

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

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

ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА
кваліфікаційної роботи ступеня магістра
(бакалавра, магістра)

Студента Косенко Максима Андрійовича
(ПІБ)
академічної групи 103М-19-1
(шифр)
спеціальності 103 Науки про Землю
(код і назва спеціальності)
за освітньо-професійною програмою «Геологія»
(офіційна назва)
на тему: Петрохімія і рудоносність низькотемпературних
метасоматитів Сурської зеленокам'яної структури
(назва за наказом ректора)

Керівники	Прізвище, ініціали	Оцінка за шкалою		Підпис
		рейтинговою	інституційною	
кваліфікаційної роботи	Жильцова І.В.			
розділів:				
Загальний	Жильцова І.В.			
Спеціальний	Жильцова І.В.			

Рецензент	Білан Н.В.			
-----------	------------	--	--	--

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

Дніпро
2020

ЗАТВЕРДЖЕНО:

завідувач кафедри

геології та розвідки родовищ

корисних копалин

(повна назва)

Савчук В.С.

(підпис)

(прізвище, ініціали)

«___» грудня 2020 року

**ЗАВДАННЯ
на кваліфікаційну роботу**

магістра

(бакалавра, магістра)

студенту

Косенко М. А.

(прізвище та ініціали)

академічної групи

103М-19-1

(шифр)

спеціальності

103 Науки про Землю

(код і назва спеціальності)

за освітньо-професійною програмою

«Геологія»

(офіційна назва)

на тему:

Петрохімія і рудоносність низькотемпературних

метасоматитів Сурської зеленокам'яної структури

(назва за наказом ректора)

затверджену наказом ректора НТУ «Дніпровська політехніка» від 16.11.2020 № 947с

Розділ	Зміст	Термін виконання
Загальний	Аналітичний огляд літератури та вибір напрямку досліджень. Характеристика геологічної будови району досліджень.	01.10.20-10.10.20
Спеціальний	Вибір методів вирішення завдання.	10.10.20-15.10.20
	Аналіз умов локалізації метасоматитів Сурської структури та дослідження їх речовинного складу.	16.10.20-10.11.20
	Дослідження речовинного складу низькотемпературних метасоматитів.	11.11.20-30.11.20
	Дослідження петрохімії та рудоносності низькотемпературних метасоматитів Сурської структури	01.12.20-11.12.20

Завдання видано

(підпис керівника)

Жильцова І.В.

(прізвище, ініціали)

Дата видачі: 01.10.2020Дата подання до екзаменаційної комісії 14.12.2020

Прийнято до виконання

(підпис студента)

Косенко М. А.

(прізвище, ініціали)

РЕФЕРАТ

Пояснювальна записка: 73 стор., 26 рис., 22 таблиць, 19 джерела.

СУРСЬКА ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНА СТРУКТУРА, МЕТАСОМАТИ, РУДОНОСНІСТЬ, ПЕТРОХІМІЯ.

Предмет досліджень – речовинний склад низькотемпературних метасоматитів Сурської зеленокам'яної структури.

Об'єкт досліджень – особливості петрохімічних змін в зонах локалізації низькотемпературних метасоматитів.

Мета роботи: визначити речовинний склад та потенціальну рудоносність низькотемпературних метасоматитів Сурської структури.

Актуальність теми роботи обумовлена необхідністю зміцнення мінерально-сировинної бази України, зокрема, розвитку рудовидобувної галузі.

Результати та їх новизна – проведені петрохімічні розрахунки балансу речовини для низькотемпературних метасоматитів та досліджено їх мінеральний склад. Новизна дослідження полягає у встановленні петрохімічних змін в метасоматично змінених зонах.

Взаємозв'язок з іншими роботами – продовження наукової діяльності кафебри геології і розвідки родовищ корисних копалин НТУ «Дніпровська політехніка» в сфері вивчення метасоматитів.

Сфера застосування – роботи з вивчення характеру і спрямованості метасоматичних перетворень осадово-вулканогенних та магматичних порід створюють додаткові можливості підвищення ефективності прогностно-пошукових досліджень.

Практичне значення роботи полягає в дослідженні характеру і спрямованості метасоматичних перетворень докембрійських осадово-вулканогенних та магматичних порід Сурської структури, особливостей розподілу рудогенних елементів в тих чи інших ореолах метасоматичного перетворення порід, а також оцінці рудоносності метасоматитів.

ЗМІСТ

Вступ	5
1 Стан вивченості метасоматитів Середнього Придніпров'я	6
2 Геологічна характеристика району досліджень	8
2.1. Геологічна будова Сурської структури	8
2.2. Стратиграфія	8
2.3. Тектоніка.....	15
3 Речовинний склад низькотемпературних метасоматитів	20
4 Петрохімія низькотемпературних метасоматитів Сурської зеленокам'яної структури	23
4.1 Методика перерахунку для порівняння складу порід і розрахунку балансу речовини	23
4.2 Розрахунок балансу речовини для низькотемпературних метасоматитів і їх вихідних порід	39
5 Рудоносність низькотемпературних метасоматитів Сурської зеленокам'яної структури	42
Висновок	66
Список джерел інформації.....	67
Додаток А Відомість матеріалів кваліфікаційної роботи	69
Додаток Б Відгук керівника кваліфікаційної роботи.....	70
Додаток В Рецензія.....	73

Копіювання заборонено 103М-19-1

ВСТУП

Актуальність досліджень обґрунтована необхідністю вдосконалення прогностико-пошукових критеріїв з метою комплексного використання надр та обумовлена необхідністю збільшення мінерально-сировинної бази України, зокрема, розвитку рудодобувної галузі.

Для досягнення поставленої мети в роботі було необхідно вирішити наступні завдання: вивчити геологічну будову Сурської зеленокам'яної структури, дослідити речовий склад метасоматитів, визначити рудовміщуючі метасоматичні формації.

Метасоматично змінені породи (метасоматити) є індикаторами глибинних розломів і внутрішніх розломно-тріщинних структур підлеглого рангу і супроводжують зруденіння в якості вміщуючих околорудних змінених порід. Метасоматити нерідко самі представляють практичну цінність у вигляді корисних копалин і дозволяють найбільш достовірно відновити фізико-хімічні умови формування зруденіння шляхом зіставлення їх складу зі складом вихідних порід. Загальновідомо, що метасоматично змінені породи просторово і генетично тісно пов'язані з родовищами корисних копалин. Вони містять інформацію про структурно-тектонічні і літологічні умови локалізації зруденіння. Більшість з них є вміщуючими породами для рудних тіл, але частина являє самостійний вид мінеральної сировини (тальк, магнезит, хризотил- і амфібол-азбест).

У геолого-структурному відношенні район досліджень знаходиться на території Середнього Придніпров'я (СП) і розташовується в східній частині Українського щита.

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

1 СТАН ВИВЧЕНОСТІ МЕТАСОМАТИТІВ СЕРЕДНЬОГО ПРИДНІПРОВ'Я

Початок періоду систематичного вивчення метасоматичних процесів в межах Українського щита датується 1960-1963 роками. У цей період слід відзначити роботи ряду авторів, присвячені опису різних типів метасоматозу, виділених з профілюючого компонента в розчині виділених по новоствореному мінералу. Серед них - роботи Г.Ф. Гузенко і Г.А. Частий (про прояв карбонатного метасоматозу в Білозерському залізорудному районі) і про різні типи метасоматичних змін в залізистих кварцитах [1].

До числа найбільш фундаментальних робіт, присвячених дослідженню метасоматозу в межах Українського щита слід віднести роботи Н.П. Семененко [2], в яких розглянута роль метасоматозу при розробці критеріїв прогнозування родовищ Українського щита, і його обрамлення і дано опис найголовніших геохімічних епох метасоматозу на Українському щиті, а також дослідження І.П. Щербаня [3].

Питаннями рудоносності метасоматитів Українського щита займалися А.Н. Комаров, Л.А. Черкашан, І.М. Бордун, І.Л. Гаєв і Н.М. Гаєва, В.А. Стульчиков, С.М. Рябоконь, В.Л. Бойко, В.Д. Ладієва, В.А. Буряк [1, 4, 5, 6]. У роботах цих авторів наведені дані по геохронології головних геохімічних епох метасоматозу, про зональність метасоматитів, а також розглянуті умови формування родовищ метаморфогенно-гідротермального типу.

Цілеспрямоване вивчення проявів метасоматозу в межах окремих зеленокам'яних структур в Середньопридніпровському блоці проводилося Н.П. Семененко, В.С. Монаховим, В.А. Стульчиковим, А.Б. Бобровим, З.І. Танатар-Барашом [1, 2, 3, 4, 7]. У роботах цих авторів наведені відомості про речовинний склад метасоматично змінених порід, розглянуті фази мінералізації різних ступенів метаморфізму і метасоматозу, петрохімічні особливості і металоносні метасоматити в межах Конкської, Верхівцевської, Сурської, Чортомлицької та Софіївської зеленокам'яних структур.

Висновки до розділу:

Оцінюючи загальну вивченість метасоматичних проявів, слід зазначити, що вона вкрай нерівномірна як в Середньопридніпровському блоці, так і в цілому по Українському щиту. Найбільш детально досліджено процеси метасоматозу в Сурській, Чортомлицькій, Верхівцевській і Білозерській зеленокам'яних структурах, дослідження метасоматозу в межах інших структурах вимагає довивчення.

Поряд з цим багато важливих особливостей геологічної позиції, мінерально-петрографічного складу і фізико-хімічних умов утворення метасоматитів Середнього Придніпров'я також слабо вивчені. Серед них:

- 1) вивчення формаційної приналежності метасоматитів розломних структур Середнього Придніпров'я;
- 2) визначення вертикальної зональності метасоматитів;
- 3) співвідношення інфільтраційного і дифузійного типів метасоматозу;
- 4) визначення генезису, рудоносності і геохронологічної послідовності метасоматитів.

З огляду на вищевикладене, а також той факт, що за останні 10 - 15 років накопичено значний обсяг нового матеріалу, який не увійшов до опублікованої роботи, однією з першорядних завдань досліджень слід вважати складання комплексної, узагальнюючої класифікації метасоматитів розломних структур Середнього Придніпров'я, що охоплює більшість відомих і ряд раніше невідомих метасоматичних формацій.

2 ГЕОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕНЬ

2.1 Геологічна будова Сурської структури

Сурська зеленокам'яна структура (рисунок 2.1) розташована в центральній частині Середньопридніпровської граніт-зеленокам'яної області. Вона має видовжену в північно-західному напрямку коритоподібну форму і розміри 28 км × 16 км, а в розрізі - асиметричну будову. Південно-західний борт більш пологий і падає на північний схід під кутом 50-75°, тоді як північно-східний - характеризується субвертикальним падінням. Дно синклінорію фіксується на глибині близько 5 км. З південного заходу і північного сходу він обмежений відповідно Західно-Сурським і Дніпродзержинським, а з півдня - Девладівським глибинними розломами. У північній частині синклінорій ускладнений Грушевською, Карнаухівською і Пашеновською синкліналями, на півдні - Широківською, а з південного заходу Петровсько-Миколаївською монокліналями.

2.2 Стратиграфія

За результатами великомасштабного геологічного картування в докембрійських утвореннях Сурської структури (див. рис. 2.1., 2.2) Виділено два структурних поверхи, складених аульським і конксько-верхівцевським структурно-формаційними комплексами [1, 8-11].

Аульський комплекс представлений метаморфізованими суперкрустальними породами аульської серії, що відносяться до верхньої базавлукської товщі.

Породи базавлукської товщі (ARB_с) присутні у вигляді малопотужних (від декількох сантиметрів до півметра), реліктів серед гранітоїдів дніпропетровського комплексу в обрамленні Сурської структури. Представлені плагіогнейсами, роговообманковими і біотит-роговообманковими кристалічними сланцями, амфіболітами.

Конксько-верхівцевський структурно-формаційний комплекс представлений породами конкської світи (AR₂kn). На утвореннях базавлукської товщі

відкладення конксько-верхівцевської серії залягають незгідно. У розрізі конкської світи виділено 4 підсвіти.

Породи першої підсвіти (AR_2kn_1) розташовані по периферії Сурської структури, схильні до процесів гранітизації.

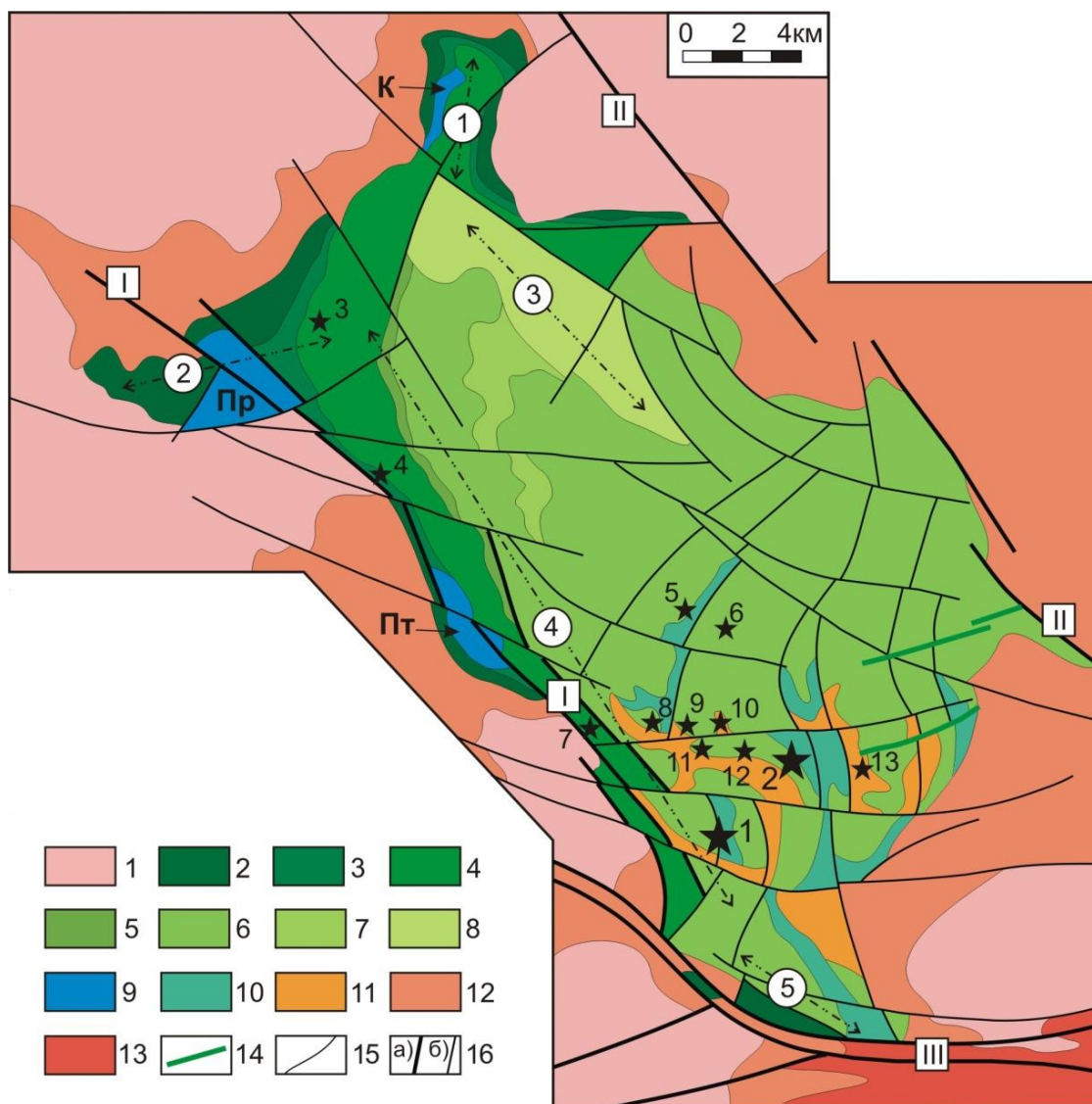


Рисунок 2.1 - Схема тектонічної будови докембрійських утворень Сурської зеленокам'яної структури [11]

Масштаб 1: 200000

Умовні позначення на сторінці 10

Умовні позначення до рисунку 2.1:

1 - плагіомігматити Дніпропетровського комплексу з ксенолітами порід аульської серії; Сурська свита: 2 - амфіболіти, сланці плагіоклаз-амфіболові, залізисті кварцити; 3 - метакоматіти другої підсвіти; 4 - метаморфізовані туфопісковики, туфоалевроліти, туфолави і туфи, пісковики, алевроліти, ріодацити, залізисті кварцити, ультрабазити; 5 - метакоматіти четвертої підсвіти; 6 - metabазальти, метадолерити; 7 - метакоматіти Алфьоровської товщі; 8 - metabазальти і їх метатуфи, сланці магнетит-амфібол-хлоритові); 9 - метаморфізовані перидотіти, дуніти, піроксеніти; масиви: К - Карнаухівський, Пр - Правдинський, Пт - Петровський; 10 - метагаббро-долерити, метадолерити, метагаббро; Сурський комплекс: 11 - перша фаза (метадацити, метатоналіт-порфіри), 12 - плагіограніти; 13 - мокромосковський комплекс (граніти); 14 - дайковий комплекс меланогаббро; 15 - геологічні кордони; 16 - розривні порушення: а) регіональні, б) головні і другорядні.

Римські цифри в квадратах - номери регіональних розломів: I - Західно-Сурський, II - Дніпродзержинський, III - Девладівський. Арабські цифри в кружечках - номери складчастих структур: 1 - Карнаухівська, 2 - Грушевська, 3 - Пашеновская, 4 - Петровсько-Миколаївська, 5 - Широківська. Зірочки - родовища золота.

У складі першої підсвіти беруть участь вулканіти середнього, основного і ультраосновного складу, ритмічно перешаровуються метаосадові і вулканогенно-осадові породи - залізисті кварцити, кварц-слюдяні, кварц-амфіболові сланці і кварцитові сланці з варіюючим вмістом магнетиту.

За особливостями мінерального та петрохімічного складу, метавулканіти середнього складу відповідають андезиту і андезито-базальту, основного - толейтам (базальтам і базальтовим коматіітам). Потужність підсвіти до 1400 м.

Відкладення другої підсвіти (AR_2kn_2) користуються переважним поширенням в північній частині Сурської структури, складають ядерну частину Карнаухівської синкліналі, крила Пашенної синкліналі також розвинені в ядерній частині Грушевської синкліналі. В її складі головна роль належить вулканітам

середнього (кварц-хлорит-плагіоклазові сланці) і основного складу (хлорит-актиноліт-плагіоклазові, хлорит-плагіоклазові сланці). Ультраосновні і кислі вулканіти присутні у вигляді малопотужних прошарків. Потужність підсвіти 470-1900 м.

Породи третьої підсвіти (AR_2kn_3), практично поширені на великій території південно-західної половини Сурської структури, виконуючи ядерну частину її основний синклінальної форми. У складі підсвіти відзначаються метаморфізовані толейтові базальти, андезити і дацити, а також відповідні їм породи пірокластичних фацій. У північно-західній частині породи кислого і середнього складі становлять до 3-5% обсягу, на півдні - від 15 до 25-30%. Метаморфізовані аналоги трьох петрохімічних типів порід представлені хлорит-актиноліт-плагіоклазовими сланцями, зеленими сланцями.

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

Утворення четвертої підсвіти (AR_2kn_4) конкської світи користується обмеженим поширенням на площі Сурської зеленокам'яної структури. Представлені переважно породами кислого складу - кварцовими альбітофірами (метадацити) і кварцовими порфірами (метаріодацити). Потужність коливається від 50 до 550 м.

Ультраметаморфічні, інтрузивні магматичні і метасоматичні утворення користуються дуже широким розповсюдженням, складаючи, переважно, обрамлення Сурської зеленокам'яної структури [1, 8-11].

В стратиграфічній схемі докембрійських утворень Середньопридніпровського геоблока УЩ виділяються Дніпропетровський гранітоїдний комплекс, комплекс основних і ультраосновних порід, сурсько-токівський гранітоїдний комплекс, а також архейський і протерозойський дайкові комплекси [1, 8-11].

Гранітоїдні утворення дніпропетровського комплексу ($AR_1 dp$) користуються дуже широким розповсюдженням за межами Сурської зеленокам'яної

структури і представлені найдавнішими метаморфізованими інтрузіями тоналітів, а також різного мінерального складу плагіогранітами, гнейсами і мігматитами. Контакти гранітоїдів дніпропетровського комплексу з утвореннями Сурської зеленокам'яної структури тектонічні, зазвичай круті: $60-65^\circ$ в районі Грушевської синкліналі і всього західного борту Сурської структури, $65-70^\circ$ - в районі західного борту Карнаухівської синкліналі. У віковому відношенні гранітоїди порівнянні з суперкрукстальними товщами аульської серії, спільно з якими утворюють фундамент більш молодих зеленокам'яних товщ конксько-верховцевської серії.

До складу комплексу основних і ультраосновних порід віднесені інтрузії базит-ультрабазитового складу, зустрічаються серед вулканітів конксько-верховцевської серії.

Основні породи $\delta\beta AR_2$ представлені метаморфізованими габро-долеритами і горнблендітами, що утворюють соопласні, субсоопласні і січні тіла серед вміщаючих вулканітів першої підсвіти конкської світи. Потужність тіл коливається від десятків сантиметрів до десятків метрів.

