

УДК 553.461:553.078

№ держреєстрації 0109U002816

Інд №

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ, МОЛОДІ ТА СПОРТУ УКРАЇНИ  
ДЕРЖАВНИЙ ВИЩИЙ НАВЧАЛЬНИЙ ЗАКЛАД  
«НАЦІОНАЛЬНИЙ ГІРНИЧИЙ УНІВЕРСИТЕТ»

(Державний ВНЗ «НГУ»)

49005, м. Дніпропетровськ, пр. К. Маркса, 19;

тел./факс (0562) 47-39-09, телекс 143457 «AGAT SU»,

E-mail: Shevchsergey@gmail.com

ЗАТВЕРДЖУЮ:

Проректор

з наукової роботи,  
д-р техн. наук, проф.

\_\_\_\_\_ О.С. Бешта

«\_\_\_» грудня 2011 р.

ЗВІТ

ПРО НАУКОВО-ДОСЛІДНУ РОБОТУ

ЗАКОНОМІРНОСТІ ФОРМУВАННЯ КОРИСНОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ  
В ХРОМІТОНОСНИХ УЛЬТРАБАЗИТАХ  
(НА ПРИКЛАДІ ПОБУЗЬКОГО РУДНОГО ПОЛЯ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)  
(заключний)  
тема ГП-423

Начальник НДЧ,  
канд.техн.наук, доц.

Р.О. Дичковський

Науковий керівник НДР,  
канд.геол.-мін.наук

С.Є. Поповченко

2011

Рукопис закінчено 20 грудня 2011 р.

Результати цієї роботи розглянуті науково-технічною радою НГУ,  
Протокол № 2 від 21 грудня 2011 р.

## СПИСОК АВТОРІВ

|   |   |
|---|---|
| Керівник теми-<br>керівник Центру аналітико-технологічних досліджень<br>(ЦАТД) ДВН «НГУ», пров.наук.співр., к.г.-м.н.,<br>ст.наук.співр.. | С.Є.Поповченко<br>(Вступ, Висновки;<br>всі розділи) |
| Ст.наук.співр. ЦАТД   | Л.О.Охримчук<br>(розділ 1, 2, 3)                    |
| Аспірант III –го року навчання  | Є.С.Перков<br>(розділи: 1, 2, 3, 5,<br>6,1, 6,3)    |
| Зав. лаб.   | Ю. Г. Осецький<br>(1.4, 6,2)                        |

У підготовці матеріалів до складання звіту, графічних матеріалів, технічному і програмному забезпеченні проведення НДР, наборі і компоновці розділів звіту, їх редагуванні брали участь співробітники Іванютін С.М., Журавльов М.К.

Нормоконтроль

Л.С. Шломіна

## РЕФЕРАТ

Звіт про НДР: 317 стор, 141рис., 34 табл., 4 формули, 69 джерел, 3 додатка.

Об'єктом дослідження є хромітоносні ультрабазити Побузького рудного району

Мета роботи - встановити закономірності утворення і генезис хромітової, вольфрамкової, титанової, платинометальної і золото-срібної мінералізації на ділянках поширення хромітоносних ультрабазитів Побузького рудного поля Українського щита, визначити фактори рудного контролю і розробити пошукові критерії корисної мінералізації з оцінкою її промислового значення.

У результаті виконання досліджень встановлений ряд особливостей пов'язаних з положенням і поширенням хромітової мінералізації в ультрабазитових корах вивітрювання і за її межами. У загальному вигляді розглянуті питання їхнього генезису й умови формування, виділені мінеральні асоціації.

У реальному часі проведені польові дослідження на чотирьох масивах хромітоносних ультрабазитів Побузького рудного поля, що дозволило установити основні риси геологічної будови самих масивів, геофізичні ознаки для їхнього оконтурювання, а також мінімум 4 морфогенетичних типи хромітового зруденіння в корах вивітрювання.

Проаналізовано вплив тектоно-метаморфічних процесів на перетворення хромітових руд у гіпербазитах. По найбільш вивчених масивах приведена авторська оцінка прогнозних запасів хромітових руд і супутніх платиноїдів. Уперше встановлена в якості супутньої хромітам мінералізація рідких земель, ренію, вісмуту, ртуті, вольфраму, титана й інших нехарактерних для ультрабазитів металів.

КОРА ВИВІТРЮВАННЯ, УЛЬТРАБАЗИТ, ХРОМІТОВЕ ЗРУДЕНІННЯ, СУПУТНЯ МІНЕРАЛІЗАЦІЯ, МОРФОГЕНЕТИЧНІ ТИПИ, ПРОСТОРОВА МОДЕЛЬ.

## ЗМІСТ

|  |    |
|--|----|
| Вступ.....   | 7  |
| 1 Методика виконаних робіт.....  | 11 |
| 1.1 Обґрунтування вибору об'єктів дослідження .....                        | 11 |
| 1.2 Методи проведення польових робіт.....                                  | 14 |
| 1.3 Лабораторно-аналітичні роботи.....                                     | 17 |
| 1.4 Використані методи камеральних досліджень.....                         | 19 |
| 2 Особливості локалізації хромітового зруденіння.....                      | 24 |
| 2.1 Геолого-генетичні типи родовищ хрому.....                              | 24 |
| 2.2 Відмітні ознаки альпінотипних хромітів від стратиформних.....          | 28 |
| 2.3 Представлення про генезис хромітового зруденіння стратиформного типу   | 31 |
| 2.4 Погляди на генезис хромітового зруденіння в альпінотипних масивах..... | 35 |
| 2.5 Хромітові руди метасоматичного генезису (на прикладі Уралу).....       | 41 |
| 2.6 Гідротермальні-зміннені хромітити (метахромітити).....                 | 47 |
| 2.7 Склад і зональність рудних тіл метаморфізованих хромітів.....          | 49 |
| 2.8 Родовища хромітів у корах вивітрювання.....                            | 53 |
| 3 Хромітоносні ультрабазити Середнього Побужжя.....                        | 57 |
| 3.1 Геологічна будова Побузького хромітоносного району.....                | 58 |
| 3.2 Капітанівське родовище .....   | 64 |
| 3.2.1 Ділянка Північно-Капітанівська .....                                 | 64 |
| 3.2.2 Ділянка Центрально-Капітанівська.....                                | 66 |
| 3.2.3 Ділянка Південно-Капітанівська .....                                 | 72 |
| 3.3 Геологічна будова Західно-Липовеньківського родовища.....              | 72 |
| 3.4 Східно-Липовеньківське родовище.....                                   | 77 |
| 3.5 Ділянка Шкільна.....   | 82 |
| 3.6 Ділянка Північно-Липовеньківська .....                                 | 85 |
| 3.7 Ділянка Первомайська.. ..  | 86 |
| 3.8 Ділянка Західно-Липнягівська (Липняги І).....                          | 89 |
| 3.9 Ділянка Свірнівська.....   | 92 |
| 3.10 Пушківське родовище.....  | 93 |

|  |     |
|--|-----|
| 4 Розповсюдження хромітового зруденіння і супутньої мінералізації на вивчених об'єктах.....    | 96  |
| 4.1 Капітанівський масив.....  | 96  |
| 4.1.1 Особливості локалізації хромітового зруденіння і супутньої мінералізації.....            | 97  |
| 4.1.2 Мінералого-петрографічний склад порід вміщуючих хромітове зруденіння.....                | 105 |
| 4.1.3 Оцінка прогнозних запасів і ресурсів (на прикладі Південно-Капітанівського масиву) ..... | 126 |
| 4.1.4 Поширення супутньої мінералізації (золото, срібло, платиноїди, титан, вольфрам).....     | 136 |
| 4.1.5 Фактори формування золотоносного розсипу на Північно-Капітанівському родовищі.....       | 141 |
| 4.2 Східно-Липовеньківський масив.....   | 146 |
| 4.2.1 Будова масиву та особливості хромітового зруденіння.....                                 | 146 |
| 4.2.2 Відображення хромітового зруденіння в геофізичних полях.....                             | 151 |
| 4.2.3 Оцінка прогнозних ресурсів.....  | 155 |
| 4.2.3.1 Запаси хромітових руд у корі вивітрювання.....   | 155 |
| 4.2.3.2 Прогнозні ресурси корінних хромітових руд.....   | 160 |
| 4.2.4 Супутня мінералізація.....   | 163 |
| 4.3 Шкільний масив.....  | 173 |
| 4.3.1 Особливості локалізації хромітового зруденіння.....                                      | 173 |
| 4.3.2 Відображення хромітового зруденіння в геофізичних полях.....                             | 178 |
| 4.3.3 Оцінка прогнозних ресурсів.....  | 183 |
| 4.3.4 Поширення супутньої мінералізації.....   | 184 |
| 4.4 Західно-Липовеньківський масив.....  | 186 |
| 4.4.1 Особливості локалізації хромітового зруденіння.....                                      | 186 |
| 4.4.2 Особливості виділення хромітового зруденіння в геофізичних полях.....                    | 194 |
| 5 Умови залягання та формування хромітових руд у корах вивітрювання Побужжя                    | 199 |

|   |     |
|---|-----|
| 5.1 Кора вивітрювання кристалічних порід.....   | 199 |
| 5.2 Мінералогічний склад хромітоносної кори вивітрювання.....   | 201 |
| 5.2.1 Мінералогічна типізація хромітових руд кори вивітрювання.....   | 208 |
| 5.3 Геохімічні особливості зональності хромітоносної кори вивітрювання<br>(на прикладі Східно-Ліповеньківського масиву).....              | 212 |
| 5.4 Гранулометрична характеристика хромшпінелідів з кори вивітрювання...  | 227 |
| 5.5 Морфологічні особливості хромітової мінералізації кор вивітрювання...   | 232 |
| 5.6 Вплив палеорельєфа на формування і поширення екзогенної хромітової<br>мінералізації.....  | 240 |
| 5.7 Форма і просторове положення покладів хромітових руд в корах<br>вивітрювання.....   | 252 |
| 6 Про можливий генезис вивченої мінералізації і очікуваний промисловий тип....  | 256 |
| 6.1 Морфоструктурні типи хромітових руд у корах вивітрювання.....   | 256 |
| 6.2 Геолого-промислові типи вивченої мінералізації.....   | 257 |
| 6.3 Пошукові критерії й ознаки.....   | 274 |
| Висновки.....   | 286 |
| Перелік посилань.....   | 290 |
| Додаток А Спектри мікроаналіза хроміту і високовідбиваючих мінералів.....   | 297 |
| Додаток Б Витяг з протоколу засідання Ради по науковому напрямку<br>«Технології прогнозування, пошуку та розвідки корисних копалин »..... | 311 |
| Додаток В Рецензія.....   | 314 |

## ВСТУП

Документальною основою постановки теми ГП- 423 служить наказ Міністерства освіти і науки України від 17 листопада в 2008 р. На підставі вище зазначеного наказу терміни виконання теми ГП-423 були встановлені з 01.01.2009 р. по 31.12.2011р.

При виконанні теми ГП-423 було встановлено, що більшість гіпербазитових масивів Середнього і Верхнього Побужжя містять силікатно-карбонатні породи, що за умовами формування і мінеральних асоціацій, включаючи структурно-текстурні особливості, можна віднести до проявів примітивного карбонатитового метаморфізму в археї. Присутність у таких гіпербазитових масивах аномалій рідких земель лантаноїдної групи, наявність проявів дорогоцінних металів, радіоактивних і рідких елементів дозволили провести аналогію з класичними карбонатитами. Хромітова мінералізація в гіпербазитах, також як титанова, вольфрамова й інша їй супутня залишилися не вивченими з позиції можливого карбонатитового генезису.

Хромітоносність ультрабазитових масивів Побужжя і пов'язані з ними мінералізація титана, нікелю, вольфраму і дорогоцінних металів послужило передумовою для комплексного вивчення поширення зруденіння з установленням їхніх просторових параметрів, положення і взаємозв'язків. Об'єктами дослідження з'явилися хромітоносні комплекси в межах Капітанівської смуги ультрабазитових масивів Середнього Побужжя, що відносяться до Побузького рудного поля.

Метою досліджень з'явилось з'ясування умов і факторів формування хромітової і супутньої їй корисної мінералізації, із встановленням особливостей і закономірностей її локалізації і просторового поширення в гіпербазитах і породах, що вміщують.

Фактичний матеріал являє собою авторську колекцію штучних і геохімічних проб хромітових руд і гіпербазитів, їхню геологічну документацію, фотозйомок хромітових руд у міру їхньої розробки, виконаних на діючих кар'єрах Західний і Шкільний, матеріалів детальної розвідки кори вивітрювання Східно-Липовеньківського масиву, а також фондових і кернових матеріалів Правобережної ГРЕ і Побузького феронікелевого комбінату. Вивченню піддалися лише ті масиви або ділянки, де було встановлене хромітове зруденіння.

Основна задача зводилася до встановлення морфології, будови й умов формування хромітового зруденіння в корінних породах і в корі вивітрювання на Західно-Липовеньківському, Шкільному, Східно-Липовеньківському, Капітанівському і Пушківському масивах. Кінцевим положенням досліджень є те, що за допомогою просторових комп'ютерних моделей (3D зображення) зроблений перший крок у рішенні питання просторового зображення і поширення хромітових руд у корі вивітрювання ультрабазита.

Як відзначалося раніш, актуальність даної проблеми обумовлена розбіжністю майданного поширення хромітового зруденіння в корі вивітрювання й у корінному заляганні. Видобуток хромітових руд на Західному і Шкільному масиві показав значні розбіжності між даними свердловин і розкритих гірських виробок зон зруденіння в корі вивітрювання. Відсутність представлень про умови формування хромітового зруденіння в корі вивітрювання утворює труднощі при вирішенні питань по ге-



ометризації рудних тіл не тільки в корі вивітрювання, але і при закладці місця розташування свердловин при розвідці на глибину.

Іншим важливим аспектом у проведенні досліджень служило вивчення площадного розподілу супутньої мінералізації хромітоносних масивів, у першу чергу титана, вольфраму, дорогоцінних і рідких металів, нерудної сировини таких, як каолінів, гранатових абразивів, доломіту і магнезиту, що поширені в нижніх частинах нонтронітової кори вивітрювання.

Фактично всі родовища силікатно-нікелевих руд є комплексними. Існуючий "монометальний" підхід до вивчення й експлуатації родовищ усе далі йде в минуле. У Росії, наприклад, з початку 21 століття серйозна увага звернена на розвідку щодо дрібних родовищ, а з 2010р. це завдання розглядають як одне з першочергових. Провідні країни Західної Європи з власних родовищ добувають практично всі супутні елементи. Передані в приватні руки відносно дрібні хромо-нікелеві родовища є комплексними, де слабо контрольована з боку держави рентабельність може вирости в десятки разів за умови проведення додаткового геологічного вивчення й обґрунтування економічної доцільності їхнього комплексного освоєння.

З цією метою на першому етапі нами на Східно-Липовеньківському родовищі виконаний підрахунок запасів металевого титана, що у вигляді ільменіту і рутилу зосереджений у балтських глинистих пісках, у вигляді ільменіту і титаномагнетиту - у корі вивітрювання амфіболітів. На Південно-Західній ділянці Західно-Липовеньківського масиву з метою показати можливості комплексної оцінки даної групи родовищ нами проведені дослідження, аналітичні роботи і підраховані запаси первинного каоліну для паперової промисловості і виготовлення глазурі. Розрахунки запасів первинного каоліну виконані з урахуванням усіх вимог ГКЗ на ділянці розміром 830x170 м і склали 1,93 млн т із прогнозною оцінкою південної частини додатково близько 8 млн т.

Для оцінки виявляємої корисної мінералізації розроблені методологія і методика досліджень гіпербазитових комплексів, що базується на аналізі геологічних умов їхнього формування, факторів перетворення, необхідної послідовності проведення лабораторних і аналітичних досліджень напівкількісними і кількісними мето-

дами. Для порівняльних характеристик широко використовувався метод аналогій. Основне порівняння проводилося з найбільш освітленими в літературі Уральськими родовищами хромітів, а також залучалися дані і по інших регіонах країн СНД (Росія, Фінляндія і Казахстан).

У зв'язку з цим виконаний аналіз поширення і перетворення порід дуніт-перидотитової формації досліджуваної території. Виконано узагальнення новітніх результатів досліджень магматизма з мантийним зародженням ультраосновних магм із потенційною платиноносністю. Визначено умови й ознаки первинно-магматичного їхнього формування. Доводиться карбонатитова природа так званих кальцифірів — силікатно-карбонатних порід, що є складовими породами масивів ультрабазитів, а хромітове зруденіння розглядається в якості закономірного металлогенічного навантаження таких масивів. Проаналізовано вплив тектоно-метаморфічних процесів на перетворення хромітових руд у гіпербазитах. По найбільш вивчених масивах приведена авторська оцінка прогнозних запасів хромітових руд і супутнім платиноїдам. Уперше встановлена в якості супутньої хромітам мінералізація рідких земель, ренію, вісмуту, ртуті, вольфраму, титана й інших нехарактерних для ультрабазитів металів.

## 1 МЕТОДИКА ВИКОНАНИХ РОБІТ

### 1.1 Обґрунтування вибору об'єктів дослідження

Вибір об'єктів визначився поставленою метою, відповідно до якої дослідження було спрямовано на з'ясування умов і факторів формування хромітової і супутньої корисної мінералізації. Передбачалося також установити особливості і закономірності їхньої локалізації, просторове поширення в ультрабазитах дуніт-перидотитової формації і їхніх порід, що вміщують. Основним критерієм для вибору об'єктів дослідження з'явилася наявність в ультрабазитах промислової хромітової мінералізації, що відома тільки в межах Середнього Побужжя.

Однією з передумов до вибору об'єктів з'явилася теза про нерозривний зв'язок хромітової і платинометалльної мінералізації з зонами глибинних розламів, де спостерігається активізація магматичних і гідротермально-метасоматичних процесів, що сприяють рудоутворенню. Другою обставиною, що вплинула на вибір об'єктів, з'явилася наявність і доступність до різного роду фондового і природного геологічного

матеріалам у кар'єрах, керні свердловин або зразках для детального мінералого-петрографічного вивчення особливостей будови, складу хромітової і супутньої мінералізації, дослідження їхньої геології і геохімії.

Виходячи з мети дослідження, основною задачею передбачається виділити і зіставити структурні, мінералого-петрографічні і геохімічні характеристики вивчених і відомих рудопроявів хрому і супутньої мінералізації, а на їхній підставі виділити закономірності рудоутворення і дати перспективну оцінку промислової значимості.

У залежності від можливості проведення польових досліджень і роботи з кам'яним матеріалом нами були обрані в якості основних такі масиви, як Західно-Липовеньківський, Східно-Липовеньківський, Шкільний, Капітанівський Південний і Північний. У якості допоміжних об'єктів також залучалися до вивчення Центральні-Капітанівський, Пушківський, Північно-Липовеньківський, Свірнівський, Липняги-1 і Первомайський. Усього вивчено в різному ступені 11 гіпербазитових хромітоносних масивів Середнього Побужжя.

На кожне з них, у залежності від доступності, приділялася увага до визначених геологічних позицій і проводилися заглиблені детальні дослідження по тим або інших питаннях. Так, на Південно-Капітанівському масиві мався доступ до кернавого матеріалу практично по всіх розвідницьких профілях, що дало можливість більш глибоко вивчити речовинний склад руд і порід, що вміщують, на різних гіпсометричних рівнях, у тому числі і на глибині більш 400м, визначити геохімічні ресурси платинометальної мінералізації і разом із Північно-Капітанівським масивом виявити особливості поширення золоторудної мінералізації. Крім того, у зв'язку з близькоповерхневим заляганням елювіально-делювіального розсипу золота нами проводилося шліхове випробування по закопушах, що дало можливість вивчити морфологію золота і супутніх мінералів.

На Західно-Липовеньківському масиві в зв'язку з повним відпрацюванням хромітових руд у корах вивітрювання вдалося вивчити морфологію і будову хромітових рудних тіл, що розкриваються в динаміку, як у корі вивітрювання, так частково й у слабко вивітрилих серпентинітах. Також по зонах зруденіння виявилась можливість провести масові виміри магнітної сприйнятливості і вивчити речовинний склад ос-

новних різновидів хромітових руд, простежити на різних гіпсометричних рівнях просторове положення бідних і багатих руд, їхні взаємопереходи і співвідношення, простежити вплив процесів вивітрювання на послідовність зміни хромшпінелідів. В одержуваному на Побузькому феронікелевому комбінаті хромітовому концентраті вивчені за допомогою мінералогічного і рентгено-структурного аналізу супутня корисна мінералізація.

На Шкільному масиві, де також частково відпрацьовані хромітові і силікатно-нікелеві руди, основна увага приділялася вивченню морфології і будівлі хромітових руд у корах вивітрювання й у корінному заляганні. Також, перед їхньою виїмкою були проведені площадні і профільні геофізичні роботи, результати інтерпретації яких звірялися з місцем розташування розкриваємих хромітових тел. Як і на Західному, у корінних хромітових рудах досліджувався речовинний склад і взаємини мінералів, характер контактів з породами, що вміщують, структурне положення хромітового зруденіння по площі масиву.

У корах вивітрювання по вертикальних розрізах і по латералі в межах хромітоносних зон проведене шліхове випробування, а також вивчені екзогенні процеси, що приводили до перерозподілу хроміту й особливості поширення хромшпінелідів в ореолах розсіювання. Супутня мінералізація тут вивчалася по четвертинних відкладеннях, що у достатній кількості розкриті у свіжих бортах кар'єру. За даними бурової розвідки між кар'єрами Шкільній і Західний, а також у західній частині кар'єру Західний, нами оцінені якісні характеристики і запаси первинного каоліну, що утворилися по вміщуючим ультрабазити кислим породам, потенційні можливості зустрінутої тут рідкоземельної мінералізації.

На Східно-Липовеньківському масиві по запропонованій нами методиці часткою підприємством ТОВ "Регіональні інвестиційні технології" проводилися розвідницькі роботи на хромітове зруденіння, що дало можливість одержати повний доступ до кам'яного матеріалу і результатів геофізичних площадних досліджень. Тут найбільше детально вивчені особливості площадного поширення хромітової, нікелевої, титанової і вольфрамової мінералізації. Для титана оцінені геохімічні ресурси і досліджені його мінеральні форми в корінних породах. Завдяки детальній мережі розвід-

ки нам представилася можливість побудувати 3-D моделі просторового поширення хромітового зруденіння в просторі.

По Первомайському, Північно-Липовеньківському, Свірнівському і Пушківському масивах вивчені геохімічні особливості поширення благородних металів у межах нікеленосних кор вивітрювання і характер поширення хромітового зруденіння. На Пушківському масиві також вивчалися процеси розсіювання хромітової мінералізації в корах вивітрювання і четвертинних відкладень. Наявні фондові матеріали по поширенню хромітової мінералізації послужили основою для зіставлення зруденіння в гіпербазитових масивах Побужжя, визначення генетичних особливостей і геолого-промислового типу потенційних родовищ хрому в Україні.

## 1.2 Методи проведення польових робіт

До складу польових робіт входили геологічна документація керна свердловин і гірських виробок з побіжним доббором геохімічних проб, у т.ч. з дублікатів проб, а також штучне і малооб'ємне технологічне випробування. Документація керна свердловин і стінок кар'єрів виконувалася з акцентом на докладний опис хромітових руд, зон гідротермально-змінених порід і інших метасоматитів, проявів сульфідної або іншої мінералізації, ознак дроблення, розсланцювання, змінання порід, особливостей будові і складу кор вивітрювання. На підставі документації виділялися секції для опробування.

Основною задачею польових досліджень з'явилося одержання максимальної інформації з поширення, насамперед хромітового зруденіння з побіжною оцінкою геохімічного рівня супутньої мінералізації титана, вольфраму, золота, платиноїдів і рідких металів.

Специфіка ведення гірських робіт на родовищах силікатного нікеля Побужжя обумовила динамічний режим документації фрагментів рудних тіл і їхні взаємини з по-

родами, що вміщують, у виробках (виміри, замальовка, фотографування). Крім корінних хромітових руд у такий же спосіб документувалися ореоли розсіювання хромітів у корах і тріщинах зонах охристої кори вивітрювання, а також палеорельєф кори вивітрювання, що чітко відображався по уступах кар'єру.

У місцях неоднорідної будови кори вивітрювання (ділянки розмиву кори, візуальної зміни кольору, текстури-структури, домішки та інш.), а також перекривають третично-четвертинних овідкладень відбиралися зразки і проби. Додатково в кар'єрі Шкільний проведено шліхове випробування в раніше відпрацьованій північній частині по східному і західному борті по мережі 10x15 м з метою з'ясування поширення фракцій хромітів і його мінерального складу.

Для виділення зон хромітового зруденіння і безпосередньо рудних тіл геофізичними методами досліджень, а також оконтурювання ділянок поширення ультрабазитів у кар'єрах проводилася профільна магнітна і радіометрична зйомка з кроком 10 м фахівцями-геофізиками КП "Північукргеологія" і Національного гірничого університету. На кар'єрі "Західний" проведені виміри магнітної сприйнятливості за допомогою капометра в східній частині кар'єру безпосередньо в зоні поширення хромітового зрудіння. Рядові спостереження виконувалися від довільно обраного контрольного пункту з десятикратним циклом спостережень на кожній точці. Обсяг контрольних спостережень склав 8,2 %, загальна погрішність вимірів 6%. Подібна площадна зйомка виконувалася і на Східно-Липовеньківському родовищі, перекриваючи на флангах профілю на 200-500 м які zostалися від раніше виконаних топо-геофізичних робіт РГГП "Північукргеологія".

Профільна електророзвідка з кроком 5 м на кар'єрі "Шкільний" перед фронтом розкриття хромітових тіл (3 профілі) на перемінному струмі методом удаваних опорів. По кожному профілю проведена також магнітна і радіометрична зйомка для точності прив'язки використовувалася GPS прив'язкою пікетів на профілях.

Геологічна документація керна по свердловинах Східно-Липовеньківського масиву проводилася з 0 м до вибою пошарово по кожному різновиду порід із указівкою границь літологічних різновидів порід з точністю 10 см. Документація кожного різновиду виконувалася приблизно за наступною схемою: назва породи, колір і відті-

нок, текстура, структура, мінеральний склад, наявність включень і окремих шарів інших порід із вказівкою інтервалів їхнього поширення, для хромітових руд указувалася додатково характер розподілу корисного компонента по всьому рудному інтервалі, взаимовідношення контактів з породами, що вміщують, внутрішня будова рудної зони, наявність характерних супутніх мінералів, окремнення й озалізнення, також оцінювалася міцність руд і ступінь розпушення.

Геологічна документація проводилася після зачищення керна від бурового розчину і поділу його на дві подовжні частини, що дозволило більш детально вивчати особливості будови і складу породи. Для поділу керна міцних порід використовувався каменерізний підрізний верстат. Одна половина керна цілком відбиралася в пробу по всьому інтервалі випробування, друга залишалась у кернових шухлядах. У неоген-четвертинних відкладеннях випробування проводилося вибірково по літологічним різновидам порід інтервалом не більш 5 м. У нонтронітових корах вивітрювання інтервал випробування вибирався по літологічним типам, а в межах одного типу не більш 2 м. Хромітові руди, навіть при наявності тільки видимої вкрапленості, випробувалися інтервалом 1 м. Для контролю по деяких свердловинах випробувалися шлами.

Геохімічне випробування здійснювалося безперервними інтервалами точково-секційним способом шляхом добору сколків через 15-20 см, а по корах вивітрювання в гірських виробках суцільною борозною з довжиною секції серед однорідних порід до 3-х метрів. На Західному і Шкільному кар'єрах Липовеньківського родовища кора вивітрювання ультрабазитів випробувана як по вертикальному, так і по латеральних профілях. Особлива увага була приділена лінзоподібним і шліроподібним тілам хромітових руд, розкритих під час гірських робіт. Ці тіла випробувалися бороздовим способом вкрест простягання на всю потужність рудних тел. Усього відібране 11 бороздових проби, вага яких, у залежності від потужності тіл хромітів варіює від 10 до 20 кг. Попутно відбиралися зразки хромітів, що відрізняються як по вмісту хроміту, розподілові його в породі, так і по міцності і структурно-текстурних особливостях породи.



Капітанівський масив вивчався по керну свердловин Правобережної ГЕ, що проводила в південній частині масиву бурові розвідницькі роботи на хромітові руди. Для цього були обрані структурні і найбільш глибокі свердловини, що мають найбільш повне перетинання масиву. Серед них найбільш цікаві і повні по наявності керна свердловини були вивчені і задокументовані. Особлива увага приділялася текстурно-структурним особливостям хромітових руд, характерові їхнього контакту з породами, що вміщують, серпентинітами і кальцифірами, наявності зон гідротермальних змін і сульфідизації, окварцюванню, катаклазу, дробленню, розвиткові пізніх накладених низькотемпературних змін. Для аналізу розподілу БМ використовувалися дублікати проб, відібрані з інтервалом близько 1 метра, що цілком задовольняє вимогам до випробування на руди шляхетних металів.

Корисна товща каолінів між кар'єрами Шкільний і Західний і на заході останнього вивчалася як сировина для тонкої кераміки і паперової промисловості, а слабко вивітрілі кислі породи і метасоматити в якості потенційно вміщуючої редкоземельною мінералізацію товщі. Для випробування шари і різновиди каолінів по кольору, домішкам і іншим ознакам виділялися на підставі ретельного вивчення і пошарового опису керна. Керн при цьому піддавався очищенню від кірки бурового розчину і для зразків розділу уздовж осі.

У покрівлі каоліну перші 1-3 проби відбиралися довжиною не більш 0,5-2,0 м у зв'язку з необхідністю вивчення забруднення каолінів інфільтраційним матеріалом з розкривних порід (гідроокислами заліза, карбонатами і т.д.). Довжина рядових проб визначалася в залежності від мінливості якості каолінів по розрізі і передбачуваному способі розробки родовища. Крім того, для визначення інтервалу випробування використовувався досвід розвідки експлуатованого нині Просяновського родовища первинних каолінів.

Випробування каолінів по керну проводилося суцільно при середній довжині секції 2,0 м. Мінімальна довжина проби - 0,5 м, максимальна для окремих винятково однорідних по макроскопії шарів до 4 м. Різновиди з потужністю менш 0,5 м включалися в інтервал сусідньої проби.

### 1.3 Лабораторно-аналітичні роботи

Лабораторно-аналітичні дослідження полягали в першочерговому спектральному аналізі всіх наявних проб з наступним аналізом результатів і подальшою заверкою вибіркового проб хімічним і пробірно-спектральним аналізами. Спектральний аналіз відібраних при польових дослідженнях проб практично в повному обсязі виконаний у Центральній лабораторії КП "Південукргеологія". По його результатах там же виконаний аналіз на хром, нікель (вище 0,5 %), титан (вище 1,0 %) і вольфрам (вище 0,1 %). Рентгено-структурний аналіз проводився в лабораторії Дніпропетровського відділення Державного геологорозвідувального інститута. Термічний аналіз у Хіміко-технологічному університеті м. Дніпропетровська. Дослідження важких фракцій шліхових проб виконувалися нами під біноклюром МБС-10 і МБС-3. Дослідження шліфів виконувались з використанням мікроскопа МП-3 і МП-7, а аншліфів - на мікроскопах МІН-6 і МІН-9.

Визначення вмісту благородних металів виконувалося нами на емісійному квантометрі (експериментальна установка НГУ), додатково вміст золота і платиноїдів визначався за допомогою пробірно-спектрального аналізу. Гранулометричний склад хромітових руд, концентратів і важких фракцій виконувався з використанням набору стандартних сит у водному середовищі. Кожна фракція збиралася, висушувалась і зважувалася на електронних вагах з точністю до 0,02м, частина найбільш представницьких проб класифікувалася на магнітні і немагнітні фракції.

По всім керновим і об'єднаним пробам у каоліні-сирці проводився спектральний аналіз і визначалася втрата при прожарюванні. Утрата при прожарюванні менш 5,5-6 % дозволяла попередньо відносити каолін до лужного. Потім каолін піддавався відмулюванню на ситі 0,050 мм із визначенням виходу збагаченого каоліну і піскової частини. Вихід збагаченого каоліну менш 40-45% також указує на наявність у ній польового шпату і, отже, лугів.

По відмученому збагаченому каоліні у відповідність із ДСТ 21286-82, 19285-73 і 69285 у всіх оброблених пробах визначалася білизна, гранулометричний склад каоліну (вміст фракцій менш 2 мкм, 2-5 мкм, 5-10 мкм і 10-50 мкм) і вміст окислів

$\text{Fe}_2\text{O}_3$  і  $\text{TiO}_2$ . Проби, у яких показник білизни склав не нижче 80%, а вміст окислів заліза і титана не вище 1,2 % відповідно, передавалися на силікатний аналіз для визначення вмісту  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{SO}_3$  і втрат при прожарюванні. Вибірково (близько 5% проб) силікатному аналізу піддавалися проби з показником білизни нижче 80% і вмістом окислів заліза і титана більш 1,2%.

Крім зазначених показників у каоліні збагаченому визначався показник зв'язаності, а в 5 % проб, у яких вміст  $\text{Al}_2\text{O}_3$  не опускалося нижче 35% визначалася вогнетривкість і рН.

Піскова складова (залишок на ситі 0,05 мм) у 60% проб, задовольняючих по показниках білизни, вмістові  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  і  $\text{TiO}_2$ , піддавалися ситовому аналізу (розсівові на ситах 2,5 мм, 1,25 мм, 0,63 мм, 0,315 мм, 0,16 мм). Продукти ситового аналізу (усі фракції) вивчалися під біноклем з визначенням вмісту основних компонентів (кварцу, польових шпатів, слюд, темноколірних мінералів).

Основні різновиди піскової складових каолінів (кварц-полевошпатові, кварц-гідрослюди, кварц-каолін-полевошпат-гідрослюди, кварц-каолінової і власне кварцова) аналізувалися по фракціях на вміст  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  для оцінки можливості їхнього використання не тільки як будівельні матеріали, але і продукції для скляної промисловості і тонкої кераміки. Усі проби піску, у яких аналізувалися  $\text{SiO}_2$  і  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , надалі піддавалися повному мінералогічному аналізу.

Власне каолінітова складова (підрешітний продукт сита 0,050 мм), що задовольняє за всіма показниками марочному каолінові збагаченому, додатково вивчалася в іммерсійних рідинах за допомогою поляризаційного мікроскопа, на просвічуючому електронному мікроскопі ПЕМ-У (Національний гірничий університет), аналізувалося рентгено-структурним (Дніпропетровське відділення Державного геологорозвідувального інституту) і термічним аналізами (Дніпропетровський хіміко-технологічний університет). Для подібних досліджень проби каоліну відбиралися в залежності від якісних показників збагаченого каоліну по наступних параметрах: 1) білизна більш 90%, вміст  $\text{Al}_2\text{O}_3$  більш 38%; 2) білизна більш 90%, вміст  $\text{Al}_2\text{O}_3$  36-38%; 3) білизна 85- 90%, вміст  $\text{Al}_2\text{O}_3$  більш 36-38%; 4) білизна 85- 90%, вміст  $\text{Al}_2\text{O}_3$

більш 35-36 %; 5) білизна 80-85%, вміст  $Al_2O_3$  36-37%; 6) білизна більш 80-85%, вміст  $Al_2O_3$  35-36%.

#### 1.4 Використані методи камеральних досліджень

Основною метою камеральних робіт була: 1) систематизація наявної геологічної інформації відносно особливостей хромітового зруденіння промислових родовищ світу для подальшого зіставлення с Побузькими рудопроявленнями; 2) одержання максимальне повної інформації з закономірностей поширення хромітової і супутньої мінералізації, її якості, умовам залягання, формі рудних тіл їхньому мінеральному складові і технологічним властивостям. Для цього по польовій документації й інструментальній прив'язці точок спостережень у гірських виробках і устя всіх свердловин до топографічної розмітки составлялись карти фактичного матеріалу. Виконані роботи дозволили установити границі площадного розподілу хрому, нікелю, титана, вольфраму, визначити в плані морфоструктурні особливості хромітового зруденіння як ендегенного, так і екзогенного походження.

Фондовий матеріал досліджуваних об'єктів з паперових носіїв був оцифрований і переведений в електронну форму. Отримані в результаті польових робіт геологічні і геофізичні дані Побузького хромітоносного комплексу також були переведені в електронну форму для наступної візуалізації в тривимірному просторі хромітового і супутнього зруденіння.

Відповідно до польової документації керна свердловин на Східно-Липовеньківському і Західно-Липовеньківському масивах відбудовувалися геологічні стовпчики, куди виносилися дані хімічних аналізів, у тому числі отриманих з фондових матеріалів. За даними рентгено-структурного і термічного аналізів уточнювався мінеральний склад порід і руд, що коректувався вже на відбудованих геологічних колонках свердловин. На підставі їх згодом були побудовані геологічні розрізи по опорних профілях. По розкритим свердловинами типам кори вивітрювання і корінних порід з використанням результатів геофізичних робіт були уточнені границі поширення хромітвміщуючих комплексів.

