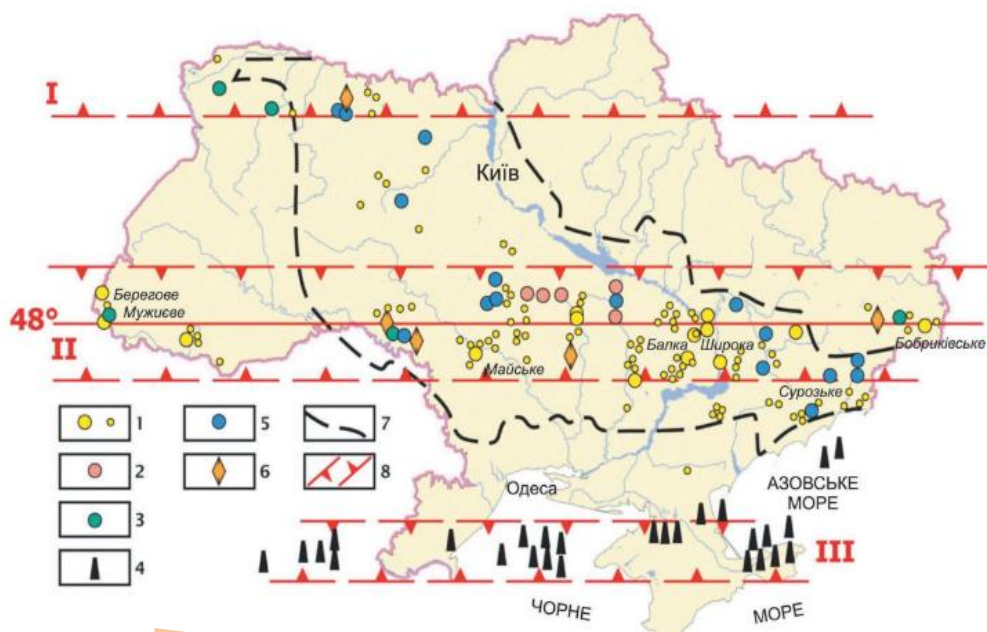


Рисунок 5.4 - Мегазони активізації на території України Родовища й рудопрояви: 1 – золота; 2 – урану; 3 – поліметалів (Cu, Pb, Zn); 4 – нафти й газу; 5-рідкісних металів; 6 – флюориту; 7 – межі Українського щита; 8 – мегазони активізації: I – Північноукраїнська, II – Центральноукраїнська, III – Південноукраїнська – за даними [22]