Ультраосновні інтрузії $\sigma\beta AR_2$ представлені метаморфізованими дунітами, перидотитами, піроксенітами, а також, що розвиваються по ним тальк-карбонатними і тальк-магнезитовими породами. Ці утворення у вигляді чітко індивідуалізованих масивів розташовуються в межах поширення вулканітів першої підсвіти (AR_2kp_1). Вони представлені системою ланцюгово-розташованих масивів, подовженням орієнтованих в напрямку простягання вміщаючих вулканітів. Найбільшими з таких масивів є Карнаухівський, Правдинський, Петровський і Павловський масиви. Їхні складові ультрабазити характеризуються повнокристалічною будовою, грубозернистими структурами, масивними текстурами. Контакти з вміщуючими вулканітами різкі, що свідчать про їх інтрузивні співвідношення.

У складі сурсько-токівського комплексу (AR_2st) об'єднані гранітоїдні утворення постконкського віку. Гранітоїди розглянутого комплексу утворюють на

території Сурського району два великих відокремлених масивів - Оленівський і Сурський, кілька дрібних масивів.

Оленівський масив розташований в північній частині Сурської структури, утворюючи неправильної форми вихід на північ від Грушевської синкліналі і правильний еліпсоїдний вихід в її центрі. Загальна площа масиву близько 10 км². У його будові беруть участь лейко-, мезократові біотит-роговообманкові плагіограніти, плагіограніт-порфіри, кварцові альбітофіри. В межах масиву зустрічаються малопотужні січні тіла рожевих і червонувато-рожевих гранат-флогопітових пегматитів. Плагіограніти масиву характеризуються різкими рвучими контактами з вміщуваними їх зеленокам'яними товщами.

Сурський масив розташований уздовж всього східного краю Сурської зеленокам'яної структури у вигляді смуги мінливої ширини, протягуючись від Карнаухівської синкліналі на півночі до Широківської - на півдні і займає площу близько 75 км². Складений масив тоналітами біотитовими, роговообманково-біотитовими, роговообманковими, порфіроподібними плагіогранітами (від мезо- до лейкократових), плагіограніт-порфірами, кварцовими порфірами, жилами лейкократових дрібно-середньозернистих аплітовидних плагіогранітів.

Кора вивітрювання кристалічних порід. По всій території району широко розвинена залишкова кора вивітрювання докембрійських порід, представлена двома типами - площадним і лінійним. Лінійний тип кори вивітрювання розвивається в основному уздовж зон розломів. Площадний тип розвинений повсюдно і характеризується чітко вираженою вертикальною зональністю (знизу-вгору): зона дезінтеграції і вилуговування, зона проміжних продуктів вивітрювання, зона стійких продуктів вивітрювання, зона латеритизації.

Найбільш широким розвитком на вивченій території користуються три зони. Четверта зона зустрічається у вигляді окремих невеликих плям, розвинених переважно в північній і північно-східній частинах структури. Потужність кори вивітрювання в районі коливається від 1-2 до 100 і більше метрів.

Кора вивітрювання ультраосновних порід. Ультраосновні породи розвинені переважно в західному контакті осадово-вулканогенних порід з гранітоїдами. Значно менші тіла розташовані в північній і центральній частинах структури. З їх корою вивітрювання пов'язаний ряд родовищ силікатних нікелевих руд: Карнаухівське, Миколаївське, Петрівське, Павлівське.

Кайнозойські утворення представлені відкладеннями палеогенової, неогенової і четвертинної систем.

У складі палеогенової системи виділяються відкладення середнього і верхнього еоцену - бучацька і київська світи.

Бучацька свита представлена континентальними алювіальними, алювіально-пролювіальними, алювіально-озерними і делювіальними відкладеннями: різнозернистими пісками, глинами, вторинними каолінами і бурим вугіллям. Потужність бучацької світи непостійна і коливається в межах 1,0-37,0м.

Відкладення київської світи займають більшу частину, ніж бучацькі, розвинені в межах Сурської депресії. Вони залягають суцільним покривом на поверхні відкладень бучацької світи, а за межами поширення останніх - на корі вивітрювання кристалічних порід. Представлені сірими, темно-сірими дрібнозернистими, кварцовими пісками, вуглистими глинами, прошарками глинистого бурого вугілля і вторинними каолінами.

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

Серед відкладення неогенової системи (N) виділяються:

- а) відкладення полтавської світи (N_{1p_1});
- б) відкладення середньосарматського під'яруса (N_1S_2);
- в) нерозчленовані відкладення середньо-верхньосарматського під'ярусів (N_1S_{2-3}).

Відкладення полтавської світи (N_{1p_1}) представлені кварцовими пісками з підлеглими прошарками пісковиків і глин, іноді з прошарками бурого вугілля. Потужність світи коливається від 0 до 43,0 м.

Відкладення сарматського ярусу (N_1S) представлені морськими мілководними прибережно-лагуновими осадами. Вони підрозділяються на середньосарматський під'ярус (N_1S_2) і нерозчленовану товщу середньо- і верхньосарматського під'ярусів (N_1S_{2-3}).

Середньосарматський під'ярус (N_1S_2) характеризується наявністю двох горизонтів: нижнього піщано-глинистого і верхнього вапняно-мергелистого. Вони мають широке поширення. Потужність відкладень 10-16м, рідко 20-24м.

Нерозчленована товща середньо- і верхньосарматського під'ярусів (N_1S_{2-3}) збереглася на верхніх частинах схилів і на плато. Вона представлена горизонтом строкатих глин (зеленувато-сірими, сіро-зеленими воскоподібними). Часто глини містять гіпс. Потужність відкладень під'яруса 10-16м.

Нерозчленовані відкладення третинної і четвертинної систем (N_2Q_1). Червоно-бурі глини розвинені повсюдно, за винятком річкових і балкових долин. Середня потужність глин близько 10м, до 20-25м на плато.

Відкладення четвертинної системи (Q) розвинені повсюдно, за винятком порівняно невеликих ділянок. Четвертинна система представлена еоловими лесовидними суглинками, алювіальними (пісками, суглинками, мулами), делювіальними і алювіально-делювіальними (грубими суглинками), елювіальними (сучасними і копалинами ґрунтами) утвореннями. Середня потужність четвертинних відкладень 10м.

2.3 Тектоніка

В межах Сурської структури відомо три структурно-формаційних комплекси: аульський, конксько-верхівцевський (зеленокам'яний) і осадовий (платформний) [12,13].

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

Конксько-Верхівцевський складчастий структурно-формаційний комплекс представлений вулканоплутонічними асоціаціями стратифікуючих

вулканогенних товщ конкської світи і комагматичних інтрузій комплексу основних і ультраосновних порід.

Осадовий (платформний) структурно-формаційний комплекс представлений горизонтально залягаючими осадовими відкладеннями палеогенового, неогенового і четвертинного віку.

Сурська зеленокам'яна структура є найбільш характерною і повно вивченою з числа структур, що відносяться до Сурського тектонотипу.

У плані Сурський синклінорій представляє коробчату форму, видовжену в північно-західному напрямку (довжина 28 км, ширина 12-16 км, площа близько 550 км²). Володіє трьома хвостоподібними (3-4 x 5-6 км) відгалуженнями: Карнаухівським на північному сході; Грушевським на північному заході і Широківським - на півдні. Місця зчленування згаданих відгалужень з основною структурою синклінорія мають увігнуті контури. У таких ділянках на кордоні зеленокам'яних товщ з породами аульського фундаменту присутні інтрузивні багатофазові плагіогранітоїдні масиви.

У будові Сурського синклінорія виділяється цілий ряд складчастих форм різного порядку, до яких відносяться нижче охарактеризовані структури.

Основна синкліналь Сурської структури і її дочірні синклінальні форми - Пашенна, Карнаухівська, Грушевська, Широківська. Основна синклінальна форма простягається уздовж всієї Сурської структури. Падіння порід в її чітко вираженому південно-західному крилі - в сторону ядра під кутом 60-85°. Північно-східне крило розглянутої складчастої форми зрізається регіональним Центрально-Сурським розломом, за яким вона межує з Пашенною антикліналею. На південь розглянута синкліналь переходить в Широківську, складаючи однойменне хвостоподібне відгалуження.

Пашенна синкліналь має складчасту форму складної конструкції і конфігурації в плані. У північній своїй частині вона представлена ізометричною брахісинкліналею. Падіння в крилах брахісинкліналі - в сторону ядра під кутом 75-85°. У напрямку на південь, брахіальні обриси синкліналі поступово набувають лінійність, внаслідок чого вона трансформується в лінійну складку з дугоподібно

прогнутою осью лінією. На сході складка зрізається центральною частиною Сурського плагіогранітного масиву.

Карнаухівська синкліналь розташована на північному сході Сурської структури в районі однойменного хвостоподібного відгалуження за розмірами (6х3км) майже вдвічі перевищуючи аналогічну Грушевську синкліналь. Падіння полосчатості і сланцюватості порід в західному крилі - на схід (кут 70-75°), в східному крилі - на захід (кут 75-80°). Радіус кривизни її центрального замикання - близько 2 км, що свідчить про досить круто (40-45°) зануренні шарніри синкліналі, в напрямку ядра.

Грушевська синкліналь розташована на північному заході Сурської структури в межах однойменного хвостоподібного відгалуження. Ядерна частина Грушевської синкліналі ускладнена антиклінальними здуттям, обумовленим впровадженням еліпсоїдного плагіогранітоїдного тіла Оленівського масиву. В області контактів масиву з породами зеленокам'яного комплексу відзначається істотне переорієнтування елементів текстурної впорядкованості вулканітів. Якщо в південному крилі синкліналі круте (75-80°) падіння, ближче до контакту масиву змінюється вертикальним, то в північному крилі круте (75-80°) південне падіння полосчатості вулканітів змінюється пологим (35-40 °) зворотним.

Широківська синкліналь являє собою основну складчасту форму однойменного хвостоподібного відгалуження Сурського синклінорія. За формою в плані - це слабо подовжена в південно-східному напрямку брахісинкліналь з відносно спокійним північно-західним центриклінальним замиканням і килевидною південно-східною центрикліналлю. В обох крилах синкліналі фіксуються круті падіння порід (75-85°) в напрямку до ядра складки. Її північно-східне крило ускладнене інтрузією південній частині Сурського плагіогранітоїдного масиву.

Складчасті структури більш високого другого порядку, що ускладнюють основні складчасті форми, користуються обмеженим розвитком і спостерігаються тільки в південній частині Сурського синклінорія в просторовому зв'язку з Соленівським і Сергіївським вулканогенними полями.

У південній частині синклінорія відомий цілий ряд таких складок, серед яких основне значення належить Аполонівській антикліналі.

Аполонівська антикліналь є крупною (9х3км) має складчасту форму 2-го порядку, флексуровидно прогнута в центральній частині. Її осьова лінія в північній і південній частинах, де фіксуються відповідно північне і південне периклінальні замикання, має меридіональне простягання. Змикає крило великої флексури, яка ускладнює центральну частину описуваної антикліналі, орієнтоване субширотно розлому. Переміщення північного блоку відбувалося в східному, південного - в західному напрямку. Кути падіння шарів в західному крилі 80-85°, в східному - 70-75°. Падіння в обох крилах - на схід, що визначає асиметричний, перекинутий характер Аполонівської антикліналі. Судячи з характеру північного і південного переклінальних замикань, шарнір антикліналі полого занурюється на північ і південь, визначаючи її лінійну, килевидну форму.

На схід описана Аполонівська антикліналь змінюється сполученою з нею Соленовською синкліналею, що представляє собою флексуровидно деформовану в декількох частинах тісно стислу лінійну складку. Як і Аполонівська антикліналь, Солонівська синкліналь асиметрична, напрямки падіння порід в обох крилах аналогічні вищеописаним. Чітко вказано тільки південне килевидне центриклінальне замикання, північне зірвано змішаною Центрально-Сурською зоною розломів.

Східне крило синкліналі в східному напрямку зберігає моноклінальний характер падіння порід, бо свідчить про спрощення складчастої будови товщ в цій частині.

Основна структура Сурського синклінорія обмежена по краях системою чітко виражених ортогонально орієнтованих розломів I порядку: аз. простий. $325^{\circ} \pm 5^{\circ}$ і $55^{\circ} \pm 5^{\circ}$. Система 325° представлена трьома паралельними глибинними розломами, віддаленими один від одного на 7км Західно-Сурським, Центрально-Сурським, що розділяє синклінорій на дві поздовжніх частини на крайньому північному сході і Ново-Миколаївським, який обмежує східний борт синклінорія.

Простягання розломів системи $325^{\circ} \pm 5^{\circ}$ контролює напрямок загальної витягнутості синклінорія. Система ж розломів $55^{\circ} \pm 5^{\circ}$ обмежує торцеві частини синклінорія, визначаючи його подовжено-прямокутну форму. Остання ускладнена відзначалися вище хвостовидними відгалуженнями.

Ряд розривів в межах Сурської структури має амплітуду вертикальних переміщень, що оцінюється по відомій потужності стратиграфічних розривів при суміщенні різнорівневих підрозділів.

Висновки до розділу:

Вищенаведені дані узгоджуються з поширеними уявленнями, що Сурська ЗКС є накладеною рифтоподібною западиною-синкліналлю, утвореною між Дніпродзержинським і Західно-Сурським глибинним розломами. Прибортові її частини інтенсивно дислоковані, зім'яті у складки з крутим падінням порід, а в осьових частинах відмічаються слабо деформовані, полого залягаючі зеленокам'яні товщі.

Підсумовуючи можна сказати, що в геологічній будові Середньопридніпровської гранітно-зеленокам'яної області беруть участь різновікові структурно-формаційні комплекси, що формують різні структурні поверхи.

3 МЕТОДИКА ВИКОНАННЯ ДОСЛІДЖЕНЬ

Кваліфікаційна робота складена за результатами узагальнення та аналізу геологічних даних, мінералогічних досліджень, хімічних аналізів метасоматично змінених порід Сурської зеленокам'яної структури.

Вибір методів дослідження продиктований змістом перерахованих завдань і реальними умовами їх виконання. Для детального вивчення мінерального складу і структурно-текстурних особливостей руд і рудовміщуючих порід застосовані петрографічні і мінералогічні методи дослідження порід.

З фондів матеріалів були отримані відомості про геологічну будову району, геологію його продуктивної товщі, позиції вивчених метасоматитів. Після уточнення існуючих геологічних уявлень і з урахуванням деяких нових геологічних даних, отриманих автором в процесі виконання роботи, була складена класифікація метасоматитів Сурської зеленокам'яної структури. Відомості про геологічну будову, геологічних позиціях залягання метасоматитів використовувалися для вивчення особливостей їх локалізації, мінерального і хімічного складу, структури, текстури.

За результатами попередніх геологічних і мінералогічних досліджень, були виділені різновиди рудовміщуючих порід, відповідних різного ступеня метасоматичних змін.

Мінералогічні дослідження проводилися з використанням стандартних методів. Для мікроскопічних досліджень використовувалися штуфи, для мінерографічних - аншлифи і прозорі шліфи для петрографічних досліджень. Мінералогічне вивчення руд і порід (діагностика мінералів, визначення умов їх утворення, кількісні мінералогічні підрахунки, мікрофотографування і ін.) Проводилося за стандартними методиками з використанням серійних біокулярних луп, петрографічних мікроскопів.

Для порівняння хімізму гірських порід будь-якого генезису і встановлення привноса-виносу речовини виходячи з кількості атомів хімічних елементів в деякому стандартному обсязі використовувався атомно-об'ємний метод

перерахунку. Такі способи порівняння більш точно відбивають справжню природу хімічних реакцій при метасоматичному мінералоутворенню і значно спрощують реконструкцію цих реакцій для процесів, що йдуть в умовах сталості загального обсягу породи. Рациональний атомно-об'ємний метод перерахунку Ю.В. Казіцина і В.А. Рудника.

Метод порівняння складу порід та врахування балансу речовини метасоматичних процесів [14] заснований на атомно-об'ємній системі перерахунку. Атомно-об'ємна система перерахунку призначена для порівняння хімізму гірських порід будь-якого генезису і встановлення привноса-виносу речовини виходячи з кількості атомів хімічних елементів в деякому стандартному обсязі. Ця система дозволяє виявляти залежності між мінеральним і хімічним складами порід будь-якого складу і генезису.

У кваліфікаційній роботі здійснювалося вираження хімічного складу гірських порід у вигляді кількості атомів хімічних елементів (N_i^V), які містяться в стандартному (геометричному) обсязі породи, що дорівнює 10 нм^3 (10000 \AA^3).

Характер і величина привносу-виносу в процесі метасоматичного перетворення порід встановлюються простим попарним порівнянням величини (N_i^V) в вихідній та кінцевій пробах.

Рациональний варіант розрахунку. Перерахунок проводиться виходячи з масового вмісту оксидів (P_o), отриманих за результатами хімічного аналізу гірської породи. Для знаходження кількості атомів елементів в геометричному обсязі 10 нм^3 (10000 \AA^3) використовується величина середньої щільності породи (d_v).

Порядок перерахунку хімічних аналізів. Суму результатів хімічного аналізу приводять до 100%. Кількість аніонів кисню для кожного оксиду знаходиться шляхом збільшення кількостей атомів кремнію, титану, вуглецю в 2 рази, алюмінію, тривалентного заліза і бору - в 1,5 рази, фосфору - в 2,5 рази. Для катіонів Na, K і для води кількість атомів кисню знаходиться шляхом ділення на 2. Кількість аніонів кисню в оксидах FeO, MnO, CaO дорівнює кількості відповідних катіонів.

Для визначення числа атомів в стандартному обсязі можна використовувати також перехідний коефіцієнт, величини якого наведені в [14]. Розрахунки виконуються за формулою:

$$N_i^v = P_o \times R \times d_v \quad (3.1)$$

де P_o - процентний вміст оксиду; R - перехідний коефіцієнт для випадку вираження вмісту речовин в оксидній формі; d_v - величина середньої щільності породи.

R розраховується виходячи з відомого вмісту оксиду і видалення з нього частки кисню.

Абсолютна різниця привносу і виносу елементів ($N_{i2}-N_{i1}$) знаходиться простим відніманням значень N_{i1} по винесеним елементів від значень N_{i2} по привнесеним елементів з урахуванням знака.

Геохімічний спектр міграції хімічних елементів. За результатами розрахунків будуються геохімічні спектри міграції хімічних елементів. На вісь оординат наноситься різниця привносу і виносу елементів в стандартному обсязі породи, а на осі абсцис через рівні проміжки фіксуються хімічні елементи.

Висновки до розділу:

В процесі досліджень використані традиційні методи вивчення речовинного складу порід та руд району досліджень (мінералогічний, петрографічний, мінераграфічний, петрохімічний) за стандартними методиками, які проводились в лабораторіях НТУ «Дніпровська політехніка» та використані результати аналітичних досліджень лабораторій КП «Південукргеологія».

4 ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЧОВОГО СКЛАДУ МЕТАСОМАТИТІВ СУРСЬКОЇ ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНОЇ СТРУКТУРИ

Метасоматично змінені породи (метасоматити) є своєрідним індикатором фізико-механічних і хімічних властивостей вміщуючих порід, сприятливих або несприятливих для локалізації рудних тіл. Просторове положення, форма і розміри тіл метасоматитів фіксують шлях руху рудоносних розчинів і дозволяють судити про інтенсивність їх впливу на породи, що їх вміщують.

4.1 Метасоматичні формації Сурської зеленокам'яної структури

Склад метасоматитів, зустрінутих в Сурській зеленокам'яній структурі, досить різноманітний і представлений наступними метасоматичними формаціями:

1) Амфібол-плагіоклазова формація, що об'єднує в своєму складі біотит-плагіоклаз-кварцові і амфібол-плагіоклаз-кварцові породи, була вперше встановлена Н.І. Безбородько [4,7], який розглядав їх як ксеноліти більш древніх утворень. Трохи пізніше Н.П. Семененко [2,4,7] вперше відзначив метасоматичну природу цих утворень, які їм розглядалися як абсолютно самостійні метасоматити і отримали назви «базавлукітів» і «токітів» (за місцем їх виявлення).

Вихідні породи, які зазнали заміщення, представлені гранітами, рідко - габро-діоритами. Новостворений мінеральний парагенезіс представлений поєднанням амфібол + основний плагіоклаз + кварц + епідот. Суть процесу полягає в заміщенні кислого плагіоклазу і біотиту основним плагіоклазом в поєднанні з амфіболом (спочатку), і, пізніше - з епідотом. Метасоматити амфібол-плагіоклазової формації поширені в Токівському масиві гранітів [3].

2) Епідот-хлорит-альбітова формація метасоматитів (пропіліти) за даними В.С. Монахова [7] широко поширена в Сурській зеленокам'яній структурі. Вихідні породи, які зазнали заміщення - вулканіти середнього і основного складу. Новостворений мінеральний парагенезіс представлений поєднанням епідот +

хлорит + альбіт±кварц. В окремих зонах відзначається наявність актиноліту, цоізиту і кліноцоізиту. Суть процесу пропілітизації складається в метасоматичному перетворенні вулканітів середнього і основного складу в умовах малих і середніх глибин під впливом розчинів, що містять вуглекислоту і сірку. Розчини утворюються в основному при змішуванні поствулканічних і постмагматичних розчинів, що знаходяться в стадії зростаючої кислотності, з потоками вадозних вод.