Камеральні дослідження також включали детальний аналіз текстурно-структурних особливостей і мінерального складу на макро- і мікрорівні. Для цього використовувалися петрографічний і мінерографічний методи досліджень. Петрографічні дослідження насамперед були спрямовані на детальне вивчення послідовності мінералоутворення в хромітових рудах і зонах супутньої мінералізації, у метаморфічних породах, що вміщують, тектонітах, метасоматитах і інших рудних утвореннях. Особлива увага приділялася пошукові первинномагматичних структур і послідовності їхніх перетворень у різних динамометаморфічних умовах, визначенню типоморфних парагенетичних мінеральних асоціацій хромітоносних утворень і їхніх порід, що вміщують. Наявність ознак впливу тектонічних напруг дозволяло виділяти ділянки для проведення в шліфах і аншліфах мікροструктурного аналізу. Найбільш придатними для цих цілей виявилися орієнтовані зразки, відібрані в кар'єрах.

Макротекстури і мікροструктури вивчалися з використанням методу аналогії і зіставлення як із класичними структурами магматичних порід, так і з метаморфічними, метасоматичними і гідротермальними утвореннями. Усі досліджувані текстури і структури фотографувалися, що дозволяло більш коректно ідентифікувати і зіставляти їхні морфологічні особливості і взаимовідношення мінералів.

Розподіл елементів-домішок і визначення складу хромітових зерен проводилося на електронних мікроскопах з мікροаналізатором. Для цього використовувалися електронно-мікроскопічні дослідження і електронно-зондовий мікροаналіз. Електронно-мікроскопічні дослідження в проходящих електронах проводилися безпосередньо в НГУ на просвічуючому електронному мікроскопі ПЕМ-У. Дослідження полірованих поверхонь хромітових руд які проводилися на скануючих мікроскопах у Дніпропетровському відділенні Державного геологорозвідувального інституту (колишній ІМР) і, почасти, в Інституті електронної оптики університету м.Оулу, Фінляндія (Institute of Elektron Optiks, University of Oulu, Finland) із застосуванням приладів РЭММА-202А и JEOL JCXA-733 (Electron Probe Microanalyzer с WDS аналізатором) і JEOL JSM-6400 (Scanning Electron Microscope с EDS-аналізатором).

Попередньо аншліфи вивчалися детально під оптичним мікроскопом, де оконтурювалися ділянки для подальших електронномікроскопічних досліджень. Для більш

швидкого пошуку цікавлячих зерен і крапок їхнього мікроаналізу під оптичним мікроскопом робились фотографії, на яких указувалися зерна для мікроаналізу або досліджень під великими збільшеннями. Після локалізації зерен проводився їхній огляд при більш сильних збільшеннях (x500-x3000), зйомка в характеричному рентгенівському випромінюванні (X-Ray mapping) з метою встановлення ступеня гомогенності (зональності) фази і наявності або відсутності поліфазності виявлених зерен. Зерна МПЭ й інших рудних мінералів фотографувалися при різних збільшеннях на цифрову.

Аналіз зерен хромітів, МПЭ, а також сульфідів, арсенідів, сульфоарсенідів і антимонідів Fe, Ni, Cu проводився EDS методом. Умови аналізу: напруга зонда, що прискорює, 15 kv, струм зонда 13 nA, діаметр аналітичного пучка зонда - 1 мікронів, час експозиції - 100 сек. Прилад еталонізувався на хімічно чистому кобальті кожні 2 години роботи. У випадках, коли розміри аналізованих фаз не перевищували 2 мікрон, частина з них діагностована виходячи зі стехіометричних відносин головних мінералоутворюючих елементів.

Результати шліхового випробування і дані по ситовому аналізу розносилися на інтервали випробування, що дозволило виділити вертикальну і горизонтальну зональність екзогенного хромітового зруденіння для масиву Шкільний і прогнозувати аналогічну ситуацію на Східно-Липовеньківській ділянці. За даними хімічного аналізу по супутніх елементах (титан і вольфрам) на Східно-Липовеньківському масиві за допомогою програми "Surfer" на плані й у розрізах були відбудовані з різною дискретністю геохімічні аномалії. Це дозволило з'ясувати особливості їхнього площадного поширення і зіставити з поведженням на даній ділянці геофізичних полів і поширенням визначених різновидів корінних порід.

Обробка геофізичних матеріалів і фізичних властивостей порід з урахуванням результатів попередніх досліджень дозволило по характеру щільнісних властивостей підрозділити породи району на 6 груп (табл. 1.1).

Таблиця 1.1- Класифікація кристалічних порід Середнього Побужжя

| № групи | Назва порід   | Щільність від до г/ см <sup>3</sup> |
|---------|---|-------------------------------------|
| 1       | Серпентиніти, серпентинізовані перидотити, графітові гнейси   | 2,20 – 2,60                         |
| 2       | Граніти кварц польовоштатові, граніти пегматитоподібні, мігматити   | 2,50 – 2,70                         |
| 3       | Чарнокіти, силікатно-карбонатні породи (скарноїди), гнейси біотитові, гранат-біотитові, кордиерит-силліманітові | 2,55 – 2,86                         |
| 4       | Гнейси амфібол-плагіоклазові, піроксен-плагіоклазові  | 2,60 – 3,05                         |
| 5       | Амфіболіти, габбро-амфіболіти; норити, габбро-норити  | 2,85 – 3,20                         |
| 6       | Горнblendити, залозисті скарни, залозисті кварцити  | 3,10 – 3,45                         |

По магнітних властивостях кристалічні породи Середнього Побужжя диференційовані в залежності від петрографічного складу на 3 групи:

1- а група - практично немагнітні породи, магнітна сприйнятливість 200.10-6. 4 п, од. СИ. До них відносяться гнейси біотитові, графітові, кордиерит-силліманітові, вапняки кристалічні, граніти, мігматити, граніти апліто-пегматоїдні.

2- а група - сильномагнітні породи, магнітна сприйнятливість більш 10000.10-6. 4, од. СИ. До них відноситься основна маса залозистих кварцитів, магнетитовміщуючих скарноїдів.

3- я група - породи з невтриманою магнітною сприйнятливістю - поєднує велику групу порід, магнітна сприйнятливість яких коливається від практично немагнітних до сильно магнітних. До цієї групи відносяться гнейси піроксен-плагіоклазові гранат-біотитові, скарни, силікатно-карбонатні породи, амфіболіти, габбро-амфіболіти, габбро-норити, габбро, норити, піроксеніти, серпентиніти, чарнокіти.

Комп'ютерне 3D моделювання обумовлене необхідністю візуалізації просторового положення і поширення різних типів хромітових руд у корі вивітрювання і за її межами з можливістю наступного прогнозу корінного положення рудних тіл і зон. Об'ємне моделювання дозволяє реконструювати процеси екзогенного рудоутворення і використовувати їх як основу при проектуванні гірничодобувного підприємства.

Виконано побудови геохімічних аномалій для оцінки площадного поширення можливих рудних покладів хрому непрямыми методами, а також для наступного оконтурювання ділянок поширення супутньої корисної мінералізації. Основою для геохімічних досліджень послужили результати спектрального і хімічного аналізів. По основних рудних елементах за допомогою програми "Surfer" у плані і по профілях відбудовувалися в різних варіантах ізолінії концентрацій хрому, що послужило додатковою інформацією для геометризациі рудних тел. Крім концентрацій елементів для головних корисних компонентів відбудовувалися карти ізопотужностей. Для одержання додаткової інформації дані лабораторних аналізів піддавалися статистичній обробці, що дозволило виділити кореляційні зв'язки і факторні навантаження.



## 2 ОСОБЛИВОСТІ ЛОКАЛІЗАЦІЇ ХРОМІТОВОГО ЗРУДЕНІННЯ

### 2.1 Геолого-генетичні типи родовищ хрому

Хром входить до складу 25 мінералів. У групі хромшпінелідів із загальною формулою  $(\text{Mg,Fe})_2+(\text{Cr, Al, Fe})_2\text{O}_4$  найбільший інтерес представляють наступні мінеральні види: магнохроміт  $(\text{Mg,Fe})\text{Cr}_2\text{O}_4$ , хромпикотит  $(\text{Mg,Fe})(\text{Cr,Al})_2\text{O}_4$ , алюмохроміт  $(\text{Fe,Mg})(\text{Cr,Al})_2\text{O}_4$ , субферріхроміт  $(\text{Mg,Fe})(\text{Cr, Fe})_2\text{O}_4$  і у меншій мірі субферріалюмохроміт  $(\text{Mg,Fe})(\text{Cr, Fe, Al})_2\text{O}_4$ . Вміст оксидів в різновидах хромшпінелідів коливається в широких межах:  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  2–67 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  2–65 %,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0–41 %,  $\text{FeO}$  10–30%,  $\text{MgO}$  1–20%. Хромітові руди ділять на бідних і багатих з граничним вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  відповідно до 12 і 37%. Бідні руди підлягають збагаченню.

Провідну роль у світових запасах і здобичі грають дві хромітоносні формації: гарцбургіт-ортопіроксеніт-норитова (стратиформних диференційованих габброїдів) і дуніт-гарцбургітова (альпінотипних ультрабазитів офіолітових серій).

Нині відомі два магматичні геолого-промислових типи родовищ провідних хромітоносних формацій: поклади пластів з витриманою потужністю і вмістом хромшпінелідів, представлених переважно середньохромістими різницями хімічного типу (у гарцбургіт-ортопіроксеніт-норитової формації); жилоподібні поклади з високою мінливістю морфоструктурних параметрів і низькою - середньою мінливістю вмісту хромшпінелідів, представлених високохромістими різницями руд металургійного типу і низькохромістими глиноземистими різницями руд вогнетривкого типу (у формації альпінотипних гіпербазитів) [1]. За умовами залягання, речовинному складу і особливостям знаходження руд виділяють шість генетичних типів

родовищ (таблиця. 2.1).

Ендогенні родовища хромових руд є основними джерелами хрому (більше 95% загальних ресурсів) і відносяться до групи магматичних утворень. Просторово і генетично вони пов'язані з гіпербазитовими інтрузіями двох формацій: перидотит-піроксеніт-габброноритової розшарованих (стратиформних) масивів і дуніт-гарцбургітових альпінотипних (офіолітових поясів) масивів. У свою чергу за часом кристалізації рудної речовини ці формації підрозділяються на раннемагматичні і пізньомагматичні.

Таблиця 2.1. Генетичні типи родовищ хрому

| № п/п | Тип родовищ                           | Генетичний тип зручення     | Рудна формація                  | Вміщуючі породи                             | Промисловий тип руд           | Сорт руд                   | Приклади родовищ, що розробляються   |
|-------|---------------------------------------|-----------------------------|---------------------------------|---|-------------------------------|----------------------------|--|
| 1     | Стратиформний                         | Магматичний                 | Гарцбургіт-ортопіроксенноритова | Дуніти, гарцбургіти, бронзитити, анортозити | Хімічний, металургійний       | Багаті, бідні, убогі       | Бушвельд (ПАР)<br>Велика Дайка (Зімбабве), Кемі (Фінляндія)<br>Кампу-Формозу (Бразилія)<br>Саранівське (Росія) |
| 2     | Теж                                   | Теж                         | Габбронорит-троктолітова        | Троктоліт                                   | Вогнетривкий                  | Бідні, убогі               | Західно-Кемпирсайське (Казахстан)<br>Камагуэй (Куба), Семаил (Оман)  |
| 3     | Альпінотипних ультрабазитових масивів | Магматогенно-метасоматичний | Дуніт-перидотит-піроксенітова   | Дуніти верліти піроксеніти                  | Хімічний, рідко металургійний | Багаті рідше бідні і убогі | Акодже (Філіппіни)   |
| 4     | Теж                                   | Теж                         | Дуніт-гарцбургітова             | Дуніти                                      | Металургійний                 | Теж                        | Північно- і Південно-Кемпирсайські (Казахстан), Дагли (Греція)<br>Гулеман (Туреччина)                          |
| 5     | Екзогенний                            | Уламкові                    | Розсіпів                        | Пісчаноглини-                               | Різний                        | Неіає відо-                | Велика Дайка (Зімбабве)  |

|   |     |                 |                      |                       |     |                                  |  |
|---|-----|-----------------|----------------------|-----------------------|-----|----------------------------------|--|
|   |     |                 |                      | сті<br>налунча-<br>ті |     | мостей                           | Саранівське<br>(Росія)   |
| 6 | Теж | Залиш-<br>ковий | Кор вивірю-<br>вання | Латерити              | Теж | Бідні<br>(перші<br>про-<br>центи | Південно- і Пі-<br>внічно-<br>Кемпирсайські<br>(Казахстан)<br>Сукинда (Індія)<br>Кампу-Формозу<br>(Бразилія) |

Раннемагматичні (сегрегації) родовища хромових руд утворилися на ранній стадії формування інтрузивів ультраосновних порід і пов'язані з диференційованими (стратиформними) розшарованими масивами платформ. Хромові руди залягають в нижніх горизонтах масивів складених дунітами, перидотитами, піроксенітами. Рудоносний горизонт має потужність від перших метрів до декількох сотень метрів, в його межах можлива наявність ряду рудних зон. Рудні тіла пластоподібної форми зазвичай розвинені за усією площею інтрузива. Потужність рудних тіл витримана і, як правило, мала (перші метри), проте протяжність досягає багатьох десятків кілометрів, тому навіть малопотужні тіла можуть мати значні запаси. Руди переважно суцільні і густовкрапленні, середньохромісті, підвищеної залізистості, контакти поступові, руди зазвичай відносяться до вогнетривких сортів і лише найбільш багаті відповідають вимогам металургії. Прикладом родовищ є Бушвельд (ПАР), Велика Дайка (Зімбабве), Кеми (Фінляндія), Стиллуотер (США), Берд Ривер (Канада), родовища Індії.

Пізньюмагматичні родовища хромових руд утворюються в пізню стадію формування інтрузивів ультраосновних порід дуніт-гарцбургітової формації евгеосинкліналей. Рудні тіла залягають серед дунітів, мають форму лінз, стовпів, жил. Потужність великих тіл досягає 5250 м, протяжність 1550 м, ширина 330 м. Руди від масивних до укралених, нодулярні, сітчасті, кулясті. Родовища складаються зазвичай з серії зближених тіл, число яких може досягати декількох десятків. Контакти хромітів з вміщуючими породами різкі. Хромшпінеліди відносяться до високомагнезійних різниць із змінним вмістом хрому і алюмінію. Родовища цього типу служать головним джерелом високохромістих металургійних, а також високоглиноземістих во-

гнетривких руд. Сюди відносяться родовища Південно-Кемпирсайської групи (Казахстан), Гулемен (Туреччина), Сикунда і Ориса (Індія), Сибір та ін. З пізньомагматичними родовищами хроміта асоціюють прояви супутніх корисних копалин:

- високоякісних (несерпентинізованих) дунітів, що є рідкісним і дефіцитним видом сировини для виробництва безобжигових ливарно-формувань сумішей, форстеритових вогнетривів і теплоізоляційних вкладишів;

- благородного корунду і рубіна;

- металів платинової групи у вигляді мікрровключень самостійних мінералів, твердих розчинів в зернах хромшпінелідів.

Другим джерелом хрому (не перевищують 5% світових запасів) є екзогенні (розсипу, кори вивітрювання) родовища (елювіальні, делювіальні, прибережно-морські) виникають в результаті руйнування при процесах вивітрювання ендегенних хромітових рудних тіл і покладів. Промислове значення їх обмежено. Прикладом служать рихлі і порошокваті руди кори вивітрювання Кемпирсайських родовищ і ряд проявів на Кубі, Філіппінах, В'єтнаму та ін., делювіальні розсипи і валунчаті руди Саранівського родовища, Великої Дайки, морські розсипи Японії, Югославії.

За вмістом хромшпінелідів хромові руди діляться на суцільні (90 %), густовкраплені (70-90 %), середньовкраплені (50-70 %), рідковкраплені (30-50%) і убоговкраплені. Межа природних груп - багаті і бідні - відповідає вмісту цінного мінералу приблизно 50-60 %. Текстури руд масивні (переважно у суцільних різновидів) і пласкато-такситові, плямисті або, рідше, брекчієвидно-такситові (у вкраплених руд); своєрідним різновидом є нодулярні текстури.

Промислова цінність хромових руд визначається вмістами  $Cr_2O_3$ , нормованих компонентів –  $FeO^+ = FeO + 0,9Fe_2O_3$  і  $SiO_2$ , відношенням  $Cr_2O_3$  до  $Fe^+$  і вмістом шкідливих домішок -  $CaO$ , сірки і фосфору, а також хімічним складом хромшпінеліда. У рудах часто присутні (як супутні коштовні компоненти) мінерали групи платиноїдів, іноді в промислових концентраціях. Товарною продукцією хромоворудної сировини є багаті суцільні і густовкраплені руди, використовувані в сирому виді, і хромітові концентрати, одержувані при збагаченні. Для даної сировини, специфікою якого є перемінний склад корисного мінералу, що визначає можливість використан-

ня його в конкретній галузі промисловості, виділяються наступні промислові типи руд:

металургійний - високохромісті руди, використовувані також і в інших галузях;

хімічний - середньохромісті руди підвищеної глиноземистості і залізистості, можуть бути використані у вогнетривкій промисловості;

вогнетривкий - високоглиноземісті низькохромісті руди.

## 2.2 Відмітні ознаки альпінотипних хромітів від стратиформних

Хромітове зруденіння в офіолітових комплексах (альпінотипні) відрізняється від зруденіння в розшарованих інтрузіях базит-ультрабазитів (стратиформні) по наступних ознаках:

1- масштабам хромітового зруденіння.

Альпінотипні хромітоносні інтрузії приурочені до складчастих областей, у яких характерні рудні тіла

- з різко подовженими лінзами довжиною від сотень метрів до 1,5-2,0 км при потужності в раздувах від декількох до 150-180м;

- жилородібні тіла довжиною від декількох десятків до 1000-1500м при потужності від 2 до 15-20м;

- штоки і неправильної форми відокремленнями різного розміру. Родовища складаються звичайно із серії зближених тіл, число яких може досягати декількох десятків (табл. 2.2).

Стратиформні хромітоносні інтрузиви поширені в міжплатформних областях, у яких рудні тіла мають форму шарів, що протягаються на багато десятків км при малій потужності (від декількох десятків см до перших метрів). Знаходяться, як правило, на протоплатформах у розшарованих ультрамафітових комплексах (приклад Бушвельд, Стілловотер).

2- якістю руд.

У родовищах стратиформного типу, що залягають у розшарованих ма-фіт-ультрамафітових інтрузивах, для руд характерно:

- низьке відношення  $Cr_2O_3/Fe$  (1,5-2);
- вміст  $Cr_2O_3$  варіює від 21 до 43%, у середньому складаючи 37-39%.
- руди родовищ бідні, середній вміст  $Cr_2O_3$  у них складає 22,65% - 25,68%. Це істотно нижче в порівнянні з рудами південноафриканських родовищ, що містять у середньому 37%, у зimbabweйських - близько 41%  $Cr_2O_3$ .

Таблиця 2.2 – Коротка характеристика масштаба хромітоносних комплексів

| Розшарований комплекс     | Площа (км <sup>2</sup> ) | Вік (млн.років) | Запаси (млн.т.) | Заб. запаси (млн.т.) |
|---------------------------|--------------------------|-----------------|-----------------|----------------------|
| Skaergaard, Greenland     | 104                      | 52              | -               | тонкі шари           |
| Muskox, Canada            | 350                      | 1160            | -               | 20                   |
| Bushveld, South Africa    | 67,340                   | 2095 ± 24       | 431             | 3,910                |
| Kemi, Finland             | 30(?)                    | 2200-2100       | 33              | 15                   |
| Great Dike, Zimbabwe      | 3,265                    | 2461 ± 16       | 64              | 353                  |
| Campo Formoso, Brazil     | ?                        | 2000 (?)        | 4               | 16                   |
| Stillwater, USA           | 194                      | 2700            | -               | 4                    |
| Mashaba, Zimbabwe         | ?                        | 2900            | -               | 4                    |
| Bird River Sill, Canada   | 25                       | архей           | -               | незначні             |
| Fiskanaasset, reenland    | 3,000                    | ранній архей    | -               | 38                   |
| Бураківсько-Аганозерський | 630                      | 2500            | 20 ?            |                      |

Для масивів альпінотипних гіпербазитів, які включають дрібні родовища хромітів подиформного типу, характерні:

- зруденіння невеликого масштабу;
- більш висока якість руд у порівнянні зі стратиформними. Вміст  $Cr_2O_3$  у них може досягати 50% і вище (Кемпірсайський масив у Казахстані), однак не виключені і більш низькі, як наприклад, у рудах родовищ Полярно-Уральської провінції (середній вміст триоксида хрому змінюється в межах 31,5-47,7%);
- хромшпінеліди відносяться до високомагнезійних різностей з перемінним вмістом хрому й алюмінію. Родовища цього типу служать головним джерелом високохромістих металургійних, а також високоглиноземістих вогнетривких руд;
- 3- умовам формування рудовміщуючих породних асоціацій.

Усі родовища відносяться до власне магматичних утворень, що формуються при кристалізації магм базальтоїдного й ультраосновного складів. Виділяються три

основні (рудовміщуючі) хромітоносні формації: перидотит-ортопіроксеніт-норитова на платформах (стратиформний тип), перидотитова і габбро-норит-перидотитова в евгеосинклінальних областях (альпінотипні).

Стратиформні ранньомагматичні сегрегаційні родовища хромітів являють собою інтрузивну фацію усередині гіпабіссальних диференційованих масивів ультраосновних порід, що мають форму лакколітів і силлів. Родовища хромових руд утворилися на ранній стадії формування інтрузивів ультраосновних порід і зв'язані з диференційованими (стратиформними) розшарованими масивами платформ. У класичній будові масивів виділяють знизу нагору чотири горизонти: дунітовий, гарцбургітовий, лерцолітовий і піроксенітовий. Руди є: 1) продуктом або кристалізаційної диференціації, або ліквіації магнезіально-силікатної базальтової магми, 2) руди відокремилися серед дунітів верхньої мантії і потім разом з ними у вигляді протрузій були вичавлені у верхні горизонти земної кори (табл. 2.3).

Таблиця 2.3 – Характеристика хромітового зруденіння в розшарованих інтрузіях

| Комплекс              | Зона                                    | Породна асоціація   | Кількість рудних шарів | Потужність рудного тіла | Вміст Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                    |
|-----------------------|---|---|------------------------|-------------------------|---|
| Bushveld (RSA)        | критична                                | ритмічне перешаровування гарцбургіт-піроксен-анортозитів            | 15                     | 15см-2.3м               | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 43-48%<br>Cr:Fe= 1.1-2.5 |
| Great Dyke (Zimbabwe) | циклічна ультрамафітова (нижня частина) | циклічні секції які складаються з дуніт-гарцбургіт-олівін-бронзитів | 11                     | 5см-1м                  | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 36-54%<br>Cr:Fe= 2.0-3.9 |
| Stillwater (USA)      | ультрамафітова (нижня частина)          | циклічні секції які складаються з гарцбургіт-олівін-бронзитів       | 13                     | <2см-4м                 | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 20-23%<br>Cr:Fe= 0.9-2.3 |

Рудна мінералізація офіолітових комплексів приурочена до серпентинізованих дунітів і гарцбургітів, представлена різноманітними хромшпінелідами (феррихроміти, хроміти, магнохроміти й ін.). Для руд характерні нодулярні, полосчаті, плямисті, брекчійовидні і вкраплені текстури, дрібно- і середньозернисті структури. З неруд-

них найпоширенішими є олівін, серпентин, хлорит і карбонати. Родовища хромітів формувалися від архейської до третинної епохи винятково в зонах глибинних розламів (серед серединноокеанічних хребтів і рифтових структур континентів).

4- геоструктурним положенням.

Офіолітові комплекси локалізовані в зонах рухливих поясів евгеосинклінальних областей. Для них характерна пізньомагматична стадія утворення хромових руд на пізній стадії формування інтрузивів ультраосновних порід дуніт-гарцбургітової формації евгеосинкліналей. Рудні тіла залягають серед дунітів, мають форму лінз, стовпів, жил. Також відрізняються метаморфічною і метасоматичною зональністю, обумовленої умовами формування, тобто стадійністю виплавки мантийної речовини. Хроміти виникли в результаті ліквідації з наложеними метасоматичними змінаит або мають власне метосоматичну природу в результаті вивільнення шпінелі з енстатиту при його розпаді внаслідок дунітизації гарцбургітів (табл. 2.4).

### 2.3 Представлення про генезис хромітового зруденіння стратиформного типу

Родовища стратиформного типу синонім стратиформних дифференційованих габброїдів або асоціації ультрабазитів етапу активізації стабілізованих областей (гарцбургіт-ортопіроксен-норитова формація). По загальноприйнятих представленнях вони утворилися в результаті кристалізаційно-гравітаційної диференціації первинного магматичного розплаву. Схематична будова розшарованих інтрузивів на прикладі Бушвельдського масиву показана на рисунку 2.1. Із усіх представлень про генезис можна виділити чотири найбільш перспективні теорії утворення розшарованих базит-гіпербазитових інтрузій і хромітових руд.

Перше місце займає теорія утворення розшарованих базит-гіпербазитових інтрузій у результаті впровадження розплаву, що виник у ході глибинно-осередкової диференціації базальтоїдної магми. Відповідно до суджень Е. Реддера [1] поділ розплавів відбувається в тому випадку, коли краплі тонуть або спливають у матричному розплаві настільки, що перестають бути в рівновазі з основною масою цього розплаву. Унаслідок цього відбувається фракціонування рідин, а розплави, що вийшли



при цьому, можуть поводитися як самостійні магми нового складу. На його думку розшарування, що спостерігається, виникло не в камері становлення, а в глибинно-му вогнищі, відкіля в такому стані магми переміщалися у верхні горизонти земної кори.

Таблиця 2.4 – Промислові типи ендегенних родовищ хромових руд

| Промисловий тип родовищ | Рудно-формаційний тип родовищ                                  | Природний (мінеральний) тип руд                        | Вміст Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> в рудах, % | Промисловий (технологічний) тип руд                                     | Приклади родовищ                               |
|-------------------------|--|--|---|---|--|
| Стратиформний           | Пластовий поклади в розшарованих базит-ультрабазитових масивах | Хромітовий (високохромістий)                           | 23–24   | Металургійний хромовий (сортировочний, гравітаційний)                   | Сопчеозерське                                  |
|                         |  | Хромітовий (підвищеної залізистості)                   | 22–24   | Хімічний, вогнетривкий хромовий (гравітаційно-магнітний, гравітаційний) | Аганозерське, Велика Варакка, Саранівське      |
|                         |  | Хромітовий (підвищеної залізистості і глиноземистості) | 37  | Вогнетривкий хромовий (гравітаційний)                                   | Саранівське                                    |
| Альпінотипний           | Лінзо- і жиллоподібний в масивах ультрабазитів                 | Хромітовий (високохромістий)                           | 28–37   | Металургійний хромовий (сортировочний, гравітаційно-магнітний)          | Рай-Із (Центральне, Західне, Південно-західне) |
|                         |  |  | 49  | Металургійний   | Канада (Брідон)                                |
|                         |  |  | 43-53   | Металургійний   | Пакистан (Кхост)                               |
|                         |  | Хромітовий (глиноземистий)                             | 24–31   | Вогнетривкий хромовий (сортировочний, гравітаційний)                    | Хойлінське                                     |
|                         |  |  | 30-35   | Металургійний, вогнетривкий   | Турція (Гулеман)                               |
|                         |  |  | 35-37   | Металургійний, вогнетривкий   | Куба (Мао-Баракоа)                             |

## Типова форма крупних інтрузивів

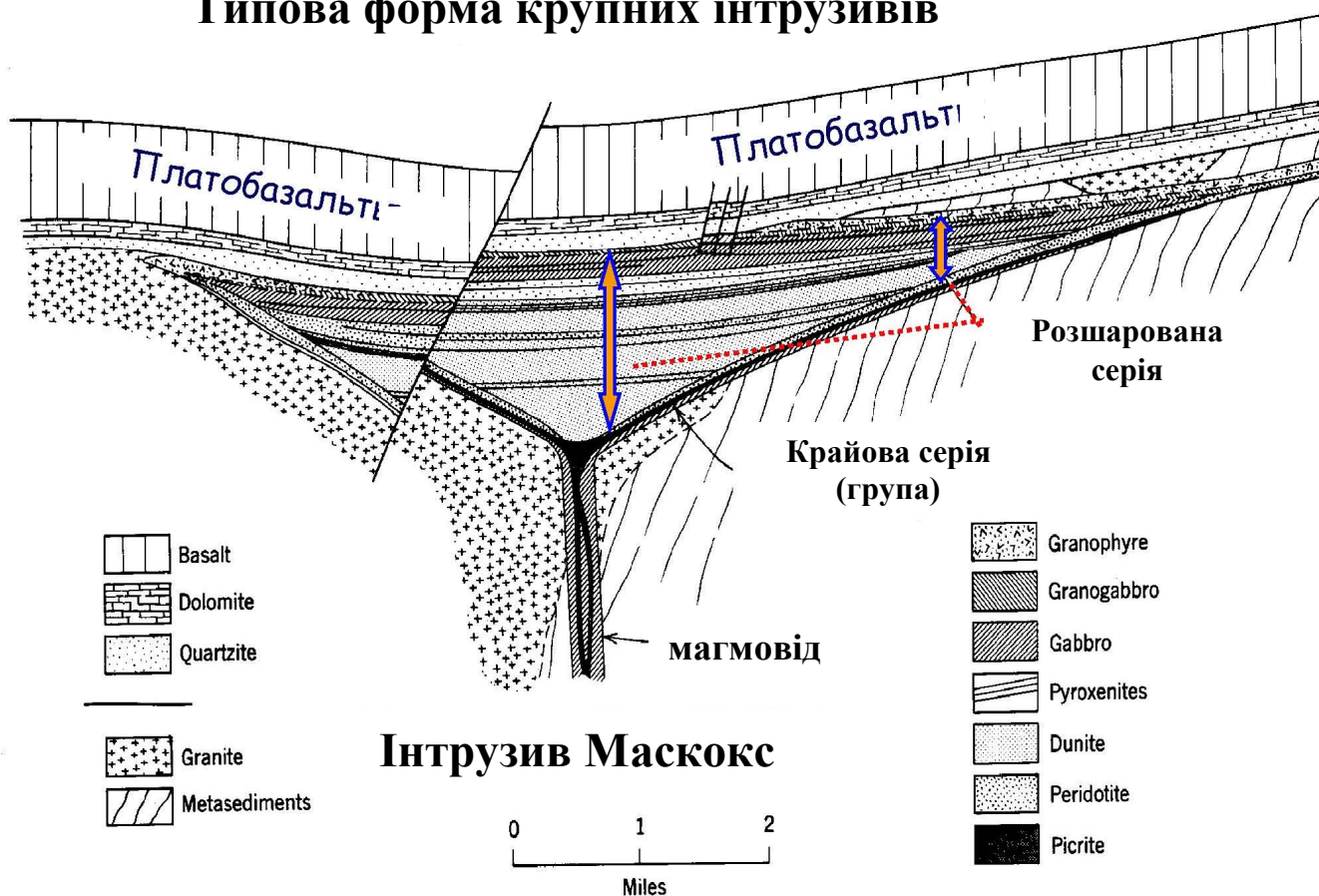


Рисунок 2.1 - Принципова схема будови розшарованих плутонів

На другому місці представлення про утворення ультраосновних похідних при гравітаційно-кристалізаційному фракціонуванні розшарованих базит-гіпербазитових інтрузій. При кристалізаційному фракціонуванні умови залягання руд і механізм створення розшарування в різних хромітоносних інтрузіях однаковий. Відзначена особливість найбільше різко виражена в Бушвельдському масиві, де хромітові рудні шари знаходяться в строкатій асоціації порід, що вміщують: хромітит-бронзитит, хромітит-дуніт, хромітит-анортозит, хромітит-норит. При цьому склад хромітитів не залежить від типу порід, що асоціює, тобто від різновидів співіснуючих кумулятивних мінералів.

Третє місце займає теорія утворення розшарованих хромітоносних інтрузій у результаті впровадження протрузій шляхом видавлювання твердих гіпербазитів з

нижньої частини магматичної камери глибинної розшарованої інтрузії тектонічними процесами.

Четвертою найбільше дискутованою теорією є альтернативний варіант - гравітаційно-рідинна диференціація або ліквідаційний генезис ультраосновної магми. По представленнях А.А. Маракушева [2] головними механізмами диференціації магми, які привели до формування розшарованих масивів, є рідинне розшарування (флюїдальна ліквідація) і кристалізаційна диференціація. Саме по собі рідинний поділ базитової магми, як і її кристалізаційна диференціація, не пояснюють виникнення розшарування інтрузій, а також наявності або відсутності проявів циклічності в конкретних масивах. За даними А.С. Варлакова [3,4] розшарування хромітоносних гіпербазитових інтрузій - це результат не тільки рідинного розшарування, але і головним чином метасоматичних перетворень порід уздовж субпаралельних ослаблених напрямків, що виникли при кристалізації й остиганні порід-продуктів ліквідаційної диференціації. Підтвердженням цьому виступають окремі ділянки Саранівського масиву. Провідним процесом є Fe-Mg-метасоматоз (олівінізація) нижніх горизонтів інтрузій при участі Cr-Al флюїдів (хромітитизація). У різних масштабах у деяких інтрузіях метасоматоз супроводжувався привносом Fe, Ti, S, платиноїдів і ін. за участю Na-Al-Sr флюїдів (анортозитизацією). Таким чином, альтернативна гіпотеза є сполученням двох різночасних і генетично відмінних факторів:

- гравітаційна рідинна диференціація базитової магми, має корове походження (вилавки з базальтоїдної оболонки Землі)

- інфільтраційно-дифузійний Fe-Mg і Al-Na-Sr метасоматоз, що супроводжувався привносом рудних компонентів (Cr, Pt, Fe, Ti, S і ін.) мантійного і корового походження при використанні субгоризонтальних контракційних і кристалізаційних ослаблених напрямків, що і привело до створення розшарування інтрузій.

#### 2.4 Погляди на генезис хромітового зруденіння в альпінотипних масивах

Офіолітова асоціація являє собою фрагменти древньої океанічної кори, що збереглися в складчастих областях континентальної кори. Значна частина океанічної кори поглинається в мантію в зонах субдукції, і лише мала частина зберігається в земній корі у вигляді офіолітів.

У повній офіолітовій асоціації знизу нагору по розрізі представлені наступні типи порід (знизу нагору):

- ультрабазитовий комплекс, що складається з гарцбургітів, лерцолітів і дунітів у різних кількісних співвідношеннях, що звичайно володіють текстурами тектонітів і в більшому або меншому ступені серпентинізованих;

- шар розшарованих габброїдних інтрузій, як правило, менш деформованими в порівнянні з породами ультрабазитового комплексу;

- комплекс паралельних дайок діабазів;

- комплекс базальтів, звичайно з подушечною окремістю і кременисті (у меншій кількості карбонатні і тонкозернисті терригенні) опади.

Усі ці шари характерні для типової океанічної кори і виникають у результаті спрединга в серединно-океанічних хребтах.

Традиційно генезис ультрабазитів і хромітів альпінотипної формації зв'язувався або з магматичною диференціацією, або з метасоматичним перетворенням мантійного субстрату. В даний час більшість дослідників розглядає офіоліти як мантійні тектоніти. Тектонічний плин речовини літосфери ("S-метаморфізм" [5], "рейдний метаморфізм" [1]) є поряд з магматизмом і опадонакопиченням важливим петро- і рудогенетичним процесом. Воно супроводжується звичайно широким розвитком у породах пластичних деформацій і явищ будинажа. Нерозривність процесу хромітоутворення від тектонічної еволюції що вміщують дуніт-гарцбургітових комплексів у ряді публікацій обґрунтовується реститово-метаморфогенний механізм утворення хромітових родовищ в альпінотипних гіпербазитах [6, 7].

На ранніх етапах еволюції мантійних ультрабазитів процеси пластичного плину були основним механізмом, що здійснював висхідний рух мантійного діапіра в області рифтогенеза, у висхідній галузі конвекційного осередку, що і спостерігається

на більшості гіпербазитових масивів Уралу з перевагою крутого, частіше субвертикального залягання полосчатості і мінеральної ущільненості

Для масивів Середній Крака, Рай-Із і Кемпірсай має місце чітка на-правленість процесу хромітоутворення. Вона виражена в поступовому ускладненні структури гіпербазитових масивів від структурно-речовинних комплексів полосчатої будови в умовах неоднорідного тектонічного плину до сітчастих дуніт-гарцбургітових комплексів у сполученні з великими штоками дунітів при прогресуючому процесі стиску в умовах сполучення тектонічного плину і тендітних деформацій порід.

В особливостях будови хромітового зруденіння альпінотипної формації виділяється два основних фактори, що приводять до утворення рудних скупчень. Один з них - часткове плавлення мантийних перидотитів, у результаті якого відбувається мобілізація хрому із силікатної форми (піроксенів) в окісну (хромшпінелід).