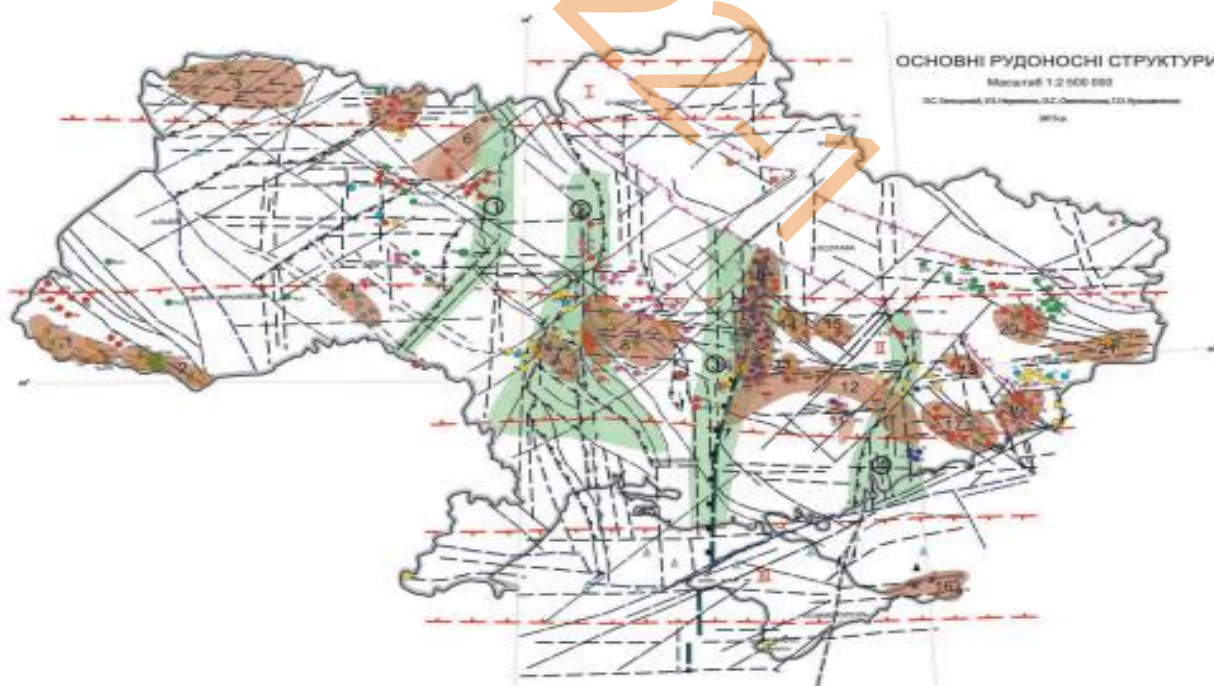


Рисунок 5.5 - Головні рудонесні структури України за даними [22]

Умовні позначення на стор.72:

I–III – мегазони активізації та їхні межі: I – Північноукраїнська, II – Центральноукраїнська, III – Південноукраїнська; – шовні міжблокові зони: 1 – Немирівсько-Кочерівська, 2 – Ядлово-Голованівсько-Трахтемирівська, 3 – Інгулецько-Криворізько-Кременчуцька, 4 – Оріхівсько-Павлоградська; 1–21 – рудні, рудоносні райони, їхня спеціалізація: 1 – Берегово-Біганський Au, Ag, Pb, Zn, Al, Ba, (Cd, Cu, Hg, Ge); 2 – Рахівський Au, Ag, (Pb, Zn, Cu, Ni, Co, Mn, U); 3 – Волинський Cu, (Pb, Zn, Ag, dim); 4 – Побузький Fe, Ni, Co, Cr, Au, (Cu, Pt, gf, Mo, U); 5 – Пержанський Be, Ta, Nb, TR, Zr, Sn, di, (W, Pb, Zn, Ag, Au, Ti, ap, U, Th); 6 – Коростенський Ti, ap, V, Sn, Zr, mor, to, be; 7 – Шполянсько-Ташлицький; 8 – Інгульський (Кіровоградський) U, Au, (TR, Th, W); 9 – Криворізький Fe, Ge, U, Sc, V, TR, gf, t, (Cu, Zr, Li, Mo, Au, W); 10 – Кременчуцький Fe, Ge, U, (Au); 11 – Білозерський Fe, (Au, Cu, Ni); 12 – Нікопольський Mn; 13 – Чортомлицький Au, Fe, (Cu, Ni, Co, Mo, U); 14 – Верхівцівський Au, Fe, (Cu, Ni, Co, Mo, U, t); 15 – Солонянський Au, Mo, Ni, Cu, Co, t-mg; 16 – Керченський Fe, (V); 17 – Східноприазовський TR, Zr, Nb; 18 – Федорівський Li, Ta, Nb, (Rb, Cs, Sn); 19 – Петрово-Гнуптівський TR, ; 20 – Микитівський Hg, Sb, (As, Li); 21 – Нагольний Au, Ag, Pb, Zn, (Li). За даними [22]

За результатами досліджень [22] також підтверджено найбільшу рудопродуктивність вузлів перетину міжблокових шовних зон і наскрізних мегазон активізації внаслідок знакозмінних процесів розтягування й стиснення та відповідної неодноразової міграції рудної речовини із зон стиснення в проникні зони розтягування, що приводить до формування складних веретеноподібних рудних скупчень в продуктивних рудних районах.