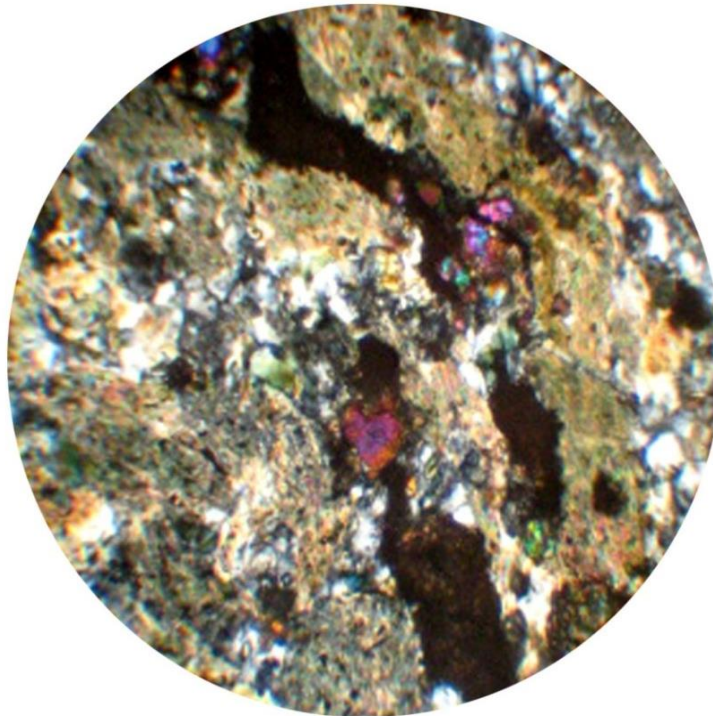


Рисунок 4.1 - Пропіліт епідот-хлорит-альбітовий.

Шліф, ніколі + Збільшення 120^x

3) Монокварцева формація (вторинні кварцити). Вихідні породи, які зазнали заміщення, представлені гранітоїдами і кислими вулканітами. Новостворені породи - безрудні кварцити. Згідно Д.С. Коржинському і Н.І. Наквнїку [4,7], вторинні кварцити - це метасоматичні вулканогенні породи, нерідко з вкрапленим оруденінням, які утворюються на контакті субвулканічних гранітоїдних інтрузивних і ефузивних порід покрівлі. Формуються під впливом потоків постмагматичних розчинів в результаті поступового збагачення кварцом і збіднення кольоровими мінералами. Вихідні породи переходять у вторинні

кварцити через продукти більш ранньої метасоматичної зміни - аргілізити і пропіліти.

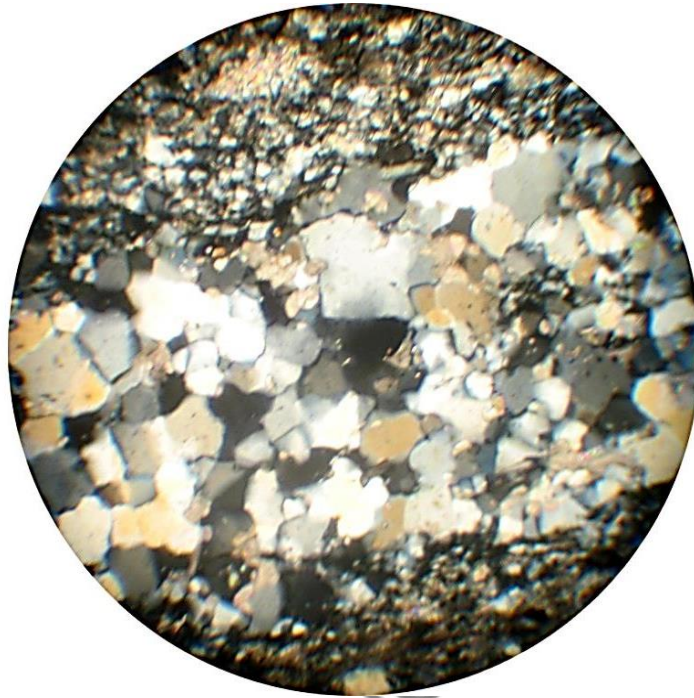


Рисунок 4.2 - Вторинний кварцит є двома генераціями кварцу, шліф, ніколі +, зб. 90

4) Амфібол-карбонатна формація жильних метасоматитів вперше виявлена В.С.Монаховим [7] тільки в Сурській зеленокам'яній структурі. За даними Абрамова І.К. [7], такі метасоматити залягають у формі жил серед зеленокам'яних порід конкської серії в екзоконтактовій зоні гранітоїдів сурського комплексу. Метасоматити складаються з рогової обманки, епідоту і кальциту і часто містять найбільш високий вміст золота (бонанцевий тип зруденіння), пов'язаного з піритом. Такий склад, форма тіл і умови залягання амфібол-карбонатних метасоматитів дають підставу вважати їх інфільтраційними екзоконтактовими гідросилікатними скарнами за класифікацією П.П. Пилипенко [7] з супутнім сульфідним оруденінням золота. Типові парагенетичні асоціації - амфібол (зелена рогова обманка) + епідот + кальцит + пірит, шееліт, молібденіт.

5) Кварц-мусковітова (біотитова) формація середньотемпературних метасоматитів краще відома під назвою грейзенової, в якій грейзени

супроводжують грейзенізовані породи, тобто породи, частково перетворені цим процесом. Метасоматити даної формації найбільш яскраво демонструють залежність свого складу від складу вихідних порід, що видно зі зведеної схеми зональності грейзенів, яка складена Г.Н. Щербой [15].

Метасоматити грейзенової формації були встановлені В.С. Монаховим в 1984 [7]. грейзени і грейзенізовані породи приурочені до зон контакту гранітоїдів з породами різного складу і походження, причому розташовуються як в ендо-, так і екзоконтактовій зонах інтрузивів. Відзначають присутність типових зональних грейзенів в зоні екзоконтактів гранітоїдів з різними за складом породами Конкської і Білозерської серій. Тут відзначена незначна по потужності зона контакту роговиків з хлоритом, біотитом, гранатом, кордієритом, ставролітом, яку змінюють потужні зони біотитизації і флогопітизації, що часто несуть непромислову рідкіснометалеvu мінералізацію. Вихідні породи, які зазнали грейзенізації в межах зеленокам'яних структур Середнього Придніпров'я, представлені гранодіоритами, діоритами, базитами, ультрабазитами, філітовидними сланцями.

Склад новоутворених мінеральних парагенезисів варіює залежно від складу заміщаючих порід. Так, в разі інтенсивної грейзенізації гранітоїдів, новостворений мінеральний парагенезис представлений поєднанням кварц + мусковіт. У разі заміщення metabазитів, процес грейзенізації призводить до формування парагенезису біотит + турмалін + апатит або хлорит + флогопіт. І, нарешті, процес грейзенізації ультрабазитів призводить до формування зон флогопітових слюдитів.

б) Хлоритова формація середньотемпературних метасоматитів (за даними В.С. Монахова [7]). Вихідні породи, які зазнали заміщення, представлені пісковиками, гранодіоритами, карбонатними породами. Новостворений мінеральний парагенезис представлений поєднаннями хлорит + кварц (4.3), хлорит + турмалін, хлорит + магнетит і ін. В якості другорядних мінералів іноді присутні біотит і серицит. Виділяють також 2 субформації хлоритових

метасоматитів: безкарбонатних і карбонатвмісними. Генезис хлоритолітів магматогенно- і метаморфогенно-гідротермальний.

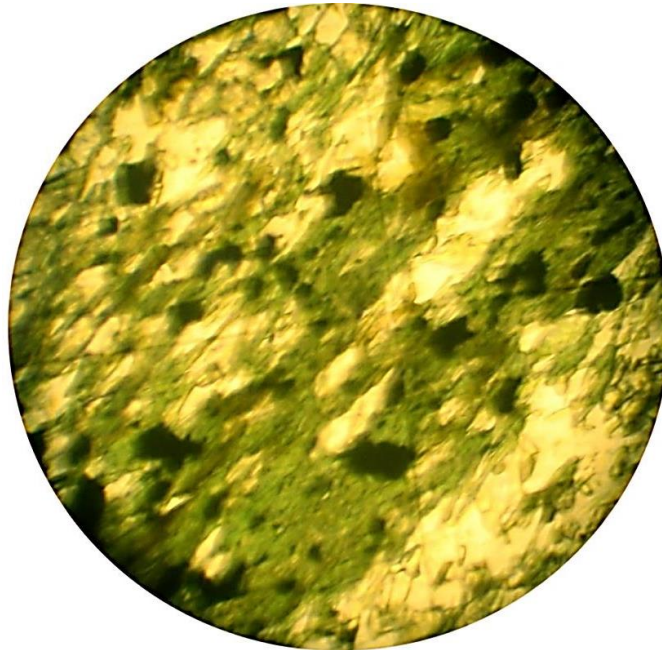


Рисунок 4.3 - Хлоритовий метасоматит з магнетит-піритовою мінералізацією, шліф, ніколі ||, зб. 90

7) Серицит-карбонатна формація, що об'єднує в своєму складі лиственіти і березити, виявлена за даними В.С. Монахова в 1986р. [7] в межах Сурської зеленокам'яної структури. Вихідні породи, які зазнали заміщення, представлені ріолітами і ріодацитами, граносієнітами, базитами, ультрабазитами і метапісковиками. Новостворені мінеральні парагенезиси метасоматитів даної формації представлені сполученнями: карбонат + серицит + кварц, карбонат + серицит, тальк + карбонат±фуксит (рис. 4.4).

Лиственіти - найбільш поширені метасоматити в межах Сурської ЗКС. Вони заміщають серпентиніти, метабазити і навіть деякі різновиди залізистих кварцитів і багатих магнетитових руд [7].

Найбільш інтенсивно процес лиственітизації виявлений в серпентинітах і метабазитах конкської серії в Правдинському масиві Сурської ЗКС, де вони

утворюють промислові родовища талько-магнезитів. Склад лиственитів залежить від складу вихідних порід.

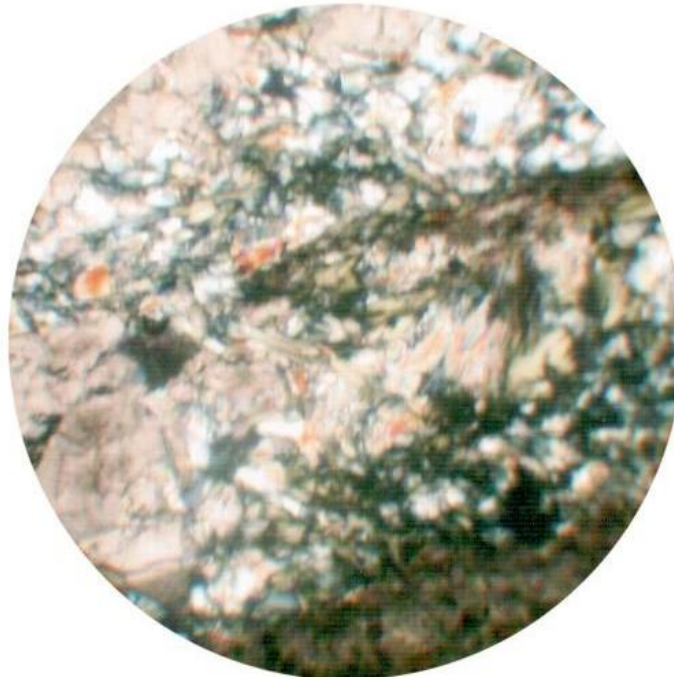


Рисунок 4.4 - Прожилок кварц-серицит-карбонатного складу в серпентинізованому перidotиті. Шліф 3063/3. Ув. 120, Ніколі+

Лиственітизовані metabaziti представлені хлорит-кварц-карбонатними утвореннями з домішкою залишкового амфібола, біотита, сульфідів. Лиственітизація ультраосновних порід представлена інтенсивно оталькованими і карбонатизованими серпентинітами. До власне лиственітів віднесені тальк-карбонатні сланці по серпентинітам. Кварцові зони в лиственітах відсутні, але іноді представлені прожилками кварцу в талько-магнезитах (рисунок 4.5).

Зміни хімічного складу при лиственітизації визначені інтенсивним привносом магнею і вуглекислоти, а в зоні окварцювання і кремнекислоти. За даними І.П. Щербаня (1996) це зумовило близьку до нейтральної реакцію середовища з $pH = 6-8$ і температурою утворення близько 200° .

Березити в Сурській структурі представлені кварц-серицитовими метасоматитами з домішками піриту, які сформувалися в зонах дроблення і розсланцювання кислих вулканітів.



Рисунок 4.5 – Лиственітизація по антигоритовому серпентиніті (прожилок тальк-карбонатного складу). Шліф 3046/2. Зб. 90, Ніколі+.

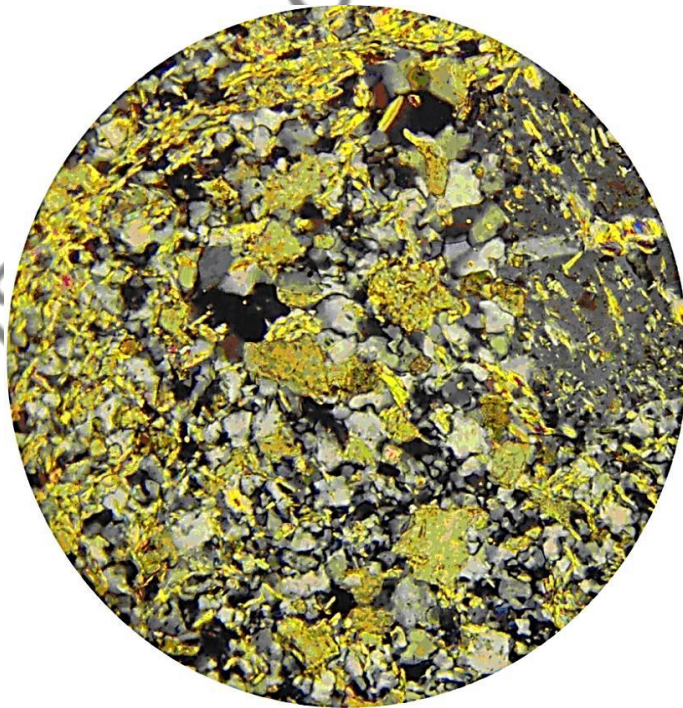


Рисунок 4.6 - Березит по піродациту, шліф, ніколі +, ув. 90

Головні зміни порід при березитизації викликані активним привносом кремнекислоти і сірководню при незначній участі CO_2 , що визначило кислу

реакцію середовища з $pH = 6-7$ при незначному зниженні температури в порівнянні з лиственітизацією.

Характерною особливістю низькотемпературних метасоматитів серицит-карбонатної формації слід вважати наявність телескопірованих (сумішених) метасоматитів, що визначаються як лиственіт-березити. Такі метасоматити представлені асоціаціями мінералів різних метасоматичних формацій (лиственітів і березитів). Формування подібного типу метасоматитів можна пояснити багатостадійним надходженням гідротермальних розчинів різного складу в єдині тектонічно ослаблені зони. Прояви цього типу метасоматитів відзначені в різних літологічних типах порід (в метапісковиках, ріолітах, базитах і ін.)

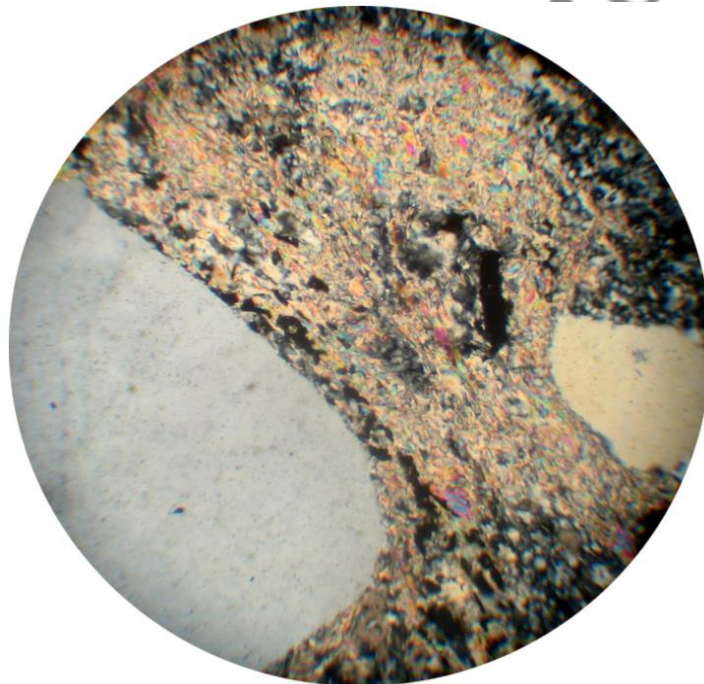


Рисунок 4.7 - Лиственіт-березит по ріоліту, кварц-альбітові вкрапленики в карбонат-альбіт-кварц-серіцитовій масі, шліф, ніколі +, зб. 90

Оскільки метою кваліфікаційної роботи є вивчення низькотемпературних метасоматитів, детально в цьому розділі будуть розглянуті метасоматити лиственіт-березитового типу.

Лиственіт-березити по породам основного складу. Вихідними породами цього типу метасоматитів являються масивні або сланцюваті, дрібно- або середньозернисті аподіабази, апопорфірити, спіліти, їх туфи, туфосланці і

розвинуті по ним епідозити і пропіліти. Вони мають темно-зелений, зелено-сірий колір, а при наявності масивних текстур - бластофітову, бластопорфірову або реліктову структури. Головні мінерали порід: плагіоклаз, амфіболи, мінерали групи епідоту, хлорити, кальцит, доломіт; рудні: лейкоксенізований титаномagnetит, ільменіт, сфен, зрідка пірит, піротин, халькопірит; акцесорний мінерал - апатит.

На Аполлонівсько-Солонянській ділянці в основних породах, зібраних в ряд субпаралельних складок з невитриманим простяганням, розвинена велика кількість кулісовидних пошарових і січних кварцових жил і зон прожилкування, окварцювання. Ці жили і прожилки нерідко несуть рудну мінералізацію і супроводжуються інтенсивною лиственітизацією і березитизацією вміщуючих порід. Вивчення характеру цих процесів і інтенсивності їх прояву дозволило встановити наступне: 1) мінеральні новоутворення, що виникають при лиственізації і березитизації, мають чітко зональне розташування щодо золотоносних кварцових жил і прожилків; 2) зміни, в вихідних породах різняться якісним і кількісним складом мінералів.

За ступенем інтенсивності метасоматичного перетворення і за складом мінеральних агрегатів в ореолах гідротермально змінених порід чітко виділяються наступні зони: зовнішня, середня та внутрішня.

1. У метасоматитах зовнішньої зони практично повністю зникає актиноліт, епідот зберігається лише в самих верхніх її частинах, а альбіт в значній мірі запилений лусочками хлориту. Титаномagnetит частково, а іноді цілком лейкоксенізований з відокремленням при його розкладанні голчастих і пластинчастих зерен ільменіту. Проте текстурні, структурні ознаки і забарвлення вихідних порід зберігаються. Потужність зовнішніх зон ореолів непостійна і змінюється в межах 10 - 100 м.

2. У метасоматитах середньої зони поряд з хлоритом, порфіробластовими зернами анкеріту і їх гломеробластовими скупченнями розвиваються пірит і мілкочешуйчатий серицит. Останній, як правило, утворюється за рахунок альбіту. Ступінь запиленості альбіту хлоритом в цій зоні набагато нижче, ніж у

попередній, а сам хлорит в міру наближення до внутрішніх зон нерідко знебарвлюється. Кількість як серициту, так і піриту не перевищує тут 10 - 15%. Змінені породи середньої зони зазвичай слабо освітлені, мають темно-сіру до сірої забарвлення і іноді розсланцювання. Новостворені лускаті і листоваті мінерали в ній орієнтовані довгою стороною в напрямку, згідному з напрямком загального розсланцювання порід. Потужність метасоматитів середніх зон - від перших міліметрів до перших метрів.

3. У метасоматитах внутрішньої зони основними мінералами є анкерит, серицит, пірит і кварц. Дрібні зерна анкериту і серициту зазвичай зібрані в лінзовидні агрегати, розташовані довгою стороною в напрямку розсланцювання порід. Великих метабластових виділень карбонату вже не відзначається. Іноді зберігається і навіть рекристалізується альбіт. Він зазвичай очищений від включень і не здвоєний. Серицит в цьому випадку заміщає хлорит. При тектонічних переміщеннях навколо метакристалів піриту і їх скупчень створюються порожнечі, що заповнюються згодом так званим «стебельчатим кварцом», карбонатом і зрідка крупночешуйчатим серицитом.

Метасоматити внутрішньої зони відрізняються від метасоматитів середніх і зовнішніх зон також за кольором, структурою і текстурою. Це сланцюваті, з гранолепідобластовою і порфіробластовою структурами, зеленувато-світло-сірі породи. Напрямки площин розсланцювання і кордонів освітлення в них часто не збігаються з напрямком розсланцювання незмінених порід і метасоматитів зовнішніх зон. Останнє свідчить про те, що максимальний прояв метасоматозу відбувалося при тектонічних переміщеннях, кілька відмінних за направленням від зрушень, що існували в початкові моменти гідротермальної зміни порід. Межі, в яких змінюється потужність метасоматитів внутрішніх зон - від часток міліметра - до перших метрів. Виявлена протяжність ореолів метасоматичного зміни порід - до 6 км.

Узагальнена будова метасоматитів, що розвиваються при лиственізації основних порід всій синклінальної структури, показано в таблиці 4.1.

Таблиця 4.1 – Узагальнена будова метасоматитів, що розвиваються при лиственізації основних порід всій синклінальної структури.