Другий фактор - диференціація гіпербазитів відповідно до їхніх фізико-механічних властивостей у ході грузлого-пластичного плину. Вона відповідальна за концентрацію новостворених рудних мінералів в індивідуалізовані тіла. Реалізація реститово-метаморфогенного механізму хромітоутворення починається, імовірно, у самі ранні фази континентального рифтогенеза і прогресує з розвитком "циклу Уілсона". У рифтогенних обстановках відбувається нагромадження основної маси рудної речовини й утворення лінійних тіл украплених хромітів, а в обстановці стиску (локальної або регіональної) максимально виявляється його тектоно-метаморфічний перерозподіл і формуються "нелінійні" тіла багатих руд.

З представлених розумінь Чащухіна І.С. впливає, що утворення родовищ хрому в дуніт-гарцбургіт-лерцолітових (альпінотипних) комплексах нерозривно зв'язано з історією формування ультрамафітів з етапами перетворення первинно силікатної форми хрому в оксидну і наступного її концентрування: 1) магматичне виснаження верхнемантийної речовини; 2) концентрування рудної речовини і його перевідкладення висхідними потоками гарячих відновлених флюїдів; 3) синкинематична метаморфічна диференціація продуктів магматичного деплетування; 4) реакційна взаємодія ультра-мафітів і габброїдів.

Етап магматичного деплетування примітивної мантії (виснаження магматичної речовини) на самому ранньому етапі еволюції речовини верхньої мантії - у ході часткового плавлення - при збереженні постійним загального вмісту оксиду хрому в породі відбувається 5-кратне збагачення хромшпінеллю і створюється основа для формування рудних концентрацій. Процес магматичного деплетування завершується формуванням магматогенної хромітит-дунітових серій Кемпирсайського масиву. Груба стратифікація ультрамафітів південно-східного блоку масиву виражена в існуванні чотирьох більш-менш дискретних товщ, потужністю кожна до км, з послідовністю зверху вниз: 1) верхньої, безрудної, складеної лерцолітами вгорі, що поступово переходять у гарцбургіти з 20-30 мас. % ортопіроксена внизу; 2) рудоносною, чергування дунітів і гарцбургітів зі зниженою кількістю піроксену і нечіткими між ними границями; до верхньої частини товщі присвячені найбільш великі промислові родовища хромітів; 3) беспіроксенові дуніти з концентраціями густовкраплених хромітових руд у верхах товщі, убогих і рідковкраплених у її низах; 4) товща безрудних лерцоліт-гарцбургітів.

Перевідкладення і концентрування хрому висхідними потоками гарячих відновлених флюїдів приводить до формування хромітових родовищ із синрудною асиметричною геохімічною зональністю, обумовленою перевідкладенням рудоутворюючих елементів сімейства заліза з нижчележачих і бічних ультрамафітів у вишележачі. Ділянки порід, що вміщують, з порушеними первинними співвідношеннями хрому, заліза, нікелю і марганцю разом з рудними тілами сформували рудоносні зони усередині яких можна розрізняти над-, між- і подрудні подзони, що характеризуються частковим виносом з нижчележачих і бічних порід  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{NiO}$ ,  $\text{FeO}_{\text{общ}}$ ,  $\text{MnO}$  і їх привносом у міжрудні, а частина нікелю - у надрудні товщі. Таким чином, подрудні ультрамафіти служать зоною поповнення рудоутворюючими компонентами, а міжрудні породи з рудними тілами, що залягають у них - зоною скидання цих компонентів. На істотну роль води у флюїді вказує постійна присутність у породах і рудах високотемпературних амфіболів, рідше флогопіта. Джерелом хрому для формування промислових руд, очевидно, були хромшпінелі нижчележачої дуніт-хромітитової серії і ламелей хромшпінелі - продуктів розпаду піроксенів гарцбургітів.

Синкинематична метаморфічна диференціація продуктів магматичного деплетування відповідальна за формування метасоматичних руд. Відмінні риси процесу - спадкування олівіном і хромшпінеллю продуктів диференціації складу цих мінеральних фаз у материнській породі й обмежені масштаби прояву. Диференціація проходила у відкритій для кисню системі й ореол проникнення окислених флюїдів не обмежувався областю формування її продуктів, а був значно ширше і проникав усередину гарцбургітів, збільшуючи первинні значення летючості кисню. У залежності від трендів зміни складу хромшпінелі цей тип руд може бути підрозділений на два підтипи - сегрегаційний і метасоматичний

У сегрегаційних родовищах - тотожність Cr/Al відносини хромшпінелі в гарцбургітах, апогарцбургітових дунітах і рудах у межах хромітопроявлення, не виключають широких варіацій складу рудної хромшпінелі в границях рудних полів.

На відміну від сегрегаційного залізистість і хромістість у хромшпінелях руд метасоматичного підтипу зв'язані прямою залежністю незалежно від Cr#, що свідчить про подібні умови концентрування рудної речовини, що реалізують однаковий ізоморфізм тривалентних.

Рудопроявлення і родовища хромітів дуніт-клінопіроксенітових комплексів офіолітів викликано гетерогенною природою. Тут зберігаються релікти руд дуніт-гарцбургітового комплексу, що іноді перетерпіли метаморфізм, що супроводжується виносом із хромшпінелі глинозему і нагромадженням хрому й окисного заліза. Генетично з комплексом зв'язане утворення реакційно-метасоматичних руд оманського типу, у яких хромшпінель характеризується підвищеними щодо інших типів руд концентраціями  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ , Mn, Ti.

Таким чином, допускається формування альпінотипних перидотитів у різних обстановках - континентального рифтогенеза, початкової стадії океанічного спрединга, задугового спрединга, а також преддугового (або междугового) спрединга над зоною субдукції однак відзначається, що встановлення конкретної обстановки формування на підставі тільки геохімічних дискримінантів поки представляється неможливим.

Зіставлення накопичених на сьогоднішній день експериментальних даних в області петрології ультрабазитів і фактичного матеріалу по будові масивів дуніт-гарцбургітової формації, окремих рудних тіл і родовищ дозволило схилитися до моделі утворення хромітового зрудення в офіолітах виходячи з наступних передумов:

1) масиви альпінотипних гіпербазитів являють собою речовину в тім або іншому ступені збіднене легкоплавкими компонентами верхньої мантії, деплетирування якого починалося з підйомом мантійного диапира в умовах рифтогенеза;

2) первинна полосчатість масивів залягає субвертикально згідно з напрямком шляхів проникнення розплаву і градієнтом загального тиску;

3) основна маса хромшпінелідів, що послужила вихідним матеріалом для родовищ, виділилася з піроксенів при деплетирування в умовах рифтогенеза;

4) концентрація хромшпінелідів у рудні тіла відбувалася в результаті пластичного плину дунітів у висхідному потоці (полосовидних тілах) з утворенням рудних відокремлень, складених украпленими рудами, згодних з полосчатістю ультрабазитів. Утворення хромітових концентрацій відбувається як у режимі розтягання, так і в режимі стиску, але на кожному з цих етапів має свої особливості.

Метасоматична гіпотеза припускає кристалізацію на досить великих глибинах первинних ультрабазитів, їх реститування й утворення хромітового зрудення на постмагматичному етапі на границі дунітів і гарцбургітів у результаті крупнооб'ємного метасоматичного перетворення останніх. Джерелом хрому є самі ультрабазити. Перекристалізація в результаті магнієвого метасоматозу ("олівінізація") йде з виносом хрому в кількості, достатній для утворення промислових його концентрацій [8].

Прихильники цієї гіпотези виділяють три етапи формування руд: 1-й етап - утворення в магматичну стадію при температурі 1200-1300 °С високоглиноземистих руд у гарцбургітах. 2-й етап - у метасоматичну стадію при температурі 900-1000 °С і зниженні тиску формуються високохромісті руди промислового типу. Етап зв'язаний з утворенням диференційованого комплексу порід. 3-й етап - метаморфічне перетворення вже сформованих порід і руд при ще більш низькому тиску і темпера-



турі (близько 700 °C). Формуються прояви високозалізистих хромітів. Як видно, ні одну з приведених гіпотез не можна вважати до кінця вірною і взаємовиключаючою іншу [8].

Пропонується модель формування хромітової мінералізації в ультрамафітах офіолітового типу (так називаний подиформний тип хромітитів [9]) по реакційній взаємодії примітивних мантійних розплавів з реститовими перидотитами в комбінації із змішанням різних по складу магм [10; 11; 12]. При цьому стадійність процесу хромітоутворення виглядає в такий спосіб. На стадії I примітивний мантійний розплав (А) по проникних зонах проникає в що вміщують депледетирування перидотити (рис. 2.2). В умовах порівняно низьких тисків і високих температур і  $P_n$ , сприятливих для селективного розчинення ортопіроксена, відбувається реакційне розчинення і винос цього мінералу з перидотитів з утворенням вторинних (або "залишкових" по [13]) дунітів, а також збагаченого  $SiO_2$  і  $Cr_2O_3$  расплава (В) (стадії II й III). При змішанні вторинного расплаву (В) зі знову порціями які надходять примітивного расплаву (С) буде відбуватися осадження і концентрування кристалів Cr-шпінелідів з утворенням рудної хромітової мінералізації в новостворених дунітах (стадії IV і V). Відповідно до цієї моделі (рис. 2.2) усі виявлені прояви рудної хромітової мінералізації присвячені до кумулятивних дунітів. При цьому максимально збагачені хромітами внутрішні частини лінзоподібних і жиліподібних дунітових тіл, а мінімально - у зоні переходу до реститових перидотитів. У гарцбургітах реститової серії хромшпінеліди зустрінуті винятково у вигляді акцесорної фази. Перехід від дунітів до гарцбургітів, як правило, поступовий і фіксується лише по зміні модальної кількості ортопіроксена в породі. Крім того, подібно проявам рудної хромітової мінералізації в інших базит-гіпербазитових масивах офіолітового типу, тіла хромітитів на пів-ові Валижген мають різко подовжену жилі- і лінзоподібну форму, що маркірує зони тріщинуватості в первинних перидотитах, що служили каналами, що підводять, для примітивних мантійних расплавів.

У рамках прийнятої моделі також знаходять своє пояснення різний вміст титана в хромшпінелідах хромітитів і дунітів, з одного боку, і перидотитів, що вміщують, з іншої. Будучи відносно нерухомим у процесі субсолідусного перерозподілу елемен-

тів між шпінелідом і олівіном, що асоціює, титан підкреслює геохімічні розходження реститових перидотитів і порід кумулятивної дуніт-ортопіроксеніт-хромітової серії.

## 2.5 Хромітові руди метасоматичного генезису (на прикладі Уралу)

А. Г. Бетехтін по морфології і характерові взаємин рудних тіл що вміщують дунітами виділив два типи: сингенетичні і епігенетичні руди. Сингенетичні (одночасні) скупчення хроміту характеризуються поступовими переходами з навколишніми дунітами і близькі до них за умовами утворення. Обидві породи разом беруть участь у пластичних деформаціях. По сучасним даним, температура олівін-хромітової мінеральної асоціації дунітів і сингенетичних хромітитів складає 1100-1200°C. У силікатному цементі хромітових руд нерідко присутній олівін. Ці дані показують, що сингенетичні руди можуть утворюватися в результаті виборчого нагромадження хроміту, що кристалізується разом з олівіном (рис. 2.2).

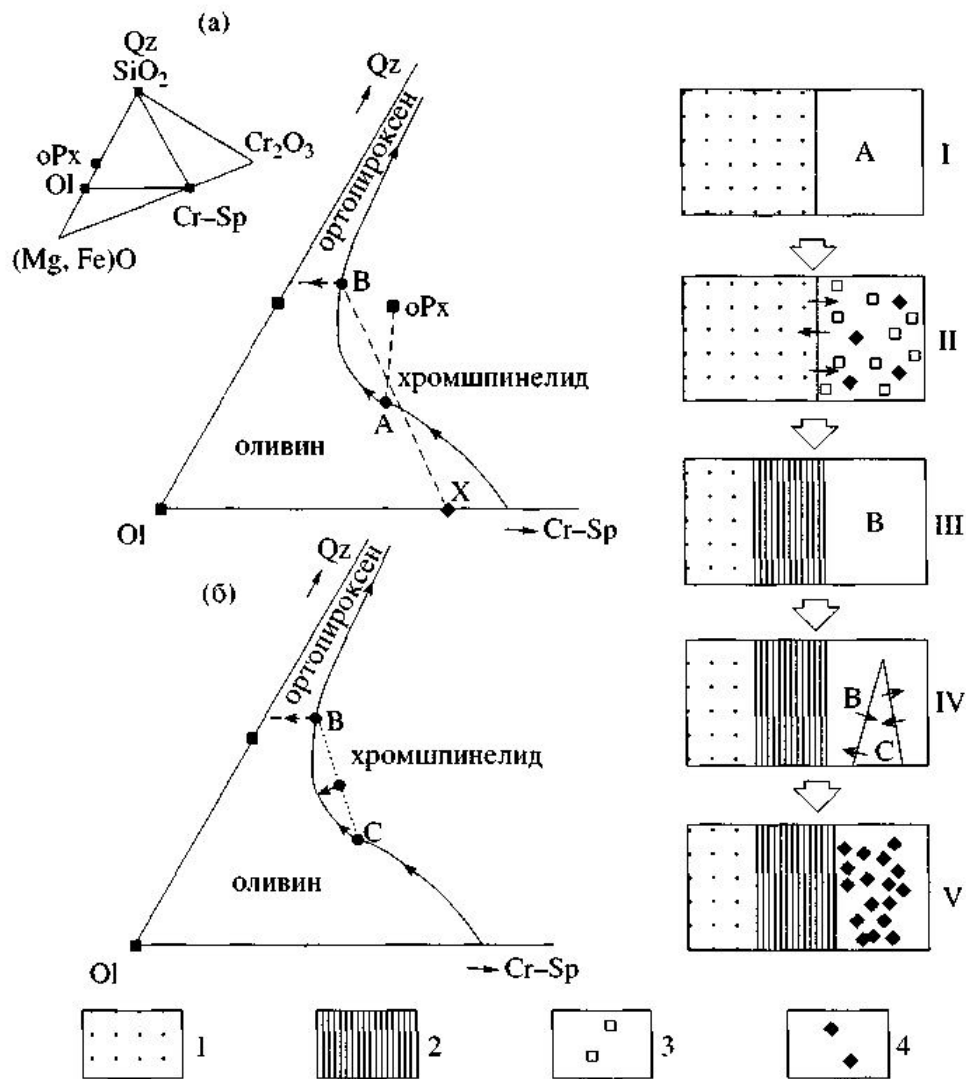


Рисунок 2.2 - Модель генезису подиформної хромітової мінералізації в результаті реакційної взаємодії перидотитового розплаву і змішання магм [13; 14].

а - пунктирною лінією показані реагуючі (ортотіроксен і розплав А) і результуючі (вторинні дуніти Х і розплав В) компоненти; б - крапковою лінією показана лінія змішання складів розплавів В і С. - олівин; орх - ортотіроксен; Qz - кварц; Cr-Sp - хромшпінелід. 1 - гарцбургіти; 2 - вторинні дуніти; 3 - ортотіроксен; 4 - хромшпінелід.

Епігенетичні руди, що утворилися після дунітів, характеризуються жильною і лінзоподібною формою тіл (рис. 2.3-2.6). Вони мають різкі контакти з що вміщують дунітами, уздовж яких розвивається вузька (5-10 мм, рідко більше) ясно-зелена серпентинова облямівка, що не містить навіть реліктів олівину. Нерідко руди включають уламки дуніта, націло серпентинізовані (рис. 2.2). Хроміти не несуть слідів високотемпературних пластичних деформацій, характерних для що вміщують дунітів,

а температура їхньої кристалізації складає 700-800°C. У складі силікатного цементу руд беруть участь водомісткі мінерали, що утворилися при більш низькій температурі, чим хроміт. Олівін у цементі епігенетичних руд не відзначається і зустрічається лише у виді рідких включень у хроміті. Ці дані свідчать про присутність у рудоутворюючій системі водного флюїду з температурою нижче 500°C. У цих умовах олівін стає хитливим і перетворюється в серпентин. Епігенетичні руди є головним концентратором мінералів платинової групи (МПГ). Платинові мінерали входять до складу асоціації, що цементує хроміт, що відбиває їхній більш пізніше формування. Розміри окремих скупчень хромітів, що містять платинову мінералізацію, звичайно не перевищують 50 см у довжину і 5-10 см у ширину. Через малі розміри вони не представляють промислового інтересу. Цінність мають лише родовища, у яких велика кількість дрібних хромітових лінз формують рудні стовпи по типу найбільшого родовища "Панська шахта" у Нижнетагільському масиві (рис. 2.5). На жаль, пошукові і геолого-розвідницькі роботи, проведені на інших дев'ятох дунітових масивах Уралу, не виявили рудопроявлень, навіть приблизно порівнянних по масштабах з нижнетагільськими, хоча основні риси морфології, структури і складу хроміт-платинової мінералізації, встановлені в Нижнетагільському масиві, були виявлені й у цих об'єктах [14]. Розміщення платинового зруденіння в Нижнетагільському масиві підкоряється визначеній просторовій закономірності. Раніше було встановлено, що центральна частина дунітового ядра перекристалізована з утворенням грубозернистих дунітів, оточених по периферії первинними, дрібнозернистими, неперекристалізованими дунітами. Зона переходу між цими двома типами дунітів характеризується розвитком тіл дуніт-пегматитів і міаролітових дунітів. Перші являють собою породи з гігантськими кристалами олівіну розміром до декількох сантиметрів, другі містять порожнечі, на стінках яких нарастають добре огранені кристали олівіну, хроміту, піроксену і водомістких мінералів.

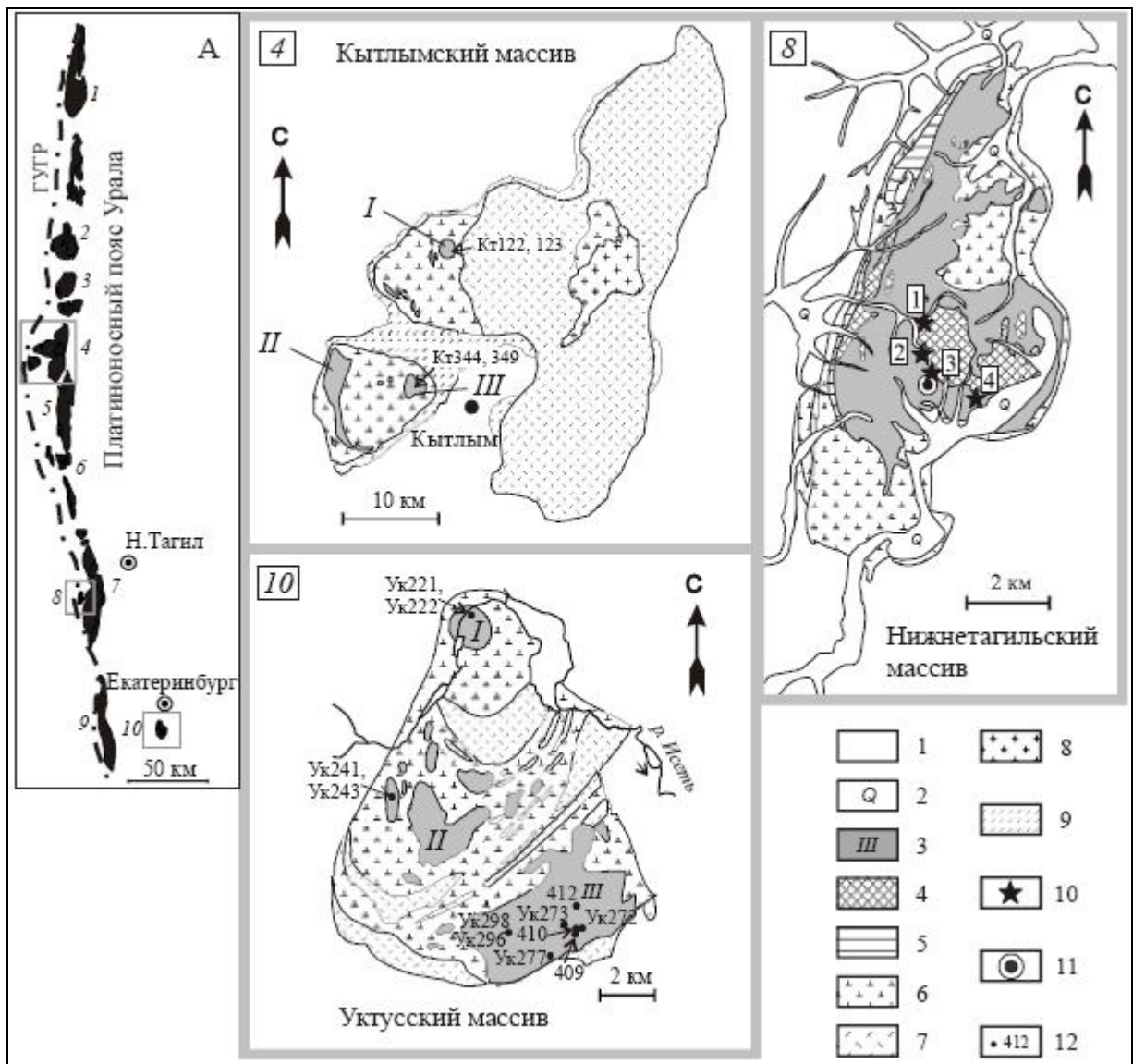


Рисунок 2.3 - Положення дуніт-клінопіроксеніт-габбрових масивів Платиноносного пояса Уралу й Уктусського масиву (А), і схеми геологічної будови Китлимського Нижнетагільського й Уктусського масивів. По [14].

Номера масивів: 1 - Чистопський, 2 - Денежкин Камінь, 3 - Кумбинський, 4 - Китлимський, 5 - Павдинський, 6 - Качканарський, 7 - Тагіло-Баранчинський, 8 - Нижнетагільський, 9 - Ревдинський. 10 - Уктусський дуніт-клінопіроксеніт-габбровий масив.

1 - породи, що вміщують; 2 - четвертинні алювіальні відкладення; 3 - дуніти (Римськими цифрами позначені дунітові тіла. На схемі Китлимського масиву: I - Йовске, II - Сосновське, III - Косьвинське. На схемі Уктусського масиву: I - Північне, II - Центральне, III - Південне); 4 - грубозернисті, перекристалізовані дуніти; 5 - брусит-антигоритові породи; 6 - верліти і клінопіроксеніти; 7 - габброїди; 8 - гранітоїди; 9 - китлімити (роговики); 10 - корінні платинові родовища Нижнетагільського масиву: 1 - "Госшахта", 2 - "Крутий лог", 3 - "Александровский лог", 4 - "Аврори-

нское"; 11 - Новий дунітовий кар'єр у Нижнетагільському масиві; 12 - місця добору і номера проб.



Рисунок 2.4 – Типова шліровидна морфологія епігенетичних хром-платинових руд

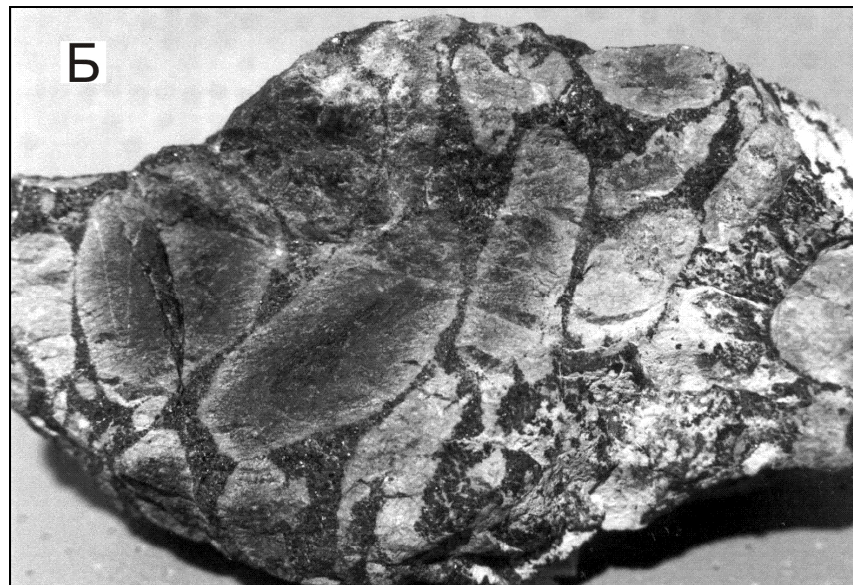


Рисунок 2.5 - Хроміт-дунітові брекчії Нижнетагільського масиву. Світлі уламки дунітів зцементовані хромшпінелідом (темне).

Утворення цих порід відбувається в присутності флюїду (води,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$ ), що знижує температуру кристалізації мінералів і робить її більш тривалою. Більшість платиноносних хромітових тіл також присвячено до зони розвитку дуніт-

пегматитів і містить подібну з ними мінеральну асоціацію, що можна розглядати як доказ участі флюїду й у процесі рудоутворення.

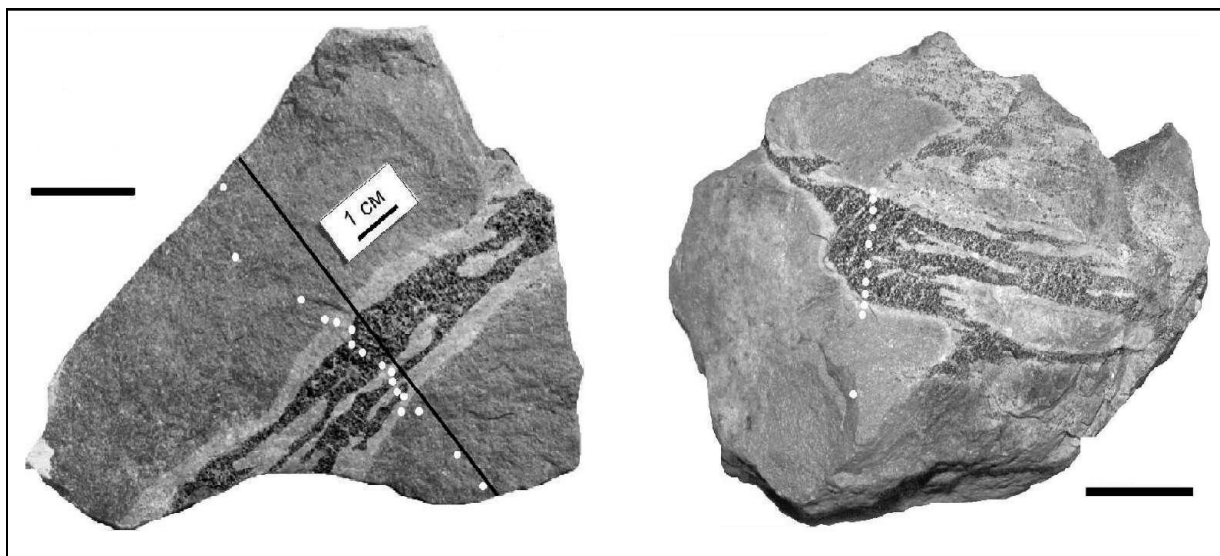


Рисунок 2.6 - Фотографії епігенетичних хромітових сегрегацій № 111, 111-А в дунітах Нижнетагільського масиву. Хромітита оточені серпентинітовими зонами (світлі). Крапками відзначені місця добору зерен хромшпінеліда для аналізу. По [14].

Загальновідомо, що рудні хромшпінеліди в порівнянні з акцесорними хромітами в платиноносних дунітах володіють більш високою магнезійністю і вмістами хрому, що нерідко використовувалося в якості одного з доказів їх більш раннього (ранньомагматичного, кумулятивного і т.д.) утворення. У роботі [15] автори показали, що в процесі перекристалізації дунітів в олівіні збільшуються концентрації магнію і нікелю, а в хромшпінеліді - хрому і магнію, отже, більш магнезійні олівіни і хромшпінеліди з більш високим вмістом хрому є пізніми, відносно більш низькотемпературними продуктами перекристалізації первинних дунітів. Спираючись на подібність складу хромітів з руд, дуніт-пегматитів і міаролітових дунітів, (Іванов О.К. 1997) зробив висновок про зв'язок рудоутворення з явищами перекристалізації ультрамафітів. Однак з цих даних випливає ще один важливий генетичний висновок про те, що процеси трансформації порід і складу мінералів йдуть безупинно при зниженні температури, а в зв'язку з цим остаточний результат залежить від безлічі кон-

кретних факторів: положення в розрізі, кількості і складу флюїду, відкритості або закритості системи і т.д.

Проведене вивчення складу хромшпінеліда вкrest епігенетичних рудних тіл виявило наявність невідомої раніше зональності. Установлено, що градієнт зміни складу хромшпінеліда назад пропорційний розмірам рудного тіла. Склади хромшпінелідів приведені в таблиці 2.5

Таблиця 2.5 – Хімічний склад хромшпінелідів по профілю через рудне тіло № 111 мас.%. По [14]

| № пробы (рис. 2.6)                       | 49     | 50    | 51    | 52     | 53     | 54     | 55    | 56    | 57     | 58    |
|--|--------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|
| TiO <sub>2</sub>                         | 0,54   | 0,48  | 0,49  | 0,52   | 0,51   | 0,49   | 0,50  | 0,48  | 0,50   | 0,48  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>           | 7,57   | 7,31  | 7,71  | 7,69   | 7,52   | 7,29   | 7,55  | 7,28  | 7,45   | 7,44  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>           | 49,48  | 49,27 | 48,46 | 48,85  | 49,81  | 50,79  | 50,74 | 51,02 | 51,26  | 50,56 |
| FeO*                                     | 33,50  | 32,77 | 34,52 | 34,56  | 33,37  | 31,97  | 30,21 | 29,94 | 29,71  | 30,49 |
| MnO                                      | 0,58   | 0,59  | 0,60  | 0,61   | 0,57   | 0,53   | 0,50  | 0,51  | 0,48   | 0,50  |
| MgO                                      | 8,45   | 8,25  | 7,85  | 7,95   | 8,28   | 9,49   | 9,94  | 10,47 | 10,68  | 10,63 |
| Сумма                                    | 100,12 | 98,67 | 99,63 | 100,18 | 100,06 | 100,56 | 99,44 | 99,7  | 100,08 | 100,1 |
| Fe <sup>2+</sup> /(Mg+Fe <sup>2+</sup> ) | 0,58   | 0,58  | 0,60  | 0,60   | 0,58   | 0,53   | 0,50  | 0,48  | 0,47   | 0,48  |
| Fe <sup>3+</sup> /Fe                     | 0,39   | 0,38  | 0,38  | 0,38   | 0,38   | 0,40   | 0,40  | 0,42  | 0,42   | 0,44  |
| Cr/(Cr+Al)                               | 0,81   | 0,82  | 0,81  | 0,81   | 0,82   | 0,82   | 0,82  | 0,82  | 0,82   | 0,82  |

## 2.6 Гідротермально-змінені хромітити (метахромітити)

Гідротермальна зміна хромітових руд характерна для офіолітових комплексів. Прикладом можуть служити так називані метахромітитові руди Баженівського офіолітового комплексу Середнього Уралу. Хроміти складені коричньовим хромшпінелідом облямованими агрегатами смарагдово-зеленої слюди. Відзначається окремість по октаедру і рясна вкрапленність чешуй слюди. У шліфі звичайно непрозорий, виключенням є ділянки реліктового магнезіохроміта, просвічуваючі темно-червоним кольором. По хімічному складу хромшпінелід відноситься до майже чистого хромі-



ту. Руди характеризується наступним мінальним складом: хроміт - 55-61 %, магнезіохроміт - 28-35 %, шпінель - 4-18 % і магнетит - 2-5 %.

На діаграмі Cr-Al-Fe<sup>3+</sup> аналізи попадають у поле альпінотипних дунітів і кімберлітів, що говорить про високохромістий склад метахромітитів. Слюдити перетинають хромітову руду у вигляді паралельно-лускатих прожилків і скупчень. Найбільша потужність прожилків досягає 1см. У них спостерігається зональність по кольору, на контакті з хромітом відзначається більш зелене фарбування, чим у центральній частині прожилків. Ця зональність підтвердилася мікрозондовими дослідженнями; було встановлено, що в крайових частинах прожилків розташовується слюда алюмоселадоніт-мусковитового складу, а в центральних - флогопіт. Максимальний вміст окису хрому в алюмоселадоніті і мусковіті досягає 6,3 мас. %, а у флогопіті - до 4,4 мас. %, тобто вміст мінала хромфіліта в слюдах відповідно відповідає 14 об'ємних % і 7 об'ємних %.

По монофракції слюд K-Ar вік складає 270±7 млн. років. Гідротермальна зміна хромітових руд Баженівського родовища відбувалася в нижнепермський час і скоріше усього зв'язано з початковою стадією становлення адуйського граніт-лейкогранітного комплексу. Вік адуйських гранітів складає 245-260 млн. років. У цьому ж парагенезисі були виявлені хромістий турмалін і есколаїт. Турмалін утворює окремі призматичні індивіди і радіально-променисті відокремлення в слюдистому агрегаті. По складу є кальцієво-глиноземистим дравитом з вмістом Cr до 4,4 мас. %. Есколаїт зустрічається у вигляді рясної вкрапленості в хромітовій руді, турмаліні і серед слюдистих агрегатів. Розмір ізометричних зерен не перевищує 1мм. У шліфі просвічує зеленим кольором. Характеризується інтенсивним плеохроїзмом від смарагдово-зеленого (по Ng) до жовтувато-зеленого (по Np). В аншліфах видно, що він має більшу твердість, чим вміщуючий хроміт, тому що має високий різкий рельєф. По оптичним, мікрозондовим і Ік-спектроскопічним даним він діагностується як глиноземистий есколаїт. Вміст Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> у мінералі варіює від 24 до 41 мас. %.

Таким чином, метахромітити формувалися по первинних глиноземистих хромових рудах. Метасоматична зміна хромітитів Баженівського офіолітового комплексу проходила в умовах гідротермального пророблення на початковому етапі станов-

лення Адуїського гранітного комплексу (у нижнепермський час). У результаті перетворень магнезіохроміт первинних руд перейшов у хроміт, при цьому в мінералі істотно підвищився вміст хрому з 46 % до 68% і перемінився парагенезис мінералів.

У той же час метахроміти відрізняються більш низькою концентрацією рідких земель аналогічних масивів Тагільського типу з невеликою негативною аномалією по Європію, але збагаченням у легкій частині РЗЕ. Таким чином, можна припускати, що при гідротермальному (метасоматичній) проробленню хромітитів з них виноситься істотна частина елементів, у тому числі і лантанодів. У порівнянні з хромітитами Войкаро-Синьинського масиву встановлюється визначена подібність між деякими шпінелями високохромістого типу і метахромітитами Баженівського комплексу, у той час як шпінелі глиноземістого типу різко відрізняються від баженівських хромітитів. Тренд розподілу РЗЕ в глиноземістих рудах Баженівського масиву дуже подібний зі спектрами лантанодів вебстеритів і габброноритів цього ж масиву. Можливо, формування хромітитів зв'язане саме з утворенням дуніт-клінопіроксенітових тіл у Баженівському офіолітовому комплексі.

## 2.7 Склад і зональність рудних тіл метаморфізованих хромітів

Хромшпінеліди є типоморфним мінералом-індикатором петрологічних процесів, що протікають в ультрабазитах [16]. Так, при оцінці ступеня деплеції мантийної речовини, представленого в сучасному ерозійному зрізі у вигляді масивів гіпербазитів, важливе значення має величина відносини Cr/Al у хромшпінеліді [17], а при вивченні метаморфізму - величина залізистості мінералу.

Акцесорні хромшпінеліди з гарцбургітів і дунітів на класифікаційній діаграмі Н.В. Павлова поділяються на два типи - первинно мантийні (хромпікотит-хроміт) і вторинні (хроммагнетит-магнетит). Хромістість ( $\#Cr = Cr / (Cr + Al)$ ) в акцесорних хромшпінелідах з ультрабазитів є одним з найважливіших показників ступеня їх деплеції. Аналіз даних по акцесорним хромшпінелідам з порід різних сучасних геодинамічних обстановок (ГДО) дозволив встановити чітку кореляцію між ГДО формування порід і відношенням  $\#Cr$  у хромшпінелідах. Мінімальні значення

розглянутого відношення (0,08 - 0,25) характерні для ксенолітів гіпербазитів у лужних базальтах внутріплитних обстановок континентальних і океанічних областей, пасивних окраїн океанів, а з древніх комплексів - для масивів кореневих зон. Підвищення хромістості до 0,3-0,5 відбувається в ультрабазитах серединно-океанічних хребтів і трансформних розламів. Максимальна хромістість шпінелідів (0,5-0,8) характерна для ультраосновних реліктів глибоководних жолобів і острівних дуг.

На діаграмі Т. Ірвайна ( $Cr/(Cr+Al) - Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ) основні розходження між шпінелідами перидотитів середно океанічних хребтів (СОХ) і глибинних жолобів (ГЖ) визначаються наявністю серед перших високоглиноземистих різновидів з  $\#Cr - 0,1-0,3$  і перевагою серед останніх високохромістих шпінелідів з  $\#Cr - 0,5-0,8$ . У прикордонній області спостерігається деяке перекриття полів складів.