Цей напрямок досліджень потребує подальшого розвитку у зв'язку зі значущістю ролі широтних зон і вузлів перетину глибинних розломів із зонами активізації в рудоутворенні й рудоконцентрації корисних копалин.

Висновки до розділу:

1. За результатами багаторічних геофізичних, геологічних та металогенічних досліджень доведено, що велику роль на початкових етапах формування гідротермального зруденіння у рудоконцентрації відіграють

природні імпульсні електромагнітні поля Землі, які стимулюють розвиток гідротермально-метасоматичних процесів.

2. Для різних типів родовищ дорогоцінних металів виявлено зональність у розподілі піриту з різними значеннями термоЕРС. Даний тип зональності по термо-ЕРС піриту з глибиною проявляється у зміні піриту дірочної провідності у верхніх частинах рудних тіл на пірит з електронною провідністю в прикореневих частинах рудних тіл.

3. Для більшої частини родовищ пірит зі змішаною провідністю частіше зустрічається в межах ділянок рудних тіл, що містять найвищі концентрації золота.

4. Для продуктивних зон тектонічних порушень з підвищеною електропровідністю найбільш характерними є пірити з пентагондодекаедричною формою кристалів, а також подовжено-призматичний та голчастий арсенопірит [16,17].

ВИСНОВКИ

1. Аналіз даних попередніх досліджень та результати власних експериментальних досліджень речовини гірських порід гідротермально-метасоматичного генезису показали, що спільна дія теплових та електричних полів на гірські породи та мінерали призводить до формування нових мінеральних видів та зміни текстурно-структурних особливостей породи, зокрема з формуванням новоутвореної смугастості.

2. На початкових етапах формування гідротермального зруденіння велику роль у рудоконцентрації відіграють природні імпульсні електромагнітні поля Землі, які стимулюють розвиток гідротермально-метасоматичних процесів. Більшість гідротермально-метасоматичних рудопроявів і родовищ УЩ розміщується в зонах переважного розтягування або на “схилах” аномалій підвищених напруг.

3. Для різних типів родовищ дорогоцінних металів виявлено зональність у розподілі піриту з різними значеннями термоЕРС. Даний тип зональності по термо-ЕРС піриту з глибиною проявляється у зміні піриту дірочної провідності у верхніх частинах рудних тіл на пірит з електронною провідністю в прикореневих частинах рудних тіл.

4. Для більшої частини гідротермальних родовищ дорогоцінних металів пірит зі змішаною провідністю частіше зустрічається в межах ділянок рудних тіл, що містять найвищі концентрації золота.

5. Для продуктивних зон тектонічних порушень з підвищеною електропровідністю найбільш характерними є пірити з пентагондодекаедричною формою кристалів, а також подовжено-призматичний та голчастий арсенопірит.

СПИСОК ДЖЕРЕЛ ІНФОРМАЦІЇ

1. Прожогин Л.Г. Роль электрохимических процессов в формировании окисленных железных руд Криворожского типа/ [Л.Г. Прожогин, В.Г. Борисенко, В.М. Казак и др.] – К.: Изд-во ИГФ АН УССР, 1984. – 52 с.
2. Отчет о научно-исследовательской работе «Электромагнитные поля в процессах образования гидротермально-метасоматических рудных формаций докембрия». № госрегистрации 0105U000508. - Министерство образования и науки Украины Национальный горный университет (НГУ).- 137с.
- 3 Орлинская О.В. Термоэлектрическая обработка минералов и горных пород/ Соболев В.В., Чернай А.В. – Днепропетровск: НГА Украины, 1999. – 93 с.
- 4.Чернай А.В. Физико-математическая модель механизма генерации электрических импульсов при возникновении пьезоэффекта в горных породах/ Соболев В.В., Орлинская О.В. Сб. науч. тр. НГА Украины, Днепропетровск: РИК НГА Украины, 1998. – С. 206-215.
5. Рузіна М.В. Оцінка перспектив рудоносності тимошовської товщі в Білозерській зеленокам'яній структурі Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита. Докембрій: породні асоціації та їхня рудоносність/ Терешкова О.А., Білан Н.В., Дементьєва Є.В. Збірник тез Міжнародної наукової конференції (Київ, 22–24 вересня 2020 р.)/ НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка. – С.202-205.
6. Экспериментальные исследования по изучению влияния термоэлектрических полей на горные порода и минералы / [Орлинская О.В., Пикареня Д.С., Білан Н.В и др] - Наук. весн. НГУ. – 2005. – №9. – С. 45-48.