Вихідна порода і метасоматит		Парагенезис
Пропілітизовані метадіабази, спіліти, метапорфірити і їх туфи		Актиноліт, епідот, цоїзит, польовий шпат
Метасоматити зовнішньої зони	Верхня	Альбіт, хлорит, кальцит, магнетит, біотит, епідот
	Нижня	Альбіт, хлорит, анкерит
Лиственіт-березити середньої зони		Альбіт, хлорит, анкерит, серицит, пірит
Лиственіт-березити внутрішньої зони		Анкерит, серицит, пірит, іноді альбіт
Анкерит-кварцові з сульфідами і альбітом жили, прожилки, прожилковидні скупчення і гнізда		

Примітка. Ільменіт, рутил, апатит розвинені в усіх зонах - наскрізні; турмалін може з'являтися в усіх зонах розрізу.

Лиственіт-березити по породам кислого складу. Максимальна насиченість розрізу тілами кислих вулканітів і їх найбільш типові різності виявлені в утвореннях спіліт-кератофір-туфосланцевої підформації.

Кислі вулканіти представлені кератофірами і польовошпатовими геллефлінтами по кварцовим апопорфірам, фельзіт-порфірам, аподацитами і їх туфам потужністю від перших десятків сантиметрів до 60-80 м. Початок березитизації порід фіксується з розвитку в них серициту, кальциту і піриту. У сланцеватих різновидах окремі лусочки і лінзоподібні агрегати мілкочешуйчатих зерен серициту розташовуються головним чином згідно з напрямком сланцеватості, а в масивних - майже перпендикулярних напрямках, утворюючи як би дрібну сітку з основної тканини породи. Кальцит в основній тканині обох різностей зустрічається у вигляді дрібних ромбодричних кристалів.

У зонах контакту осадово-вулканогенних порід з прориваючими їх гранітоїдами токівського і мокромосковського комплексів (південно-східна частина структури) в зовнішніх зонах ореолів березитизації (як і в метасоматично змінених основних ортопородах) з'являються біотит, епідот і магнетит (до 5% кожного).

У міру наближення до рудоносних карбонат-кварцових прожилків в породах зникають магнетит, біотит і епідот. Посилується їх серицитизація. Серицит починає відокремлюватися в лінзовидні прошарки і смуги, розташовані відповідно до сланцюватості. Незначно зростає ступінь карбонатизації і піритизації порід. Вкраплення піриту ще досить дрібні і нечисленні (4-5%). Поряд з кальцитом розвиваються анкерит. Загальна кількість карбонатів невелике і не перевищує 10-20%. Частково в цій зоні зберігаються альбіт і хлорит, причому хлорит нерідко знебарвлюється. В скупченнях хлориту іноді спостерігаються виділення турмаліну.

Метасоматити, сформовані в результаті такого роду змін виділені нами як березити перехідної (середньої) зони. Потужність перехідних (середніх) зон березитизації зазвичай невелика і складає доли міліметра - перші сантиметри.

Перехідна (середня) зона березитизації змінюється зоною повного заміщення альбіту і хлориту серицитом, анкеритом і піритом (метасоматити внутрішньої зони ореолів березитизації). Спостерігаються ділянки, складені виключно одним серицитом (серицитоліти). Форма таких ділянок полосчата, плямиста, прожилковидна, а їх межі здебільшого орієнтовані в посічених по відношенню до загальної сланцюватості порід напрямку. Серицит - мілкочешуйчатий, розмір окремих його часток становить 0,01-0,03 мм.

Анкеритизація порід розвинена трохи і не завжди збігається з місцями максимального розвитку серициту. Рясне відкладення карбонату відбувається переважно в зонах екзоконтактах анкерит-кварцових прожилків. Анкерит в цих зонах спостерігається у вигляді дрібних неправильної форми зерен, відокремлених в лінзовидні агрегати, субсогласні з напрямком кварцових жил. Кількість анкериту в березитах внутрішніх зон рідко перевищує 25-30%. Масштабного розвитку набула інтенсивна сульфідизація (піритизація) порід. Найбільша кількість піриту (від 5 до 15 і дуже рідко до 60%) відзначається безпосередньо в екзоконтактах карбонат-кварцових прожилків, іноді поширюючись і на їх ендоконтактові частини. Вторинне розсланцювання порід, фіксоване в

більшості випадків виключно у внутрішніх зонах метасоматитів, збігається за напрямком з простяганням цих прожилків.

Лиственит-березити по породам ультраосновного складу. У зонах перешарування ультраосновних порід з породами основного, середнього та кислого складу, залізистих кварцитів і парасланцями, а також серед самих ультрабазитів, розвинених в зонах тектонічних розшарувань, виявлено січні тіла їх лиственітизованих різностей. Деякі з них характеризуються порівняно високим вмістом нікелю, кобальту, міді, цинку, миш'яку та ін. Розгляд характеру околорудних змін, яким піддаються породи ультраосновного складу, дозволяє в такий спосіб представити узагальнену будова розрізу околорудних метасоматитів (таб. 4.2).

Таблиця 4.2 – Характер околорудних змін, яким піддаються породи ультраосновного складу

Зона	Породи	Мінерал
	Незмінені	Серпентин, актіноліт, тремоліт, антофіліт, магнезит, тальк, хлорит, магнетит, хроміт
Зовнішня	Хлорит-карбонат-талькові сланці	Тальк, карбонат кальцієво-залізисто-магнезійного ряду, хлорит, магнетит, хроміт
Середня	Хлорит-карбонат-талькові метасоматити	Тальк, карбонат кальцієво-залізисто-магнезійного ряду, хлорит, пірит, магнетит, хроміт
Внутрішня	Кварц-хлоритові метасоматити	Хлорит, кварц, карбонат кальцієво-залізисто-магнезійного ряду, тальк, пірит
	Талькові метасоматити	Тальк, карбонат, магнетит, пірит, кварц, зрідка хлорит
	Карбонат-кварцові лиственити	Кварц, карбонат, сульфід, крупнолушкуватий тальк і хлорит, зрідка альбіт і серицит (фукс)
Анкерит-кварцові жили і прожилки, іноді з альбітом, серицитом, тальком, хлоритом і сульфідами		

Зовнішнім зонам метасоматитів властиво утворення кальциту, флогопіту, хлориту, метакристалів магнетиту, що містить включення талько-магнезитів і карбонат-талькових сланців.

У середніх зонах метасоматитів зазвичай зберігаються в тій чи іншій мірі мінерали зовнішніх зон, зникає лише флогопіт, а кальцит, доломіт і магнезит змінюються брейнерітом і паранкерітом. Тут же спостерігаються октаедричні, ромбоедричні і ромбододекаедричні метакристали піриту, в окремих випадках заміщають магнетит.

Для внутрішніх зон метасоматитів характерно значне розмаїття мінерального складу. На місці магнезіальних безглиноземних і лужноземельних-малоглиноземних порід виникають лиственіти карбонат-кварцового складу з піритом, крупнолускуватим тальком, альбітом і фукситом. У більшості випадків вони оздоблюють карбонат-тальковими з піритом метасоматитами, що містять незначні домішки кварцу, хлориту, магнетиту.

Мінеральний і хімічний склад околожильних лиственітів залежить не тільки від варіацій хімічного складу ультраосновних порід, а й від їх місця розташування в розрізі формації, типу розрізу і петрофізичних властивостей контактуючих з ультрабазитами порід [9-11].

1. У магнезіальних безглиноземних породах кварцові жили облямовуються карбонат-кварцовими лиственітами. Макроскопічно лиственіти цього типу являють собою масивні і сланцюваті дрібно- або середньозернисті породи сірого або зеленувато-сірого кольору. Вони складені різнозернистими мозаїчної будови агрегатами кварцу, що має свіжий вигляд, і грубозернистим паранкерітом (45-80%). Нерідко мінералами в них є тальк (5-10%) і хлорит (до 10%), мілкочешуйчаті агрегати яких в сланцюватих різностях здебільшого орієнтовані згідно з напрямком розсланцювання. У карбонатному, рідше кварцовому, матеріалі лиственітів спостерігаються гніздовидні і прожилковидні скупчення міді, цинку, зрідка окремі лусочки фукситу і зерна альбіту. Потужність лиственітів такого складу невелика і рідко досягає перших десятків сантиметрів, переважно від перших міліметрів до перших сантиметрів.

У міру віддалення від карбонат-кварцових прожилків метасоматити стають переважно талькові. Кількість карбонату в них незначне. На відстані від 10 до 50 см від прожилків в талькових метасоматитах зберігаються гнізда

кварцу, вкрапленість піриту. Магнетит, зустрічається в метасоматитах цього типу, укралений, порфіробластовий.

Вище і нижче по розрізу ореолів вони змінюються карбонат-тальковими сланцями і тальк-магнезитом. Зазвичай це зеленувато-сірі до світло-сірих масивні до сланцювато-жирні на дотик породи з явно різними кристалами магнезиту, кальциту і доломіту. Мінеральний склад їх досить простий (%): карбонат - 20-80; тальк - 20-60. У незначній кількості відзначаються магнетит, хроміт, хлорит, зрідка тремоліт. Карбонат утворює ідіоморфні часто запилений найдрібнішими зернятками магнетиту. Основну ж тканину породи складають виділення карбонату, агрегати лусочок тальку розміром 0,05-0,2 мм, в окремих випадках доходить до 0,5 мм.

Поодинокі лусочки хлориту спільно з тремолітом, шестоваті зерна якого досягають 0,1-0,2 мм в довжину, розвиваються в масі тальку і відрізняються від нього більш низьким двозаломленням. Магнетит і хроміт зазвичай утворюють в цих породах не окремі вкраплення, а тонкоагрегативні відокремлення і пилоподібні скупчення.

2. В ультраосновних породах, з підвищеним (порівняно з попередніми) вмістом глинозему, карбонат-кварцові лиственіти, як правило, змінюються не тальковими метасоматитами, а інтенсивно хлоритизованими породами аж до темно-зелених або зеленувато-сірих хлоритових з домішкою карбонату і тальку сланців. У таких сланцях нерідко відзначається розвиток карбонат-кварцових лінзовидних відокремлень і гнізд, що представляють собою, утворення, аналогічні карбонат-кварцовим лиственітам. Потужність зон інтенсивної хлоритизації невелика (від десятих часток міліметра до перших десятків сантиметрів) і лише зрідка досягає 1-2 м.

У міру віддалення від кварцових жил вміст хлориту в породах різко падає і в хлорит-карбонат-талькових сланцях зазвичай не перевищує 10-15%. На відстані до 3-4 м від жил і прожилки в сланцях зберігаються гніздоподібні скупчення кварцу. Спільно з кварцом в гніздах розвиваються карбонат, хлорит і сульфідні. Слабка ж сульфідна мінералізація (в основному, пірит)

поширюється на відстань до 10-15 м від кварцових жил. Карбонат представлений декількома різновидами: кальцитом, доломітом і магнезитом. Зустрічається він у вигляді дрібнозернистих скупчень, витягнутих у напрямку сланцеватості порід, або великих порфіробластових ідіоморфних кристалів розміром 0,1-0,8 мм. Магнетит в метасоматитах цього типу знаходиться або в вигляді окремих ідіоморфних кристалів, або згрупований в вузькі ланцюжка,

У місцях перешарування хлорит-карбонат-талькових і тальк-карбонатних сланців з пропілітами зовнішніх зон метасоматичних ореолів в них зрідка розвиваються окремі лусочки флогопіту. Потужність ореолів околорудних зміненних ультраосновних порід в обох розглянутих випадках вельми різна - від десятих часток міліметра до 100 - 200 м.

Лиственит-березити по залізистим кварцитам і парасланцям. Зміни залізистих кварцитів, аналогічні процесам утворення лиственит-березитів, розкриті на північному заході району у верхній частині розрізу порід метабазитової формації. Серед утворень формації залізисто-крем'янисті породи займають незначний обсяг і складають тіла потужністю від 0,5 до 60,0 м. У більшості своїй залізисті кварцити - це тонко-, середньо- і грубосмугасті породи, що складаються з амфіболу кумингтоніт-грюнерітового ряду, кварцу, магнетиту, гранату, кальциту і хлориту. За магнетиту нерідко розвивається піротин. Для порід властиво різке переважання двовалентного заліза над тривалентним. Двовалентне залізо по відношенню до тривалентного становить 66-68% і тільки в тонкополосчатих різностях опускається до 52%. Коефіцієнт окислення лежить в межах 0,2-0,8. Майже все залізо пов'язано в залізистих амфіболах і магнетитах, а наявний в породах карбонат представлений головним чином кальцитом, зрідка доломітом і в більшості випадків є утворенням вторинним по відношенню до амфіболу і магнетиту.

Зіставлення хімічного і мінерального складу залізистих кварцитів і розвиваючихся по ним метасоматитів свідчить про привнесення до їх складу в процесі околорудного метасоматозу значних кількостей сірки, вуглекислоти і деякому виносі кремнезему, кальцію і магнею. Звідси випливає, що на відміну

від змін порід ультраосновного, основного і кислого складу при околорудних змінах залістих кварцитів не відбувалося суттєвого збагачення порід сильними основами. Але зате відзначається значне збільшення вмісту двовалентного заліза. Утворення цього типу найбільше відповідають метасоматитам, що виникли в стадію «кислотного вилуговування», при наявності слабкої інверсії кислотно-лужних властивостей розчинів, що навіть зумовлено, швидше за все, спочатку масовим формуванням сидериту і піриту, а потім – кальцит-хлоритових і хлоритових прожилків.

4.2 Рудоносність метасоматичних формацій

Рудоносність різних формацій метасоматитів нерівнозначна в кількісному і якісному відношенні. При цьому існує певна металогенічна спеціалізація метасоматитів різних формацій (табл. 4.3).

Таблиця 4.3 – Рудоносність метасоматичних формацій

Метасоматична формація	Рудоносність
Аргілілізітова	Au, Ag, As, Sb, W, Hg, Pb, Zn, Cu, Mo, U, флюорит
Лиственіт-березитова	Pb, Zn, Mo, U, флюорит
Гумбеїтова	Au
Ейсітова	U, Pb, Zn
Гідрослюдисто-турмалінова	Hg
Мусковитова грейзенового типу	Sn, W, Mo, Ta - Nb
Мусковитова колчеданного типу	Pb, Zn, Cu
Мусковитова мідно-порфірового типу	Cu, Mo
Хлоритова колчеданного типу	Pb, Zn, Cu
Хлоритова сульфідно-касситеритового типу	Sn
Мусковіт-турмалінова	Au, Sn
Пренітова	рідкісні землі
Калішпат-кварцова	Mo
Альбіт-кварцова	Mo, U
Альбітитова	U
Калішпатитова	Be
Амфіболова	Cu, Au
Калішпат-альбіт-турмалінова	Au

За результатами досліджень ряду авторів [16-19] встановлено поясово-зональний розподіл метаморфізму і метасоматозу в межах досліджуваної

зеленокам'яної структури. У таблиці 4.4 приведена геохімічна спеціалізація метасоматитів за даними В.Л. Бойко [9].

Таблиця 4.4 –Зв'язок метасоматичних формацій з рудопроявленнями

Стадія метасоматичного процесу	Метасоматична формація	Рудопроявлення і корисна мінералізація
Пневматолітова	Кварц-мусковітова (біотитова) – грейзени	Ag, W, Mo, Pb, Ni
Гідротермальна	Епідот-хлорит- (амфібол) -альбітова – пропіліти	Au, Ni, Sn
	Амфібол-карбонатна	Au
	Серицит-карбонатна (лиственит-березити)	Au, Ag, W, Cu, Ni, Co

Встановлено, що метасоматичні процеси в межах Центральної частини Українського Щита генетично пов'язані з гранітацією зеленокам'яних товщ [16]. При цьому слід зазначити, що розвиток кальцій-магнієвого метасоматозу (базавлукітизації) пов'язаний з впливом вторинних флюїдів дебазифікації. У той же час рудні компоненти, генетично пов'язані з вулканогенними формаціями (Ni, Co, Cu, Pt, Au і Fe) в результаті метасоматозу часто утворюють вторинні концентрації.

За даними вищевказаних авторів з'ясовано, що з пневматолітовою стадією метасоматичного процесу (грейзеновою, вторинних кварцитів) пов'язані геохімічні аномалії і концентрації наступних асоціацій елементів: Nb-Ta, Li-Cs, U-Th-TR, Cu-Zn, Mo-W, Au, B, F, Ba-Sr; з гідротермальною стадією (пропілітизації, лиственітизації, кварц-карбонатний метасоматоз) пов'язані концентрації Ni, Co, Cu, Cr, Zn, Bi, Pb, Au, Ag, S, As, Sb.

У Сурській зеленокам'яній структурі, за даними В.С. Монахова [7], з пневматолітовими метасоматитами грейзенової формації пов'язані прояви Ag, W, Mo, Rb, Ni.

Гідротермальний ряд метасоматитів об'єднує пропіліти, амфібол-карбонатні метасоматити і лиственит-березити.

З пропілітами пов'язані прояви Au, Ni і Sn; з амфібол-карбонатними метасоматитами - прояви Au, а з лиственит-березитами - прояви Au, Ag, W, Cu, Ni, Ca.

Висновки до розділу:

Найбільш перспективними щодо рудоносності слід вважати потужні і протяжні тіла метасоматитів, що характеризуються повним набором метасоматичних зон, включаючи внутрішні, оскільки їх наявність є свідченням інтенсивного прояву гідротермально-метасоматичного процесу [6].

Аналіз просторових взаємин метасоматитів і рудної мінералізації дозволяє зробити кілька попередніх висновків:

- 1) ступінь вивченості метасоматитів вкрай нерівномірна;
- 2) найбільш поширена в межах Сурської зеленокамяної структури кварц-мусковітова формація (грейзени);
- 3) широко поширені в межах розломних зон на площі Сурської зеленокамяної структури пропіліти і лиственит-березити;
- 4) найбільш продуктивними за комплексом компонентів зруденіння слід вважати формації грейзенів і лиственит-березитів.

Копіювання заборонено 1034-1917

5 ПЕТРОХІМІЯ НИЗЬКОТЕМПЕРАТУРНИХ МЕТАСОМАТИТІВ СУРСЬКОЇ ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНОЇ СТРУКТУРИ

5.1 Розрахунок балансу речовини для низькотемпературних метасоматитів по ультраосновним породам

Метасоматити можуть формуватися за рахунок різних петрографічних типів порід. Ступінь зміни і новостворений мінеральний склад залежать від характеру і кислотно-лужної еволюції розчинів.

Розрахунок балансу речовини для низькотемпературних метасоматитів по ультраосновним породам в міру їх перетворення наведено в таблицях 5.1-5.8.