При метаморфізмі в корових умовах із хромшпінелідів практично цілком виноситься алюміній, магній і значна частина хрому; даний процес супроводжується привносом заліза і переходом його з двовалентного в тривалентний стан.

Залежність ступеня метаморфізму від густоти вкрапленості хромітових руд найбільше активно відзначено по проникних зонах в ультрабазитах і хромітових тілах. На макрорівні такими зонами є площини розламів, контакти порід і рудних тел. На мікрорівні найбільш проникними є тріщини деформації й окремоті і інтерстиції між зернами хромшпінелідів. Ступінь змін хромшпінелідів за інших рівних умов прямо залежить від кількості і розміру індивідів рудної фази, тому завжди в першу чергу найбільш інтенсивному заміщенню піддаються акцесорні хромшпінеліди, а більш стійкими є масивні грубозернисті руди.

У приповерхніх умовах хромітові руди стійкі до агентів розкладання і можуть зберігатися навіть в умовах утворення кор вивітрювання. Однак при температурах менше 450-500 °С і наявності водної фази мінерали ультраосновних комплексів порід, що вміщують, хитливі і заміщаються звичайно мінералами групи серпентину. Цей процес відбивається і на складі хромшпінелідів, дозволяючи виділити низько-температурний тип їхнього метаморфізму.

Рання [18] стадія серпентинізації (а-лизардитизація), навіть при 100 %-ному ступені змін, не відбивається на складі хромшпінелідів. Разом з тим зміна обсягу

порід і підвищена пластичність серпентинітів приводить до механічних ушкоджень більш тендітних рудних тел. Характер еліпсоїда напруг і деформації нерідко залежить від густоти вкрапленості руд: у масивних і густовкраплених тілах формується система субпаралельних тріщин сдвигової природи з незначними зсувами уздовж них (кліваж). Нерідке формування тріщин супроводжується зонами дроблення з утворенням мікробрекцій, цементом у яких виступає суміш магнетиту, тонкозернистого серпентину, карбонату і хлориту. У бідновкраплених хромітових рудах і в акцесорних хромшпінелідах дунітів і гарцбургітів відбувається дроблення і розтакування окремих частин зерен без стирання. Візуально спостерігається сітчасте заміщення зерен хромшпінеліда стрічкоподібними агрегатами серпентину. Інтенсивне дроблення хромітових руд сприятливо позначається на ступені наступних перетворень, тому що підготовляє численні мікротріщини і канали для проникнення метаморфізуючих агентів у руди.

При більш високотемпературній серпентинізації (антигоритизація, оталькування) відбувається очищення силікатів від заліза, що утворює самостійну магнетитову фазу. Спочатку він утворюється у вигляді тонкого рудного пилу, розсіяного по породі або укладеного в лептах хризотилу, у наступному при перекристалізації може формувати великі відокремлення. В ультрабазитах можна виділити три типи магнетитів:

Mt - первинний, що утворюється при кристалізації й остиганні основного або ультраосновного розплаву (його кількість у породі - 0,5-2,0 %), характеризується підвищеними вмістами титана, що дозволяє використовувати геотермометр Баддинпона для визначення температури його формування. Судячи з ряду спеціально виконаних досліджень, він найчастіше розчиняється при регіонально виявляючійся серпентинізації.

Mt2 - магнетит, що виділився при серпентинізації (при лизардитизації й антигоритизації). Його кількість у породах у середньому - 4-5 %, максимально до 12 %. Mt2 зустрічається у виді рудного пилу, при перекристалізації збирається в агрегати скритозернистих прожилків і глобулей. Дуже часто просічки подібного магнетиту зустрічаються в облямованих жилах у-хризотилу, що утворюється при низькотемпе-

ратурному гідротермальному метаморфізмі. Також він дуже характерний для продуктів прогресивного метаморфізму ультрабазитів і, зокрема, для часто відмічуваних процесів десерпентинізації.

Mt3 - вторинний магнетит, що виділився при заміщенні хромшпінелідів у хромітових тілах, його кількість прямо залежить від ступеня метаморфічних процесів у хромітах. Магнетит по хроміті завжди містить невелику кількість домішок, головним чином Mg, Al, Cr, Ni, Co. В остаточному підсумку метаморфізовані хромітові руди являють собою серію мінеральних фаз ряду магнезіохроміт-хроміт-магнетит-магнезіоферрит-маггеміт.

Хромшпінелід неравновесен з магнетитом і на цій стадії піддається метаморфізму. Спостерігається чітка пряма залежність ступеня метаморфічних змін хромшпінелідів від типу серпентинізації: при р-лизардитизації і хризотилізації йде формування реакційних кайм, при антигоритизації - заміщення зі збереженням реліктів у центральних частинах зерен, при оталькуванні ультрабазитів - повне заміщення.

Процес низькотемпературного метаморфізму виражається в заміщенні в хромшпінелідах основних компонентів на  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ , попутньо йде незначне нагромадження ряду примесних металів Ni, Ti, Zn. Загальний ряд рухливості елементів у хромшпінелідах виглядає в такий спосіб:  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+} \rightarrow Ti$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Al^{3+} \rightarrow Mg^{2+}$   $Cr^{3+}$

У залежності від вихідного складу хромшпінелідів може спостерігатися кілька варіантів проходження метаморфізму, незмінним залишається кінцевий продукт - магнетит. По глиноземістих рудах:

магноалюмохроміт  $\rightarrow$  субферриалюмохроміт  $\rightarrow$  субалюмоферрихроміт  $\rightarrow$  магнетит

По хромістим і метаморфізованим рудам:

магноалюмохроміт-магнохроміт або залозистий хроміт  $\rightarrow$  феррихроміт-хром-магнетит  $\rightarrow$  магнетит

Початкові стадії метаморфізму приводять до формування реакційних кайм по периферії зерен і по тріщинах (окремісті, відколу й ін.). Але при цьому облямівки монолітні, практично не містять вrostків інших мінералів, що пояснюється заміщенням залізом інших компонентів з неминучим руйнуванням кристалічних реші-

ток хромшпінеліда (на відміну від високотемпературного метаморфізму, коли йде винос компонентів без порушення решіток), аж до утворення індивідів з аморфною структурою. Джерелом заліза, що привноситься

## 2.8. Родовища хромітів у корах вивітрювання

Екзогенні родовища хромітів є продуктами впливу екзогенних геологічних процесів на ранні що сформувалися базит-ультрабазитові магматичні комплекси. Основними рудоутворюючими факторами екзогенних родовищ виступають клімат і тектоніка. Родовища кор вивітрювання хромітоносних ультрабазитів є комплексними на Cr, Ni, Fe рідше Co, V і мінерали платинової групи. Серед росипних родовищ разом з Cr часто зустрічається Ti мінералізація. Типовими представниками ендегенних родовищ і рудопроявлень є хромітоносні латеритні кори вивітрювання і прибережно-морські розсипи В'єтнаму, Cr-Ni кори вивітрювання Індонезії, Папуа Нової Гвінеї, Куби, прибережно-морські розсипи Нової Зеландії, Албанії і частині Греції, західного узбережжя Австралії, ряд проявів порошкоподібних хромітів на Уралі, алювіально-делювіальні розсипи Афганістану, Пакистану, Індії, Китаю, Далекого Сходу Росії [19; 20; 21].

На території В'єтнаму хромітоносні ультрабазити офіолітових комплексів Шонгма (Song Ma), Шонгда (Song Da) і інших. Запаси хромових руд країни складають близько 20 млн. т. у перерахуванні на Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Відомо два геолого-промислових типи хромітових об'єктів: магматичні поклади в ультраосновних породах і розсипи.

У найбільшому в Південно-Східній Азії родовищі хромітів Тханьхоа (Thanh Hoa), розташованому в провінції Тханьхоа на півночі В'єтнаму, представлені магматичним і росипним типом покладів. Родовище присвячене до масиву Нуйниа (Nui Nua) офіолітового пояса Шонгма. Хромітові руди утворюють стрічкові тіла, лінзи і гнізда в гарцбургітах, дунітах і піроксенітах масиву. Руди, що складаються з хроміту і хромпикотиту, містять триоксида хрому (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) 44,3-51,9%, триоксида алюмінію (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) 12,9-23,9%, триоксида заліза (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) - 10-14,4%, нікелю 0,5%, домішки марганцю, платини [19; 21].

Промислові розсипи Тханьхоа утворилися в результаті розмиву ультрабазитів з північно-східного краю хромітоносного масиву Нуйниа. Хромітвміщуючі відкладення мають потужність від перших метрів до 35 м. Складаються з гальки і гравію ультраосновних порід, піску, глини, зерен хроміту й оксидів заліза. Вміст хроміту в розсипі 1,8-4,9 кг/м<sup>3</sup>. Крім хроміту, ці розсипи містять мінерали нікелю, кобальту, титана.

Нова Зеландія робить товарний хроміт хімічного і металургійного типів. Основними джерелами є альпіотипні (подіформні) родовища офіолітового пояса Dun Mountain пізньомілового віку і прибережно-морських розсипів (рис. 2.7). Корінні руди залягають в інтенсивно серпентинізованих дунітах у вигляді стрічкоподібних тіл, лінз і рідше шарів. Максимально встановлене рудне тіло складає 4,3 м ширини і 27,4 м довгі. Середній вміст Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> у корінних рудах 21- 34% [22; 23].

Прибережно-морські розсипи мають обмежене поширення і со-средоточені на східному узбережжі. Потужність рудних зон від перших сантиметров до 2 м. Характеризуються слабкою диференціацією матеріалу, бідним вмістом рудного компонента в середньому 5-7%.

На території Індії в провінції Орисса відомі латеритні утворення порошкових хромітових руд. Цей тип руд є результатом екзогенних процесів які подіяли на багаті корінні руди. Порошкові руди мають чорно-коричневий колір, пухкі, розмір зерен досягає 4 мм. У результаті утворилися природно збагачені хроміти з мінімальним змістом Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 48% при середньому 55%. Особливістю таких руд є відсутність домішок.

Особливим типом хромітової мінералізації можна назвати осадовий. Осадовий тип відомий у Китаї у вигляді вкрапленості і рідше шарів у кварцових і плагіоклаз-кварцових піщаниках мезозойського віку, де хромітова мінералізація утворює рудні товщі потужністю до 4,5м і довжиною до 1000м [24].

Розсипи платиноїдів і хроміту тісно зв'язані з корінними джерелами тілами ультрабазитів. Платиноїди і хроміт присутні як у рудних скупченнях (хромшпінелі-дна і магнетитова формації), так і у вигляді вкрапленості в самих магматитах. Розсипи платиноїдів у низов'ях рік Гудньюз і Салмон на п-ове Стюард характеризують

Гудньюзский (аляскінський) тип, як переважно алювіальний, причому древні (пліоцен-плейстоцен) долини оброблені кількарязовими заледеніннями, а моренні і воднольодникові утворення служили проміжними колекторами зерен платиноїдів, що надходили з ультрабазитового масиву який разрушався. Розсипи в молодих плейстоцен-голоценових річкових долинах продовжуються на дні прилягаючої акваторії.

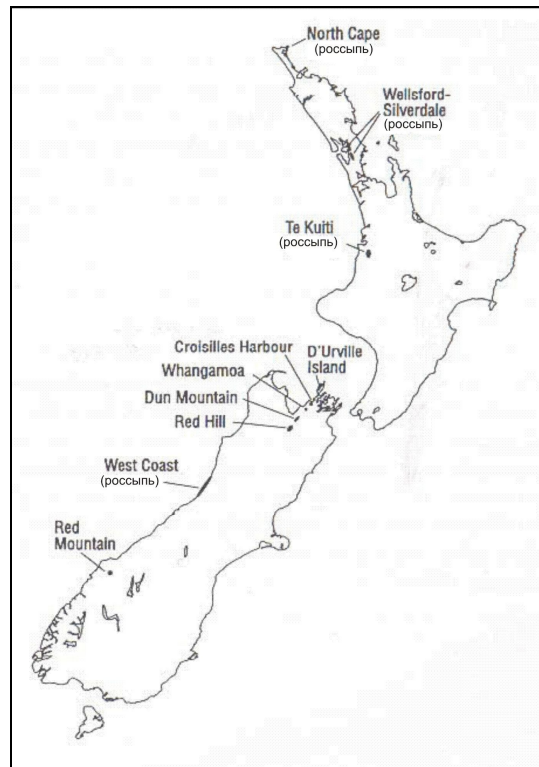


Рисунок 2.7 - Розташування родовищ і рудопроявлень хромітів Нової Зеландії

Приблизно до цього ж типу відносяться россипепроявлення платиноїдів і хроміту уздовж східного узбережжя п-ова Камчатка і на о. Карагинському. Вони відзначені в аллювії, на пляжах, косах, барах і підвідному береговому схилі [25; 26]. У Валижгенському і Тайгоносьському районах (Північно-Приохотська зона) уздовж узбережжя Пенжинської губи з тілами крейдових гіпербазитів і зруденінням платиноїдно-золото-хромітового складу зв'язані россипепроявлення платиноїдів і хроміту на пляжах, в аллювії низов'їв рік і донних опадів плейстоцена-голоцена [27].

Біля миса Шмидта на півночі о. Сахалін відомі невеликі розсипи і розсипопроявлення хроміту (іноді - із золотом), джерелом яких служать невеликі тіла ультрабазитів. Своєрідний феклистовський (острівний) тип представлений невеликим розси-



пом платиноїдів із хромітом на о. Феклистова (Пришантарський район Західно-Приохотської зони).

Дуже убогі свідчення про розсип хроміту на о. Нова Гвінея, де в дельті ріки і затоки Юон за рахунок руйнування масиву ультрабазитів сформувався великий аллювіально-дельтовий розсип хроміту. Дрібні розсипи хроміту, зв'язані з невеликими тілами ультраосновних порід, які відомі на островах Філіппінського архіпелагу, Індонезії, та Океанії в цілому [19].

Орегонський тип характеризується сонаходженням у прибережних розсипах платиноїдів, хроміту і золота з магнетитом, ільменітом, титаномagnetитом (іноді - цирконом і рутилом), що визначається розмивом порід різного складу. У районі Орегон (берегова зона Кордильєрського пояса) джерелами поповнення розсипів є осадові і магматичні (у тому числі й ультраосновні) породи палеозою і мезозою, а також пухкі товщі палеогену-неогену (проміжні колектори), матеріал який неодноразово перемивався і перевідкладався в морських терасах, які утворюють системи - "сходів" на Приморській низовині.

### 3 ХРОМІТОНОСНІ УЛЬТРАБАЗИТИ СЕРЕДНЬОГО ПОБУЖЖЯ

Перші зведення про наявність хромітів у Середньому Побужжі відносяться до 1932 року. На початку 50-х років у результаті пошуково-розвідувальних робіт на нікель були виявлені хромітові руди і по двох масивах захищені запаси по категорії 32. У корках вивітрювання ультраосновних порід Побужжя в самому кінці 40-х - початку 50-х років були відкриті і розвідані перші родовища силікатного нікелю, вивчено їхня будівля, мінералогія й умови утворення [28; 29; 30; 31]. На початку 90-х років при проведенні пошукових робіт на нікель і глибинного геологічного картирування були отримані нові зведення про хромітоносності як відомих, так і нових масивів ультрабазитів [32; 33].

За останні два десятиліття на території Середнього Побужжя був виконаний великий обсяг геолого-знімальних і розшукових робіт, що супроводжувалися детальними мінералого-петрографічними і геолого-структурними дослідженнями і дозволили вивчити поширення, структурне положення і будову ультраосновних інтрузій. Дослідження показали, що ультраосновні породи належать до різних генетичних груп і дозволили виділити гіпербазитову і габбро-перидотитову формації [28; 29]. У цьому районі виявлено понад 60 тіл ультрабазитів, у тому числі 24 хромітоносних (рис. 3.1). Встановлено, що хромітоносною є гіпербазитова формація. Гіпербазитові хромітоносні і габбро-перидотитові масиви локалізовані у визначених структурах докембрійського фундаменту, характеризуються різною формою й особливостями будови.

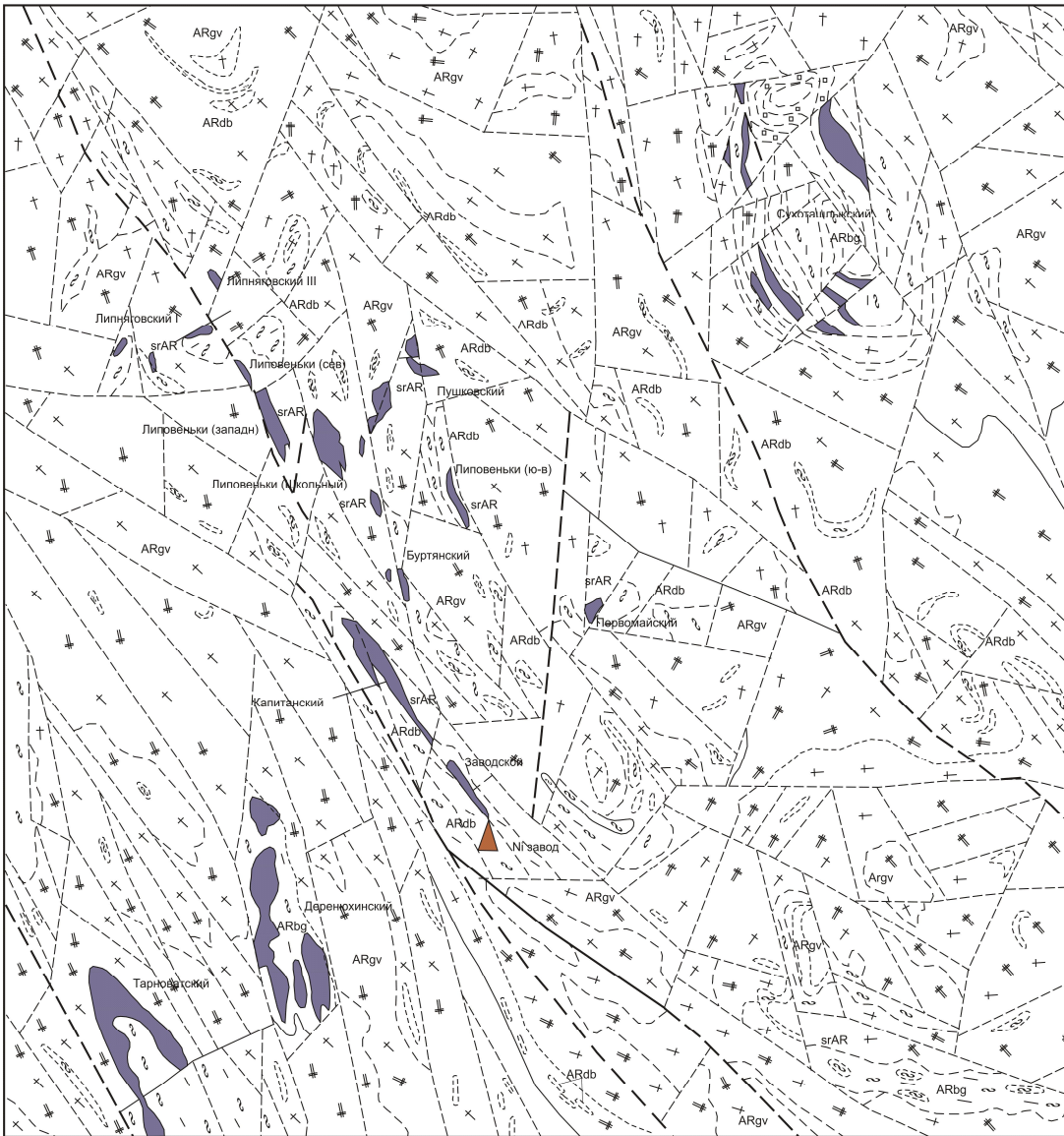


Рисунок 3.1 – Схема розташування хромітоносних інтрузій центральної частини Середнього Побужжя

### 3.1 Геологічна будова Побузького хромітоносного району

Середнє Побужжя відноситься до області зчленування південно-західної окраїни Українського щита з Причорноморською западиною. Побузький хромітоносний район займає центральну частину Голованівської шовної зони (Голованівського блоку) між Білоцерківсько-Одеським і Кіровоградським тектонічними блоками першого порядку й обмежений із заходу Тальновським, а зі сходу Першотравневим глибин-

ними розламами (рис. 3.2). У рамках району зосереджена переважна більшість відомих у Середньому Побужжі тіл ультрабазитів, що розміщені на території, що прилягає до трьох регіональних розламів північно-західного простягання: Молдово-Тарнаватського, Капітанського і Сухоташликського.

У геологічній будові району чітко виділяється два структурних поверхи: нижній, представлений складноскладчатим докембрійським фундаментом, і верхній, складений майже горизонтально залягаючими породами мезо-кайнозойського віку.

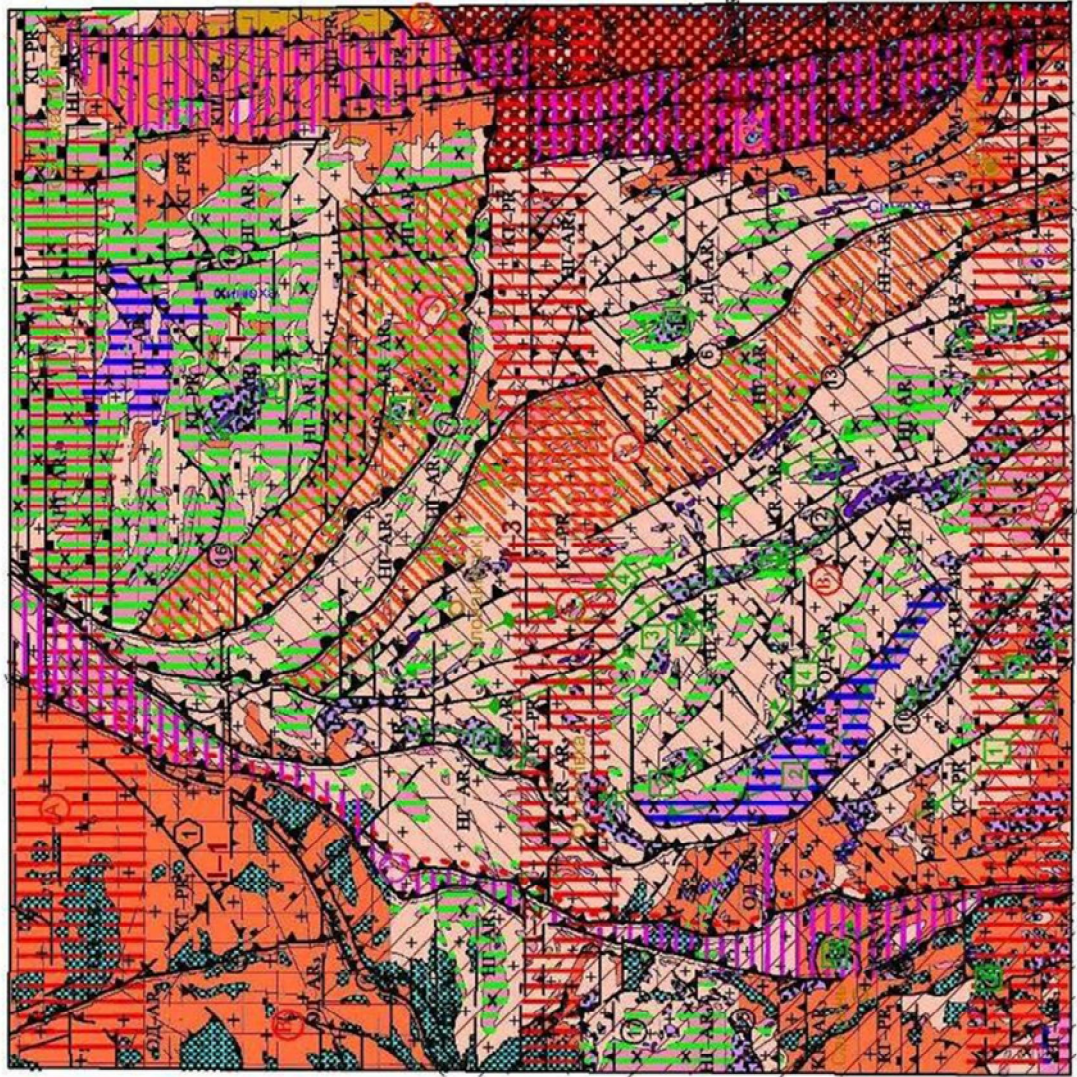
Кристалічний фундамент у межах району складений архейськими метаморфічними породами дністровсько-бугської і бугської серій, ультраметаморфічними гранітоїдами архейського гайворонського комплексу, палингенно-метасоматичними гранітоїдами протерозойського бердичівського комплексу і архей-нижньопротерозойськими магматичними і метасоматичними утвореннями.

Найбільш древніми є піроксенові, роговообманково-піроксенові кристаллосланці і плагіогнейси, плагіогнейси глиноземистого ряду, магнетит-піроксенові кристаллосланці і кварцити дністровсько-бугської серії. Перераховані породи зустрічаються серед гранітів гайворонського комплексу у вигляді останців потужністю від перших десятків сантиметрів до декількох сотень метрів і довжиною від перших метрів до декількох кілометрів.

Більш молоді породи бугської серії узгоджено залягають на гранітованих утвореннях дністровсько-бугської серії і мають у порівнянні з нею більш строкатий склад. У розрізах серії спостерігається чергування пачок різностей глиноземистого ряду і пачок різних варіацій піроксенвміщуючих плагіогнейсів і кристаллосланців, включаючи малорозповсюджені, але типоморфні полевошпатові і залозисті кварцити.

Породи бугської серії здебільшого зосереджені в лінійних синформних структурах серед гранітоїдів. Довжина цих структур досягає десятків кілометрів при ширині не менш перші сотні метрів. Породи дністровсько-бугської і бугської серій інтенсивно перероблені в умовах гранулітової і накладеної регресивної амфіболітової (діафторез) фацій, а також ультраметаморфізму.

# ТЕКТОНІЧНА СХЕМА



### УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНІЧНЕ РАЙОНУВАННЯ

Одесько-Біоцерківська структурно-формаційна зона

- 1-1 Уманська підзона
- 1-2 Смильська-Сторожківська підзона
- 1-3 Побужська підзона
- 1-4 Ягужанська підзона

Ігузівсько-Ігузівська структурно-формаційна зона

- Фронтальна підзона

**СТРУКТУРНО-РЕГІОНАЛЬНІ КОМПЛЕКСИ**

- Протоантипалілейська кора (ПГ АК), Формалий: грануліт-біагрова, анікитова, біоцальова, сучасна епієритів
- Комплекси давніх відривів (КР АК), Формалий: базальтова, палеозойсько-карибська біоцальова, чорносланцева, андезіт-базальтова, граувако-сланцева, флішова
- Земліньний дуг (ЗД РР), Формалий: базальт-палеозойська, чорносланцева, андезіт-базальтова, граувако-сланцева, флішова
- Земліньний дуг (ЗД РР), Формалий: базальт-палеозойська, чорносланцева, андезіт-базальтова, граувако-сланцева, флішова
- Земліньний дуг (ЗД РР), Формалий: базальт-палеозойська, чорносланцева, андезіт-базальтова, граувако-сланцева, флішова
- Земліньний дуг (ЗД РР), Формалий: базальт-палеозойська, чорносланцева, андезіт-базальтова, граувако-сланцева, флішова
- Глибинного ступеня: 1 - районний воєніт (КГ РР), Формалий: тришарова, мікротришарова, 2 - лінійно-континентальна (КГ РР), Формалий: тришарова

### РОЗРИВНІ ПОРУШЕННЯ

- Зони ступеня субіригитич-ліментація ЦУХ А - Суботсько-Молочницька, Б - Тушківсько-Зіньківська, В - Дубошанська
- Зони глибинних розривів (сезонний шур): 1 - Тявківська (Одесько-Тявківська), 2 - Першотравнева
- Шарватні зони (слабкі шур): 3 - Журнальсько-Ягужанська, 4 - Смільсько-Переміська, 5 - Волинсько-Томашівська
- Фронтальні нахилні шурових зон: 6 - Смильський, 7 - Журнальський
- Головні розриви та зони розривів: 8 - Колодотський, 9 - Ободський, 10 - Владиславський, 11 - Вискурівський, 12 - Тернопільський, 13 - Кагітський, 14 - Тернопільський, 15 - Завалківський, 16 - Ягужанський
- Халупсько-Завалківський кели

**СКЛАДНІСТЬ СТРУКТУРИ**

- Антиформи: 1 - Омелянська, 2 - Жульська, 3 - Ронюшівська, 4 - Велицько-Мечетинська
- Синформи: 1 - Полянська, 2 - Шаврівська, 3 - Грушківська, 4 - Комаросексацька, 5 - Роділівська, 6 - Молдовська, 7 - Тернопільська, 8 - Деремківська, 9 - Суходошівська, 10 - Завалківська, 11 - Троянська, 12 - Гербівська, 13 - Фещівська, 14 - Бурштинська, 15 - Гурбуцька

**МАСШІВИ**

- Континентальні граніти: 1 - Уманський
- основних і ультраосновних порід

**ФАЦІЄМЕТАМОРФІЗМУ**

- Середнього тиску (гербівський)
  - Гербівська
  - Львівська

Рисунок 3.2 – Схема тектонічного районування Середнього Побужжя

Породи бугської серії в порівнянні з породами дністровсько-бугської серії перетерпіли в меншому ступені процеси гранітизації, але в більшому ступені діафторез. Масиви ультрабазитів і базитів залягають серед вище перерахованих порід і по характеру залягання вони підрозділяються на дві групи. До першої відносяться масиви приурочені до синформів метаморфічних порід бугської серії. Вони залягають згідно з пачками метаморфітів будучи синкордантними і синкінематичним утвореннями. Друга група масивів характеризується приуроченістю до зон розламів. Взаємовідносини останніх з породами, що вміщують, неоднозначні: відзначаються кутові незгоди, що січуть контакти, включення пачок метаморфітів усередині масивів. Передбачається, що друга група масивів являє собою глибинні "кореневі" обрії єдиних структур, що до дійсного часу виведені на сучасний ерозійний рівень. Металогенія масивів двох груп при однаковій нікеленосності також має відмінності: хромітоносними є тільки масиви другої групи. Проведений формаційний аналіз [28; 29] показав, що ультраосновні породи комплексів належать до різних формацій - відповідно дуніт-перидотит-габбро-норитової і дуніт-перидотитової.

Габбро-перидотитові масиви здебільшого приурочені до центральної частини Голованівського блоку до заходу і сходу від зони локалізації гіпербазитових тіл. Усього тут виявлено 14 габбро-перидотитових масивів. Масиви являють собою міжпластові інтрузивні тіла, що залягають у структурах синклінального типу II, III й IV порядків. У локалізації цих інтрузій контроль розривної тектоніки менш характерний, чим для гіпербазитових. Габбро-перидотитові інтрузії звичайно утворюють шароподібні і лінзоподібні в різному ступені диференційовані тіла довжиною до 7км, шириною до 2км. Простягання цих тіл північно-західне, співпадаюче з простяганням їхніх структур, що вміщують. Кути падіння площини контактів складають 60-85°. Більш пологість нахил контактів масивів спостерігається в місцях замикання складчастих структур. У складі масивів беруть участь олівініти, дуніти, лерцоліти, рідше гарцбургіти і верліти, піроксеніти, габбро, норити і дуже рідко анортозити.

Гіпербазитові масиви розташовуються в центральній частині Голованівського блоку і локалізовані уздовж регіонального Капітанського розламу. Усього тут встановлено 11 масивів, що безпосередньо примикають до розламу або розміщуються на деякому

видаленні від нього і контролюються тектонічними порушеннями, що оперяють. Звичайно контакти гіпербазитових тіл з породами, що вміщують, проходять по розривних порушеннях. Гіпербазитові масиви мають пластиноподібну, линзовидну, рідше ізометричну форму (рис. 3.3). Максимальна довжина пластиноподібних тіл досягає 2500м при ширині до 300м, ізометричні тіла мають розміри до 200x340 м. Найбільш великими по розмірах є масиви Капітанівський і Липовеньківський Західний і Північний. Простягання гіпербазитових тіл північно-західне і збігається з простяганням основних тектонічних зон. Пострудна тектоніка значно ускладнила будову гіпербазитових масивів. По подовжніх і поперечних розривних порушеннях вони розбиті на блоки зі зсувом останніх на відстані до декількох десятків метрів. У складі гіпербазитових масивів спостерігаються перидотити, піроксеніти, хромітити. Характерними для масивів і своєрідними є силікатно-карбонатні породи, що традиційно вважають кальцифірами. Метасоматичне походження силікатно-карбонатних утворень не погоджується з аномальними вмістами нікелю, кобальту і хрому, що не характерні для скарнів, що утворилися по стратиформним кальцифірам.

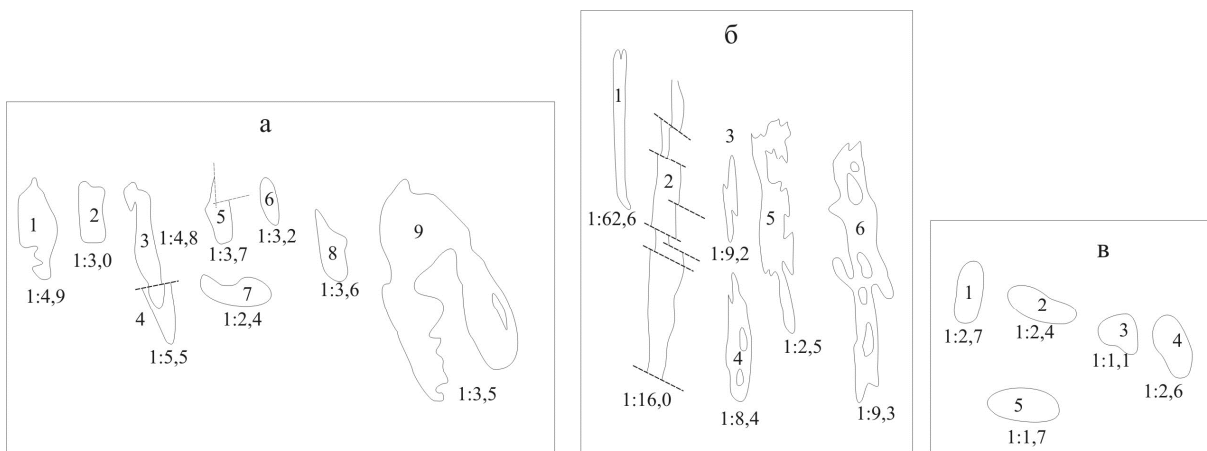


Рисунок 3.3 — Форма масивів ультрабазитів Середнього Побужжя:

а) дуніт-перидотит-габбро-норитової формації; 1 — Західний (Сува Деренюха); 2— Завалівський; 3— Північно-Каменбалківський; 4—Південно-Каменбалківський; 5 — Західно-Кримківський; 6 — Кумарівський № 7; 7— Кумарівський № 2; 8 — Підгорівський; 9 — Північно-Тарнаватський.

б) дуніт-гарцбургітової формації:-подовжені: — Заводської, 2— Капітанівський, 3— Західно-Липовеньківський № 1, 4— Західно-Липовеньківський № 2, 5 — Західно-Липовеньківський № 3, 6 — Шкільний Липовеньківський;

- ізометричні: — Липнягівський № 1, 2 — Липнягівський № 2, 3 — Липнягівський № 10, 4 — Липнягівський № 6, 5—Первомайський. Цифрами показано співвідношення середньої ширини масива к його довжини.

Формування пликативних структур у районі відбувалося в умовах диференційних рухів нукленарних блоків (пластин) протокори. У результаті варіацій прояву цих сил до напівпластичного середовища проявилися особливості структурного плану в різних частинах Голованівської шовної зони.

В умовах односпрямованого, але різного по швидкості горизонтального руху суміжних блоків, при одночасному насуванні один на одного, йшло формування лінійних приразломних структур синклінального типу, що часто мають вигляд гігантських складок волочіння. Той же тектонічний процес, але з зустрічним рухом суміжних блоків привів до утворення овальних у плані синформ типу "родингов", часто з ускладненим, вихроподібним заляганням порід усередині них. Паралельно процесові виникнення синформ у межах внутрішніх частин блоків, що переміщуються, відбувалося формування складно побудованих антиформ.

Аналіз поширення порід у гіпербазитових масивах показав, що не спостерігається приуроченості їх до визначених частин розрізу. На цій підставі вважається, що хромітоносні гіпербазитові масиви слабо диференційовані. Зокрема, немає визначеної закономірності локалізації хромітових рудних тіл у масивах і взаємозв'язку між величиною масиву, розміром і кількістю цих тел. Вважається, що рудні тіла приурочені до проникних зон, обумовленим первинною тектонікою ультраосновних масивів.