7. Щербань И.П. Рудоносные околожильные метасоматиты. – К.: Либідь, 1996. – 351 с.
8. Буряк В.А. Генетическая модель метаморфогенно-гидротермального рудообразования // Генетические модели эндогенных рудных формаций. – М.: Наука, 1983. – С. 132-139.
9. Korobeinikov A.F. Conditions for gold concentration in Paleozoic orogens. – N.: Published by SB SPS UIGGM, 1987. -175p.
10. Смірнов В.І. Геологія корисних копалин. К., Вища школа. 1995. – 296с.
11. Рафальский Р.П. Перенос и отложение некоторых металлов гидротермальными растворами // Геол. рудн. месторождений. – 1973. – №1. – С. 16-32.
12. Баранова Н.Н. Система Au–Cl–S–Na–H₂O в связи с условиями переноса и отложения золота в гидротермальном процессе (моделирование на ЭВМ) / Рыженко Б.Н. – 1981. – №7. – С. 989-1001.
13. Метасоматичні формації Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита (закономірності розповсюдження, петрологія та рудоносність). Монографія. –Д. Національний гірничий університет. 2010. – 158с.
14. Яценко В.Г. Структурно-морфологічні та генетичні типи графіта на прикладі родовищ Українського щита: автореф. дис....канд.геол.наук:04.00.11/ Яценко В.Г. Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України.К.,1996. -24.с.
15. Новый тип мінералізації дорогоцінних металів у магнетитових залізистих кварцитах./ [В.М. Кравченко., В.Я.Легедза, С.й.Поповченко та інш.] Зб.матер.наукової конференції «Проблеми геологічної науки та освіти України»Львів,19-21 жовтня 1995р. – С.228-229.

16. Korobeinikov A.F. Non – traditional complex gold-platinoid deposits of folded belts. N.: Published by SB SPS UIGGM,1999. -237p.

17. Монахов В.С. Метасоматическая зональность Сурской синклинали. – К.: Наукова думка, 1986. – 192с.

18. Геология и структура золоторудного месторождения Балка Золотая (Среднее Приднепровье)/[А.Б.Бобров, В.В.Сукач, М.М.Малых и др.] Відомості Академії гірничих наук України. -1997. -№4.-С.67-79.

19. Khanyukov Alexei, Lyudmila Pesotskaya, Marina Rusina, Natalia Glukhova, Natalia Yevdokymenko. Using the method of gas discharge photography in investigation of biosphere objects.- International journal «Sustainable development». - Year XIII Volume 2 /2023.- Technical University of Varna, Bulgaria. - P.25-35.

20. М.В. Курик, Л.А. Песоцкая. Кирлианография живых и косных тел биосферы. Изд.-во: Украинский институт экологии человека . - ГВУЗ «Днепропетровская медицинская академия МОЗ Украины». -104с.

21 . Springer J. // Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper. 1983. V.110. P.240-250.

22. Галецький Л.С Основні типи рудоносних структур України / Науменко У. З., Чернієнко Н. М. – Мінеральні Ресурси України. -№4. –С.12-19.

ДОДАТОК А

ВІДОМІСТЬ
матеріалів кваліфікаційної роботи

№	Формат	Позначення	Найменування	Кількість аркушів	Примітка
			Документація		
1	A4	ТСТ. ОППМ. 23.12 ПЗ	Пояснювальна записка	79	
2			Графічні матеріали		Електронний ресурс
			Презентація Microsoft PowerPoint		Слайди