Таблиця 5.1 – Розрахунок балансу речовини при перетворенні серпентиніту по дунітах в актинолітовий апопіроксеніт

Компоненти	Масовий вміст, %				Ni ^v		Коефіцієнти привносу (+), винесення (-)
	Результати аналізу		Наведене до 100%				
	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	
SiO ₂	33,76	42,03	33,96	39,57	89,49	121,51	32,02
TiO ₂	0,05	0,14	0,05	0,13	0,10	0,30	0,20
Al ₂ O ₃	3,98	10,32	4,00	9,71	12,44	35,19	22,75
Fe ₂ O ₃	5,90	2,64	5,93	2,49	11,77	5,74	-6,02
FeO	5,61	6,82	5,64	6,42	12,44	16,49	4,05
MnO	0,05	0,11	0,05	0,10	0,11	0,27	0,16
MgO	34,71	29,31	34,91	27,59	137,18	126,34	-10,84
CaO	0,61	6,9	0,61	6,50	1,73	21,38	19,65
Na ₂ O	0,01	0,05	0,01	0,05	0,05	0,28	0,23
K ₂ O	0,01	0,03	0,01	0,03	0,03	0,11	0,08
P ₂ O ₅		0,22	0,00	0,21	0,00	0,54	0,54
H ₂ O-	0,12	0,09	0,12	0,08	2,12	1,74	-0,39
CO ₂	3,80	5,5	3,82	5,18	13,76	21,72	7,96
S	0,01	0	0,01	0,00	0,05	0,00	-0,05
F			0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl			0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
П.п.п.	10,80	2,07	10,86	1,95	0,00	0,00	0,00
Сума	99,42	106,23	100,00	100,00			

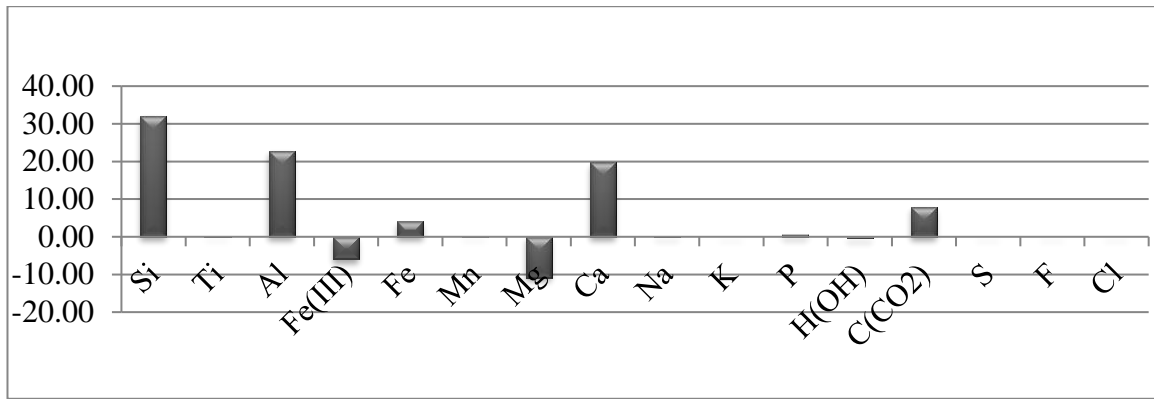


Рисунок 5.1 – Геохімічний спектр міграції елементів при перетворенні серпентиніту по дунітах в актинолітовий апопіроксеніт

Таблиця 5.2 – Розрахунок балансу речовини при перетворенні актинолітового апопіроксеніту в талько-магнезит з магнетитом і хлоритом

Компоненти	Масовий вміст, %				N _i ^v		Коефіцієнти привносу (+), ви-несення (-)
	Результати аналізу		Наведене до 100%		Пер-винна порода	Змінена порода	
	Пер-винна порода	Змінена порода	Пер-винна порода	Змінена порода			
SiO ₂	42,03	34,4	39,57	34,26	121,51	117,76	-3,75
TiO ₂	0,14	0,09	0,13	0,09	0,30	0,23	-0,07
Al ₂ O ₃	10,32	1,74	9,71	1,73	35,19	7,03	-28,17
Fe ₂ O ₃	2,64	1,06	2,49	1,06	5,74	2,73	-3,01
FeO	6,82	5,51	6,42	5,49	16,49	15,77	-0,72
MnO	0,11	0,18	0,10	0,18	0,27	0,52	0,25
MgO	29,31	24,69	27,59	24,59	126,34	126,02	-0,32
CaO	6,9	11,68	6,50	11,63	21,38	42,86	21,47
Na ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,28	0,33	0,05
K ₂ O	0,03	0,1	0,03	0,10	0,11	0,44	0,33
P ₂ O ₅	0,22	0,05	0,21	0,05	0,54	0,15	-0,39
H ₂ O-	0,09	0,04	0,08	0,04	1,74	0,91	-0,82
CO ₂	5,5	16,9	5,18	16,83	21,72	79,04	57,32
S	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F		0,04	0,00	0,04	0,00	0,43	0,43
Cl		0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
П.п.п.	2,07	3,87	1,95	3,85	0,00	0,00	0,00
Сума	106,23	100,4	100,00	100,00			

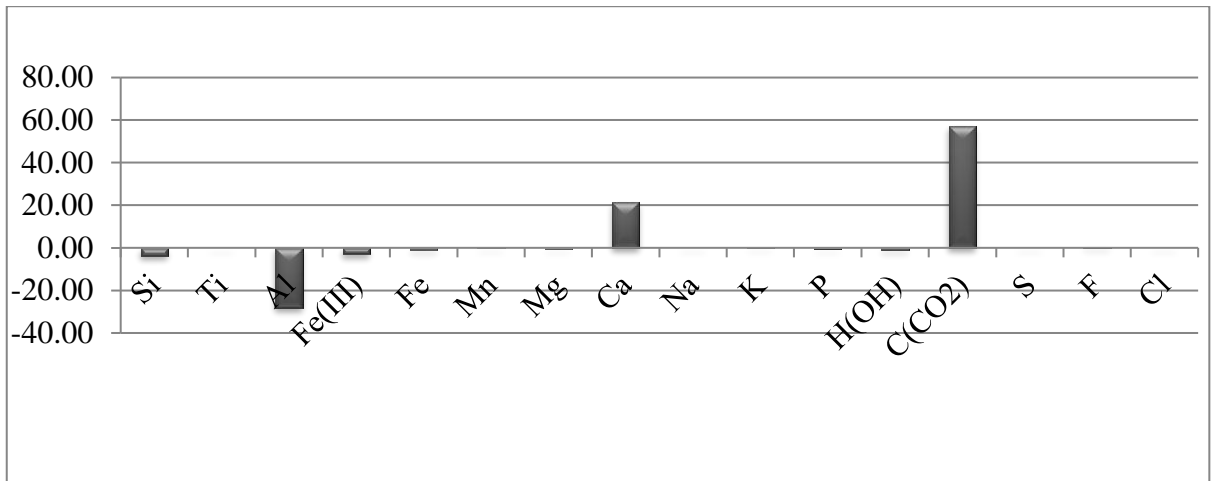


Рисунок 5.2 – Геохімічний спектр міграції елементів при перетворенні актинолітового апопіроксеніту в талько-магнезит з магнетитом і хлоритом.

Таблиця 5.3 – Розрахунок балансу речовини при перетворенні талько-магнезиту з магнетитом і хлоритом в магнетит-хлорит-карбонат-талькові метасоматити з піритом

Компоненти	Масовий вміст, %				Ni ^v		Коефіцієнти привносу (+), ви-несення (-)
	Результати аналізу		Наведене до 100%		Пер-винна порода	Змінена порода	
	Пер-винна порода	Змінена порода	Пер-винна порода	Змінена порода			
SiO ₂	34,4	48,01	34,26	47,64	117,76	175,18	57,43
TiO ₂	0,09	0,2	0,09	0,20	0,23	0,55	0,32
Al ₂ O ₃	1,74	4,3	1,73	4,27	7,03	18,51	11,48
Fe ₂ O ₃	1,06	1,69	1,06	1,68	2,73	4,64	1,91
FeO	5,51	9,26	5,49	9,19	15,77	28,26	12,48
MnO	0,18	0,05	0,18	0,05	0,52	0,15	-0,37
MgO	24,69	26,72	24,59	26,51	126,02	145,37	19,35
CaO	11,68	0,28	11,63	0,28	42,86	1,10	-41,76
Na ₂ O	0,05	0,4	0,05	0,40	0,33	2,83	2,50
K ₂ O	0,1	0	0,10	0,00	0,44	0,00	-0,44
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,05	0,05	0,15	0,15	0,01
H ₂ O-	0,04	0,12	0,04	0,12	0,91	2,92	2,01
CO ₂	16,9	2,8	16,83	2,78	79,04	13,96	-65,08
S	0	2,29	0,00	2,27	0,00	15,66	15,66
F	0,04	0,34	0,04	0,34	0,43	3,93	3,49
Cl	0	0,02	0,00	0,02	0,00	0,12	0,12
П.п.п.	3,87	4,25	3,85	4,22	0,00	0,00	0,00
Сума	100,4	100,78	100,00	100,00			

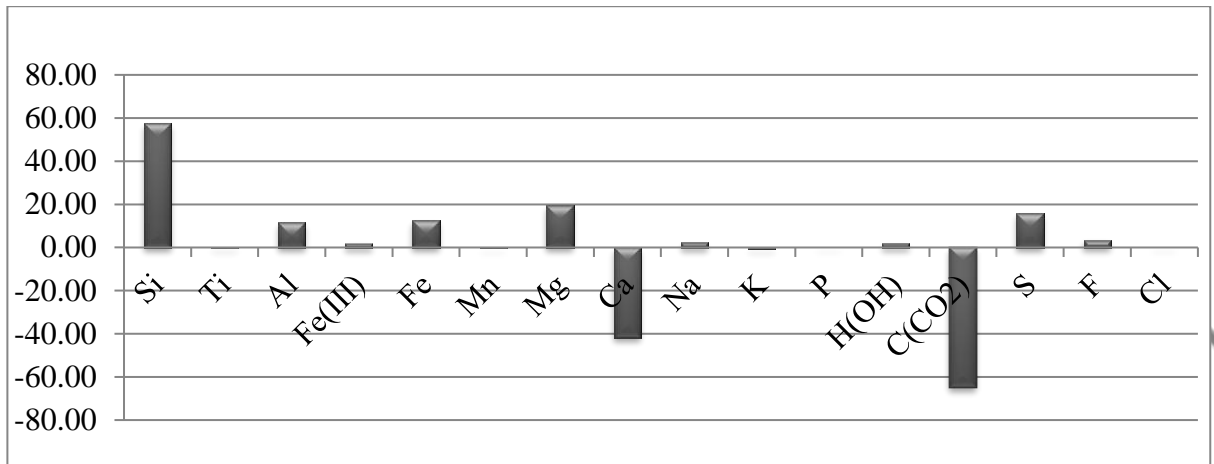


Рисунок 5.3 – Геохімічний спектр міграції елементів при перетворенні талько-магнетиту з магнетитом і хлоритом в магнетит-хлорит-карбонат-талькові метасоматити з піритом

Таблиця 5.4 – Розрахунок балансу речовини при перетворенні магнетит-хлорит-карбонат-талькових метасоматитів з піритом в хлоритові метасоматити з крупнолускатим тальком, альбітом і пірит-карбонат-кварцовими прожилками

Компоненти	Масовий вміст, %				Ni ^v		Коефіцієнти привнесу (+), винесення (-)
	Результати аналізу		Наведене до 100%				
	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	
SiO ₂	48,01	43,23	47,64	43,16	175,18	133,62	-41,67
TiO ₂	0,2	0,65	0,20	0,65	0,55	1,51	0,96
Al ₂ O ₃	4,3	13,07	4,27	13,05	18,51	47,66	29,14
Fe ₂ O ₃	1,69	2,5	1,68	2,50	4,64	5,81	1,17
FeO	9,26	10,06	9,19	10,04	28,26	26,01	-2,27
MnO	0,05	0,11	0,05	0,11	0,15	0,29	0,23
MgO	26,72	14,28	26,51	14,26	145,37	65,81	-79,65
CaO	0,28	3,88	0,28	3,87	1,10	12,85	11,76
Na ₂ O	0,4	0,4	0,40	0,40	2,83	2,40	-0,43
K ₂ O	0	0,1	0,00	0,10	0,00	0,39	0,39
P ₂ O ₅	0,05	0,02	0,05	0,02	0,15	0,05	-0,01
H ₂ O-	0,12	0,17	0,12	0,17	2,92	3,51	0,58
CO ₂	2,8	6,08	2,78	6,07	13,96	25,68	11,71
S	2,29	0,46	2,27	0,46	15,66	2,66	-13,01
F	0,34	0,12	0,34	0,12	3,93	1,17	-2,75
Cl	0,02	0	0,02	0,00	0,12	0,00	-0,12
П.п.п	4,25	5,04	4,22	5,03	0,00	0,00	0,00
сума	100,8	100,17	100,00	100,00			

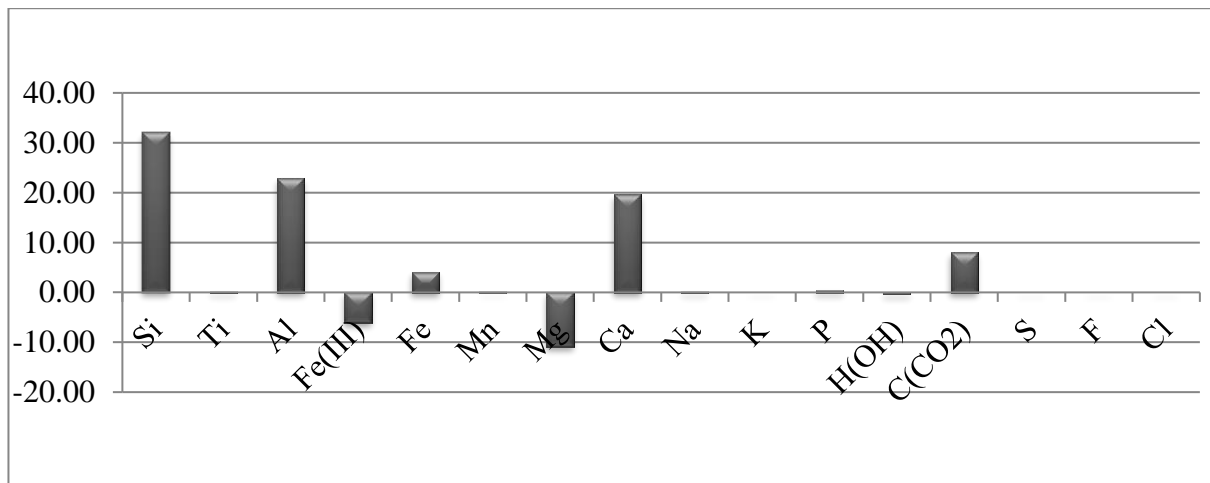


Рисунок 5.4 – Геохімічний спектр міграції елементів при перетворенні магнетит-хлорит-карбонат-талькових метасоматитів з піритом в хлоритові метасоматит з крупнолускатим тальком, альбітом і пірит-карбонат-кварцовими прожилками.

Таблиця 5.5 – Розрахунок балансу речовини при перетворенні хлоритового метасоматиту з крупнолускатим тальком, альбітом і пірит-карбонат-кварцовими прожилками в кварц-карбонатні лиственіти з тальком, альбітом, піритом

Компоненти	Масовий вміст, %				N _i ^v		Коефіцієнти привносу (+), винесення (-)
	Результати аналізу		Наведене до 100%				
	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	
SiO ₂	43,23	22,28	43,16	22,42	133,62	73,45	-60,17
TiO ₂	0,65	0,45	0,65	0,45	1,51	1,12	-0,40
Al ₂ O ₃	13,07	9,77	13,05	9,83	47,66	37,99	-9,66
Fe ₂ O ₃	2,5	4,13	2,50	4,16	5,81	10,25	4,43
FeO	10,06	14,62	10,04	14,71	26,01	40,31	14,30
MnO	0,11	0,12	0,11	0,12	0,29	0,34	0,05
MgO	14,28	15,46	14,26	15,55	65,81	75,99	10,18
CaO	3,88	10,36	3,87	10,42	12,85	36,61	23,75
Na ₂ O	0,4	0,2	0,40	0,20	2,40	1,28	-1,12
K ₂ O	0,1	0	0,10	0,00	0,39	0,00	-0,39
P ₂ O ₅	0,02	0,1	0,02	0,10	0,05	0,28	0,23
H ₂ O-	0,17	0,12	0,17	0,12	3,51	2,64	-0,87
CO ₂	6,08	16,95	6,07	17,05	25,68	76,34	50,67
S	0,46	0,61	0,46	0,61	2,66	3,77	1,10
F	0,12	0,05	0,12	0,05	1,17	0,52	-0,65
Cl	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
П.п.п	5,04	4,17	5,03	4,20	0,00	0,00	0,00
сума	100,17	99,39	100,00	100,00			

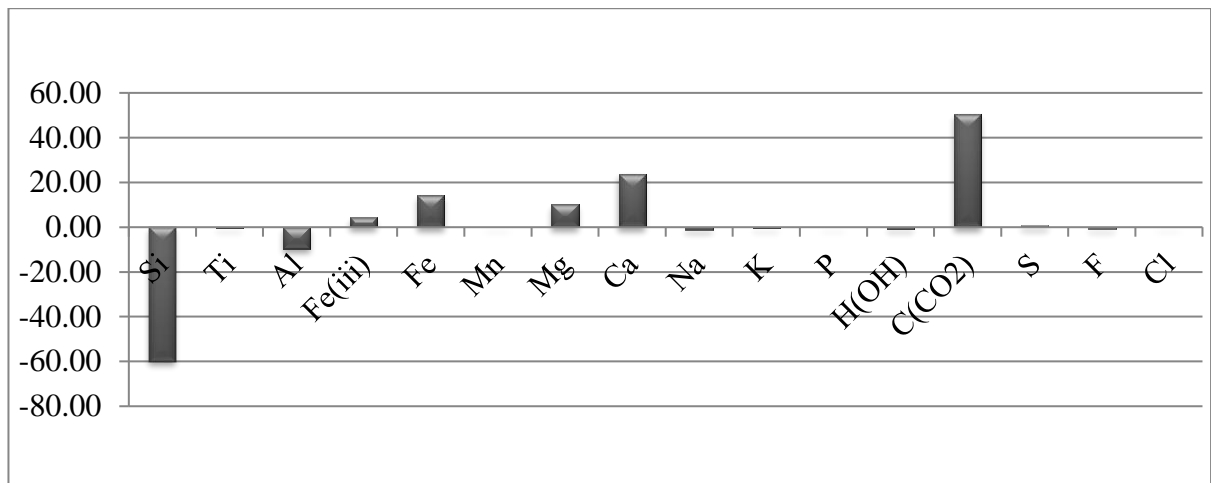


Рисунок 5.5 – Геохімічний спектр міграції елементів при перетворенні хлоритового метасоматитах з крупнолускатим тальком, альбітом і пірит-карбонат-кварцовими прожилками в кварц-карбонатні лиственіти з тальком, альбітом, піритом.

Таблиця 5.6 – Розрахунок балансу речовини при перетворенні кварц-карбонатних лиственітів з тальком, альбітом, піритом в карбонат-хлорит-тальковий метасоматит з піритом

Компоненти	Масовий вміст, %				N _i ^v		Коефіцієнти привнесу (+), винесення (-)
	Результати аналізу		Наведене до 100%		Первинна порода	Змінена порода	
	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода			
SiO ₂	22,28	41,73	22,42	41,60	73,45	138,39	64,94
TiO ₂	0,45	0,25	0,45	0,25	1,12	0,62	-0,49
Al ₂ O ₃	9,77	4,48	9,83	4,47	37,99	17,53	-20,47
Fe ₂ O ₃	4,13	0	4,16	0,00	10,25	0,00	-10,25
FeO	14,62	10,07	14,71	10,04	40,31	27,93	-12,38
MnO	0,12	0,07	0,12	0,07	0,34	0,20	-0,14
MgO	15,46	25,5	15,55	25,42	75,99	126,09	50,10
CaO	10,36	5,42	10,42	5,40	36,61	19,27	-17,34
Na ₂ O	0,2	0,2	0,20	0,20	1,28	1,29	0,01
K ₂ O	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,1	0,02	0,10	0,02	0,28	0,06	-0,22
H ₂ O-	0,12	0,14	0,12	0,14	2,64	3,10	0,46
CO ₂	16,95	9,96	17,05	9,93	76,34	45,13	-31,22
S	0,61	2	0,61	1,99	3,77	12,43	8,66
F	0,05	0,23	0,05	0,23	0,52	2,41	1,89
Cl	0	0,02	0,00	0,02	0,00	0,11	0,11
П.п.п.	4,17	0,22	4,20	0,22	0,00	0,00	0,00
сума	99,39	100,31	100,00	100,00			

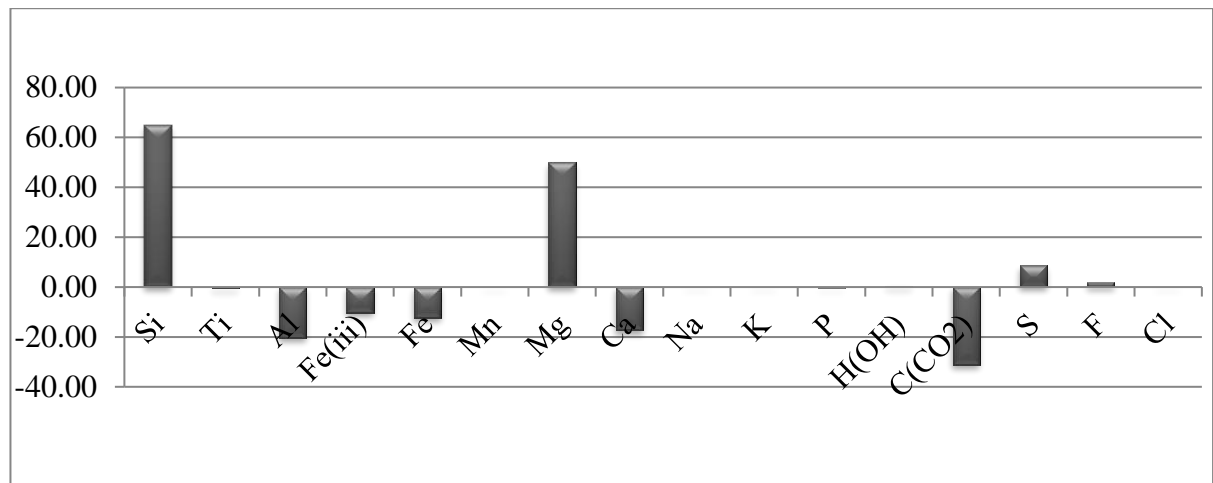


Рисунок 5.6 – Геохімічний спектр міграції елементів при перетворенні кварц-карбонатних лиственітів з тальком, альбітом, піритом в карбонат-хлорит-тальковий метасоматит з піритом

Таблиця 5.7 – Розрахунок балансу речовини при перетворенні карбонат-хлорит-талькового метасоматиту з піритом в кварц-карбонатні лиственіти з тальком, альбітом, піритом

Компоненти	Масовий вміст, %				Ni ^v		Коефіцієнти привносу (+), винесення (-)
	Результати аналізу		Наведене до 100%		Первинна порода	Змінена порода	
	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода			
SiO ₂	41,73	26,45	41,60	26,61	138,39	87,18	-51,21
TiO ₂	0,25	0,2	0,25	0,20	0,62	0,50	-0,13
Al ₂ O ₃	4,48	1,04	4,47	1,05	17,53	4,04	-13,48
Fe ₂ O ₃	0	0,7	0,00	0,70	0,00	1,74	1,74
FeO	10,07	24,96	10,04	25,11	27,93	68,80	40,87
MnO	0,07	0,12	0,07	0,12	0,20	0,34	0,14
MgO	25,5	13,22	25,42	13,30	126,09	64,97	-61,12
CaO	5,42	2,54	5,40	2,56	19,27	8,97	-10,29
Na ₂ O	0,2	0,22	0,20	0,22	1,29	1,41	0,12
K ₂ O	0	0,1	0,00	0,10	0,00	0,42	0,42
P ₂ O ₅	0,02	0,1	0,02	0,10	0,06	0,28	0,22
H ₂ O-	0,14	0,05	0,14	0,05	3,10	1,10	-2,00
CO ₂	9,96	29,26	9,93	29,43	45,13	131,76	86,63
S	2	0,43	1,99	0,43	12,43	2,66	-9,78
F	0,23	0	0,23	0,00	2,41	0,00	-2,41
Cl	0,02	0,02	0,02	0,02	0,11	0,11	0,00
П.п.п.	0,22	0	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00
сума	100,31	99,41	100,00	100,00			