Гіпербазити в порівнянні з породами дуніт-перидотит-габбро-норитової формації більш інтенсивно серпентинізовані. Спостерігається залежність ступеня серпентинізації гіпербазитів від потужності масивів. У масивах, потужність яких не перевищує 100 м, дуніти і перидотити цілком серпентинізовані. У більш великих масивах у центральних частинах поширені слабо змінені вихідні породи, а в міру наближення до крайових частин масивів ступінь серпентинізації порід збільшується.

### 3.2 Капітанівське родовище

Капітанівський масив знаходиться на південно-західному крилі Голованівської шовної зони Дністровсько-Бугського мегаблока. Являє собою переривчасте інтрузивне



тіло довжиною близько 5км північно-західного простягання при максимальній ширині до 500м, умовно розділений на чотири частини. У будові масиву найбільш розповсюдженими є ультраосновні різні породи, серпентиніти і силікатно-карбонатні породи, в обрамленні граніти, плагіограніти різні по складу гнейси, чарнокіти (рис. 3.1).

### 3.2.1 Ділянка Північно-Капітанівська

Корисна хромвміщуюча товща представлена пухкою охристо-нонтронітовою площинною корою вивітрювання потужністю від 0,3 до 36,0 м, складаючи в середньому 19,8м. Оцінка хромітоносності кори вивітрювання є побіжною із силікатним нікелем і розглядається по трьох умовно виділених блоках (рис. 3.4).

Блок 1 розташований у західній частині ділянки. Оцінка блоку виконана по 21 свердловині, що нерівномірно розташовані по масиву. Відстань між свердловинами 40-80,0м. Блок на сході розділений субмеридіональним розламом і пачкою гранат-біотитових гнейсів. Площа блоку близько 30 тис. м<sup>2</sup>. У південній частині блоку встановлено одне досить велике в плані дугоподібне тіло вкраплених хромітових руд довжиною близько 60м при потужності від 5 до 15м. Рудне тіло має субвертикальне падіння з нерівним, часто з недіагностованим, контактом за рахунок поступового переходу рудної вкрапленості в серпентинітах, що вміщують. Простягання хромітового тіла північно-східне 30-50°. Через нерівномірність розташування свердловин по площі вірогідно встановлена лише одна корінна рудна зона хромітів.

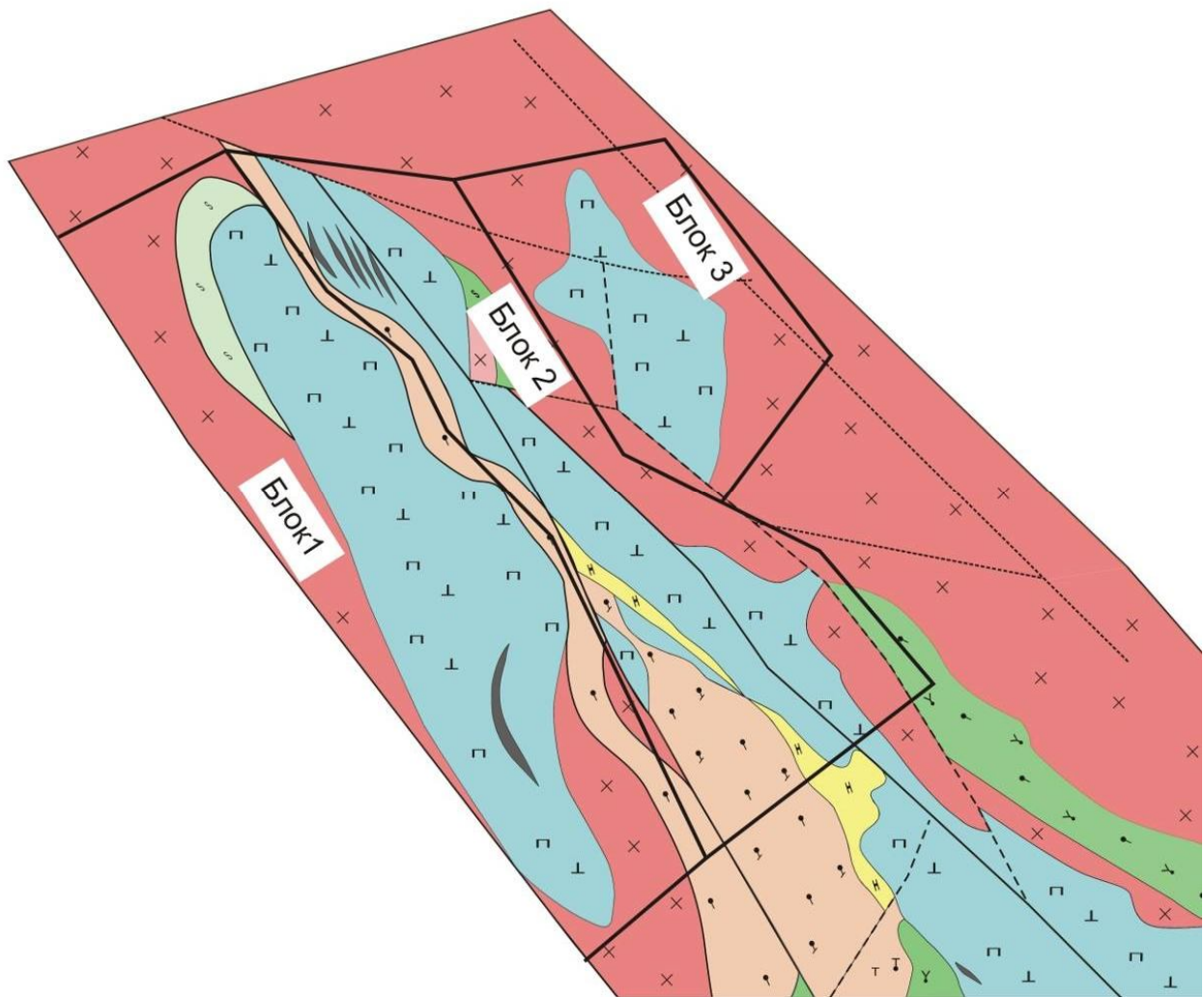
Блок 2 розташований у центральній частині ділянки і складає середню смугу ультрабазитів. В оцінці блоку беруть участь 39 свердловин. У північній частині блоку субмеридіональним профілем свердловин встановлене хромітове зруденіння. Рудна зона підсічена шістьма похилими картировочними свердловинами, по яких відзначається тяжіння хромітів до північно-західного контакту гранат-біотитових гнейсів. Серія сплюснених стовбуватих рудних тіл представлена не менш п'ятьма тілами з дуже мінливою потужністю від 0,5 до 10м при довжині від 25 до 60м, часто з нерівними і гіллястими контактами із серпентинітами, що вміщують. Падіння тіл субвер-

тикальне 70-80° до вертикального. Руди вкраплені і рідше густовкрапленні зі вмістом від перших відсотків до 20-26%.

У південній частині двома свердловинами розкрита зона хромітової мінералізації, представлена вкрапленою рудою при стовбурній потужності від 1 до 1,8м. За аналогією будови попередніх рудних тіл з великою часткою впевненості передбачається тяжіння цієї зони до ослабленого західного контакту серпентинітів із гранаткордиерит-біотитовими гнейсами. Площа блоку кори вивітрювання приблизно дорівнює 32 тис. м<sup>2</sup>.

Блок 3 знаходиться в східній частині ділянки і відділений від блоку 2 тектонічною розривною зоною і смугою граніт-мігматитів з останцями кристалічних сланців шириною 45,0-150,0м. Вивчення блоку базується на даних 19 свердловин, що досить рівномірно розподілені по його площі з відстанями 40-50м. Виділюваний у блоці масив серпентинітів має ізометричну форму і розміри приблизно 500x200м, площа близько 12 тис. м<sup>2</sup>. За результатами пошуків хромітове зруденінні не встановлено. У корі вивітрювання в центральній і західній частині блоку відзначені лише крапки підвищеної концентрації на рівні вміст хромшпінелідів 5-7% при ствольовій потужності до 3м.

Через широке поширення площинної нонтронітвміщуючої кори, сумарні запаси і ресурси нікелю (C<sub>2</sub>+P<sub>1</sub>) по всій північній частині Капітанівського родовища складає приблизно 7262 т, кобальту - 353т. За результатами геологорозвідувальних робіт невелика частина проб хромітів була завірена хімічним аналізом і отримані вмісти оксиду хрому від 6,0 до 30,0 %. Проведені зразкові підрахунки ресурсів хромітів по категоріях P<sub>2</sub> + P<sub>3</sub> до глибини 600м складають 1320 тис.т руди.



Умовні позначення на рисунку 3.5

Рисунок 3.4 — Фрагмент геологічної карти Північної частини Капітанівського масиву

### 3.2.2 Ділянка Центрально-Капітанівська

На ділянці пробурена досить густа мережа свердловин 40x50 м. Найбільше детально вивчена південна частина ділянки через велику кількість скупчень рудних тіл (рис. 3.5). Корінні родовища хрому в межах Капітанівського масиву вважаються типовими пізньомагматичними утвореннями тріщинного виконання. Практично всі рудні тіла хромітів присвячені до найбільш ослабленого західного контакту серпентинітового масиву з породами рами і фіксуються на всьому його протязі, як правило, повторюючи усі вигини контактової площини як по простяганню, так і по падінню.

Основна маса хромітів сконцентрована в найбільш проникній ділянці ендоконтакта, по якому згодом була сформована лінійна кора вивітрювання.

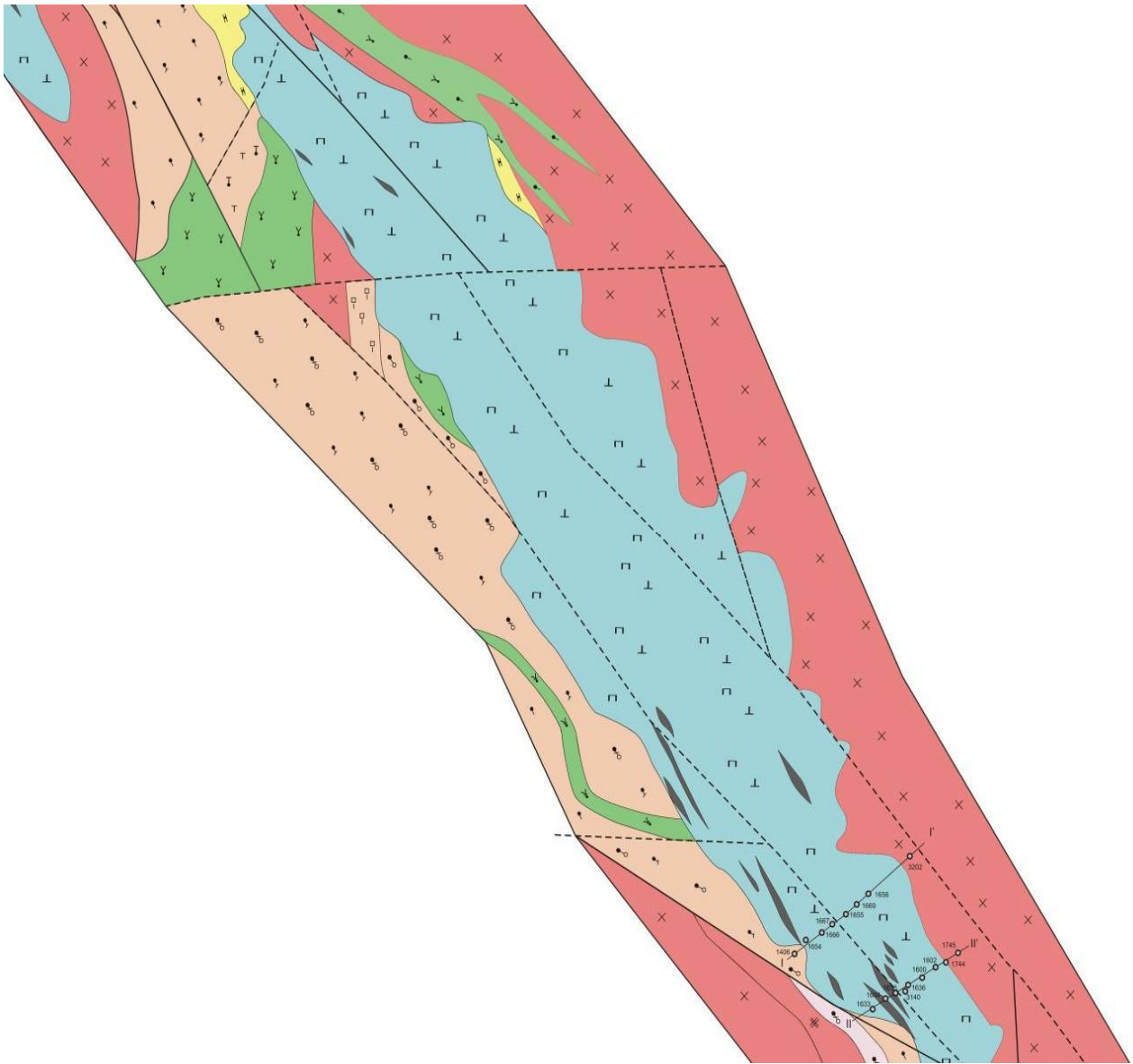
























Рисунок 3.5 - Фрагмент геологічної карти Центральної частини Капітанівського масиву

### Умовні позначення до рисунка 3.5

|   |                            |   |   |
|---|----------------------------|---|---|
|  | Серпентинит                |  | Гнейс гранат-кордиерит-биотитовий                         |
|  | Пироксенит                 |  | Гнейс силлиманит-кордиерит-биотитовий                     |
|  | Габброид                   |  | Гнейс гранат-силлиманит-биотитовий                        |
|  | Мигматит                   |  | Гнейс гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовий              |
|  | Гранит, гранитогнейс       |  | Гнейс ортопироксен-биотитовий                             |
|  | Эндербит                   |  | Гнейс гранат-ортопироксен-биотитовий                      |
|  | Амфиболит                  |  | Гнейс графит-гранат-ортопироксен-биотитовий               |
|  | Кальцифир                  |  | Тела хромитовых руд Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 6-15%  |
|  | Скарн ортопироксеновый     |  | Тела хромитовых руд Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 15-35% |
|  | Кварцит полевошлатовый     |  | Кора выветривания   |
|  | Гнейс гранат-биотитовый    |   |   |
|  | Гнейс кордиерит-биотитовый |   |   |

У межах родовища, для зручності ув'язування і підрахунку запасів І.І. Шевчишиним [34; 35] рудні тіла згруповані в поклади, що складаються з декількох рудних тіл хромітів (рис. 3.6). Рудні тіла являють собою систему зближених субпаралельних, іноді ветвящихся жил з раздувами, пережимками, ділянками повного виклинцювання як по падінню, так і по простяганню. Потужність жил від 0,1 м до 40 м. Падіння вертикальне і субвертикальне під кутом 70-85 °. В окремих випадках більш пологіше, північно-східне. Іноді міняється на протилежне, але у всіх випадках у точності повторює морфологію контактової площини масиву; на деяких ділянках відзначаються флексуроподібні прогини як по простяганню так і по падінню рудних тел.

Рудні тіла складаються, як правило, з чергування суцільних руд з густовкрапленними, причому суцільні руди завжди різко відокремлюються від густовкрапленних. Для суцільних руд в основному характерна лінзоподібна форма і невеликі потужності (максимальна складає 9,0 м). Вміст двоокису хрому коливається від 32 до 42 %. Густовкрапленні руди складають більш великі тіла потужністю до 30 м. Оконтурювання їх зроблено по бортовому вмісту 15% (рис. 3.7).

Хромові руди родовища відрізняються значною розмаїтістю по вмісту хромшпінелідів, рудовміщаючих мінералів, а іноді і різкою мінливістю своїх фізичних властивостей.

При проведенні детальної розвідки родовища в 50-і роки Держпланом СРСР для підрахунку запасів були затверджені (протокол №54 від 24.10 1958 р.) кондиції розроблені Київським геологорозвідувальним трестом, згідно яким були встановлені мінімальні вмісти двоокису хрому в пробі для оконтурювання балансових руд;

Відповідно до кондицій були виділені 2 типи руд - суцільні і густовкрапленні, при цьому вміст хромшпінеліда в суцільних рудах складало 80-94%, у густовкрапленних - 50-80%.

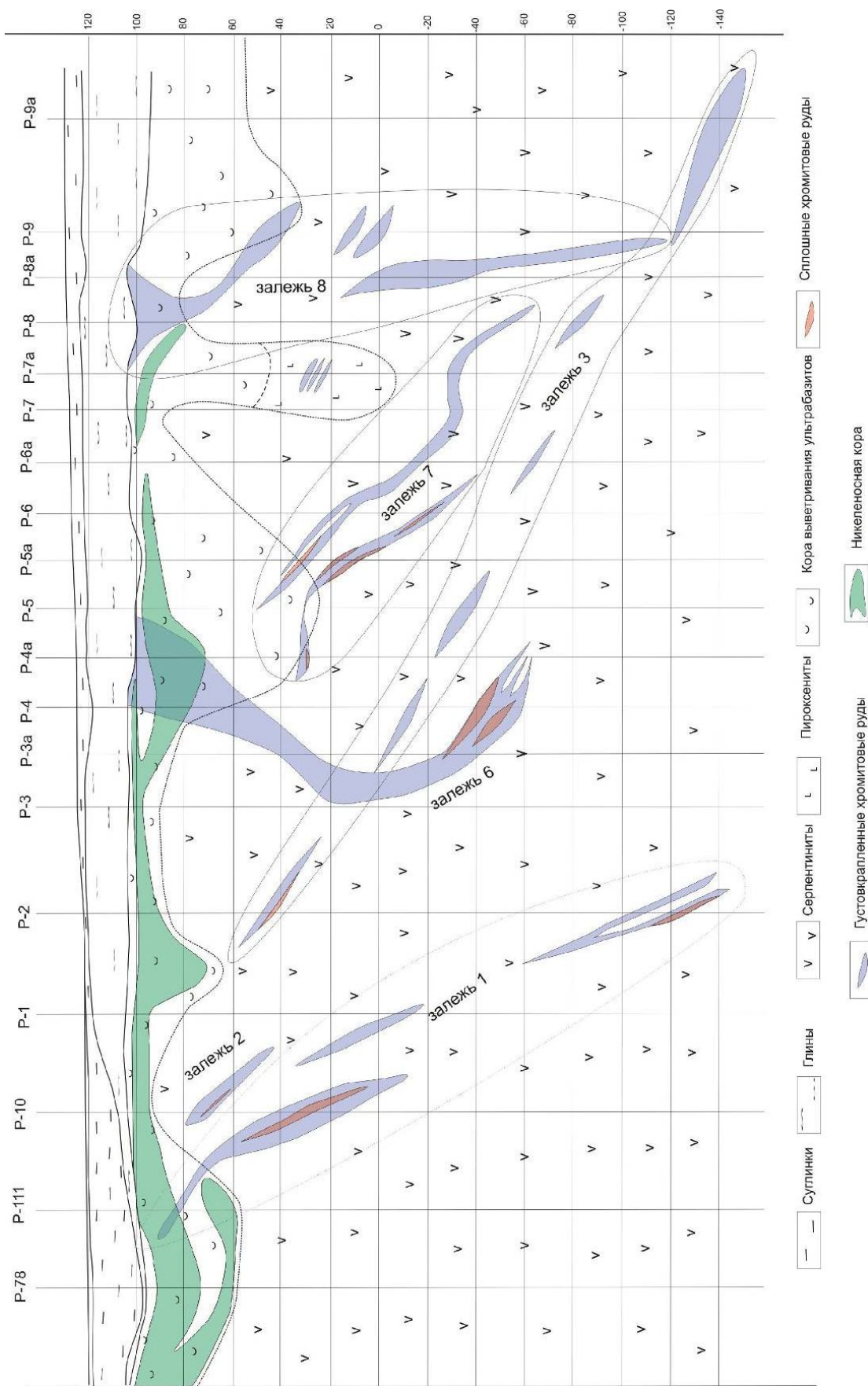
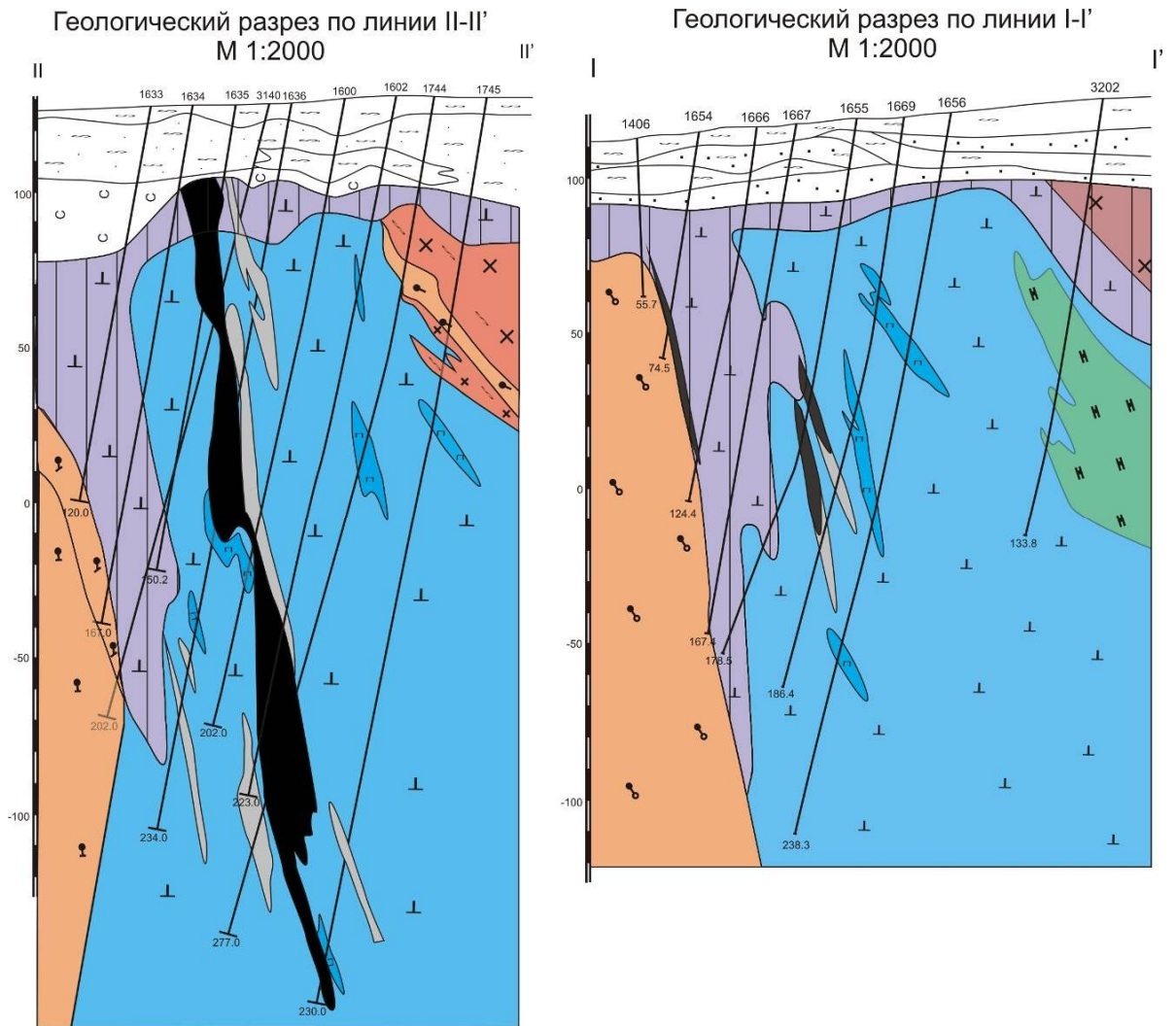


Рисунок 3.6 – Схематична вертикальна проекція хромітових покладів Центральної частини Капітанівського родовища



Умовні позначення на рисунку 3.5

Рисунок 3.7 — Геологічні розрізи через хромітові поклади Центральної частини Капітанівського родовища

Хромітові руди мають досить характерний вигляд. Макроскопічно вони темні, майже чорного кольору, іноді темно-сірі. Фарбування породи залежить від вмісту в ній хромшпінелідів і мінералів ультраосновних порід, що вміщують. Хімічний склад руд представлений у таблиці 3.1.



Таблиця 3.1 - Усереднений хімічний склад руд по різновидам

| Окисли                         | Середній вміст окислів суцільних руд (по 7 аналізам), % | Середній вміст окислів густовкраплених руд (по 75 аналізам), % | Примітка  |
|--------------------------------|---|--|---|
| SiO <sub>2</sub>               | 6,44  | 13,64  | х) Кількість Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> пере раховано в FeO |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 37,65   | 24,55  |   |
| FeO <sup>x)</sup>              | 17,17   | 22,74  |   |
| CaO                            | 1,10  | 1,55   |   |
| MgO                            | 13,68   | 14,54  |   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,69   | 12,63  |   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,041   | 0,041  |   |
| H <sub>2</sub> O               | 0,21  | 0,72   |   |

### 3.2.3 Ділянка Південно-Капітанівська

Капітанівський масив хромітоносних ультрабазитів розкритий свердловинами Правобережної ГРЕ [36; 37]. У цих свердловинах виявлені хромітові тіла, що представляють собою систему зближених субпаралельних, іноді ветвящихся жил з раздувами, пережимами і ділянками повного виклинювання як по падінню, так і по простяганню (рис. 3.6). Потужність їх від 0,1 до 16 м, у раздувах досягає іноді до 40 м, довжина від декількох десятків до 600 м. Розмах зруденіння по вертикалі більш 300 м. Падіння рудних тіл вертикальне і субвертикальне під кутами 80-90 ° на схід - північний схід, іноді міняється на круте протилежне (рис. 3.8). Найбільш поширені мінерали - хроміт, магнетит, ільменіт.

### 3.3 Геологічна будова Західно-Липовеньківського родовища

Розшуковими роботами в межах масиву встановлені хромітові тіла вкраплених руд потужністю більш 10м, а також лінзоподібні відокремлення суцільних руд оконтурених вкрапленими і рідковкрапленими (шлірова будова). Потужність рудних зон по окремих перетинаннях свердловин складає 25-30м при середньому вмісті руди 28-35%. У латеритній корі вивітрювання ультрабазитів спільно залягають нікелеві і хромітові руди.

У кар'єрі Західний за результатами документації керн свердловин і бортів кар'єрів виявлений ряд нових тіл хромітових руд, що локалізуються в сильно вивітрилих

серпентинітах і нонтронітах (кора вивітрювання). Простягання хромітових тіл північно-західне 270-345°, падіння круте східне. Видима потужність - від 1 до 11 м. Хромітові тіла мають шлирову будову з добре відокремлюються рудними лінзами, у яких вміст хроміту досягає 90-95%. Хроміт дрібнозернистий (близько 0,1-0,3 мм), густовкраплений. Міжшлирові породи представлені продуктами вивітрювання ультрабазитів: охрами, глинистими і нонтронітованими охрами. Вміст хроміту в них досягає 30%.

Хромітові руди і породи, що вміщують, сильно пухкі, однак досить щільні. У відносно могутніх шлірах (до 2-3 м довжиною) збереглася первинна полосчата і бурундучна текстура. Поряд з пухкими зустрічаються і масивні слабозмінені хромітові руди, однак частка їхня незначна (рис. 3.8). Нечисленні уламки цих масивних руд зустрінуті на поверхні кар'єру і являють собою, імовірно, шматочки більш що глибоко залягають хромітових руд, відпрацьованих при побіжному видобутку.

Крім густовкраплених хромітових руд виявлені тіла з відносно бідним (30-46%) вмістом хроміту - украплені різновиди (рис. 3.9, 3.10). Дуже характерним для таких руд є утворення желвакоподібних і конкрецієвидних стягнень, що мають овальну, округлу, гантелеобразну форму і розмір від перших часток сантиметра до 7-9 см по довгій осі. Складено такі "конкреції", головним чином, глинистими мінералами, гідролітою, гідрогетитом (рідше - гетитом), хромітом і магнетитом. Зерна хроміту мають розмір від часток до 1,5-2 мм, представлені майже правильними октаедрами, особливо добре помітними в ділянках з масивних хромітів.

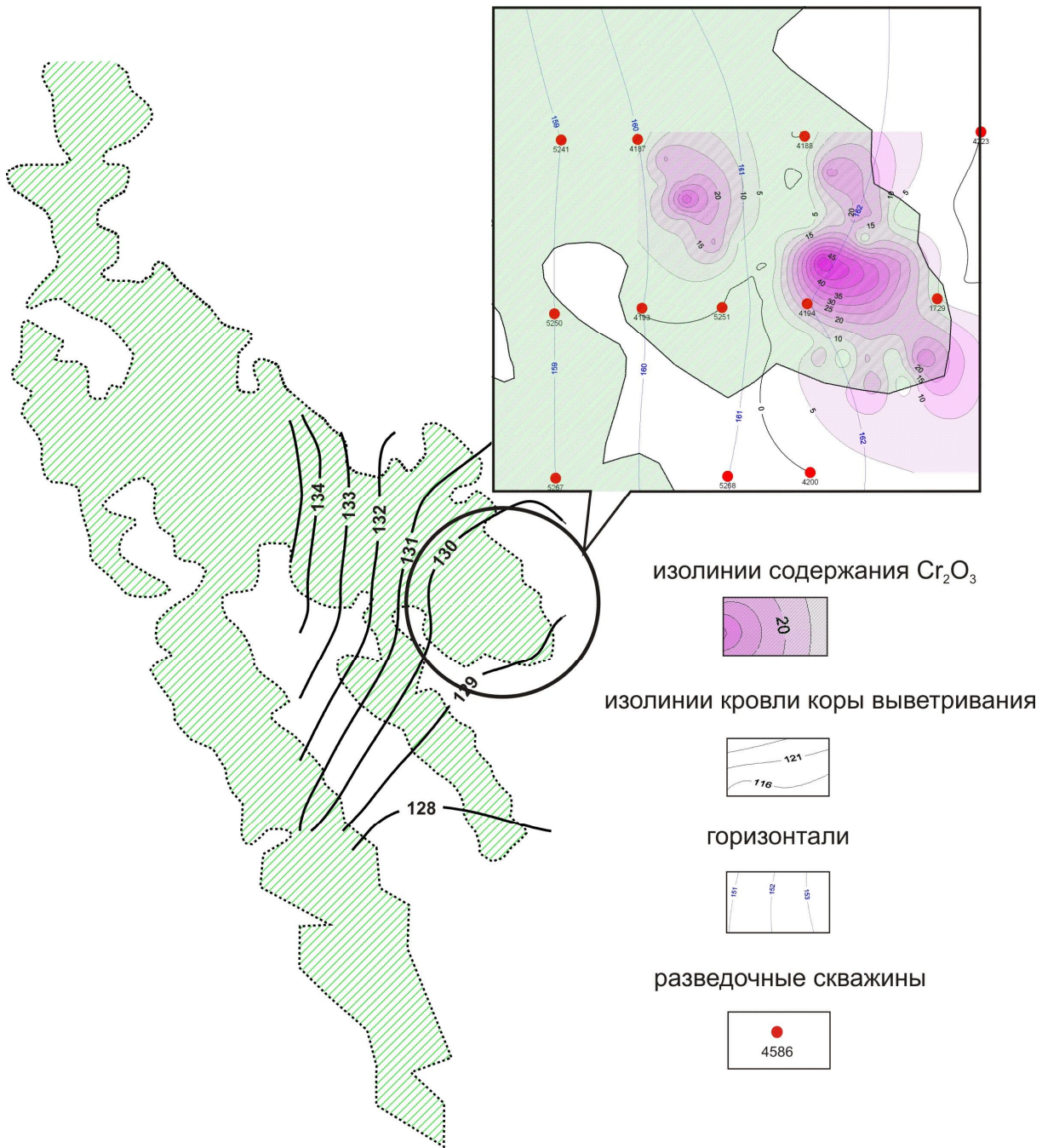


Рисунок 3.8 — Деталізований контур Західно-Липовеньківського серпентинітового масиву з фрагментом ореолів хромітових руд кори вивітривання

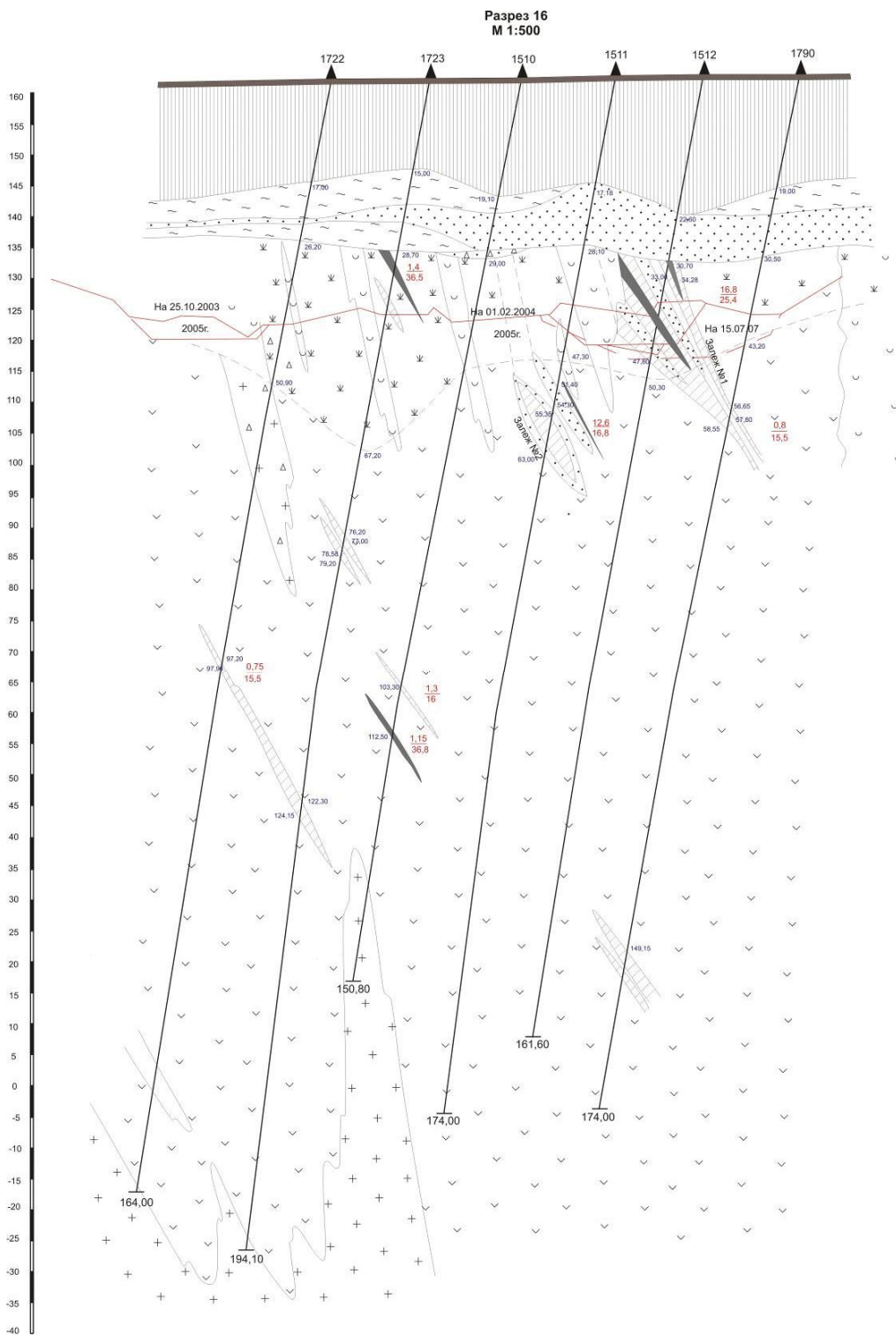


Рисунок 3.9 – Геологічний розріз по профілю 16 Західно-Липовеньківського родовища

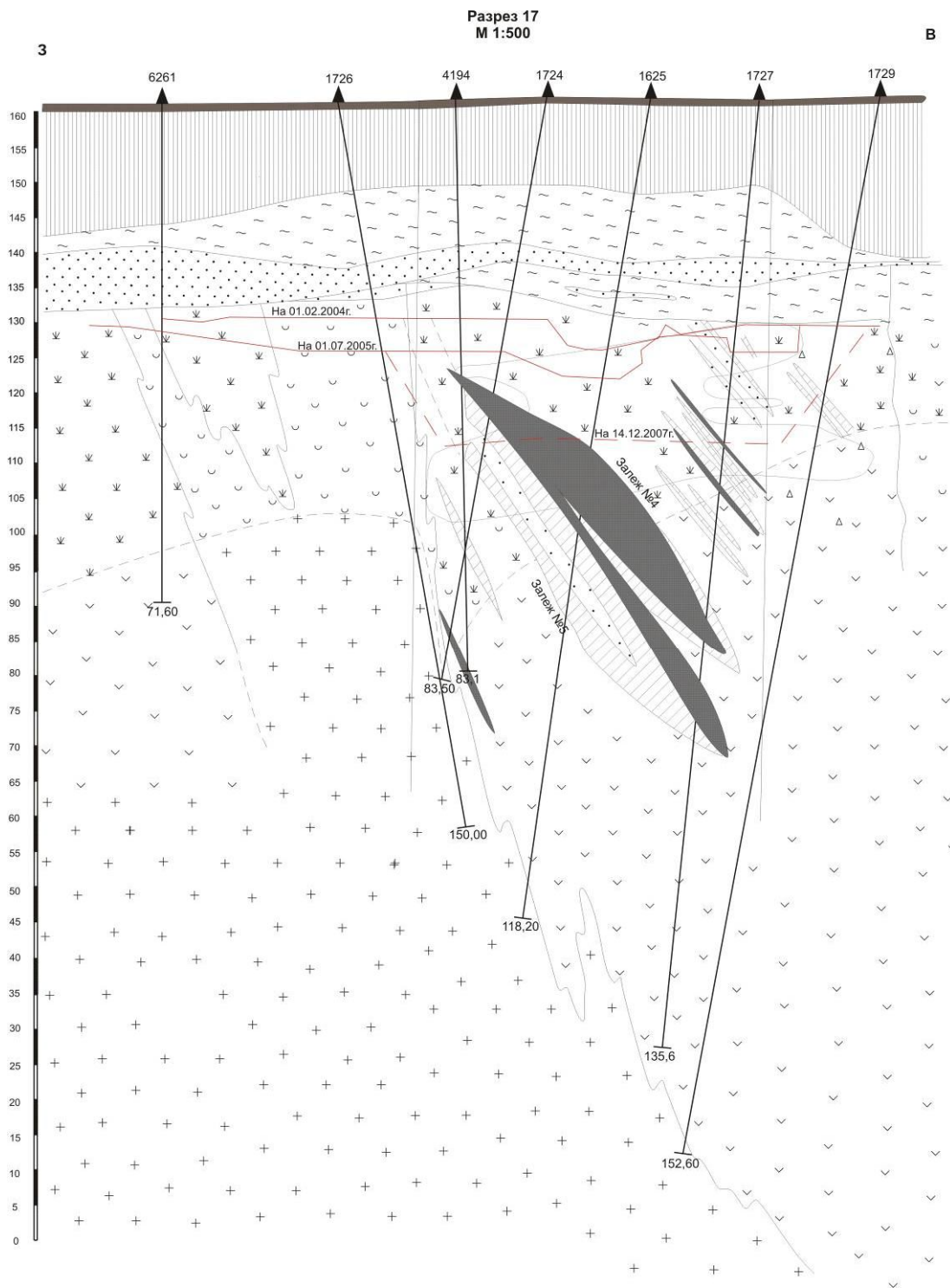


Рисунок 3.10 – Геологічний розріз по профілю 17 Західно-Липовеньківського родовища (масивні і густокрапленні руди)

### 3.4 Східно-Липовеньківське родовище

Східно-Липовеньківське родовище приурочено до масиву серпентинітів довжиною близько 800м при ширині до 350м. За даними проведених розвідницьких робіт серпентиніти з усіх боків обрамляються амфіболітами і піроксеновими кристалічними сланцями. Установлено дрібні останці до 10м амфіболітів серед серпентинітів південно-східного борта масиву. Породами, що вміщують серпентиніти, є апліт-пегматоїдні граніти і гнейси бугської серії верхнього архею, що безпосередньо контактують з масивом. Усі породи докембрія перекриваються неоген-четвертинними відкладеннями, серед яких найбільш поширені глинисті піски і сірі запісочені глини потужністю до 3,5 м, сірі і бурувато-сірі щільні пластичні глини середньою потужністю близько 2 м (максимально до 10 м), що відносяться до відкладень балтської свити. Їх перекривають коричнювато-червоні і бурувато-червоні слабопластичні щільні глини потужністю 3 - 19м і четвертинні суглинки червоно-бурого, у верхній частині палево-жовтого кольору загальною потужністю 5 - 12м. Четвертинні і неогенові породи іноді містять від 40 до 70% уламків озалізнених порід з кори вивітрювання, а також зустрічаються залізисто-кременисті породи і нонтронізовані серпентиніти, іноді галька хромітових багатих або окварцованих руд.