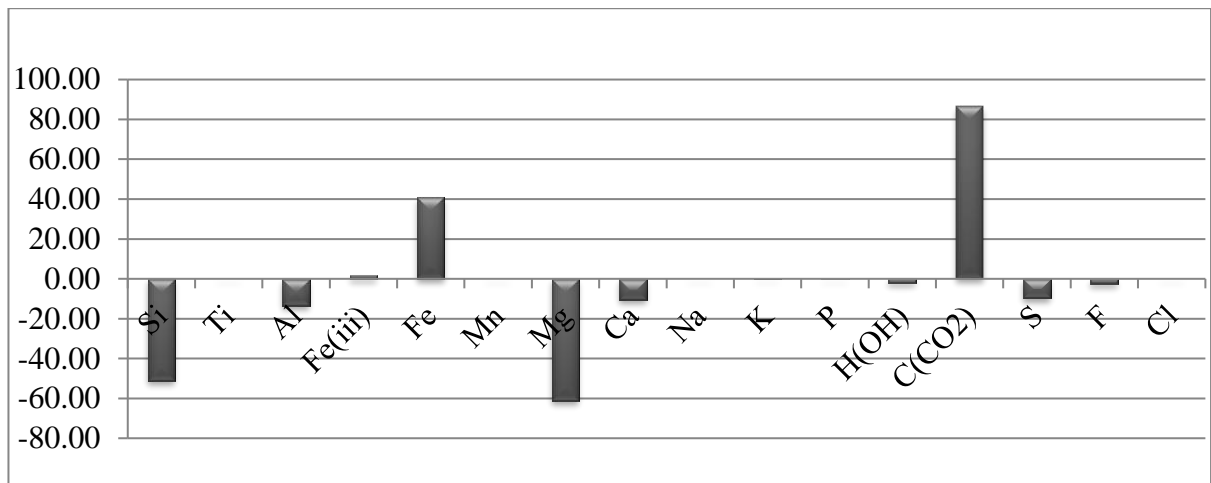


Рисунок 5.7 – Геохімічний спектр міграції елементів при перетворенні карбонат-хлорит-талькового метасоматиту з піритом в кварц-карбонатні лиственіти з тальком, альбітом, піритом

Таблиця 5.8 – Розрахунок балансу речовини при перетворенні кварц-карбонатних лиственітів з тальком, альбітом, піритом в серицит-хлорит-альбіт-карбонатний лиственіт

Компоненти	Масовий вміст, %				N_i^y		Коефіцієнти привнесу (+), винесення (-)
	Результати аналізу		Наведене до 100%		Первинна порода	Змінена порода	
	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода			
SiO ₂	26,45	16,74	26,61	16,67	87,18	45,94	-41,24
TiO ₂	0,2	0,3	0,20	0,30	0,50	0,62	0,12
Al ₂ O ₃	1,04	8,33	1,05	8,30	4,04	26,97	22,92
Fe ₂ O ₃	0,7	2,28	0,70	2,27	1,74	4,71	2,97
FeO	24,96	7,82	25,11	7,79	68,80	17,95	-50,86
MnO	0,12	0,44	0,12	0,44	0,34	1,02	0,69
MgO	13,22	10,53	13,30	10,49	64,97	43,09	-21,88
CaO	2,54	19,56	2,56	19,48	8,97	57,53	48,56
Na ₂ O	0,22	0,58	0,22	0,58	1,41	3,09	1,68
K ₂ O	0,1	1,16	0,10	1,16	0,42	4,06	3,64
P ₂ O ₅	0,1	0,02	0,10	0,02	0,28	0,05	-0,23
H ₂ O-	0,05	0,06	0,05	0,06	1,10	1,10	0,00
CO ₂	29,26	29,26	29,43	29,14	131,76	109,71	-22,06
S	0,43	0,17	0,43	0,17	2,66	0,87	-1,78
F	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,02	0,12	0,02	0,12	0,11	0,56	0,45
П.п.п.	0	3,04	0,00	3,03	0,00	0,00	0,00
сума	99,41	100,41	100,00	100,00			

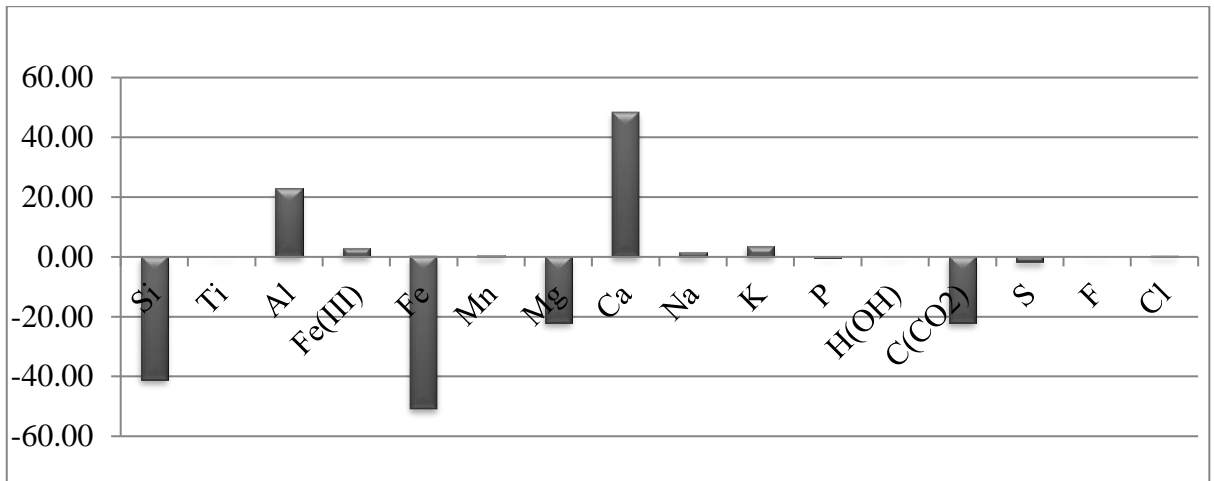


Рисунок 5.8 – Геохімічний спектр міграції елементів при перетворенні кварц-карбонатних лиственітів з тальком, альбітом, піритом в серицит-хлорит-альбіт-карбонатний лиственіт

Аналіз розрахунку балансу речовини і геохімічний спектр міграції елементів для ультраосновних порід дозволили встановити такі особливості протікання в них процесу низькотемпературних змін:

1. Кремнекислота переважно виноситься з порід. Максимальне її виведення здійснюється в ділянках, де з найбільшою повнотою проявився лужно-вуглекислий метасоматоз. Однак на місцях розвитку істотно хлоритових метасоматитів спостерігається зростання ролі кремнекислоти в складі порід, тобто відбувається зворотний процес зв'язування за рахунок утворення хлориту і кварцу, чого не спостерігається при вивченні околорудних метасоматитів, що виникли за рахунок порід основного і кислого складу центральної та південної частин Сурської структури.

2. Витягується з порід також магній. Його місце зазвичай займає двовалентне залізо.

3. Трьохвалентне залізо іноді повністю переходить в двовалентний стан. За рахунок збагачення двовалентним залізом метасоматитів внутрішніх, середніх і частково зовнішніх зон кальцит, доломіт і магнезит у міру наростання інтенсивності околорудних перетворень заміщується брейнерітом, анкерітом і, на решті, паранкерітом.

4. Поява в метасоматитах внутрішніх зон калію, натрію і часткове збагачення глиноземом призводять до утворення мінералів не характерних для ультраосновних порід, - альбіту, калійвмісної слюди. Спільно з цим процесом в метасоматитах внутрішніх зон дещо збільшується вміст титану.

5. Максимальний розвиток піриту спостерігається в магнетит-карбонат-хлорит-талькових метасоматитах, тобто там, де є в достатній кількості залізо і куди привноситься сірка, а локалізується він переважно в тальковому матеріалі цих метасоматитів. У карбонат-кварцових лиственітах частка пов'язаної з сульфідом сірки значно нижче, а пірит зростається ні з тальком, а з карбонатом (паранкерітом і анкерітом).

6. У зонах екзоконтакту лиственітизованих ультрабазитів з різко відмінними від них за хімічним складом вулканітами відбувається часткове вирівнювання складу контактуючих порід. Магній, що виноситься з ультраосновних порід, накопичується потім в їх кислих середніх і частково основних різностях, відбувається збагачення останніх двовалентних залізом, а ультраосновних порід - натрієм і алюмінієм.

У всьому іншому поведінка породоутворюючих елементів при околорудному метасоматозі порід ультраосновного складу аналогічна поведінці при березитизації. Незначний розвиток в лиственітах калієвих слюд вказує, що хлорит не є в даному випадку доказом відсутності калію або його низьких концентрацій в метасоматизуючих розчинах. Причина тут криється, мабуть, в тому, що в породах ультраосновного складу немає тієї кількості глинозему, яке могло забезпечити можливість виникнення серициту. У високоглиноземистих породах, що залягають в безпосередній близькості від ультраосновних, розвиток серициту на місці мінералів вихідних порід один з типових процесів околорудних змін.

5.2 Розрахунок балансу речовини для низькотемпературних метасоматитів по основним породам

Розрахунок балансу речовини для лиственит-березитів по основним породам у міру їх перетворення наведено в таблицях 5.9-5.12

Таблиця 5.9 – Розрахунок балансу речовини при перетворенні середнього складу базальтів в метасоматит верхньої підзони зовнішньої зони.

Компоненти	Масовий вміст, %				N_i^y		Коефіцієнти пригносу (+), винесення (-)
	Результати аналізу		Наведене до 100%		Первинна порода	Змінена порода	
	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода			
SiO ₂	49,06	40,24	49,06	40,32	125,35	121,22	-4,14
TiO ₂	1,36	1,59	1,36	1,59	2,61	3,60	0,99
Al ₂ O ₃	15,70	12,39	15,7	12,42	47,32	44,03	-3,29
Fe ₂ O ₃	5,38	1,66	5,38	1,66	10,34	3,76	-6,58
FeO	6,37	13,94	6,37	13,97	13,61	35,12	21,51
MnO	0,31	0,28	0,31	0,28	0,67	0,71	0,04
MgO	6,17	3,34	6,17	3,35	23,51	15,00	-8,50
CaO	8,95	10,5	8,95	10,52	24,51	33,90	9,39
Na ₂ O	3,11	2,4	3,11	2,41	15,42	14,03	-1,39
K ₂ O	1,52	0,1	1,52	0,10	4,96	0,38	-4,57
P ₂ O ₅	0,45	0,17	0,45	0,17	0,97	0,43	-0,54
H ₂ O-	0,00	0,04	0,001	0,04	0,02	0,80	0,79
CO ₂	0,00	14,06	0	14,09	0	57,87	57,87
S	0,00	1,47	0	1,47	0	8,30	8,30
F	0,00	0	0	0	0	0,00	0,00
Cl	0,00	0,48	0	0,48	0	2,45	2,45
сума	100,00	99,79	100	100,00	0	0,00	

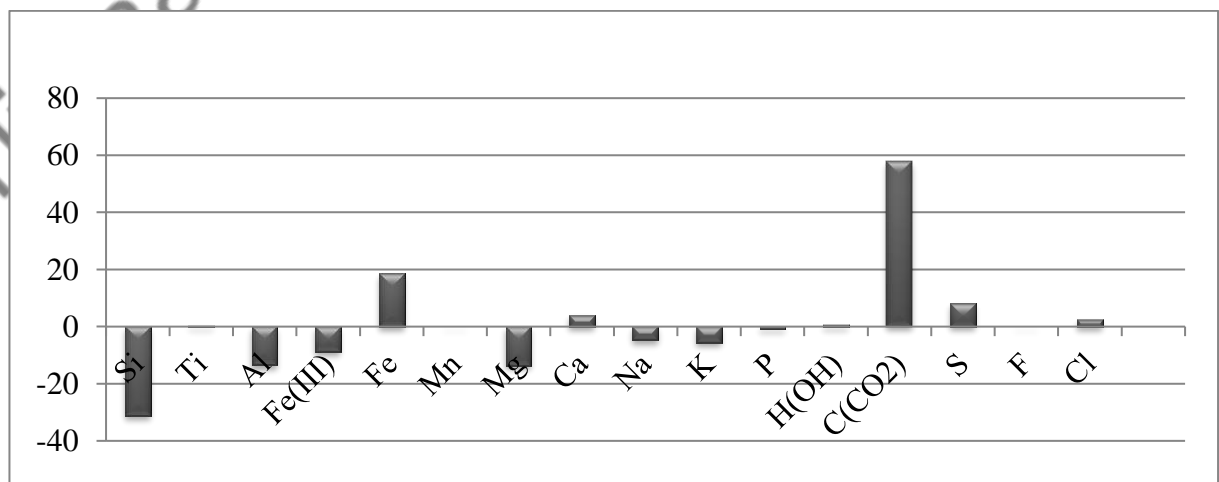


Рисунок 5.9 – Геохімічний спектр міграції елементів при перетворенні середнього складу базальтів в метасоматит верхньої підзони зовнішньої зони.

Таблиця 5.10 – Розрахунок балансу речовини при перетворенні метасоматитів верхньої підзони зовнішньої зони в метасоматити внутрішньої зони

Компоненти	Масовий вміст, %				N_i^v		Коефіцієнти привносу (+), винесення (-)
	Результати аналізу		Наведене до 100%		Первинна порода	Змінена порода	
	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода			
SiO ₂	40,24	34,63	40,32	34,46	121,22	118,45	-2,77
TiO ₂	1,59	1,75	1,59	1,74	3,60	4,50	0,90
Al ₂ O ₃	12,39	13,29	12,42	13,23	44,03	53,62	9,60
Fe ₂ O ₃	1,66	0	1,66	0,00	3,76	0,00	-3,76
FeO	13,94	15,48	13,97	15,41	35,12	44,28	9,16
MnO	0,28	0,1	0,28	0,10	0,71	0,29	-0,42
MgO	3,34	4,92	3,35	4,90	15,00	25,09	10,09
CaO	10,5	8,68	10,52	8,64	33,90	31,82	-2,08
Na ₂ O	2,4	2	2,41	1,99	14,03	13,27	-0,75
K ₂ O	0,1	2,5	0,10	2,49	0,38	10,92	10,53
P ₂ O ₅	0,17	0,11	0,17	0,11	0,43	0,32	-0,12
H ₂ O-	0,04	0,02	0,04	0,02	0,80	0,46	-0,35
CO ₂	14,06	8,85	14,09	8,81	57,87	41,36	-16,51
S	1,47	6,64	1,47	6,61	8,30	42,57	34,27
F	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,48	0,29	0,48	0,29	2,45	1,68	-0,77
сума	99,79	100,48	100,00	100,00	0,00	0,00	0,00

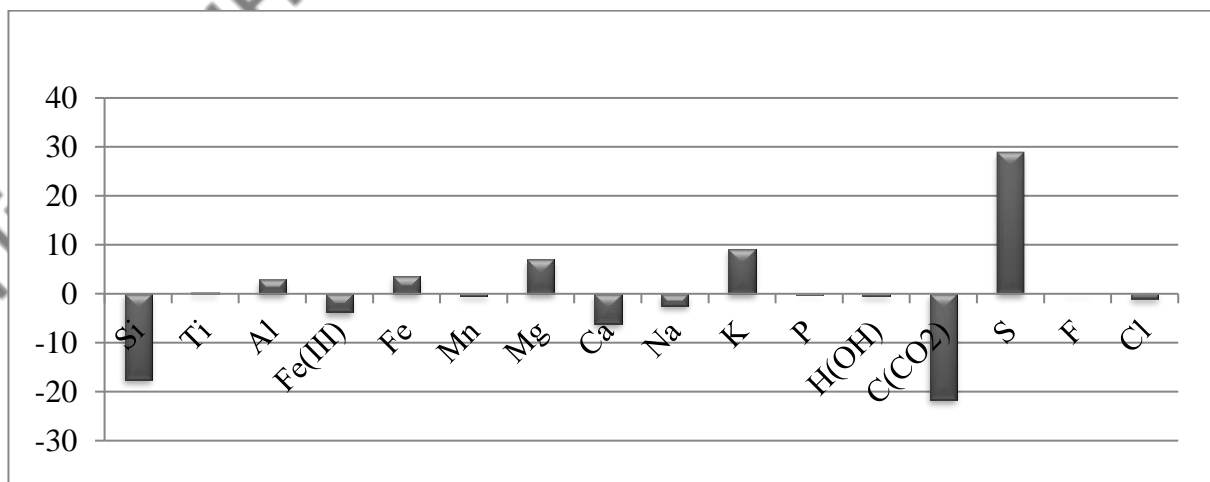


Рисунок 5.10 – Геохімічний спектр міграції елементів при перетворенні метасоматитів верхньої підзони зовнішньої зони в метасоматити внутрішньої зони

Таблиця 5.11 – Розрахунок балансу речовини при перетворенні метасоматитів внутрішньої зони в метасоматити середньої зони

Компоненти	Масовий вміст, %				N_i^m		Коефіцієнти привнесу (+), винесення (-)
	Результати аналізу		Наведене до 100%				
	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	
SiO ₂	34,63	36	34,46	35,64	118,45	131,06	12,61
TiO ₂	1,75	1,85	1,74	1,83	4,50	5,07	0,56
Al ₂ O ₃	13,29	10,2	13,23	10,10	53,62	43,80	-9,82
Fe ₂ O ₃	0	0,6	0,00	0,59	0,00	1,64	1,64
FeO	15,48	13,11	15,41	12,98	44,28	39,92	-4,37
MnO	0,1	0,15	0,10	0,15	0,29	0,46	0,17
MgO	4,92	4,86	4,90	4,81	25,09	26,38	1,29
CaO	8,68	9,94	8,64	9,84	31,82	38,79	6,96
Na ₂ O	2	3,7	1,99	3,66	13,27	26,13	12,86
K ₂ O	2,5	1	2,49	0,99	10,92	4,65	-6,27
P ₂ O ₅	0,11	0,16	0,11	0,16	0,32	0,49	0,17
H ₂ O-	0,02	0,22	0,02	0,22	0,46	5,35	4,89
CO ₂	8,85	15,6	8,81	15,44	41,36	77,59	36,24
S	6,64	2,78	6,61	2,75	42,57	18,97	-23,60
F	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,29	0,3	0,29	0,30	1,68	1,85	0,17
сума	100,48	101,01	100,00	100,00	0,00	0,00	

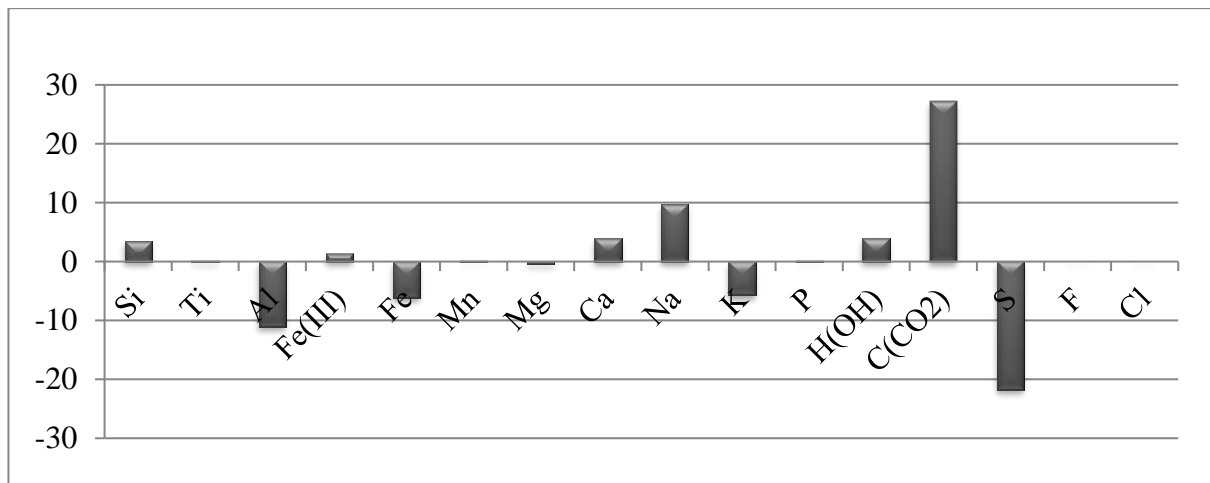


Рисунок 5.11 – Геохімічний спектр міграції елементів при перетворенні метасоматитів внутрішньої зони в метасоматити середньої зони

Таблиця 5.12 – Розрахунок балансу речовини при перетворенні метасоматитів середньої зони в метасоматити внутрішньої зони