Інтрузивне тіло серпентинітів, що вміщує хромітове зруденіння, відноситься до гіпербазитової формації і за даними [34; 38] складено аподунітовими й апоперидотитовими серпентинітами, серпентинізованими перидотитами і дунітами, піроксенітами і, рідко, габбро-амфіболітами. Його формування присвячене до довгоживучої лінійної тектонічної зони. Після впровадження тіло ультрабазитів піддавалося метасоматичній переробці, метаморфізмові в умовах гранулітової і амфіболітової фацій, низькотемпературному метасоматозові (диафторезу), у результаті впливу якого всі породи масиву в різному ступені серпентинізовані. Формування ультрабазитів у довгоживучій тектонічній зоні сприяло після становлення масиву впливові тектонічних напруг з різним азимутом простягання, що фіксується по геофізичним, геоморфологічним і геологічним даним (рис. 3.11; 3.12). За аналогією з Західно-Липовеньківським масивом, найбільш істотний вплив на Східно-Липовеньківський

масив зробили розлами субширотного, північно-західного і перпендикулярного до нього північно-східного простягання. Уздовж субширотних розламів (рис.3.2) у результаті розвитку процесів ультраметаморфізму спостерігається формування порід кислого складу (буровий профіль св.1013-1017, 1237-1242 і ін.). По вивчених зразках і шліфам корінних порід у північно-західній частині площі спостерігаються поступові переходи від амфіболітів у сірі гнейси. Останні в новостворених зернах кварцу містять протогенетичні тверді включення ромбічного піроксену й олівіну, сингенетичні включення рутилу, що вказує на їхнє формування по більш основних породах. Таким чином, через значне тектоно-метаморфічне перетворення порід Східно-Липовеньківського інтрузивного масиву і реліктового (залишкового) характеру поширення серпентинітів, умови для формування площинних нікеленосних кор вивітрювання на ньому були не сприятливі.

У межах ділянки свердловинами розкрита площинна кора вивітрювання з хитливою потужністю, у межах якої розвинуті тільки 3 зони: початкових, проміжних і стійких продуктів вивітрювання.

Майже по всьому розрізі нонтронітової і охристої зон присутні виділення магнетиту у вигляді правильних октаедричних зерен, у вигляді тонкого пилу по окраїнах колишніх зерен олівіну і по мікротріщинуватості в серпентиніті. Іноді розвиваються шестоваті подовжені агрегати гіпергенного магнетиту. Кількість усіх різновидів магнетиту не перевищує 5-7%.

Розкриті хромітові руди в корі вивітрювання Східно-Липовеньківського родовища розрізняються не тільки по вмісту  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , але і по мінеральному, гранулометричному складу, ступеневі окисленості, глинястості і кусковатості. За даними рентгеноструктурного аналізу основними хромвміщуючими мінералами в рудах є хромпікотит  $((\text{Mg}, \text{Fe})(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4)$  і алюмохроміт  $(\text{Fe}(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4)$ . Іноді в невеликих кількостях реєструється присутність хромгерциніта й інших хромвміщуючих мінералів, у тому числі і хроммагнетита. Серед інших рудних мінералів у хромітових рудах у різній мері присутні гематит, гетит, гідрогетит, лускатий мартит, іноді ільменіт і магнетит. Нерудні мінерали представлені кварцом, пенніном, антигоритом, нонтронітом, монтморилонітом, каоліном, нікелісто-залізистим вермикулітом, гидратованим біоти-

том і гідрохлоритом, водними силікатами магнею, відносно рідко зберігається діопсид, рогова обманка, польові шпати.

У результаті проведеної бурової розвідки в межах кор вивітрювання на Східно-Липовеньківському родовищі хромітові руди з промисловими вмістами  $Cr_2O_3$  розкриті в 23 свердловинах. Хімічним аналізом установлені промислові і близькі до них вмісту ( $Cr_2O_3$  не менш 5%) у 97 пробах, що складає 22,1% і свідчить про відносно високу рудоносність розвідуємої площі (таблиця 3.2). При цьому, кількість багатих руд з вмістом  $Cr_2O_3$  більш 35%, трохи вище, ніж на розроблювальному Західно-Липовеньківському родовищі, і досягає 18,5% у порівнянні з 14,2%. Разом з тим, кількість відносно легко збагачуваних хромітових руд (вміст  $Cr_2O_3$  10-35%) на Східно-Липовеньківському родовищі не перевищує 40%, а більш 41% представлено убогими труднозбагачувальними рудами, що вимагають підшихтовки більш багатими рудами або використання інших технологічних прийомів.

Таблиця 3.2 - Результати визначення вмісту хромітових руд

| Каталог свердловин з вмістом хрому, заліза, нікеля |          |                            |      |                   |                 |       |      |
|--|----------|----------------------------|------|-------------------|-----------------|-------|------|
| №№<br>п/п  | №<br>св. | Інтервал опробування,<br>м |      | Потуж-<br>ність,м | Вміст елементів |       |      |
|  |          | от                         | до   |                   | $Cr_2O_3$       | Fe    | Ni   |
| 1  | 1229     | 16,0                       | 17,5 | 1,5               | 9,7             | 23,2  | 1,1  |
| 2  | 1230     | 11,0                       | 16,0 | 4,0               | 27,8            | 20,0  | 1,6  |
| 3  |          | 16,0                       | 18,0 | 2,0               | 25,5            | 20,8  | 1,74 |
| 4  |          | 18,0                       | 19,5 | 1,5               | 25,5            | 19,5  | 2,2  |
| 5  | 1345     | 25,0                       | 27,0 | 2,0               | 22,9            | 11,5  | 0,68 |
| 6  | 16610    | 16,4                       | 16,7 | 0,3               | 28,46           | 15,35 | 0,84 |
| 7  |          | 16,7                       | 17,4 | 0,7               | 26,86           | 26,91 | 0,48 |
| 8  |          | 17,9                       | 18,3 | 0,4               | 33,49           | 31,46 | 0,26 |
| 9  |          | 19,0                       | 20,1 | 1,1               | 43,42           | 16,19 | 0,24 |
| 10   |          | 20,1                       | 20,4 | 0,3               | 30,94           | 28,86 | н/о  |
| 11   | 16618    | 46,5                       | 48,0 | 1,5               | 24,37           | 7,82  | -«-  |
| 12   |          | 48,3                       | 49,9 | 1,0               | 19,45           | 8,02  | -«-  |
| 13   |          | 92,0                       | 93,1 | 1,1               | 35,51           | 5,96  | -«-  |
| 14   |          | 93,1                       | 94,2 | 1,1               | 36,98           | 5,51  | -«-  |
| 15   |          | 94,2                       | 95,4 | 1,2               | 32,12           | 4,27  | -«-  |
| 16   | 16624    | 17,8                       | 18,2 | 1,4               | 41,45           | 18,31 | -«-  |
| 17   |          | 18,2                       | 20,0 | 1,8               | 40,46           | 17,06 | -«-  |
| 18   |          | 20,0                       | 22,0 | 2,0               | 40,46           | 12,6  | -«-  |
| 19   |          | 22,0                       | 23,4 | 1,4               | 43,26           | 18,29 | -«-  |



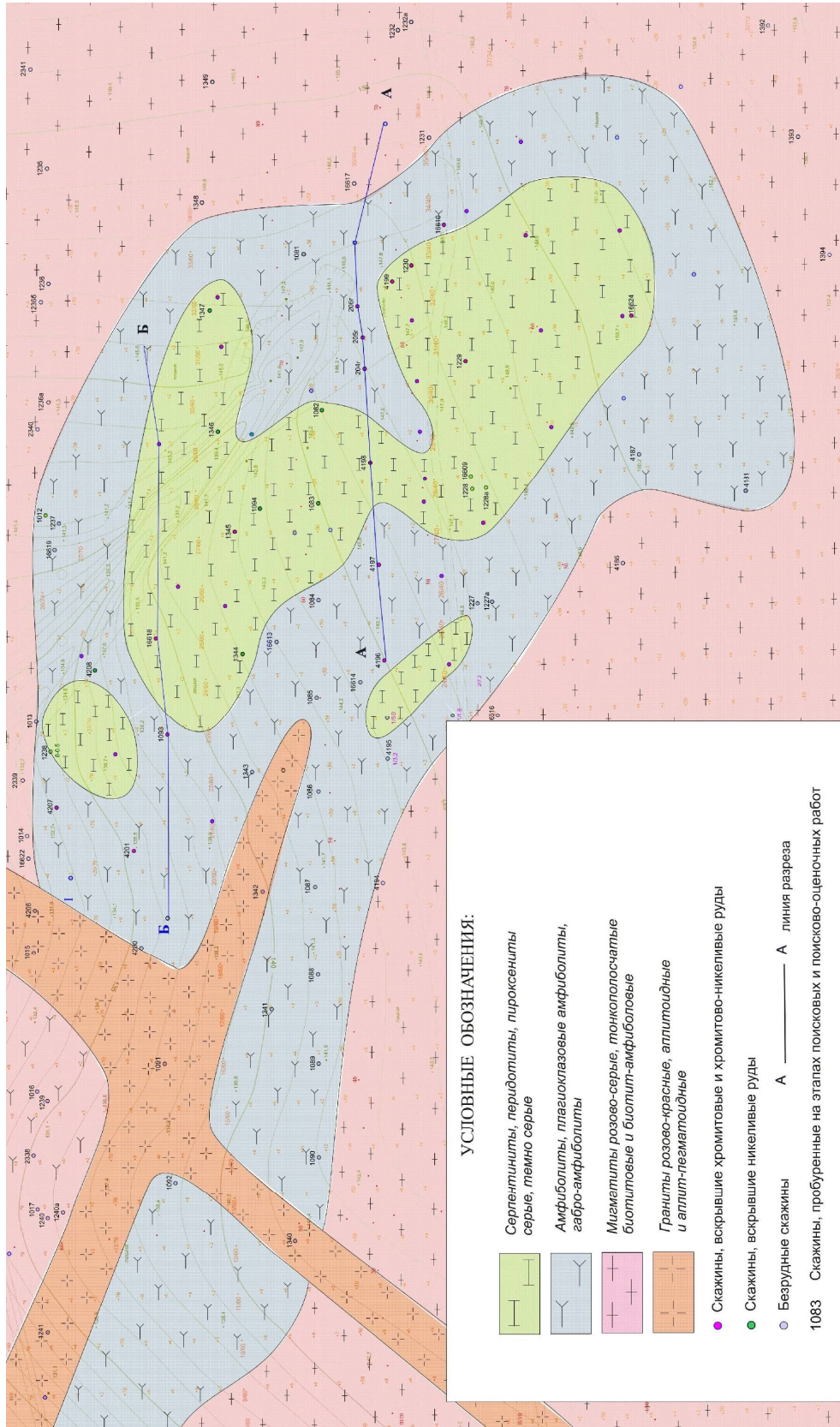


Рисунок 3.11 - Геологічна карта Сідно-Липовеньківського родовища

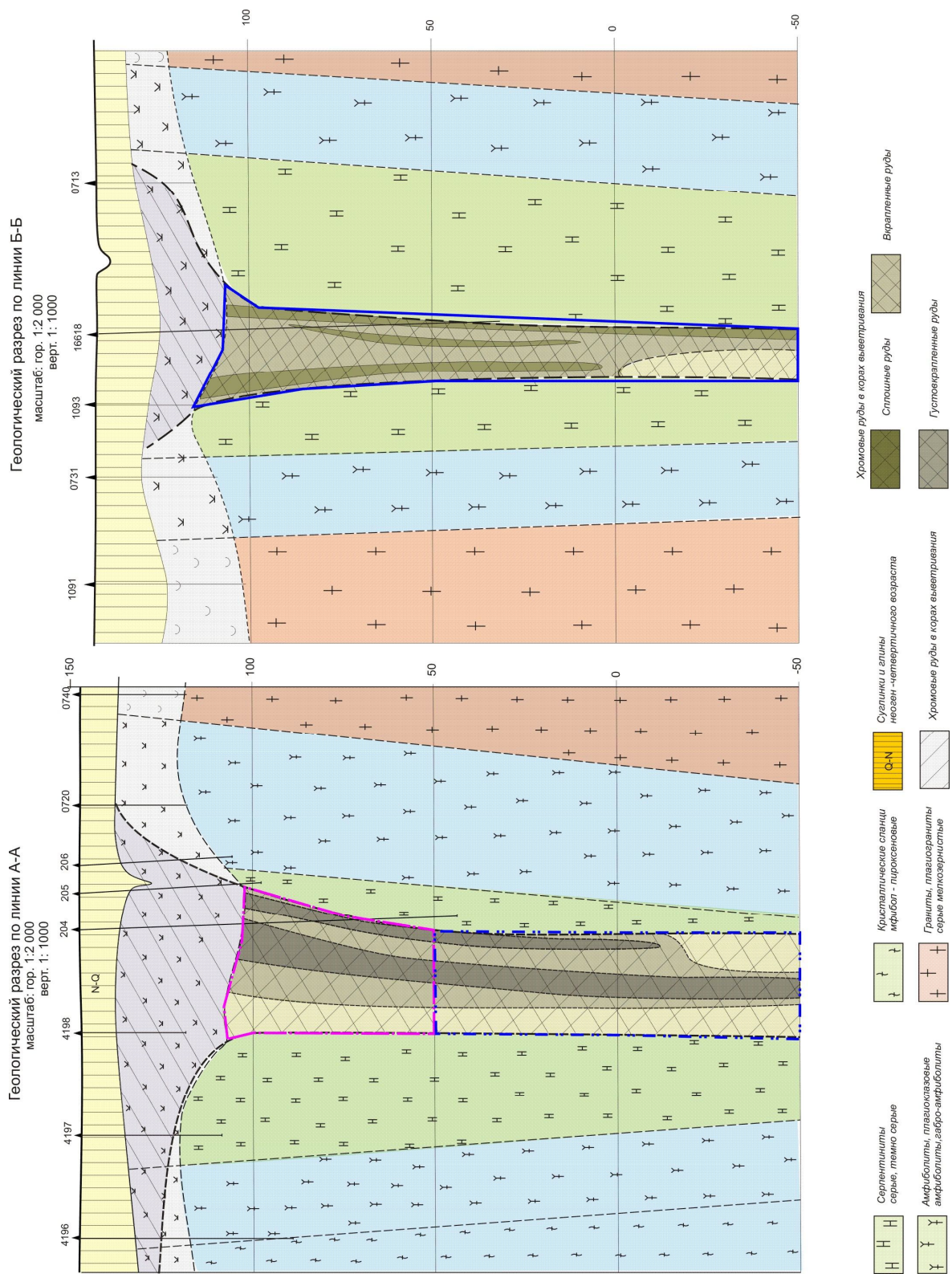


Рисунок 3.12 - Фрагменты геологических разрезів Східно-Липовеньківського родовища

3.5 Ділянка Шкільна

Присвячена, в основному, до кори вивітрювання серпентинітового масиву і лише в рідких випадках - амфіболітів. З заходу ультраосновний масив облямовується гранітами і мігматитами, а також гнейсами, що залягають серед останніх у виді останців. Зі сходу великий розвиток одержали гнейси, що простираються вузькою смугою уздовж масиву і перериваються лише в місцях інтродукування їх гранітами і мігматитами, що утворилися при цьому [39; 40]. Хромітове зруденіння присвячено до південної частини масиву уздовж обох бортів, де були розкриті лінзоподібні і рідше неправильної форми тіла шлирової будови, потужністю до 3 м. У північній і центральній частині встановлені одиничні лінзоподібні тіла потужністю до 2 м.

Як у межах Західної, так і на Шкільній ділянках кора вивітрювання представлена складним типом, що представляє сполучення площинних і лінійних кор вивітрювання. Зона охр у межах ділянки має досить обмежене поширення, хоча і більше, ніж на Західній ділянці (рис. 3.13). Виходи їх спостерігаються у вигляді ізометричних плям неправильної форми контактів, що тяжіють в основному до зон, ультрабазитів з породами, що вміщують. Крім того, необхідно відзначити, що як на Західній, так і в межах Шкільної ділянок простежується закономірний характер розміщення охр; повсюдно вони залягають безпосередньо під перевідкладеною корою вивітрювання (рис. 3.14), що визначило їхнє поховання і порівняно гарну схоронність. На іншій частині масиву охри були еродовані, а нонтроніти залягають безпосередньо під осадовими відкладеннями неогену.

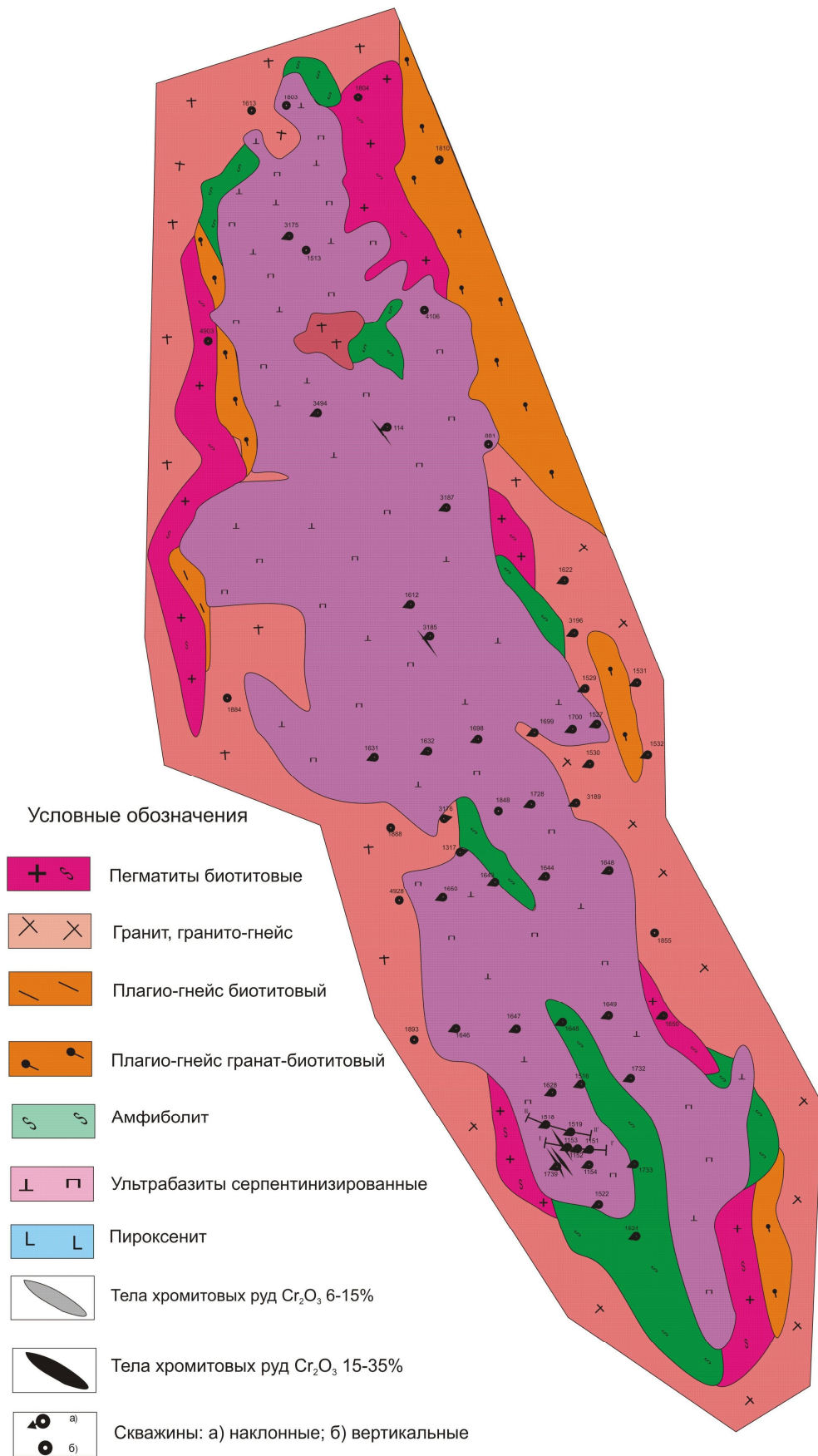
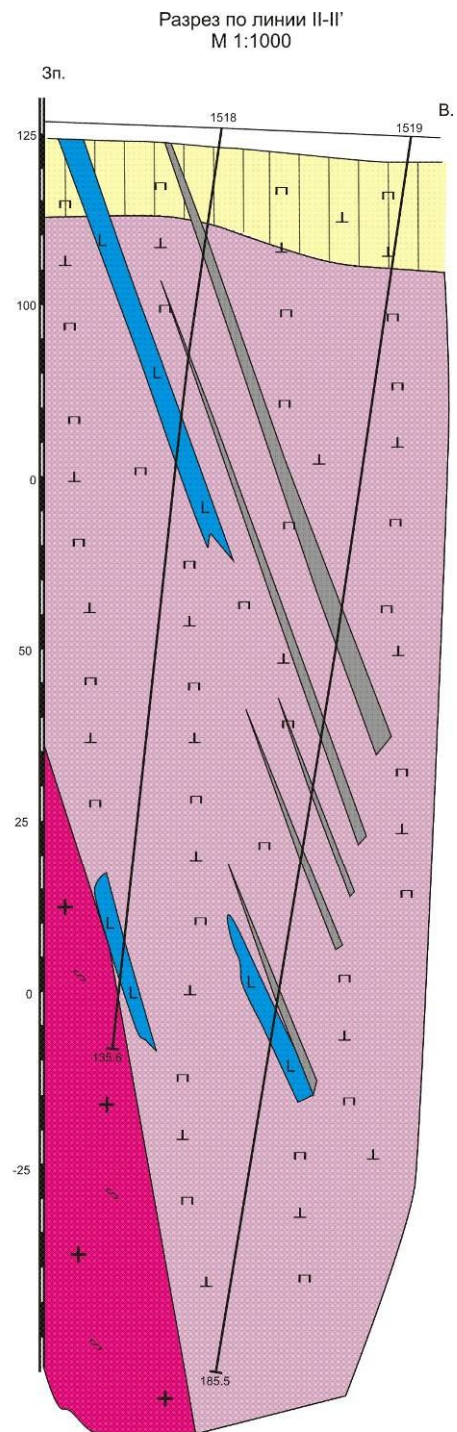
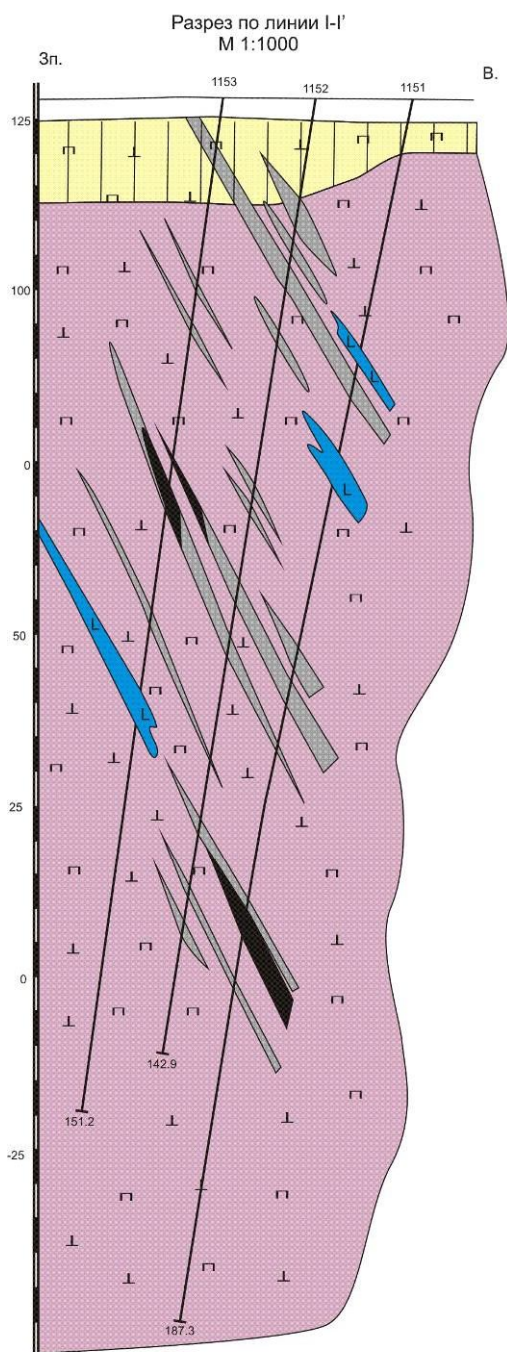


Рисунок 3.13 - Геологічна карта ділянки Шкільний



-  Ультрабазиты серпентинизированные
-  Пироксенит
-  Тела хромитовых руд  $Cr_2O_3$  6-15%
-  Тела хромитовых руд  $Cr_2O_3$  15-35%
-  Кора выветривания

-  Пегматиты биотитовые
-  Гранит, гранито-гнейс
-  Плагิโอ-гнейс биотитовый
-  Плагิโอ-гнейс гранат-биотитовый
-  Амфиболит

Рисунок 3.14 - Геологічні розрізи південної частини ділянки Шкільний

### 3.6 Ділянка Північно-Липовеньківська

Розташована північніше с. Липовеньки, у 1 км північніше родовища Липовеньківського-Шкільного, у 7 км до Пн.З від ПГНЗ. Виявлений при проведенні розшукових робіт на нікель [39-41] і визнаний безперспективним через низькі вмісти компонента.

У геологічній будові ділянки беруть участь серпентинітовий масив шириною від 60 до 120 м, витягнутий у Пн.Зх. напрямку на 1200 м. Навколо масиву, утворені переривчасті лінзо- і стрічкоподібні тіла, залягають габбро-норити, габбро-амфіболіти. Масив залягає серед порід "рами" - гнейсів біотитових із гранатом і кордиеритом, мігматитів і лейкократових граніто-гнейсів.

На серпентинітах розвита нікеленосна кора вивітрювання, яка утворює тіло шароподібної форми Пн.Зх простягання, що повторює форму масиву.

Тіло розкрите 23-ма свердловинами, розташованими в 12 субширотних профілях, розташованих на відстані 100-160 м один від іншого; відстань між свердловинами в профілях 40-100 м. Потужність рудного тіла коливається від 2,5 до 24 м (середня 10,1 м), потужність розкриття змінюється від 9 до 69 м (середня 22,2 м), площа рудного тіла 14,3 га.

У результаті геолого-розвідницьких робіт встановлено: Північно-Липовеньківський масив відноситься до Капітанівського гіпербазитового комплексу, встановлена його промислова хромітоносність. Вмісти оксиду хрому складають від перших відсотків до 27 %, а в св. 342а - 19,5% на стовбурну потужність 3 м. Слід зазначити збільшення інтенсивності хромового зруденіння в південній частині масиву. Вміст нікелю за даними хімічного аналізу коливається від 0,45 до 1,17 % (середнє 0,8%), те ж кобальту - 0,16-0,55% (середнє 0,03%). У пробах зі свердловини 346, 347, що розкрили кору вивітрювання габбро-амфіболіту, встановлені вмісти окису титана до 3-5% (хім.аналіз).

Отримані дані дозволяють зробити висновки, що Північно-Липовеньківська ділянка заслуговує постановки попередньої, а, можливо, і детальної розвідки комплексних руд (нікель, кобальт, залізо, хром, марганець, можливо і золото). У зоні західного

екзоконтакта масиву встановлені аномалії молібдену (максимальний вміст 0,095 %, хім. аналіз св. 351 (міді (до 0,05 %), срібла, цинку. В одній із проб установлений вміст золота 0,1 г/т. Зона має потребу в довивченні.

### 3.7 Ділянка Первомайська

Розташована у 3,5 км на схід Капітанівського родовища нікелю і хрому й у 4,5 км до Пн.Сх від ПГНЗ у дороги Голованівськ-Первомайськ. Приурочений до апогарцбургітового серпентинітового масиву овальної форми розміром 220x340 м. Породи, що вміщують, представлені: на півночі і сході - біотит-плагіоклазовими гнейсами, на заході - апліт-пегматоїдними гранітами і мігматитами, на південно-заході - амфіболітами, що обрамляють масив серпентинітів (рис. 3.15 і 3.16).

Серпентинітовий масив встановлений у 1952р. при проведенні розшукових робіт на нікель (св.1249) [42; 43]. Промислових вмістів нікелю не було встановлено. У результаті геолого-розвідницьких робіт виявлені нові тіла рідковкраплених хромітових руд (св. 1707 і 1704) і встановлене положисте падіння масиву на Пд.Сх під кутами 50-55° . У 1965р. з метою вивчення хромового зруденіння на глибину пробурена похила свердловина 15016 глибиною 308,0м (Каневський, 1966). Нею розкрито 6 інтервалів хромових руд. З них один представлений суцільною хромовою рудою, інші вкрапленою. Суцільні руди розкриті на глибині 205,5-206,5м і мають істинну потужність 0,6м, положисте (56°) східне падіння. Передбачається, що рудні інтервали, розкриті свердловинами 1428 і 15016 належать тому самому рудному тілу, що має розміри: по падінню 200м, по простяганню 100м. Потужності тіл густовкраплених руд змінюються від 0,4 до 1,8м, вміст оксиду хрому 5,14-18,83%. Суцільні і густовкраплені руди, як правило, супроводжуються ореолами рідковкраплених з вмістом оксиду хрому 6-9,5% (виявлено 6 таких інтервалів).

Масивні і вкраплені руди за даними хімічних аналізів аналогічні рудам Капітанівського і Липовеньківського родовищ (таблиця 3.3). Ресурси хромових руд у межах усього масиву по категорії P<sub>2</sub> до глибини 300 м складають 0,6 млн. тонн руди або 200 тис. тонн оксиду хрому, а до глибини 600 м категорії P<sub>3</sub> приймається таким в ін-

тервалі 0-300м. Таким чином, загальні ресурси хромових руд категорій P<sub>2</sub> + P<sub>3</sub> до глибини 600 м складають 1,2 млн. тонн руди або 400 тис.тонн оксиду хрому.

Кора вивітрювання серпентинітів представлена знизу нагору вилуженими і нонтронізованими серпентинітами, нонтронітами й обохренними нонтронітами (нонтронітова зона), охрами і бурими залізняками (зона охр.) Ділянками відзначається окреміння [39].

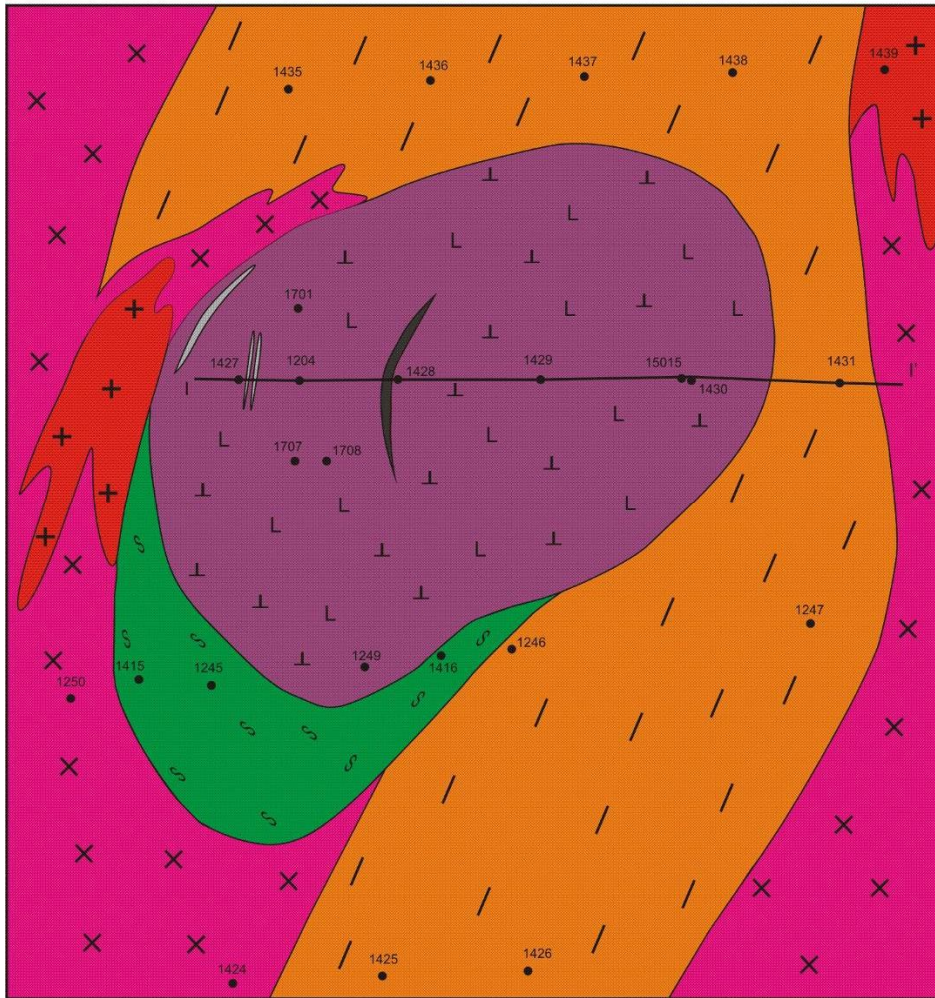
У зоні вилуження встановлені вмісти нікелю від 0,19 до 0,38 % на потужність від 2,05 до 4,5м. Нонтроніти поширені лише в західній частині масиву серпентинітів. Потужність нонтронітової зони варіює в межах від 2,6 до 12,2м, складаючи в середньому 9,1м. Зона охр користується незначним поширенням і зустрінута свердловиною 1245 у межах невеликої ділянки на півдні масиву. Потужність зони 7,2м, вміст нікелю від 0,17 до 0,41%, середнє 0,31%.

Підраховані запаси нікелю по категорії 32 склали 1006 т при середньому вмісті 1,07% на потужність 3,6м.

Таблиця 3.3 – Результати хімічних аналізів хромітових руд по свердловині 15016

| №№ проб | Хромітова руда   | Інтервал от - до | Видима потужність, м | Вміст, %                       |                  |       |      |
|---------|------------------|------------------|----------------------|--------------------------------|------------------|-------|------|
|         |                  |                  |                      | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | SiO <sub>2</sub> | FeO   | CaO  |
| 126     | Сплошні          | 205,5-207,5      | 2,0                  | 41,65                          | 41,0             | 11,64 | 0,30 |
| 127     | Густо вкраплені  | 207,5-208,1      | 0,4                  | 22,19                          | 20,64            | 7,65  | 0,48 |
| 128     | Густо вкрапленні | 208,1-209,0      | 0,9                  | 28,88                          | 14,35            | 10,31 | 0,55 |
| 129     | Густо вкраплені  | 209,7-210,3      | 0,6                  | 15,14                          | 24,07            | 6,99  | 0,55 |
| 130     | Густо вкраплені  | 212,3-212,8      | 0,5                  | 27,44                          | 15,44            | 6,48  | 1,35 |
| 131     | Густо вкраплені  | 212,8-214,4      | 1,6                  | 27,06                          | 17,35            | 8,31  | 0,96 |
| 135     | Густо вкраплені  | 253,4-253,9      | 0,5                  | 19,27                          | 16,17            | 1,58  | 3,08 |
| 146     | Густо вкраплені  | 299,2-300,7      | 0,9                  | 29,15                          | 13,28            | 1,29  | 1,00 |





Условные обозначения

|  |  |  |                      |
|--|--|--|----------------------|
|  | Серпентинизированные ультрабазиты  |  | Гранит, гранитогнейс |
|  | Габбро   |  | Амфиболит            |
|  | Мигматиты  |  | Плаггиогнейс         |
|  | Хромитовые руды сплошные массивные<br>содержание Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> от 35% |  |                      |
|  | Хромитовые руды вкрапленные<br>содержание Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 6-35%         |  |                      |
|  | Зона развития коры выветривания  |  |                      |

Рисунок 3.15 - Геологічна карта рудопроявів хрому масиву Первомайський

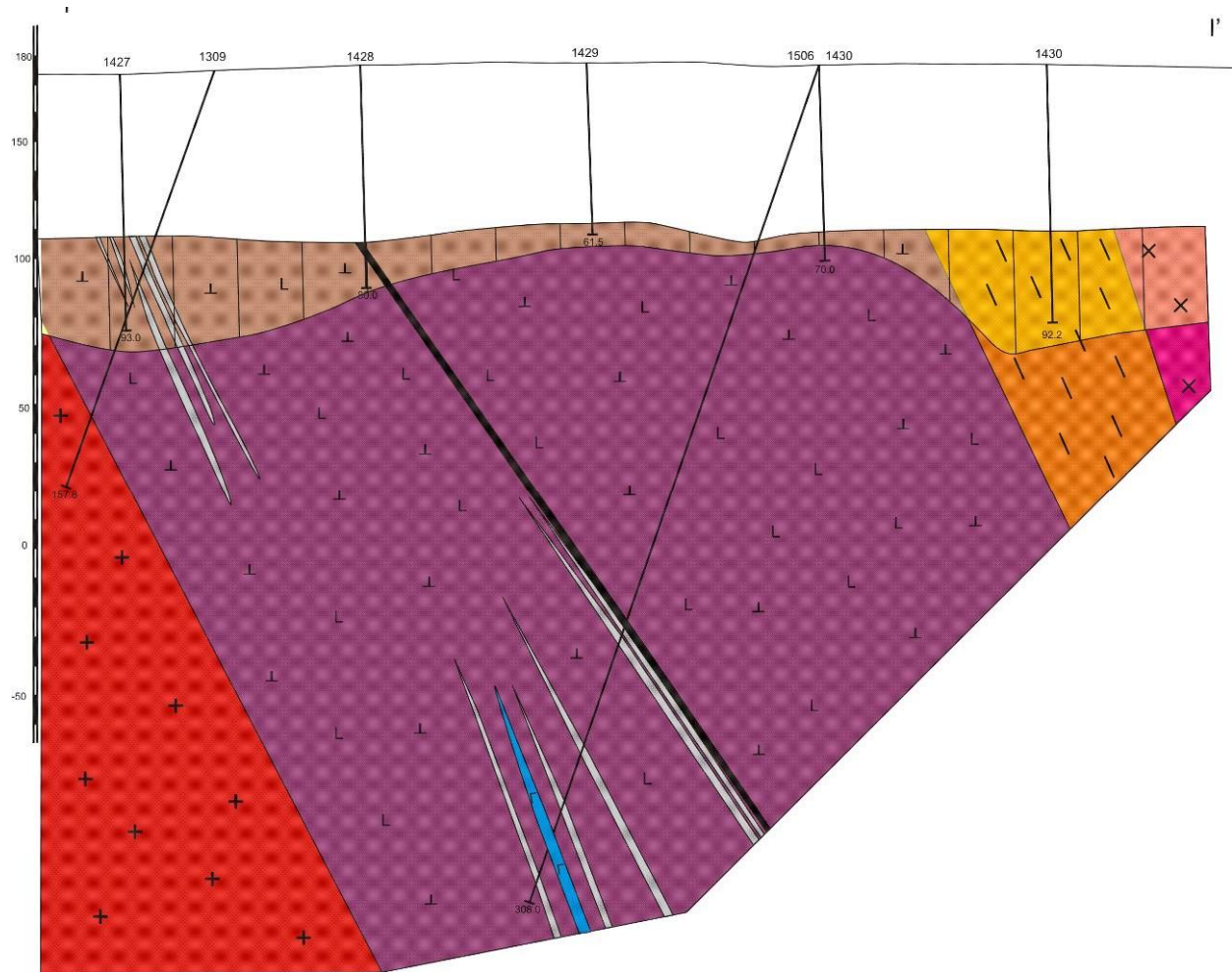


Рисунок 3.16 - Геологічний розріз Первомайського рудопояву хромітових руд.  
Умовні позначення на рисунку 3.15

### 3.8 Ділянка Західно-Липнягівська (Липняги І)

Розташована у 2 км на захід с.Липняги Голованівського району Кіровоградської області. Масив серпентинітів виявлений у 1960-1962р. при проведенні буріння для за-  
вірки геофізичних аномалій і опошукований на хроміти в 1962р. [44; 45] двома вер-  
тикальними колонковими свердловинами 12058, 12059. Масив чітко фіксується в  
магнітному і гравітаційному полях має ширину 130-230м, простежену довжину бли-  
зько 700м, (ні з Пд.Сх., ні з Пн.Зх. він не оконтурений). Має Пн.Зх (310-320 °) про-  
стягання і круте південно-східне падіння (рис. 3.17 і 3.18).

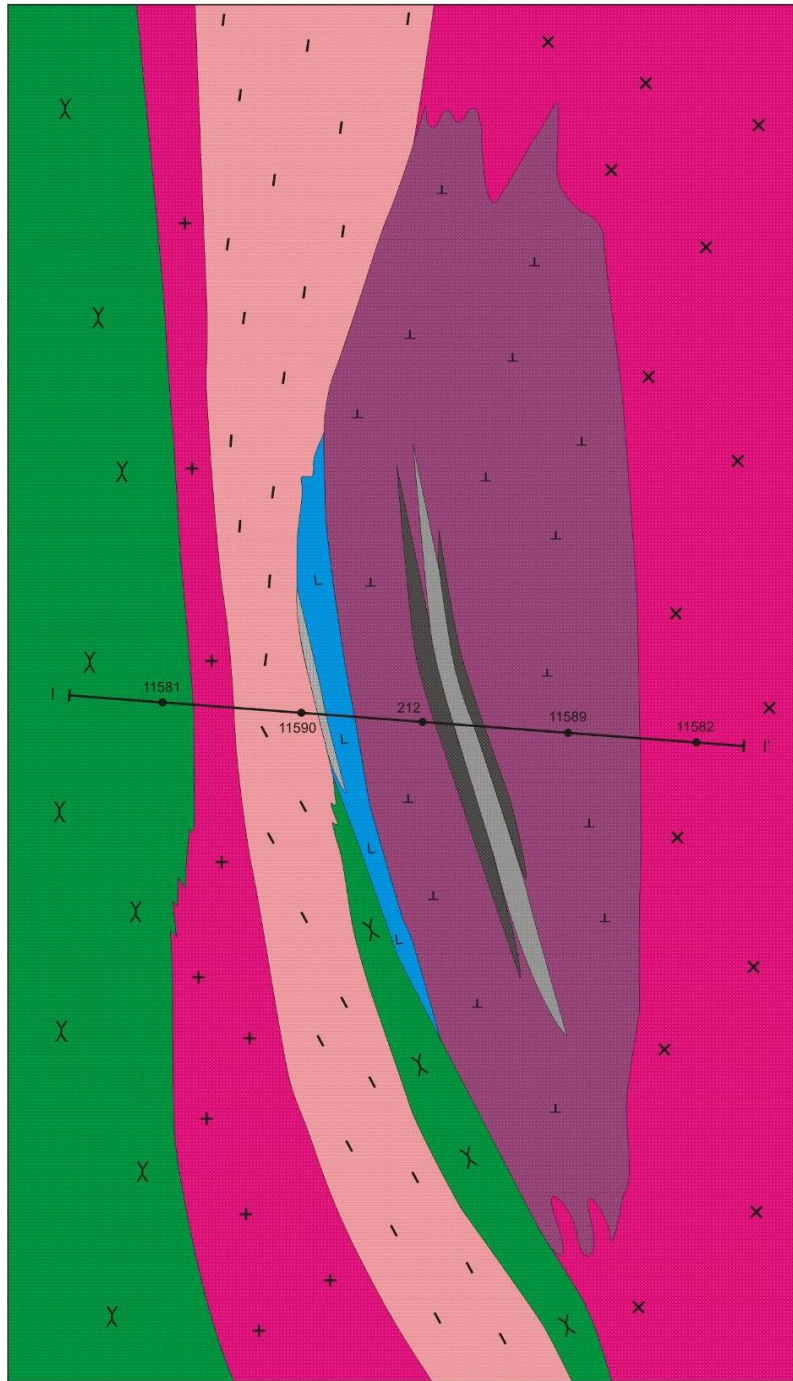
Породи, що вміщують, представлені мігматитами, апліт-пегматоїдними гранітами й амфіболовими гнейсами. У північній частині площі зустрінуті 2 тіла габбро-норитов, одне з яких обрамляє дрібне тіло серпентинітів. Ще північніше зустрінута смуга біотитових гнейсів. Нотронітовий профіль кори вивітрювання по серпентинітах представлений зонами вилуження (слабко нон тронізовані і вилужені серпентиніти) і власне нонтронітами (нонтроніти й обохренні нонтроніти).

Серед обох зон зустрінуті кременисті породи, що залягають у вигляді пропластків і брил неправильної форми. Потужність кременистих утворень за даними свердловин № 258, 12058 і 12059 складає до 7,0м.

У таблиці 3.4 наведено дані інтервалів випробування хромітових руд в охристо-гідрослюдистій корі вивітрювання по свердловині 212.

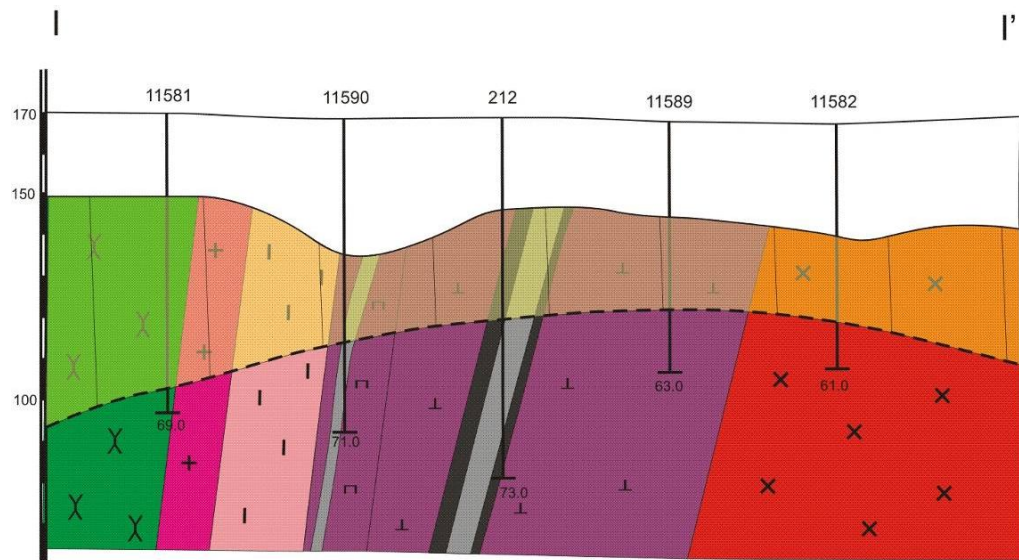
Таблиця 3.4 - Результати хімічних аналізів хромітових руд по свердловині 212

| № п.п | Інтервал<br>опробування | Довжина<br>проб | Вміст компонентів , % |                                |       |      |
|-------|-------------------------|-----------------|-----------------------|--------------------------------|-------|------|
|       |                         |                 | FeO                   | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO   | Ni   |
| 1     | 24,65-27,45             | 2,8             | 4,93                  | 6,73                           | 0,004 | 0,1  |
| 2     | 27,45-29,75             | 2,3             | 13,4                  | 5,16                           | 0,008 | 0,14 |
| 3     | 29,75-31,75             | 2,0             | 5,31                  | 30,8                           | 0,012 | 0,13 |
| 4     | 31,75-33,25             | 1,5             | 7,32                  | 26,35                          | 0,03  | 0,18 |
| 5     | 33,25-36,75             | 2,5             | 9,21                  | 4,93                           | 0,008 | 0,15 |
| 6     | 45,45-47,4              | 1,95            | 8,81                  | 8,14                           | 0,03  | 0,51 |
| 7     | 64,0-64,8               | 0,8             | 2,01                  | 38,12                          | 0,027 | 0,19 |



Умовні позначення на рисунку 15

Рисунок 3.17- Схематична геологічна карта рудопрояву хрому Липняги І



Умовні позначення на рисунку 3.15

Рисунок 3.18 - Геологічний різніз рудопрояву хрому Липняги I

### 3.9 Ділянка Свірнівська

Розташована між селами Липовеньки і Свірніво в 11 км Пн.Зх Побузького феронікелевого комбінату. Ділянка має ізометричну форму, злегка витягнута в Пн.Сх напрямку, розміри 600х400 м, площа 25 га.

На стадії пошукової оцінки по мережі 60х80 м пробурено 53 вертикальних колонкових свердловин глибиною від 38 до 90,0 м загальним обсягом 3249,2 м. Свердловинами цілком пересічена кора вивітрювання з углубкою на 2-5 м у кристалічні породи. У геологічній будові беруть участь кристалічні породи докембрію, їхньої кори вивітрювання, осадові піщано-глинисті відкладення кайнозою. Кристалічні породи представлені утвореннями бугської серії: різними кристаллосланцями, гнейсами, гранітогнейсами, що розташовуються, в основному, по периферії ділянки. У центральній частині площі розвинуті породи Капітанівського комплексу базит-гіпербазитів, представлені в основному апопіроксенітовими, апоперидотитовими серпентинітами, рідше габброноритами, габбро-амфіболітами. Породи капітанівського комплексу зустрінуті в 26 свердловинах.

На кристалічних породах залягає кора вивітрювання потужністю від перших метрів до 45-50 (середня 18,6 м). Нікеленосними, як і на інших масивах Побужжя, є кори ультрабазитів нонтроніт-монтмориллонітові гідрослюдисто-охристі часто з жовнами і прошарками кременів.

На рудопроявленні проведені геохімічні роботи де встановлена підвищена хромітоносність ділянки. У 12 свердловинах вміст хрому більш 1%. Проби зі св. 1080 завірені хімічним аналізом. Вміст оксиду хрому коливається від 6,32 до 44,78 % (середнє 27,06% на стовбурну потужність 17,5 м). Глибина залягання цієї руди 25,5 м.

Нікеленосна кора вивітрювання утворює ізометричний пластоподібний поклад, що практично повторює форму масиву. Вона зустрінута в 14 свердловинах. Середній вмісту нікелю за даними 41 проби (хім.аналіз) варіюють від 0,31 до 1,28% (середнє 0,52%) кобальту 0,03 %.

Установлено підвищена золотоносність ділянки. У 10 свердловинах виявлені інтенсивні ореоли золота зі вмістами до 0,5 г/т (спектрозолотометричний аналіз). Найбільш цікаві вмісти встановлені в св. 1036 (інтервал 40-57,5м) у Пд.Сх частини масиву, приуроченої до зони розвитку гранат-піроксенових метасоматитів і окварцювання. Вони коливаються від 0,05 до 0,5 г/т (середнє 0,26 г/т на стовбурну потужність 17,5 м).

### 3.10 Пушківське родовище

Пушківський гіпербазитовий масив розташований у 3,5 км північніше Східно-Липовеньківського масиву. Він являє собою два розрізнені масиви - Північний і Південний (рис. 3.1). У корах вивітрювання усього Пушківського масиву в нонтронітових корах вивітрювання розвідане родовище силікатно-нікелевих руд (протокол ГКЗ СРСР № 2594 від 14 лютого 1959 р.) із запасами нікелю 6,1 тис.т. Близько 85% запасів нікелю зосереджено на Південно-Пушківському масиві, де практично відсутня хромітова мінералізація. На Північно-Пушківському масиві в корах вивітрювання навпаки більш поширена хромітова мінералізація, що розкрита 11 свердловинами із середнім вмістом окису хрому близько 32% (найбільш високий вміст у всіх маси-

вах Побузького рудного поля). Крім того, окремими свердловинами хромітова мінералізація розкрита до глибини 322,5м (св 3198), що підтверджує її поширення на глибину за аналогією з досить розвіданим Капітанівським родовищем, де хромітові руди розкриті на глибині 450м і більш з тенденцією до збільшення потужності рудних тіл і якості руд. За даними В.С. Костюченка, Г.Д. Лепігова, П.К. Корнієнко прогнозні ресурси хромітових руд до глибини 300м у північній частині Пушківського масиву складають близько 1500 тис. т, а в межах поширення кори вивітрювання - близько 380 тис. т, або 82,7 тис. т металевих хрому. У порівнянні з запасами металевих нікелю, що на Північному Пушківському масиві складають близько 0,92 тис. т, дану ділянку в зв'язку з переважаючою перевагою запасів металевих хрому необхідно класифікувати як власне хромітове родовище з побіжним поширенням у корах вивітрювання силікатного нікелю.

При проведенні геолого-економічної оцінки Побузького рудного району північна частина Пушківського масиву Войновським зі співавторами розглядалася поряд з Південнокапітанівським масивом як об'єкт першочергового проведення геологорозвідувальних робіт на хром [41]. Такої ж думки дотримується і провідний спеціаліст Державного геологорозвідувального інституту, заступник директора по науці А.Б. Бобров. Про перспективність хромітового зруденіння в Побузькому рудному районі у відкритій печаті неодноразово висловлювалася думка провідних спеціалістів України.

По приведених матеріалах і узагальненій думці фахівців-геологів України північну частину Пушківського масиву насамперед необхідно розглядати в якості перспективного промислового родовища на хром, що вимагає довивчення і розвідки, у тому числі і на більш глибоких горизонтах.

За результатами досліджень велике поширення хромітових тіл встановлено лише на північно-західному масиві (рис. 3.19). Витягнуті лінзовидні тіла густовкраплених руд із простяганням 330-350° на СЗ тяжіють до південної частини масиву з кутами падіння 75-80° при потужності тіл від 0,3 до 2м. Контакт руд із вмещуючими в різному ступені серпентинізованими ультрабазитами найчастіше хвилястий, рідко відсутній через плавність переходу вкрапленості руд і як правило фіксується по бор-

товому вмісті руди 5%. Одиночні малопотужні тіла вкраплених руд зустрінуті в південно-східному масиві які тяжіють до східного контакту з гранітоїдами.

Хромітоносність кори вивітрювання вивчена дуже слабо. На основі обмеженого фактичного матеріалу фіксуються одиничні механічні ареоли розсіювання хромшпінелідів на границі кори вивітрювання з третинними відкладеннями. Ореоли витягнуті в меридіональному напрямку, як правило перемішані з глинисто-охристою масою з конусами розсіювання в напрямку до р.Мокра Деренюха. Потужність ореолів коливається від 0,3 до 2 м, складаючи в середньому 1,5 м.

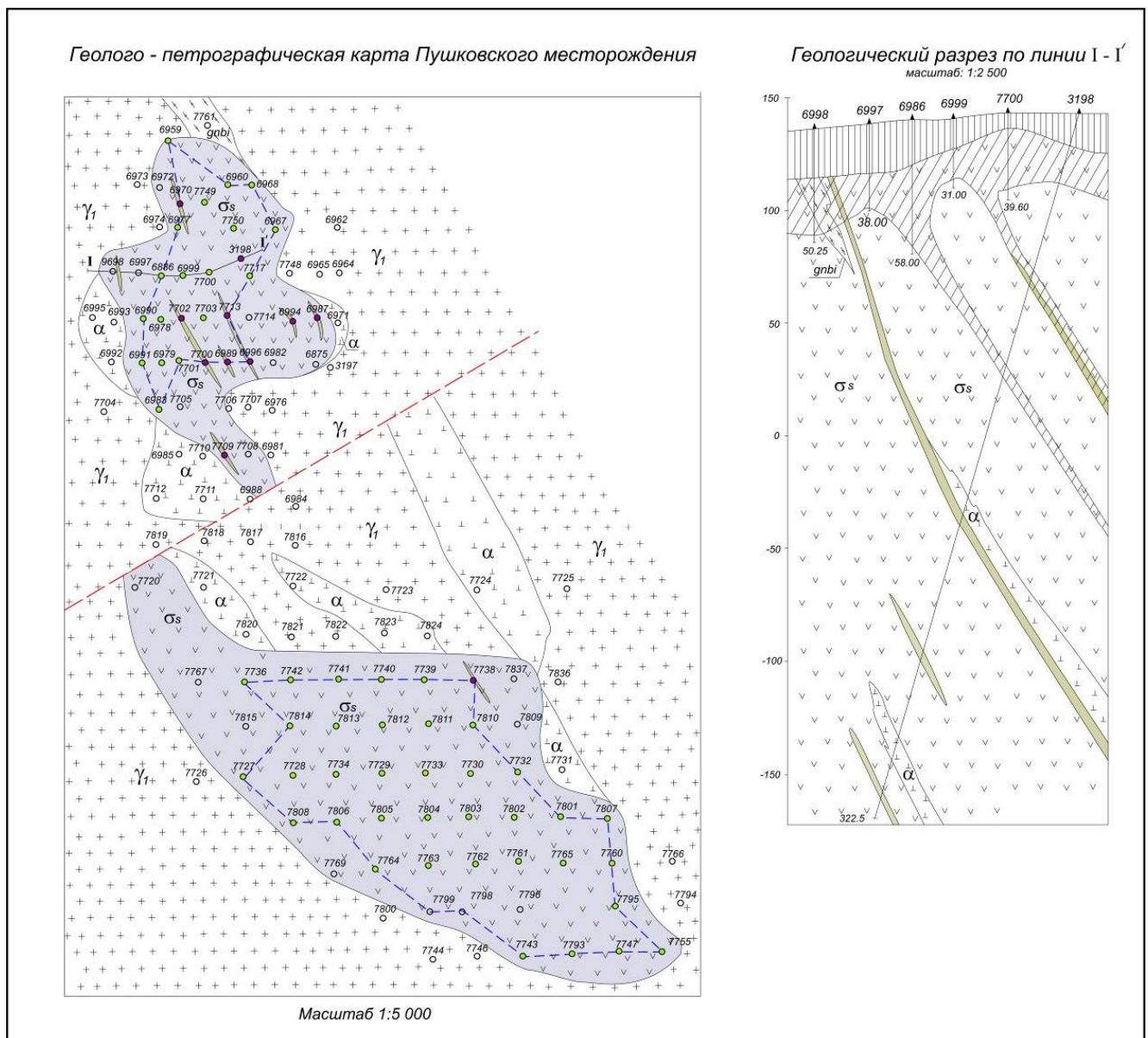


Рисунок 3.19 - Геологічна карта і розріз Пушківського родовища [37]  
4 РОЗПОВСЮДЖЕННЯ ХРОМІТОВОГО ЗРУДЕНІННЯ І СУПУТНЬОЇ  
МІНЕРАЛІЗАЦІЇ НА ВИВЧЕНИХ ОБ'ЄКТАХ



## 4.1 Капітанівський масив

Капітанівський масив ультрабазитів розташований у Голованівській структурно-формаційній зоні, що у порівнянні із сусідніми блоками відрізняється підвищеною тектонічною дислокованістю. Безпосередньо Капітанівський масив присвячений до субвертикального глибинного розламу північно-західного напрямку. У складі масиву найбільш поширені перидотити, що у різному ступені серпентинізовані. У крайових частинах масиву переважний розвиток мають клінопіроксеніти. У вигляді окремих шарів і пропластків зустрічаються також горнблендити, габбро-норити й анортозити. Характерною рисою масиву є тісна асоціація ультрабазитів (у вигляді перешаровування) із силікатно-карбонатними породами, що у південній частині масиву займають до 40-50% обсягу. Ультрабазитові породи Капітанівського масиву вміщують хромітове зруденіння, локалізоване в чотирьох субвертикально орієнтованих лінзах потужністю до 12 м, що простягаються уздовж усього масиву. Хромітове зруденіння знаходиться переважно серед серпентинізованих ультрабазитів, але також у вигляді окремих жил зустрічається і серед силікатно-карбонатних порід.

Капітанівське родовище хромітів відноситься до найбільш перспективного у Середньому Побужжі. Вивченню його будівлі, петрології, геохімії присвячені численні дослідження. Родовище розташоване в межах однойменного масиву ультрабазитів, що являє собою складно побудоване інтрузивне тіло. У плані масив має витягнуту, дайкоподібну форму північно-західного простягання і північно-східного падіння з довжиною 2400 м. Ширина масиву в центральній частині складає 200-250 м., до північно-заходу і південно-сходу вона поступово зменшується, досягаючи 50м. У розрізі масив асиметричний, із заходу він обмежений субвертикальною, тектонічною площиною контакту з породами рами, східний контакт відрізняється більш пологістим північно-східним падінням під кутом 65-80°.

Незважаючи на те, що Капітанівський масив ультрабазитів досить добре вивчений і налічується великий фактичний матеріал по профільному бурінню при розвідці його північної, центральної і південної частин, дотепер залишаються однозначно

не вирішеними питання його будівлі, умов утворення і металогенії. На наш погляд особливо актуальним є визначення природи так званих силікатно-карбонатних порід масиву, що відносяться до кальцифірів. Ю.І. Смірнов і П. К. Корнієнко вважають, що Капітанівський масив являє собою складно побудоване тіло, що характеризується багатофазовою інтрузивною діяльністю, що проявилася у впровадженні в метаморфізовану раму порід базит-ультрабазитового комплексу. На їхню думку дайки і малі інтрузії силікатно-карбонатних порід (карбонатитів) є результатом однієї з інтрузивних фаз.

Таким чином, у будові Капітанівського масиву ультрабазитів беруть участь в основному дві групи комагматичних порід: силікатні і силікатно-карбонатні. Як ті, так і інші є хромітоносними на рівні акцесорної мінералізації і містять вкраплене і більш багате зруденіння. По розрізах свердловин, що вивчалися, співвідношення порід завжди на користь їхніх силікатних різновидів. По свердловині 3536 це співвідношення близьке до 1:1, по інших свердловинах силікатно-карбонатні породи складають близько 35-40% їхніх розрізів. Такий показник співвідношення порід по розрізах свердловин може бути непрямим підтвердженням їхнього походження з розплавів, що утворилися при ліквідації єдиної вихідної магми. Як відомо, ліквідація обумовлена обмеженою розчинністю  $\text{CO}_2$  у розплавах і в міру насичення магматичні системи будуть скидати тільки її "надлишки". Це визначає появу лише незначної маси карбонатитової магми при її відщипленні [46].

#### 4.1.1 Особливості локалізації хромітового зруденіння і супутньої мінералізації

Хромітове зруденіння Капітанівського масиву вивчено за даними бурових розвідницьких свердловин. У цілому рудні тіла хромітитів являють собою лінійно-витягнуті утворення шліроподібної будівлі з украй мінливим розподілом основного компонента хроміту і якісних показників по вмісту  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . По інтенсивності вкрапленості і характере розподілу хромітових агрегатів виділені наступні природні різновиди руд:

I - суцільні руди з масивною текстурою і вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , більше 35 %, руди не потребують збагачення;

II - вкраплені руди, мають різновиди:

- густовкраплені (прожилкуваті) руди з плямистою текстурою і вмістом,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  20-35%, руди легко збагачуються гравітаційним методом;

- укралплені руди з сітчастою (петельчастою) текстурою і вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  10-20 %, руди збагачуються гравітаційно-магнітним методом;

- укралплені руди з рівномірно вкрапленою текстурою і вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  6-10 %, руди збагачуються гравітаційним методом.

Вивчення хімічного складу хромшпінелідів за природними різновидами руд дозволило виявити загальні риси хімізму рудної зони. Хромшпінеліди Капітанівського родовища представлені хромпикотитом. У різних текстурно-структурних різновидах руд хромпикотит має характерні співвідношення  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Cr}^{3+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ . Встановлено, що склад хромпикотиту закономірно змінюється з нарощуванням інтенсивності вкрапленості хромшпінелідів при переході одного текстурно-структурного різновиду руд у другий.

Основна особливість зміни хімізму мінерала заключається в збільшенні вмісту  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  і  $\text{MgO}$  з одночасним зниженням вмісту  $\text{FeO}$  при переході від бідних руд до багатих суцільних і густовкраплених руд. Вміст  $\text{Al}^{3+}$  у рудах не має контрастної приуроченості до якого-небудь текстурного різновиду руд і коливається від 12,2 до 15,7 (% мас.). Частка (% мас.)  $\text{MgO}$  збільшується від 4,6 у хромшпінелідах руд з рівномірно вкрапленою текстурою до 14,4 у хромшпінелідах суцільних руд з масивною текстурою. Частка (% мас.)  $\text{Fe}$  зменшується від 20,2 у хромшпінелідах руд з рівномірно вкрапленою текстурою до 11,3-11,7 у суцільних рудах з масивною текстурою та у густовкраплених рудах з плямистою текстурою.

Другою характерною особливістю хромшпінелідів є зональність будови їх вкрапленості у вміщуючих серпентинітах і карбонатитах. У вміщуючих породах з промисловою концентрацією хромшпінелідів зональність у будові зерен не спостерігається. Зональність обумовлена різницею хімічного складу хромшпінелідів - у центрі і на периферії зерна. Вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  у зональних хромітах вміщуючих порід за-

лишається постійним у центральній і периферійній частках зерна і коливається від 41,6 до 44,5 (% мас.);

- вміст MgO - для центральної частки зерна складає 4,2-5,2, для периферійної - 1,8-2,1 (% мас.);

- вміст FeO - у центральній і периферійній частках зерна коливається в невеликих межах від 25,8 до 28,4 (% мас.);

- вміст Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - у центральній частці зерна складає 16,7-18,5, у периферійній - 4,6 до 18,5 (% мас.).

При збільшенні вмісту в хромшпінелідах Cr<sup>3+</sup> і одночасним збільшенням густини вкрапленості проходить посилення концентрації хрому від бідних рівномірновкраплених руд до їх суцільного агрегату. У результаті цього двохстороннього процесу найбільша кількість хрому концентрується в зернах максимального розміру в шлірах суцільних руд з масивною текстурою.

Хімізм хромшпінелідів дозволяє припустити, що хромшпінеліди в промисловому хромовому зруденінні й акцесорні хромшпінеліди у вміщуючих породах належать до різних мінеральних генерацій.

Рудні мінерали хромітитів і порід, що вміщують, представлені трьома класами - оксидами; сульфідами і сульфоарсенідами; самородними мінералами. Найбільш поширені мінерали - оксиди - хроміт, магнетит, ільменіт.

Хроміт утворює два головних різновиди, що характеризуються різними оптичними і текстурно-структурними особливостями.

Перший різновид хромітів (Хр-1<sub>1</sub>) є основою масивних хромітових руд. Представлений Хр-1<sub>1</sub> дрібними, розміром 0,02-0,1 мм, зернами неправильної форми, з корродованими краями і нечисленними включеннями нерудних мінералів, що утворюють ямки на поверхні зерен хроміту при поліруванні (аншліфи 3536/194,6-а; 3536/194,6-б; 3536/194,8; 3536/195,0; 3536/196,0; 3536/224,0; 3536/224,6; 3533/178,5; 3533/221,6; 3533/222,4; 3507/166,0; 3541/278,0). Цей хроміт виявляє в імерсії темно-червоні внутрішні рефлекси, що як відзначає М.П. Ісаєнко й ін.[47], характерні для магнезійного різновиду хроміту. Результати визначень у шліфах дозволяють припустити, що це - магнезіохроміт.

По такому хроміту на контакті зерен і в міжзерновому просторі утворюється явно перевідкладена форма, умовно названа хромітом-1<sub>2</sub>, що має слабковираженим, але помітним огранюванням зерен (аншліф 3536/194,8) і співставими розмірами зерен (близько 0,02-0,05 мм).

Оптичні властивості в Хр-1<sub>2</sub> такі ж, як у Хр-1<sub>1</sub>, єдина ознака його виділення - форма зерен і майже ідеально гладка їхня поверхня. Помітимо тут же, що зерна Хр-1<sub>1</sub> дуже сильно корродовані і найчастіше сильно катаклазиривані, тоді як зерна Хр-1<sub>2</sub> менш катаклазиривані, особливо в тих випадках, якщо не накладається вторинна тріщинуватість (кліваж) і розсланцювання.

При описі керн свердловин відзначалося, що багаті хромітові руди володіють неясновираженою "полосчатістю". Це викликано тим, що практично всі зерна Хр-1<sub>1</sub> витягнуті в одному напрямку, що особливо добре помітно в аншліфах (3536/194,8 і ін.), причому для зерен Хр-1<sub>2</sub> це спостерігається значно рідше, вони більш ізометричні.

Характерною рисою як Хр-1<sub>1</sub>, так і Хр-1<sub>2</sub> є їх слабка магнітність, що виявляється як на мікро-, так і на макрорівнях.

Хроміт другої генерації (Хр-2) відноситься до силікатно-карбонатних порід, складає основу рідковкраплених бідних руд і, очевидно, більш пізній по відношенню Хр-1. Цей різновид (Хр-2) виділений в аншліфах 3536/166,0; 3536/172,0; 3536/198,0; 3533/187,2; 3533/197,0; 3533/196,6; 3533/197,0; 3533/201,0; 3533/223,0; 3507/170,5; 3507/295,4; 3507/278,0; 3507/244,5; 3541/322,0.

Хр-2 утворює ізометричні, іноді гіпідіоморфні зерна розміром 0,3-0,7 мм, часто відособлені один від одного; внутрішні рефлекси в іммерсії відсутні, що характерно для високозалізистих різновидів хромітів. Усі без винятку зерна Хр-2 у різній мері заміщаються магнетитом, іноді ільменітом, причому форма і ступінь заміщення різні. За цією ознакою умовно виділено три різновиди зерен Хр-2.

Перший різновид (Хр-2<sub>1</sub>) представлений зернами, у яких магнетит розвивається по периферії на контакті з нерудними мінералами (карбонат, олівін) і по тріщинах усередині зерен хроміту, тобто є більш пізнім утворенням (аншліфи 3536/166,0; 3536/198,0; 3507/295,4; 3507/287,0; 3507/244,5; 3541/322,0). Ці взаємини хроміту і

магнетиту найбільше часто зустрічаються, причому, якщо тріщина в зерні хроміту досить широка, то магнетит утворює крустифікаційну текстуру і гребінчасту структуру. При цьому реакційних взаємодій між хромітом і магнетитом не спостерігається. Два інші різновиди (Хр-2<sub>2</sub> і Хр-2<sub>3</sub>) являють собою структури розпаду твердих розчинів магнетиту і хроміту, але в різній формі. Так, Хр-2<sub>2</sub> включає в собі емульсієподібні, краплі- і кулясті зерна магнетиту (аншліфи 3507/287,0; 3507/244,5 та ін.). Іноді ці включення здобувають орієнтування, в основному перпендикулярно граням хроміту (аншліф 3536/198,0). У великих зернах хроміту, розміром більш 0,5 мм, магнетит утворює ґратчасту структуру розпаду, що відбиває зональність будівлі хромітових зерен (аншліф 3507/244,5).