Компоненти	Масовий вміст, %				N_i^v		Коефіцієнти привносу (+), винесення (-)
	Результати аналізу		Наведене до 100%		Первинна порода	Змінена порода	
	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода			
SiO ₂	36	34,77	35,61	35,09	130,94	108,64	-22,30
TiO ₂	1,85	1,62	1,83	1,63	5,06	3,81	-1,25
Al ₂ O ₃	10,2	7	10,09	7,06	43,77	25,80	-17,96
Fe ₂ O ₃	0,6	0	0,59	0,00	1,64	0,00	-1,64
FeO	13,11	18,99	12,97	19,16	39,88	49,62	9,74
MnO	0,15	0,1	0,15	0,10	0,46	0,26	-0,20
MgO	4,86	3,22	4,81	3,25	26,36	15,00	-11,36
CaO	9,94	7,28	9,83	7,35	38,75	24,38	-14,37
Na ₂ O	3,7	0,2	3,66	0,20	26,11	1,21	-24,90
K ₂ O	1	2,4	0,99	2,42	4,64	9,57	4,93
P ₂ O ₅	0,16	0,18	0,16	0,18	0,49	0,48	-0,02
H ₂ O-	0,22	0,06	0,22	0,06	5,34	1,25	-4,09
CO ₂	15,6	14,42	15,43	14,55	77,53	61,56	-15,97
S	2,78	13,67	2,75	13,80	18,95	80,06	61,10
F	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,3	0,04	0,30	0,04	1,85	0,21	-1,64
сума	101,01	99,09	100,00	100,00		0,00	

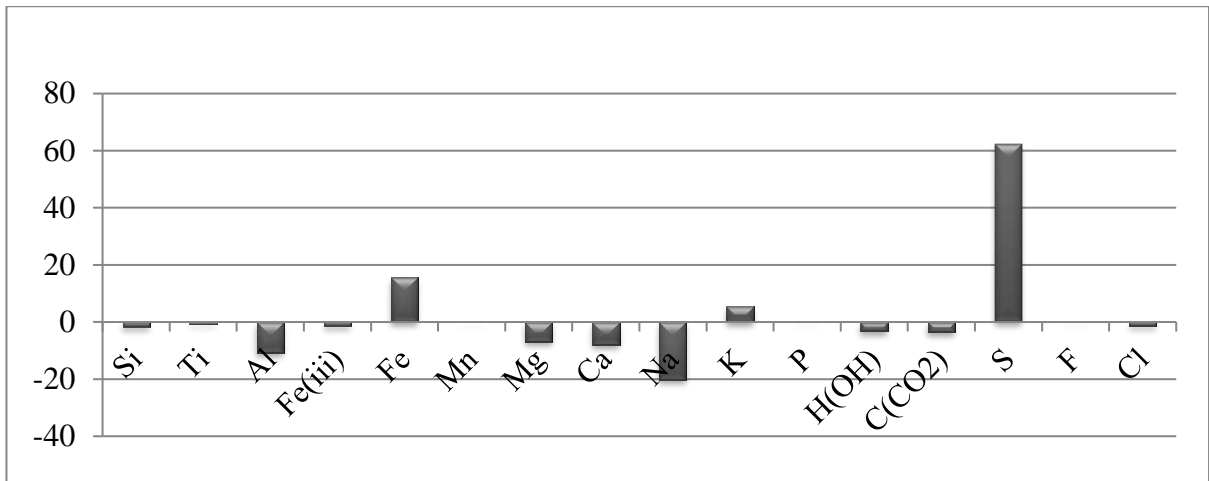


Рисунок 5.12 – Геохімічний спектр міграції елементів при перетворенні метасоматитів середньої зони в метасоматити внутрішньої зони

Розрахунок балансу речовини дозволив наступним чином представити поведінку головних породо- і рудоутворюючих компонентів при лиственізації основних порід.

1. Породи основного і близького до них складу в процесі змін в значній мірі збагачуються вуглекислотою, сіркою і калієм. Підвищений вміст цих компонентів в змінених різностях основних ортопорід, особливо в метасоматитах внутрішніх зон, поряд з практично повною відсутністю калію і сірки в породах, не порушених процесами околорудного метасоматозу, характеризують гідротермальні розчини як істотно калієві сірчано-вуглекислотні.

2. На противагу зазначеним компонентам натрій і, особливо, кремнезем переважно виносяться з порід. Порівняння хімічного складу метасоматитів різних зон метасоматичних колонок зі складом вихідних порід і з середнім складом базальтів вказує на те, що мінімальний вміст кремнезему властивий метасоматитам внутрішніх зон метасоматичних ореолів, в яких процес утворення мінералів калію, сірки, вуглекислоти і винос натрію здійснюються з найбільшою повнотою. Проте чіткої кількісної залежності між привнесом кожного з перерахованих компонентів і виносом кремнезему і натрію встановити не вдалося. Чи не проявилось прямої залежності і між кількостями переходять в розчин натрію і кремнезему. Цілий ряд аналізів показує, що поряд з

метасоматитами, з яких натрій перекладається в розчин, мінімальними концентраціями кремнезему нерідко характеризуються і ті з них, в яких натрій, навпаки, накопичується у вигляді рекристалізованого альбіта. Тому не можна повністю погодитися з точкою зору про виняткове вплив знаходиться в розчині натрію на розчинність кремнезему. Розчинність його залежить від характеру всіх обмінних реакцій, що відбуваються в розчині, а також від зміни кислотно-лужних властивостей системи в цілому.

3. Одночасно з вуглекислотою в породи в окремих випадках привноситься помітна кількість кальцію, яким збагачуються метасоматити зовнішніх, середніх і, почасти, внутрішніх зон. Але частіше спостерігається різке зменшення його вмісту в лиственит-березитах внутрішніх зон, і саме тих, в яких наголошується значна кількість піриту.

4. У породах верхніх підзон зовнішніх зон колонок (внутрішні зони пропілітів) частина заліза знаходиться в трьохвалентному стані, що підкреслюється мінералогічною наявністю великих метакристалів магнетиту. Метасоматити середніх і, особливо, внутрішніх зон ореолів, як правило, збіднені цим компонентом. Майже все залізо в них двоховалентне, пов'язане головним чином з сіркою і вуглекислотою (пірит, анкерит). Виняток становить лише тривалентне залізо, що входить в залістий хлорит. Загальний же вміст заліза в породах цих зон дещо збільшується в міру наростання інтенсивності околорудного метасоматозу.

5. Алюміній виноситься з зон інтенсивної метасоматичної переробки. Але в окремих випадках метасоматити внутрішніх зон збагачуються цим компонентом, що знаходить своє відображення в інтенсивному розвитку серициту або рекристалізації альбіту.

6. Наявність в прожилках голчастих і пластинчастих кристалів рутилу, що розвиваються без видимого зв'язку з реліктами вміщаючих порід, та коливання вмісту титану в метасоматитах різних зон дозволяють говорити про те, що і титан може проявляти міграційну здатність в умовах околорудного перетворення порід.

7. У загальному випадку вимальовується тенденція винесення магнію з зон околорудного метасоматозу. Але метасоматити, з яких виноситься алюміній і в яких слабо проявлено новоутворення серициту, зрідка збагачуються цим елементом.

8. Значне збіднення порід натрієм відзначається в зонах, в яких з найбільшою повнотою проявилось заміщення альбіту серицитом. Однак в окремих ділянках метасоматитів, в яких зростає роль кальцію, тривалентного заліза, алюмінію і зменшуються - вуглекислоти і двовалентне залізо, поряд з привносом в породи калію відбувається зв'язування іонів натрію, що обумовлює повторне утворення альбіта.

5.3 Розрахунок балансу речовини для лиственит-березитів по кислим породам

Розрахунок балансу речовини для лиственит-березитів по кислим породам в міру їх перетворення наведено в таблицях 5.13-5.18.

Таблиця 5.13 – Розрахунок балансу речовини при перетворенні кварц-альбітових з хлоритом апоріолітових порід в кварц-альбітові з хлоритом аподацитові

Компоненти	Масовий вміст, %				N_i^y		Коефіцієнти привносу (+), винесення (-)
	Результати аналізу		Наведене до 100%				
	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	
SiO ₂	77,23	68,7	77,08	68,79	196,96	206,78	9,82
TiO ₂	0,24	0,2	0,24	0,20	0,46	0,45	-0,01
Al ₂ O ₃	10,27	12,66	10,25	12,68	30,90	44,95	14,05
Fe ₂ O ₃	1,12	0	1,12	0,00	2,15	0,00	-2,15
FeO	3,02	1,65	3,01	1,65	6,44	4,15	-2,29
MnO	0,07	0,02	0,07	0,02	0,15	0,05	-0,10
MgO	1,24	1,81	1,24	1,81	4,72	8,12	3,41
CaO	0,70	3,36	0,70	3,36	1,91	10,84	8,93
Na ₂ O	4,80	6,04	4,79	6,05	23,75	35,27	11,52
K ₂ O	0,09	0,1	0,09	0,10	0,29	0,38	0,09
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,04	0,05	0,09	0,13	0,04
H ₂ O-	0,84	1,06	0,84	1,06	14,30	21,30	7,00
CO ₂	0,00	3,44	0,00	3,44	0,00	14,15	14,14
S	0,08	1,47	0,08	1,47	0,38	8,29	7,91
F	0,00	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Компоненти	Масовий вміст, %				N_i^v		Коефіцієнти привносу (+), винесення (-)
	Результати аналізу		Наведене до 100%				
	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	
Cl	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00	0,26	0,26
сума	100,19	99,87	100,00	100,00	0,00	0,00	

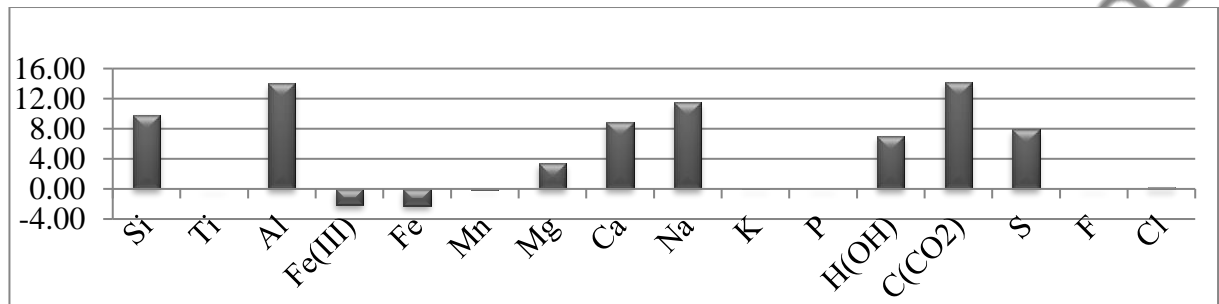


Рисунок 5.13 – Геохімічний спектр міграції елементів при перетворенні кварц-альбітових з хлоритом апоріолітових порід в кварц-альбітові з хлоритом аподацитові

Таблиця 5.14 – Розрахунок балансу речовини при перетворенні кварц-альбітових з хлоритом аподацитових порід в серицит-кварц-альбітові з карбонатом, хлоритом, слабо березитизовані апоріолітові

Компоненти	Масовий вміст, %				N_i^v		Коефіцієнти привносу (+), винесення (-)
	Результати аналізу		Наведене до 100%				
	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	
SiO ₂	68,7	75,44	68,79	75,64	206,78	259,98	53,20
TiO ₂	0,2	0,09	0,20	0,09	0,45	0,23	-0,22
Al ₂ O ₃	12,66	13,74	12,68	13,78	44,95	55,86	10,91
Fe ₂ O ₃	0	0,39	0,00	0,39	0,00	1,01	1,01
FeO	1,65	0,36	1,65	0,36	4,15	1,04	-3,12
MnO	0,02	0,04	0,02	0,04	0,05	0,12	0,07
MgO	1,81	0,1	1,81	0,10	8,12	0,51	-7,61
CaO	3,36	0,7	3,36	0,70	10,84	2,59	-8,25
Na ₂ O	6,04	5,31	6,05	5,32	35,27	35,50	0,23
K ₂ O	0,1	1,41	0,10	1,41	0,38	6,20	5,82
P ₂ O ₅	0,05	0,02	0,05	0,02	0,13	0,06	-0,07
H ₂ O-	1,06	0,88	1,06	0,88	21,30	20,24	-1,05
CO ₂	3,44	1,03	3,44	1,03	14,15	4,85	-9,30
S	1,47	0,2	1,47	0,20	8,29	1,29	-7,00
F	0	0,06	0,00	0,06	0,00	0,65	0,65

Компоненти	Масовий вміст, %				N_i^y		Коефіцієнти привносу (+), винесення (-)
	Результати аналізу		Наведене до 100%				
	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	
Cl	0,05	0,04	0,05	0,04	0,26	0,23	-0,02
сума	99,87	99,73	100,00	100,00	0,00	0,00	

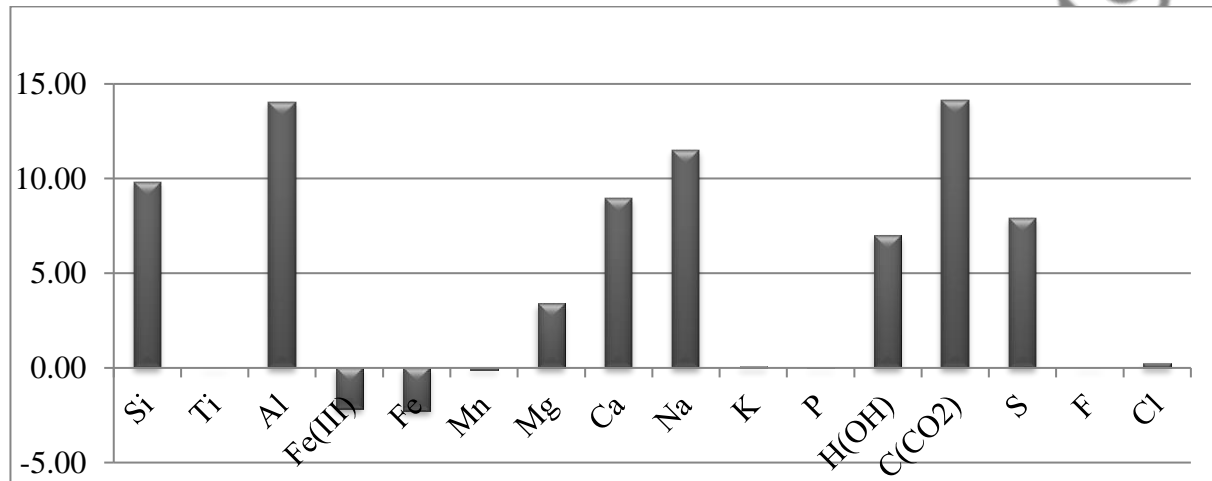


Рисунок 5.14 – Геохімічний спектр міграції елементів при перетворенні кварц-альбітових з хлоритом аподацитових порід в серицит-кварц-альбітові з карбонатом, хлоритом, слабо березитизовані апоріолітові

Таблиця 5.15 – Розрахунок балансу речовини при перетворенні серицит-кварц-альбітових з карбонатом, хлоритом, слабо березитизованих апоріолітових порід в серицит-кварцові з альбітом, хлоритом, слабо карбонатизовані і піритизовані березити середньої зони

Компоненти	Масовий вміст, %				N_i^y		Коефіцієнти привносу (+), винесення (-)
	Результати аналізу		Наведене до 100%				
	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	
SiO ₂	75,44	72,1	75,64	72,24	259,98	265,64	5,66
TiO ₂	0,09	0,12	0,09	0,12	0,23	0,33	0,10
Al ₂ O ₃	13,74	13,15	13,78	13,18	55,86	57,15	1,30
Fe ₂ O ₃	0,39	0	0,39	0,00	1,01	0,00	-1,01
FeO	0,36	0,93	0,36	0,93	1,04	2,87	1,83
MnO	0,04	0,06	0,04	0,06	0,12	0,19	0,07
MgO	0,1	0,91	0,10	0,91	0,51	5,00	4,49
CaO	0,7	3,55	0,70	3,56	2,59	14,02	11,43
Na ₂ O	5,31	0,19	5,32	0,19	35,50	1,36	-34,14

Компоненти	Масовий вміст, %				N_i^y		Коефіцієнти привносу (+), винесення (-)
	Результати аналізу		Наведене до 100%				
	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	
K ₂ O	1,41	4,11	1,41	4,12	6,20	19,33	13,13
P ₂ O ₅	0,02	0,03	0,02	0,03	0,06	0,09	0,04
H ₂ O-	0,88	1,96	0,88	1,96	20,24	48,20	27,96
CO ₂	1,03	2,94	1,03	2,95	4,85	14,80	9,95
S	0,2	0,1	0,20	0,10	1,29	0,69	-0,60
F	0,06	0	0,06	0,00	0,65	0,00	-0,65
Cl	0,04	0,04	0,04	0,04	0,23	0,25	0,02
сума	99,73	99,81	100,00	100,00	0,00	0,00	

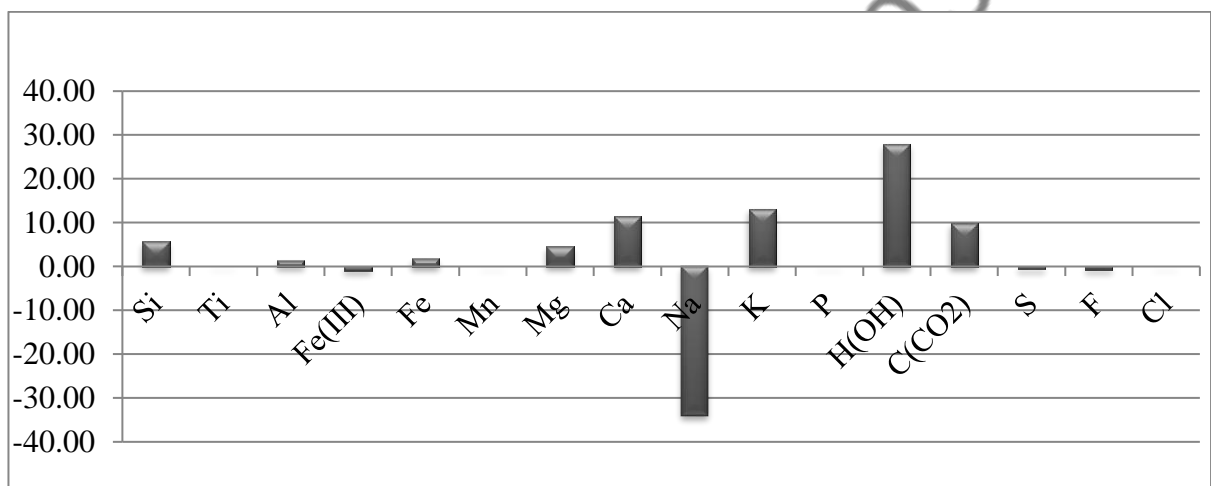


Рисунок 5.15 – Геохімічний спектр міграції елементів при перетворенні серицит-кварц-альбітових з карбонатом, хлоритом, слабо березитизованих геллефлінт апоріолітових порід в серицит-кварцові з альбітом, хлоритом, слабо карбонатизовані і піритизовані березити середньої зони.

Таблиця 5.16 – Розрахунок балансу речовини при перетворенні серицит-кварцових з альбітом, хлоритом, слабо карбонатизованих і піритизованих березитів середньої зони в альбіт-кварц-серицитові з хлоритом інтенсивно карбонатизовані і слабо піритизовані березити середньої зони

Компоненти	Масовий вміст, %				N_i^y		Коефіцієнти привносу (+), винесення (-)
	Результати аналізу		Наведене до 100%				
	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	
SiO ₂	72,1	63,45	72,24	63,67	265,64	197,12	-68,52
TiO ₂	0,12	0,35	0,12	0,35	0,33	0,82	0,49

Компоненти	Масовий вміст, %				N_i^v		Коефіцієнти привнесу (+), винесення (-)
	Результати аналізу		Наведене до 100%				
	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	
Al ₂ O ₃	13,15	13,61	13,18	13,66	57,15	49,88	-7,27
Fe ₂ O ₃	0	1,14	0,00	1,14	0,00	2,67	2,67
FeO	0,93	2,37	0,93	2,38	2,87	6,16	3,29
MnO	0,06	0,05	0,06	0,05	0,19	0,13	-0,06
MgO	0,91	2,58	0,91	2,59	5,00	11,95	6,95
CaO	3,55	4,53	3,56	4,55	14,02	15,08	1,07
Na ₂ O	0,19	0,17	0,19	0,17	1,36	1,02	-0,33
K ₂ O	4,11	3,72	4,12	3,73	19,33	14,75	-4,58
P ₂ O ₅	0,03	0,14	0,03	0,14	0,09	0,37	0,27
H ₂ O-	1,96	0,63	1,96	0,63	48,20	13,06	-35,14
CO ₂	2,94	6,66	2,95	6,68	14,80	28,27	13,47
S	0,1	0,47	0,10	0,47	0,69	2,74	2,05
F	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,04	0	0,04	0,00	0,25	0,00	-0,25
П.п.п.	99,81	99,66	100,00	100,00		0,00	
сума							

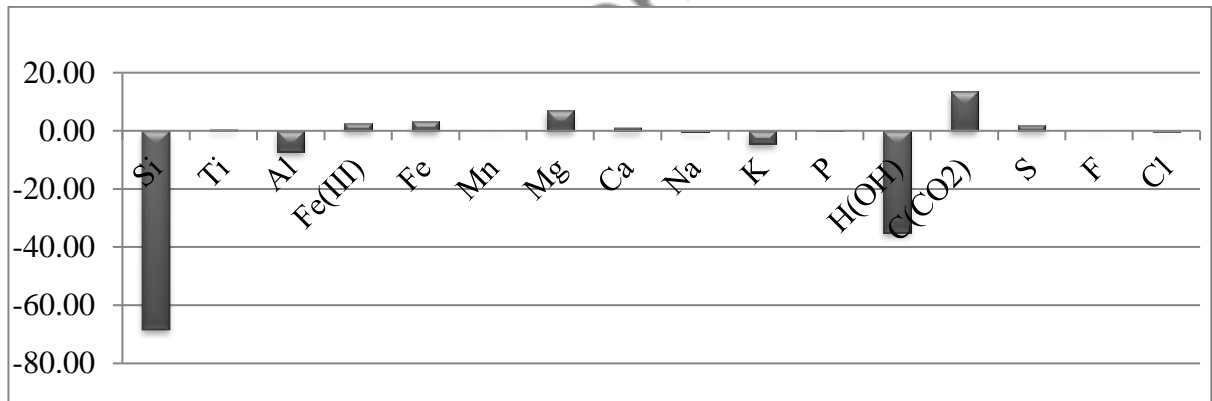


Рисунок 5.16 – Геохімічний спектр міграції елементів при перетворенні серицит-кварцових з альбітом, хлоритом, слабо карбонатизованих і піритизованих березитів середньої зони в альбіт-кварц-серицитові з хлоритом інтенсивно карбонатизовані і слабо піритизовані березити середньої зони

Таблиця 5.17 – Розрахунок балансу речовини при перетворенні альбіт-кварц-серицитових з хлоритом березитів, інтенсивно карбонатизованих і слабо піритизованих середньої зони в пірит-карбонат-кварц-серицитові березити внутрішньої зони.

Компоненти	Масовий вміст, %				N_i^y		Коефіцієнти привносу (+), винесення (-)
	Результати аналізу		Наведене до 100%				
	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	
SiO ₂	63,45	15,05	63,67	15,13	197,12	49,56	-147,56
TiO ₂	0,35	0,57	0,35	0,57	0,82	1,41	0,59
Al ₂ O ₃	13,61	8,11	13,66	8,15	49,88	31,50	-18,37
Fe ₂ O ₃	1,14	6	1,14	6,03	2,67	14,87	12,20
FeO	2,37	34,05	2,38	34,22	6,16	93,77	87,62
MnO	0,05	0,03	0,05	0,03	0,13	0,08	-0,05
MgO	2,58	0,91	2,59	0,91	11,95	4,47	-7,48
CaO	4,53	1,98	4,55	1,99	15,08	6,99	-8,10
Na ₂ O	0,17	0,29	0,17	0,29	1,02	1,85	0,83
K ₂ O	3,72	2,38	3,73	2,39	14,75	10,00	-4,75
P ₂ O ₅	0,14	0,12	0,14	0,12	0,37	0,33	-0,03
H ₂ O-	0,63	7,73	0,63	7,77	13,48	169,90	156,42
CO ₂	6,66	8,56	6,68	8,60	28,27	38,51	10,24
S	0,47	29,44	0,47	29,59	2,74	181,70	178,96
F	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
сума	99,66	99,5	100,00	100,00	0,00	0,00	

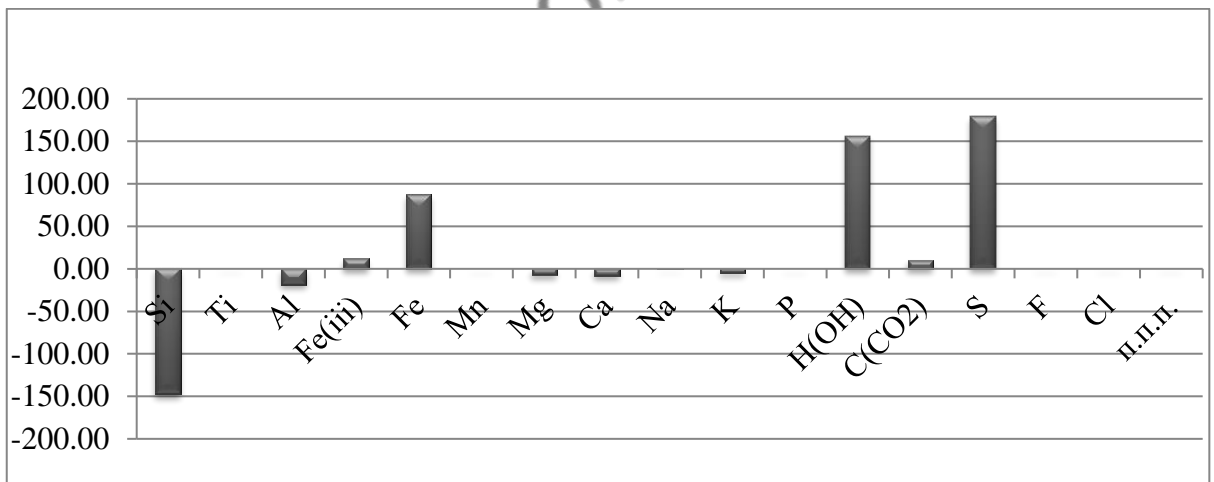


Рисунок 5.17 – Геохімічний спектр міграції елементів при перетворенні альбіт-кварц-серицитових з хлоритом березитів, інтенсивно карбонатизованих і слабо піритозованих середньої зони в пірит-карбонат-кварц-серицитові березиті внутрішньої зони.

Таблиця 5.18 – Розрахунок балансу речовини при перетворенні пірит-карбонат-кварц-серицитових березитів внутрішньої зони в піритоносні серицитоліти

Компоненти	Масовий вміст, %				N_i^v		Коефіцієнти привносу (+), винесення (-)
	Результати аналізу		Наведене до 100%				
	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	Первинна порода	Змінена порода	
SiO ₂	15,05	55,45	15,13	55,69	49,56	153,45	103,89
TiO ₂	0,57	0,57	0,57	0,57	1,41	1,19	-0,23
Al ₂ O ₃	8,11	18,52	8,15	18,60	31,50	60,46	28,96
Fe ₂ O ₃	6	0,52	6,03	0,52	14,87	1,08	-13,78
FeO	34,05	3,64	34,22	3,66	93,77	8,42	-85,35
MnO	0,03	0,06	0,03	0,06	0,08	0,14	0,06
MgO	0,91	1,94	0,91	1,95	4,47	8,00	3,54
CaO	1,98	4,43	1,99	4,45	6,99	13,14	6,15
Na ₂ O	0,29	0,13	0,29	0,13	1,85	0,70	-1,15
K ₂ O	2,38	4,9	2,39	4,92	10,00	17,31	7,30
P ₂ O ₅	0,12	0,14	0,12	0,14	0,33	0,33	-0,01
H ₂ O-	7,73	2,39	7,77	2,40	169,90	44,15	-125,76
CO ₂	8,56	6,25	8,60	6,28	38,51	23,63	-14,88
S	29,44	1,25	29,59	1,26	181,70	6,48	-175,22
F	0	0,24	0,00	0,24	0,00	2,10	2,10
Cl	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
сума	99,5	99,57	100,00	100,00	0,00	0,00	0,00

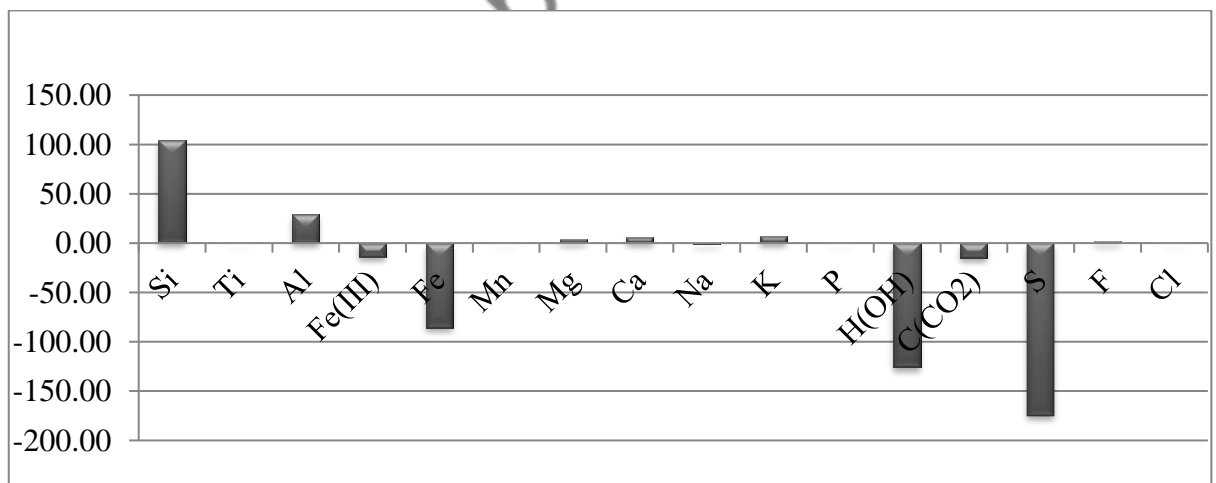


Рисунок 5.18 – Геохімічний спектр міграції елементів при перетворенні пірит-карбонат-кварц-серицитових березитів внутрішньої зони в піритонасні серицитоліти.

Зміна мінерального складу кислих порід в залежності від інтенсивності їх гідротермальної переробки, зміна хімічного складу березитів різних зон метасоматичних колонок і розрахунок балансу речовини при метасоматозі по

атомно-об'ємній системі перерахунку дозволяють наступним чином представити поведінку окремих елементів при околорудному перетворенні кислих вулканітів.

1. Перш за все звертає на себе увагу різке збагачення глиноземом березитів, що характеризуються максимальним привносом калію. Для них же властиві і мінімальні кількості кремнекислоти, тобто там, де відбувається утворення серицитолітів, місце одного амфотерного оксиду (SiO_2) займає інший (Al_2O_3). Звідси випливає, що глинозем в гідротермальних системах схильний до переміщення і накопичення в окремих ділянках ореолу околорудних змін порід.

2. Інтенсивний розвиток карбонатів і піриту в березитах внутрішніх зон, зростання ролі вуглекислоти і сірки в складі метасоматитів у міру просування до осьових частин ореолів можна розглядати як свідчення привносу їх гідротермальних розчинами. Але утворення карбонату і піриту було б неможливо без наявності кальцію, магнію і заліза. Особливо інтенсивний їх привнос в березити, в яких кварцові жили розташовані в безпосередній близькості від тіл основних порід. Бідність кислих порід кальцієм, магнієм, залізом, відсутність значного привносу їх в області середніх і, тим більше, зовнішніх зон колонок березитизації, підкреслює відносно слабку піритизацію і хлоритизацію порід в цих зонах, що дозволяють говорити про міграцію заліза, магнію і кальцію в напрямку від кварцових жил у вміщуючі їх товщі.

3. Інтенсивне накопичення в березитах внутрішніх зон карбонатів, серициту і піриту викликає різке зменшення в них вмісту кремнезему, так як карбонати і пірит займають обсяг, який раніше належав силікатам і алюмосилікатам. Винос кремнезему з ділянок інтенсивної серицитизації, карбонатизації і піритизації порід підтверджується також даними розрахунку балансу речовини.

4. Натрій при березитизації проявляє виняткову рухливість. Уже в березитах середніх зон колонок, в які привноситься відчутна кількість калію і здійснюється серитизація порід, кількість натрію приходить до мінімуму. У березитів внутрішніх зон цей процес закінчується майже повною стерильністю порід щодо натрію. Зіставлення поведінки натрію і кремнезему в зонах

околорудного метасоматозу показало, що чітко вираженого кількісного взаємозв'язку між виносом кожного з них не існує. Збіднення порід кремнеземом властиво не тільки ділянкам інтенсивного розвитку серициту (березитів з мінімальними кількостями натрію і максимальним - калію), але і зонам значного прояву сірчано-вуглекислотного метасоматозу. Але там, де в складі порід переважає серицит, винос кремнезему максимальний.

Етап формування безкварцових анкерит-пірит-серицитових березитів, є, як було показано вище, продуктом слабкої стадії вилуговування і сполученої з нею стадії осадження, який змінюється потім етапом додаткових зрушень, що призвели до формування тріщинних зон і відкладенню в них кварцу, анкериту і рудних мінералів.

Висновки до розділу:

Закінчуючи розгляд метасоматичних перетворень порід Сурської синкліналі, можна відзначити, що більшість їх було викликано середньо-, низькотемпературними розчинами стадії «кислотного вилуговування» і пов'язаною з нею стадією зростаючої лужності. Проте метасоматичних утворень, що відповідають впливу на породи ультракислих і сильнокислих розчинів, в районі не виявлено. Вони, скоріше, були слабокислі-близьконеітральні. Ймовірно, в зв'язку з цим в районі відсутні як типові грейзени, так і типові вторинні кварцити і аргілізити. Немає в районі і типово скарнових утворень, а скарноїди зазвичай складені найбільш низькотемпературними мінеральними асоціаціями. Ці дані і визначають потенційну рудоносність метасоматичних утворень району.

ВИСНОВОК

В ході виконання кваліфікаційної роботи на тему «Петрохімія і рудоносність низькотемпературних метасоматитів Сурської зеленокам'яної структури» були детально вивчені речовинний склад метасоматично змінених порід, розрахований баланс речовини між первинними і зміненими породами, побудовані гістограми геохімічного спектра міграції елементів.

Основні зміни в хімічному складі низькотемпературних метасоматитів полягають у винесенні в стадію кислотного вилуговування з порід кремнезему, натрію, кальцію, частково магнію і привносі в них сірки, вуглекислоти і калію. У стадію нейтралізації розчинів і їх підвищеної лужності відбувається збільшення в породах концентрацій кальцію, магнію і заліза, новоутворення альбіта і осадження кремнезему. Ці дані, поряд з часто січним розташуванням метасоматитів і кварцових жил по відношенню до напрямку метаморфічного розслаблення товщ, дозволяють говорити про деякі запізнення метасоматозу по відношенню до прогресивного етапу метаморфічної переробки осадово-вулканогенних товщ району та про його регресивною спрямованістю.

Збагаченість метасоматитів, особливо метасоматитів внутрішніх зон метасоматичних колонок і кварцових жил, рудогенними елементами, які приносять в породи при метасоматичних перетвореннях останніх, або піддаються перерозподілу при такому роду перетвореннях (головним чином, нікель, кобальт, мідь і цинк), вказує на перспективність площ розвитку метасоматично перетворених порід в сенсі можливості виявлення в них промислових скупчень цих металів.

Пошуковими ознаками зруденіння в цьому випадку, крім прямих, обумовлених наявністю ділянок з підвищеним вмістом того чи іншого металу, є як самі околорудні змінені породи і відмічені вище типоморфні особливості вміщуючих їх мінералів, так і особливості розподілу рудогенних елементів в тих чи інших ореолах метасоматичного перетворення порід.

СПИСОК ДЖЕРЕЛ ІНФОРМАЦІЇ

- 1 Бобров А.Б. Отчёт о результатах крупномасштабного ГК район Сурской структуры на площади листов М-36-130-В, Г-в; М-36-142-А-а,б,г, Г-а,б в 1982-1985гг.; № ГР3268; Инв. № 3268. Днепропетровск: КП «Южукргеология», 1985. Т.1. – 347 с.
- 2 Датирование процессов метаморфизма и магматизма докембрия Среднего Приднепровья Украинского Щита / В.И.Орса, Н.П.Семененко и др. // Геологический журнал. 1977. Т. 37, выпуск 2. С. 3-22.
- 3 Щербань И.П. Рудоносные околожильные метасоматиты. Киев: Либідь, 1996. 351с.
- 4 Стульчиков В.А. Закономерности метаморфизма и метасоматоза зеленокаменных поясов Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1991. 170с.
- 5 Курс рудных месторождений / В.И. Смирнов, А.И. Гинзбург, В.М. Григорьев и др. Москва: Недра, 1981. 348 с.
- 6 Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. Москва: Недра, 1982. 256 с.
- 7 Монахов В.С. Метасоматическая зональность Сурской синклинали. Киев: Наукова думка, 1986. 192 с.
- 8 Зайцев А.А., Некряч А.А. и др. Отчёт о результатах геологической съёмки масштаба 1:50000, проведенной ГСП-21 в 1964-69гг на территории листов М-36-141-А,Б,Г; Инв. № 1648. Днепропетровск: КП «Южукргеология», 1998. Т.1. 245 с.
- 9 Некряч А.И., Малых М.М., Сукач В.В. Новые данные о стратиграфии Сурской зеленокаменной структуры // Тези доп. Всеукраїнська Міжвід. Народа «Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита». Киев, 1998. С. 74-77.
- 10 Лапицкий Э.М. Отчёт о результатах глубинного геологического картирования масштаба 1:200000 в пределах листов L-36-24-В,-Г, L-36-25-А,-В, L-

36-36-А, -Б, проведенного в 1984-88 гг.; № ГР У-98-102/35; Инв. № 3861. Днепропетровск: КП «Южукргеология», 1988. Т.1. 324 с.

11 Бобров А.Б. Отчёт о результатах крупномасштабного ГГК района Сурской структуры на площади листов М-36-130-В, Г-в; М-36-142-А-а,б,г, Г-а,б. № ГР3268; Инв. № 3268. Днепропетровск: КП «Южукргеология», 1985. Т.2. 128 с.

12 Михалев А.К. К тектонике Сурского района Украинского щита // Геологический журнал. 1982. Т.42, №5. С. 1-8.

13 Тектонічна будова зеленокам'яних структур УЩ / О.Б. Бобров, А.О.Сиворонов, Б.І.Малюк, О.М.Лисенко // Збірник наукових праць. УкрДГРІ. 2002. № 1-2. С 46-67.

14 Казицын Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. Москва, Недра, 1968.

15 Абрамов И.К. Отчёт о поисках золота в пределах Сурской и Верховцевской структур Среднего Приднепровья в 1973-1975гг.; Инв.№ 2521.Новомосковск: Новомосковская ГРС, 1976. Т. 1. 122 с.

16 Николаев В.В. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Москва: Издательство АН СССР, 1953. С. 93-121.

17 Казанский В.И. Эндогенное оруденение древних щитов. Москва: Наука, 1978. 127 с.

18 Казицын Ю.В. К изучению закономерностей метасоматических процессов // Геологических рудных месторождений. 1969 Т. 9, № 5. С.24-29.

19 Плющев Е.В., Шатов В.В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. Ленинград:Недра, 1985. 247 с.

Додаток А

Відомість матеріалів кваліфікаційної роботи

№	Формат	Позначення	Найменування	Кількість аркушів	Примітка
1	2	3	4	5	6
			Документація		
1	A4	ТСТ.ОППМ.19.07.ПЗ	Пояснювальна записка	73	
2			Графічні матеріали		Електронний ресурс
3			Презентація Microsoft PowerPoint		Слайди

Копіювання заборонено

Додаток Б

ВІДГУК

керівника на кваліфікаційну роботу магістра
на тему: «Петрохімія і рудоносність низькотемпературних метасоматитів
Сурської зеленокам'яної структури»
студента групи 103м-19-1 Косенко Максима Андрійовича

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

Мета кваліфікаційної роботи: визначити речовинний склад та потенціальну рудоносність низькотемпературних метасоматитів Сурської структури. Досягненню мети сприяло рішення наступних задач:

- 1) вивчити геологічну будову Сурської зеленокам'яної структури,
- 2) дослідити речовий склад метасоматитів,
- 3) визначити рудовміщуючі метасоматичні формації.

З визначеними задачами автор кваліфікаційної роботи впорався як кваліфікований фахівець.

Новизна дослідження полягає у встановленні петрохімічних змін в метасоматично змінених зонах.

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

Тема роботи безпосередньо пов'язана з об'єктом діяльності магістра за спеціальністю 103 «Науки про Землю» – вивчення речовинного складу та оцінка перспектив рудоносності низькотемпературних метасоматитів Сурської структури.

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

Оформлення пояснювальної записки та графічних матеріалів виконано без відхилень від стандартів. Розрахунки, що приведені в роботі, виконані з використанням пакетів комп'ютерних програм.

Ступінь самостійності виконання кваліфікаційної роботи відмінна.

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

Кваліфікаційна робота заслуговує оцінки „відмінно” (90А), а автор Косенко Максим Андрійович присвоєння ступеню магістра за спеціальністю 103 Науки про Землю за освітньою програмою «Геологія».

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

І.В. Жильцова

Додаток В

РЕЦЕНЗІЯ

на кваліфікаційну роботу магістра на тему:

на тему: «Петрохімія і рудоносність низькотемпературних метасоматитів
Сурської зеленокам'яної структури»

студента групи 103м-19-1 Косенко Максима Андрійовича

Кваліфікаційна робота присвячена дослідженню речовинного складу, умов формування та локалізації низькотемпературних метасоматитів Сурської структури.

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

Об'єктом вивчення є особливості петрохімічних змін в зонах локалізації низькотемпературних метасоматитів.

Актуальність теми обумовлена необхідністю розширення сучасної сировинної бази України.

Іноваційність отриманих результатів полягає в у встановленні особливостей петрохімічних змін в зонах локалізації низькотемпературних метасоматитів та їх рудної спеціалізації.

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

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

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

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

Рекомендована оцінка «відмінно» (90А).

Автор кваліфікаційної роботи – Косенко Максим Андрійович заслуговує ступінь магістра за спеціальністю 103 Науки про Землю за освітньою програмою «Геологія».

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

Білан Н.В.

Копіювання заборонено 103М-1917