Зрідка відзначаються випадки виборчої перекристалізації емульсієподібних зерен магнетиту (можливо, ільменіту): округле зерно магнетиту розміром 0,02-0,03 мм оточено дрібними такими ж зернами, віддалено нагадуючи зоряну систему, причому все це спостерігається у великому (0,5-0,6 мм) зерні хроміту - 2 (аншліф 3507/244,5).

Різновид Хр-2<sub>3</sub> у досліджених аншліфах зустрічається досить рідко. Він являє собою розпад твердого розчину магнетиту в хроміті мірмекитового типу (аншліф 3507/244,5).

Усі три різновиди хроміту другої генерації зустрічаються як порізно, так і спільно в межах одного рудного інтервалу. Взаємини між ними не з'ясовані, тому вони об'єднані в одну генерацію Хр-2. Цілком імовірно, що це можуть бути різні генерації, для підтвердження яких потрібне проведення спеціальних досліджень. У будь-якому випадку, це більш пізні за часом утворення хроміти. На це вказують, по-перше, різко різний склад хромітів у двох типах руд; по-друге, зерна Хр-2 значно менше катаклазовані, чим Хр-1. По-третє, ізометрична форма зерен Хр-2 у виді кулі або овалу в олівіні або карбонаті дозволяє допустити їхнє метасоматичне утворення.

Магнетит утворює три різновиди: дрібні (0,05-0,1 мм) ізометричні включення в нерудному мінералі (Мт-1), секретійні утворення по тріщинках у хроміті (Мт-2) і найтонші волосоподібні прожилки в нерудному мінералі (Мт-3). Найбільшим поширенням користується Мт-2. Він розвивається по межах зерен Хр-2, заміщаючи його

й у зальбандах тріщин, що січуть Хр-2 (аншліф 3536/198,0 і ін.). Волосоподібні прожилки Мт-3 зрідка містять сульфідні нікелю типу пентландит-хизлевудит (?).

З інших оксидів відзначається ільменіт (евгедральні зерна в силікатах і ламмелі в хромітах) і залізистий хроміт у виді облямівок заміщення хромітів.

Крім оксидів у хромітових рудах досить часто зустрічається сульфідна мінералізація, в основному представлена мінералами нікелю. Серед них за допомогою мікроаналізу точно визначені наступні мінерали: герсдорфіт, міллерит, пентландит, віоларит, маухерит, нікелін, As-тучекит.

Герсдорфіт, NiAsS, виявлений у формі негативних включень у хромшпінелі в асоціації з міллеритом (рис. 4.1, А,В), а також як компонент трифазного включення (рис.4.1,С) разом з нікеліном і міллеритом. Сульфоарсеніди Ni і Co неуточненого складу зустрічаються також і в силікатній матриці хромітових руд. Попередні дані вивчення частини зерен цього типу сульфоарсенідів показують присутність слідів елементів платинової групи в EDS-спектрі. Дані в даний час уточнюються, однак уже зараз можна припустити, що цей тип платиноїдної мінералізації є найбільш мобільним (на відміну від платиноїдів, включених у хромшпінель) і міг являти собою важливе джерело для зон перевідкладення і вторинного збагачення ЕПГ.

Міллерит, NiS, зустрічається в трьох різних асоціаціях у вигляді включень у хромшпінелі: 1) двофазні негативні кристали в асоціації з герсдорфітом (рис. 4.1 А, В); 2) трифазні включення з герсдорфітом і нікеліном (рис. 4.1С); 3) ідіоморфні однофазні включення (рис. 4.1 D); 4). Слід зазначити, що однофазне включення міллерита містить у своєму складі ізоморфну домішку Co, що ймовірно може служити ознакою щодо високої температури кристалізації сульфідної фази. Міллерит часто спостерігається також і у вигляді розсіяної вкрапленості в міжзернових силікатах (серпентині).

Пентландит  $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$  і віоларит  $\text{FeNi}_2\text{S}_4$  (рис. 4.1 E) є найбільше мінералами нікелю, що зустрічаються часто, у рудах родовища. Вони концентруються в силікатній матриці руд, причому віоларит є продуктом зміни пентландита. Пентландит формує розчленовані зерна розміром до 50-100 мікронів, а також неправильної форми агрегати або прожилки.

Маухерит,  $Ni_{11}S_8$ , є типовим вторинним мінералом і зустрічається в рудах у вигляді зерен неправильної форми і прожилків виконуючі тріщини і порожнечі в ільменіті (рис. 4.1 H) і хромшпінелі (рис. 4.1 I). В останньому випадку мінерал містить домішка Sb. У деяких випадках маухерит зустрічається в асоціації з галенітом у виді прожилків на межі зерен хромшпінелі (рис. 4.1 J).

Нікелін,  $NiAs$ , представляє типовий мінерал, що виявляється у вигляді включень у хромшпінелі. На додаток до вищеописаного типу трифазних включень з міллеритом і герсдорфітом (рис. 4.1 C), він присутній і у вигляді ідіоморфних ("первинних") кристалів у хроміті, що містить ламеллі ільменіту (рис. 4.1 F). Нікелін також формує одиночні негативні форми в хромшпінелі (рис. 4.1 G).

Тучекит,  $Ni_9Sb_2S_8$ , є рідким мінералом із групи хаучекорніта. Тучекит вперше описаний у мінералізованих сланцях західної Австралії і золотоносних конгломератів Вітватерсранд, ПАР [48]. As-тучекіт,  $Ni_9(Sb,As)_2S_8$ , уперше виявлений у мідно-нікелевих рудах Воронезького кристалічного масиву [38]. Дана знахідка As-тучекита є другою описаною у світовій літературі і першої для Українського щита. As-тучекит Капітанівського родовища представлений агрегатами неправильної форми розміром близько 5x20 мікрон (рис. 4.1 K) або прожилками довгої 35-40 мікронів які заповнюють тріщини між хромшпінеллю й ільменітом. As-тучекіт має виразні (не корозійні) границі зерен і не виявляє слідів вторинних змін або заміщення іншими мінералами.

Таким чином, мінерали нікелю в хромітитах Капітанівського родовища формувалися в широкому діапазоні температур, починаючи від високотемпературних фаз-включень у хромшпінелі і наступним мінералоутворенням на межах хромшпінелі, ільменіту і силікатів, а, надалі їхнє формування зв'язано з низькотемпературними мінеральними асоціаціями.



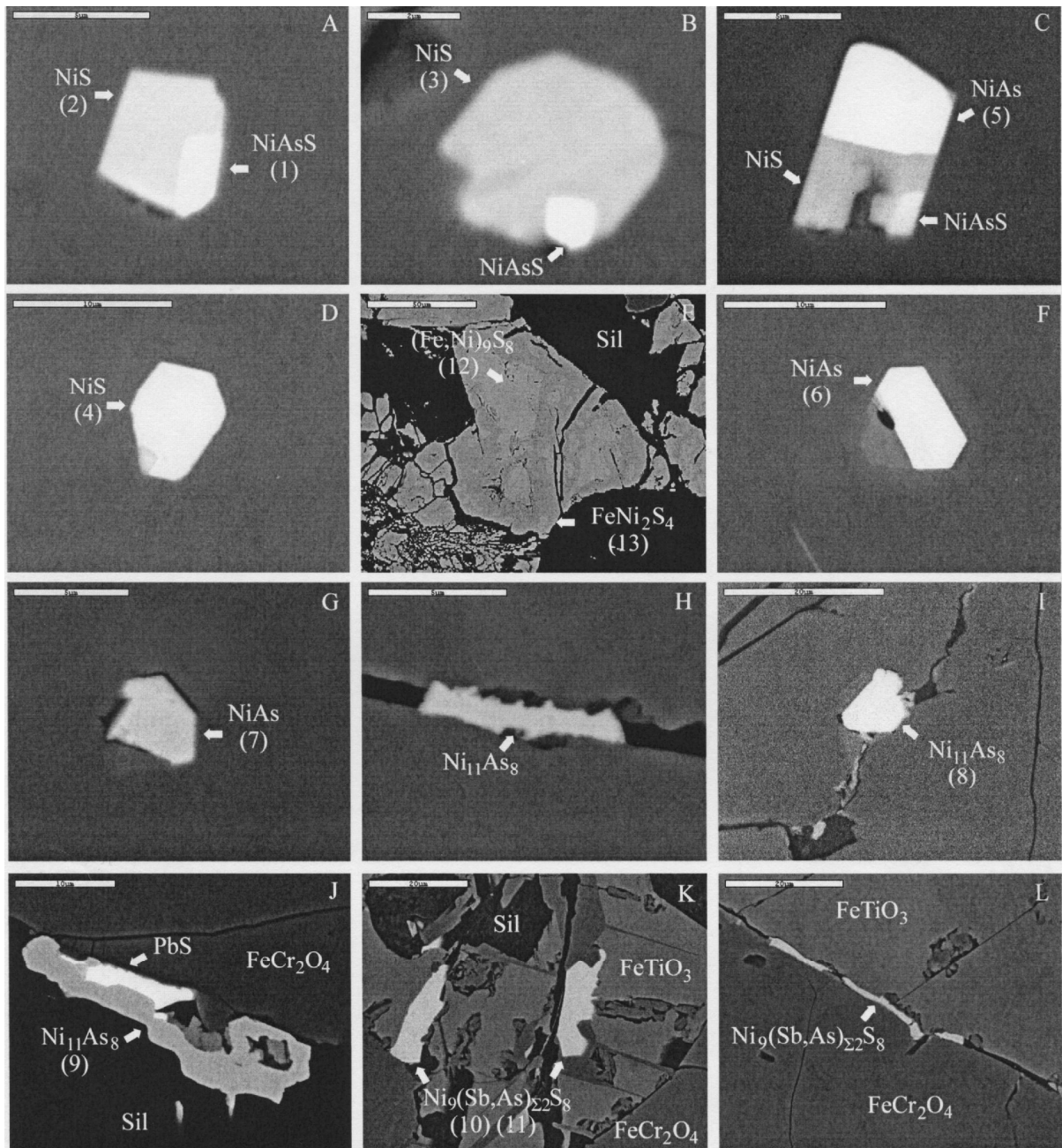


Рисунок 4.1 Сульфідні мінерали в хромітових рудах Капітанівського родовища:

А -міллерит (NiS) в зростанні з герсдорфітом (NiAsS) в хроміті; В- зерно герсдорфіта (NiAsS) в міллериті (NiS) в зерні хроміта; С -трьохфазне включення міллерита (NiS), нікеліна (NiAs) і герсдорфіта (NiAsS) в зерні хроміта; D -зерно міллерита (NiS) в хроміті; Е -заміщення пентлатида ( $[(Fe,Ni)_9S_8]$ ) віоларитом ( $FeNi_2S_4$ ), чорне – силікатні мінерали; F -зерно нікеліна (NiS) в хроміті; G - зерно нікеліна в хроміті; H -прожилкове виділення маухерита ( $Ni_{11}As_8$ ) в тріщині ільменіта; I - зерно маухерита ( $Ni_{11}As_8$ ) неправильної форми в хроміті; J - зросток маухерита ( $Ni_{11}As_8$ ) і галеніта (PbS) на контакті зерна хроміта і нерудного мінерала; K- миш'яковмісний тучекіт ( $Ni_9[Sb,As]_{22}S_8$ ) у вигляді зерна неправильної форми в ільменіті. Sil – нерудний силікат, К – карбонат,  $FeCr_2O_3$  – хроміт; L – миш'яковмісний тучекіт

#### 4.1.2 Мінералого-петрографічний склад порід вміщуючих хромітове зруденіння

Породи Капітанівського масиву нами умовно підрозділяються на дві групи - силікатні і силікатно-карбонатні. Дослідження під мікроскопом дозволяють виділити такі підгрупи силікатних порід:

- 1) магматичні, слабо змінені метаморфічними процесами - ультраосновні й основні породи;
- 2) автометаморфічні й в подальшому незначно змінені серпентиніти і серпентинізовані ультрабазити;
- 3) метасоматичні і жильні утворення.

У будові південної частини Капітанівського родовища хромітів найбільш розповсюдженими є ультраосновні й основні породи, серпентиніти і силікатно-карбонатні породи. Просторово і генетично з цими породами зв'язані рудні тіла хромітитів. Для родовища в цілому характерно часте, аж до мікрополосчатого, чередування складаючих його порід. На макрорівні породи характеризуються досить чіткими контактами. При мікроскопічному вивченні між ними майже завжди спостерігаються поступові взаємопереходи.

У зв'язку із широким фронтом серпентинізації порід масиву з первісним виглядом найкраще збереглися тільки піроксеніти, горнблендити, габбронорити, анортзити. У ряді випадків спостерігалися незначно серпентинізовані перидотити.

Перидотити. Достовірно встановлені два різновиди перидотитів - верліти, як проміжні по складу між дунітами і піроксенітами і шрисгейміти, як проміжні по складу між дунітами і горнблендитами.

Верліти є складовою частиною серпентинітів звичайно на контакті з клінопіроксенітами (шліфи 3507/310, 3541/265.5, 3541/405), або належать до їхнього контакту з хромітитами (шліфи 3533/195; 3536/228).

Шрисгейміти зустрічаються переважно в силікатно-карбонатних породах (свердл. 3507, інтервал 324.5 - 326.7) і в зоні переходу між серпентинітами (свердл. 3507, інтервал 170.5 - 171.4).

Перидотити являють собою темно-сірі, майже чорні, породи дрібно- і середньозернистого додавання, масивної текстури. Природно, що при макроскопічному описі

вони не можуть бути діагностовані. При мікроскопічному вивченні в цих породах спостерігаються гіпідіоморфна структура. У зв'язку із серпентинізацією олівіну мають місце накладені петельчата, сітчаста й інша структури серпентинітів. Виділення різновидів перидотитів може бути засновано тільки на визначенні настільки невитриманого вмісту в них головних породоутворюючих мінералів і тому воно так само носить досить умовний характер.

Шрисгейміти є різновидом перидотиту, багатого амфіболом, і зустрічаються, як вирогідно, не у вигляді самостійних тіл, а як породи проміжного складу. Головні породоутворюючі мінерали даного різновиду представлені олівіном і амфіболом з їхнім співвідношенням до 1:1. У них завжди є присутнім шпінель до 30%. Як другорядні мінерали присутні ортопіроксен і клінопіроксен.

Верліти відрізняються від подібних з ними клінопіроксенітів і, зокрема, олівінових клінопіроксенітів тільки вмістом олівіну більш 40%. Крім олівіну головним породоутворюючим мінералом є клінопіроксен, а другорядними ортопіроксен, іноді амфібол і карбонат.

Найбільше детально вивчений верліт у складі мікрополосчатої породи по свердловині 3541 (шліф 3541/405). У цілому порода характеризується гіпідіоморфною рівномірно-дрібнозернистою структурою з розміром її мінералів, що складають, у межах 0,5-0,7 мм. Породоутворюючі мінерали представлені олівіном-хризолітом з вмістом 15 % фаяліту ( $2V = - 88^\circ$ ), хромовим диопсидом з вмістом 15 %  $\text{CaFe}''$  ( $Z : N_g = 40$ ;  $2V = + 56$ , - мікроаналіз приведений у таблиці 4.1), карбонатами - доломітом і кальцитом (мікроаналізи приведені в таблиці 4.2). В поодиноких зернах зустрічається ортопіроксен - энстатит з вмістом до 5 % ферросиліта ( $2V = + 50^\circ$ ). Акцесорний хроміт (хромпікотит - залістий алюмохроміт, мікроаналіз приведений у таблиці 4.3) спостерігається у вигляді досить рівномірно розсіяної вкрапленості округлих сферичних і неправильних зерен з розміром від перших десятих часток до 0,5-0,6 мм. Слабко виражена приуроченість зерен хроміту до контактів смуг різного складу й у першу чергу до границь зчленування ділянок карбонатного й істотно олівінового складів.

У залежності від вмісту породоутворюючих мінералів у породі через кожні 3-5 мм чергуються смуги верліта, олівінвміщуючого клінопіроксеніта і силікатно-карбонатної породи. У власне верліті вміст діопсида і карбонатів не перевищує 40 % обсягу породи. Олівін складає ізометричні зернисті агрегати, у інтерстиціях яких знаходяться діопсид і карбонати. Зерна олівіну мають округлу, сферичну або трохи витягнуту неправильну форму зі звичайним розміром (близько 0,5-0,7мм до 1мм) і можуть розглядатися як кумулятивна складова породи. Зустрічаються одиничні сферичні включення олівіну з діаметром близько 0,1 мм у зернах карбонатів і діопсида. Олівін заміщається серпентином з характерним ясно-зеленим кольором, що супроводжується рясним виділенням дрібних зерен гістерогенного магнетиту. Тому в зразках смуги, складені в основному олівіном, відрізняються найбільш темним фарбуванням.

У смугах зі складом олівінвміщуючого клінопіроксеніта діопсид представлений короткопризматичними найбільше ідіоморфними кристалами в порівнянні з його морфологією у верліті або силікатно-карбонатній породі. У клінопіроксеніті спостерігаються міжгранулярні включення округлих зерен олівіну і карбонатів, стосовно яких діопсид ксеноморфний. Вміст олівіну і карбонату в клінопіроксеніті збільшується в міру наближення до його контактів відповідно з верлітом і силікатно-карбонатною породою. На контакті смуг зі складом клінопіроксеніта і силікатно-карбонатної породи з'являються ділянки карбонатного складу з ізометричними зернами. По відношенню олівіну і діопсиду, що мають відповідно округлі і прямокутні перетини, зерна карбонату ксеноморфні.

У смузі зі складом силікатно-карбонатної породи переважає зернистий карбонатний агрегат, у якому утримуються включення діопсида з ізометричною і неправильною формою. Неправильна форма зерен діопсида досить характерна для приконтактової зони силікатно-карбонатних порід із клінопіроксенітами й у даному випадку вона проявилася у вигляді своєрідних його інтерсертальних утворень стосовно карбонату з формою кістякових і коробчатих кристалів.

Піроксеніти. До них нами віднесені всі породи, що складаються з моноклінного або ромбічного піроксену, і відповідно названі клінопіроксенітами й ортопіроксенітами.

Виконані нами визначення хімічного складу й оптичних властивостей моноклінного піроксену за допомогою методу Федорова дозволяють вважати його диопсидом (по хімічному складу з верліта - хромовим диопсидом). Істотної варіації складу диопсида по численних визначеннях  $2V = + 56 - 58^\circ$ , іноді  $54 - 56^\circ$  и  $z:Ng = 38-40^\circ$  не спостерігалось. Ці породи, вирогідно, через діаллагову окремсть, властивої диопсидам порід, що вивчалися, у літературних джерелах багатьма дослідниками відносяться до діаллагітитів.

Ортопіроксени, на відміну від клінопіроксенів, характеризуються помітним коливанням складів у межах энстатита-бронзита. Нечисленні спостереження ортопіроксенітів по розрізах свердловин, що вивчалися нами, не дозволяють підрозділяти ці породи по назвах вміщуючих їх мінералів, як це прийнято в літературі [49]. Виключення представляють ортопіроксенові породи, до складу яких входять феррогіперстен, еуліт, мономінеральні з тою або іншою кількістю граната і кварцу. Ці породи нами відносяться до метасоматичних.

Піроксеніти залягають у виді протяжних стрічкоподібних тіл (до одного і більш км), потужність яких досягає 30 м. Вони належать, в основному, до ослаблених контактних зон серпентинітів з породами рами, рідше до проникних тектонічних зон усередині тіла серпентинітів. Наші спостереження вказують на більш широке поширення цих порід у будові масиву. Клінопіроксеніти на макрорівні подібні із вміщуючи ми їх серпентинітами, і не виділяються при польовому вивченні розрізів. Вони характеризуються темно-сірим з зеленуватим відтінком фарбуванням і в основному являють собою мілко-середньозернисті масивні породи. Супутні ним середньо- і грубозернисті диопсидові породи звичайно визначаються як скарноїди. Це більш світлі з характерним зеленим відтінком породи, що легко встановлюються при польовому описі керна свердловин. При мікроскопічному вивченні клінопіроксеніти зустрічалися й у тілах серпентинітів, і в тілах силікатно-карбонатних порід. При

цьому завжди спостерігалися чіткі, але не різкі контакти цих порід з наявністю елементів їх поступового взаємопереходу.

Таблиця 4.1 - Хімічні склади діопсидів

|                                | 3541/40<br>5 | 6      | 8      | 9      | 10    |
|--------------------------------|--------------|--------|--------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 52.64        | 54.09  | 54.07  | 53.42  | 51.40 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.20         | 0.28   | 0.21   | 0.12   | 0.24  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2.21         | 1.57   | 2.08   | 0.68   | 3.53  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |              | 0.74   | 0.56   | 1.36   | 1.14  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.22         | 2.03   | 0.98   | 0.56   | 0.40  |
| FeO                            | 2.98         | 1.47   | 2.53   | 2.01   | 2.89  |
| MnO                            | 0.15         | 0.09   | 0.09   | 0.07   | 0.10  |
| NiO                            | 0.04         | 0.03   | 0.04   | -      | -     |
| MgO                            | 16.32        | 16.96  | 17.39  | 15.99  | 17.22 |
| CaO                            | 24.25        | 21.10  | 22.12  | 25.75  | 22.45 |
| Na <sub>2</sub> O              |              | 1.37   | 0.41   | 0.12   | 0.41  |
| K <sub>2</sub> O               |              | 0.15   | 0.00   | 0.06   | 0.03  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  |              | 0.22   | 0.04   | 0.16   | 0.30  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  |              | 0.08   | 0.06   | 0.01   | 0.95  |
| CoO                            | 0.01         |        |        |        |       |
| V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 0.01         |        |        |        |       |
| сума                           | 99.03        | 100.64 | 100.58 | 100.34 |       |
| Ng:Z                           | 40°          | 50°    | 40.25° | 39°    |       |
| +2V                            | 56°          | 70-75° | 55.5°  | 56°    |       |

Примітка: 6 - кімберліт, Дютойтспан, Південна Африка; 8 - бронзитит, Бушвельдський комплекс; 9 - базальт, Козори, Сало, Японія; 10 - середній (з 10 аналізів) склад моноклінних піроксенів Коряксько-Камчатської складчастої області [50].; 6, 8, 9 по [51].

Таблиця 4.2 - Склади карбонатів із порід Капітанівського масива за даними мікроаналіза

|                                | №№ зразків і назви вихідної породи, мінерала |         |                  |         |
|--------------------------------|--|---------|------------------|---------|
|                                | 3541/358, силікатно-карбонатна порода        |         | 3541/405, верліт |         |
|                                | доломіт                                      | кальцит | кальцит          | кальцит |
| SiO <sub>2</sub>               | -  | -       | -                | -       |
| TiO <sub>2</sub>               | -  | -       | -                | -       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | -  | -       | -                | -       |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | -  | -       | -                | -       |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | -  | -       | -                | -       |
| FeO                            | 2.29   | 0.50    | 0.71             | 0.54    |
| MnO                            | 0.77   | 0.45    | 0.32             | 0.25    |
| NiO                            | 0.05   | 0.00    | 0.02             | 0.03    |
| MgO                            | 19.23  | 3.13    | 2.35             | 2.67    |
| CaO                            | 30.38  | 53.49   | 54.59            | 52.64   |
| ZnO                            | -  | -       | -                | -       |
| BaO                            | 0.00   | 0.04    | 0.00             | 0.00    |
| SrO                            | 0.05   | 0.00    | 0.00             | 0.00    |
| SO <sub>3</sub>                | 0.06   | 0.10    | 0.00             | 0.06    |
| CoO                            | -  | -       | -                | -       |
| V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | -  | -       | -                | -       |
| CO <sub>2</sub> *              | 47.17  | 42.29   | 42.01            | 43.81   |
| сума                           | 100.0  | 100.0   | 100.0            | 100.0   |

Примітка - \*- визначено обчисленням

На відміну від клінопіроксенітів ортопіроксеніти спостерігаються набагато рідше і звичайно як складові елементи поступових взаємопереходів у зоні контакту піроксенітів і серпентинітів (шліфи 3507/209.0; 3507/216.5; 3507/260.8), піроксенітів і норитів (шліф 3533/220.0). У зоні контакту серпентинітів і силікатно-карбонатних порід зустрінутий мікрополосчатий піроксеніт (шліф 3507/310.4). У дрібнозернистому клінопіроксеніті спостерігається полосчате збагачення олівіном, а в середньозернистому ортопіроксеніті відбувається збагачення енстатитом, який розповсюджений у вигляді таблитчато-зернистого агрегату з розміром окремих прямокутних зерен до 5-6 мм. Паралельно цієї смугастості орієнтована і нерівномірно розсіяна вкрапленість хроміту (до 5%).

Таблиця 4.3 - Склади шпінелідів з порід Капітанівського масива за даними мікроаналіза

| Окисли                           | №№ зразків і назви вихідних порід, мінералів   |                        |        |   |
|----------------------------------|--|------------------------|--------|---|
|                                  | зр.3541/358<br>силікатно-<br>карбонатна порода | зр. 3541/405<br>верліт |        | зр.3536/195,0<br>хроміт в силікат-<br>но-<br>карбонатній породі |
|                                  | шпінель  | олівін                 | хроміт | хроміт  |
| SiO <sub>2</sub>                 | 23.00  | 38.73                  | 0.00   | 0.00  |
| TiO <sub>2</sub>                 | 0.00   | 0.00                   | 0.10   | 0.15  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 48.77  | 0.00                   | 38.41  | 36.11   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * | 7.12   | -                      | 5.56   | 3.30  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 11.12  | 0.00                   | 22.27  | 26.28   |
| FeO                              | 18.86  | 19.22                  | 23.67  | 22.04   |
| MnO                              | 0.93   | 0.53                   | 0.47   | 0.22  |
| NiO                              | 0.48   | 0.34                   | 0.16   | 0.27  |
| MgO                              | 12.44  | 40.63                  | 8.84   | 9.59  |
| CaO                              | 0.00   | 0.00                   | 0.00   | 0.00  |
| ZnO                              | 0.32   | 0.00                   | 0.18   | 0.17  |
| CoO                              | 0.11   | 0.02                   | 0.06   | 0.07  |
| V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>    | 0.01   | 0.00                   | 0.10   | 0.45  |
| сума                             | 100.16   | 99.47                  | 99.82  | 98.65   |

Примітка \* - визначена обчисленням

На контактах піроксенітів із серпентинітами і норитами також спостерігалися малопотужні агрегатні скупчення ортопіроксенів у вигляді смуг потужністю до 1 см. Структура ортопіроксенітів рівномірнокристалічна, мілко-середньозерниста (з розміром зерен у середньому 0,6-1 мм), гіпідіоморфна. Навіть у межах ділянок з мономінеральним складом спостерігається різна форма зерен ортопіроксенів. Характерними є їхні ізометрично-полігональні перетини, але мають місце і витягнуті прямокутні, а також неправильні перетини. На контакті із серпентинітами в ортопіроксенітах присутні другорядні олівін з ізометричною формою його зерен і одиничні ксеноморфні (інтерсертальні) зерна майже безбарвного з бурувато-зеленим фарбуванням амфіболу. Стосовно олівіну в ортопіроксенах яскраво виражена ксеноморфна форма зерен аж до інтерсертальної на ділянках істотно олівінового складу.

По мірі переходу ортопіроксеніта в норит спостерігається поступове збільшення вмісту плагіоклаз бітовніта до співвідношення ортопіроксена з плагіоклазом рів-



ним 1:1. Зерна плагіоклазу займають проміжки між відносними прямокутними перетинами ортоміроксена. Вони тільки в нориті в межах лейкократових ділянок утворюють таблитчато-зернисті агрегати. Поряд із плагіоклазом у інтерстиціях ортопіроксенового агрегату кристалізується майже безбарвний ясно-зелений амфібол.

В ортопіроксенітах завжди зустрічаються одиничні зерна майже безбарвного флогопіту, слабо пофарбованого в бурий колір, з помітним плеохроїзмом. Лусочки флогопіта розосереджені в між гранулярних просторах ортопіроксенового агрегату. Тут же спостерігаються включення ізометричних зерен хроміту у вигляді розсіяної вкрапленості. Включення дрібних округлих зерен хроміту в ортопіроксенах зустрічаються дуже рідко. В окремих випадках у них спостерігалися включення округлих зерен олівіну. У суцільних агрегатах ортопіроксени непіддані вторинним змінам. Включення олівіну, як правило, заміщаються хризотилом (накладена петельчата структура). На контакті із серпентинітами інтенсивність процесів змін нарастає, але ортопіроксени піддані в основному тільки серпентинізації по тріщинах катклаза, спайності. У протилежність цьому зміни ортопіроксенів безпосередньо в контакті з хромітитами набагато зростають. По ортопіроксенам розвиваються агрегатні псевдоморфози антофіліта. У хромітитах густо вкраплених хромітових руд, як правило, спостерігаються тільки гомо осеві псевдоморфози бастита по ортоміроксенам. Лусочки бастита іноді містять релікти більш раннього антофіліта.

Клінопіроксеніти здебільшого характеризуються мономінеральним диопсидовим складом. Навіть акцесорний хроміт немає повсюдного поширення. Крім хроміту спостерігаються від одиничних зерен до 2% апатит (у клінопіроксеніті на контакті із силікатно-карбонатною породою). Другорядні мінерали олівін, ортопіроксен, амфібол, флогопіт і карбонат присутні в клінопіроксенітах у перемінних кількостях тільки в зонах їхнього контакту з іншими породами.

Клінопіроксеніти звичайно відрізняються однорідною будовою їхньої структура в основному рівномірно кристалічна пан ідіоморфна з розміром зерен у межах 0,5-0,7 мм. Ділянками розмір зерен піроксену досягає 1-1,5 мм. У зонах перекристалізації дрібно-середньозернисті агрегати переходять у середньо-грубо зернисті і навіть пегматоїдні (з розміром кристалів до декількох см в основному без ознак їхнього

взаємного заміщення. Тільки в окремих випадках (наприклад, у шліфі 3541/349) спостерігалися релікти дрібних зерен діопсида у великих його кристалах. Різні по розміру індивіди діопсида мають однакові оптичні властивості.

Склади і будови клінопіроксенітів істотно міняються в зонах їхнього контакту з іншими породами. Тут найбільш характерним є полосата будова. Відповідно спостерігаються при контактіві олівін-, ортопіроксен-, амфіболвміщуючі клінопіроксеніти і дуніти, перидотити, горнблендити, а також силікатно-карбонатні породи і хроміти. Крім того, присутні клінопіроксеніти неоднорідної будови з наявністю в них включень лінзоподібної, лінзовидно-полосчатої і округлої форми з меланократовим або лейкократовим складом. Нижче приведені приклади неоднорідної будови клінопіроксенітів і їх контактного взаємовідношення з іншими породами.

Найбільше яскраво виражені включення зі складом серпентиніту в клінопіроксенітах спостерігалися в шліфах 3523/226,0 і 3541/398, де вони мають округлі форми з діаметром близько 5-6мм. У шліфі 3541/398 одне з таких включень знаходиться майже в його центральній частині і по всій периферії оточено мономінеральним агрегатом клінопіроксена. Включення складається з майже націло серпентинізованих зерен олівіну і містить окремі фрагменти прилягаючих до нього кристалів діопсида.

Горнблендити встановлені в зоні контакту хроміти та ісерпентиніту (свердл.3507, інтервал 215,5-216,5м), силікатно-карбонатної породи і серпентиніту (свердл.3507, інтервал 170,5-171,4м і свердл.3541, інтервал 276-281м). Горнблендити під мікроскопом характеризуються гіпідіоморфною дрібно-середньозернистою структурою. Моно мінеральні ділянки відрізняються панідіоморфно зернистою будовою. Звичайно у вивчених горнблендитах, за винятком зразка по свердловині 3541/281,0, спостерігається високий (до30%) вміст хроміту (3507/171,4;3507/216,0) і шпінелі. Зерна хроміту і шпінелі займають між зерновий простір і при великих купченнях утворює сидеронітову мікроструктуру (свердл. 3507/215,4). Другорядні мінерали в горнблендитах представлені олівіном у вигляді округлих серпентинізованих зерен (спостерігається петельчата структура) і таблитчатими зернами піроксенів. Якщо піроксени розосереджені в горнблендитах досить рівномірно і зустрічаються у вигляді одиничних зерен (тільки в шліфі 3541/281 ортопіроксена близько

40%), то зерна олівіну спостерігаються у вигляд гніздовидних скупчень. Ділянки, збагачені олівіном, мають склад олівінових горнблендитів і амфіболових перидотитів. У шліфі 3507/216,5 з мікрополосчатою будовою спостерігається чергування смуг безрудного серпентиніту і смуг амфіболового складу з вкрапленістю зерен хроміту (до 10%).

Амфіболи горнблендитів характеризуються невитриманими оптичними властивостями. Горнблендити по свердловині 3507 складаються з амфіболу тільки з коричневим фарбуванням різної інтенсивності (керсутит або паргасит). Напротивагу, в горнблендиті зі свердловини 3541 спостерігався майже безбарвний ясно-зелений амфібол (уралітова рогова обманка).

Габбронорити й анортозити. При макроскопічному вивченні керну свердловин ці породи не були встановлені. Як показав аналіз мікроскопічних спостережень вони приурочені, насамперед до зон перекристалізації силікатно-карбонатних порід з наявністю тут візуально обумовлених кварцових і кварц-полевошпатових жильних утворень (шліфи 3507/170,5; 3533/146,0; 3536/154,5). Крім того, ці породи зустрінуті в межах інтервалів свердловин, складених в основному хроміти тами на контакті серпентинітів і силікатно-карбонатних порід (шліфи 3533/220,0 і 3535/274,0).

Норити спостерігалися в шліфах 3533/146,0; 3533/220,0 і 3535/274,0, як складова частина полосатого взаємоперехода хроміти та до нориту через ортопіроксеніт-найбільш типовий випадок прояву цієї породи в незміненому вигляді.

У шліфі 3533/146,0 лейкократовий норит з мілко кристалічною структурою складає острівці і невитримані фрагментарні смужки в гранат-феррогіперстен-кварцевому метасоматиті. У складі реліктів норита переважають табличато зернисті агрегати плагіоклазу-бітовніта №80 з розмірами його індивідів рівних 0,1-0,2 мм до 0,5 мм. У цих агрегатах зустрічаються інтерсертальні ксеноморфні зерна діопсида і бронзита. Плагіоклаз незначнокатаклазован, по ньому розвивається в дуже слабкому ступені скаполіт, іноді утворюючи псевдоморфози у вигляді агрегатних скупчень. Піроксени псевдоморфно заміщаються актинолітом і антофіллітом. У реліктах норита по тріщинах катаклаза і між зерновому просторі розвиваються гранат, фер-

рогіперстен ( $2V=-58^{\circ}$ , містить 60% ферросиліта), кварц і одиничні лусочки червонясто-бурого біотиту.

У шліфі 3535/274,0 норит містить багату вкрапленість хроміту в середньому до 30% від площі всього шліфа. У даному випадку норит відрізняється вкрай неоднорідною будовою. Насамперед виділяються лінзовидно-полосчаті безрудні відокремлення з розміром зерен які складають ділянки плагіоклазу №90, бронзита ( $2V=-80^{\circ}$ ) і лусочок флогопіта до 2-2,5мм. Тут зерна хроміту нечисленні й в основному розосереджені уздовж границь розподілу індивідів мінералів. Інша частина породи має порфіроподібну будову з основною дрібнозернистою масою з розміром породоутворюючих мінералів і більшості зерен хроміту в межах 0,2-0,4мм. Крім звичайних по розміру зерен хроміту з округлими полігональними перетинами поширені і більш дрібні його сферичні зерна з розміром 0,01-0,02мм. Зерна хроміту незалежно від їхніх розмірів спостерігаються у вигляді включень у всіх породоутворюючих мінералах і утворюють скупчення агрегатів дрібних зерен. У дрібнозернистій хромітвміщуючій масі норита зустрічаються окремі порфіровидні вкрапленники ортопіроксена з розміром до 2мм і пойкилітовою структурою (зерна піроксену містять включення хроміту й окремих лусочок флогопіту).

У шліфі 3507/170,5 до складу основної породи входять основний плагіоклаз №82, зелена шпінель (до 30%), одиничні зерна паргаситу ( $Z:N_{gr}=20^{\circ}$ ;  $2V=+80^{\circ}$ ), лусочки флогопіту, акцесорний апатит. Структура породи дрібнозерниста (розмір зерен у середньому складає 0,4-0,8мм), гіпідіоморфна. Найбільше ідіоморфними є таблитчасті кристали плагіоклазу. Інтерсертальна шпінель звичайно представлена ізометричними зернами з полігональними обрисами діаметром 0,2-0,4мм, іноді до 1-2мм. Рідкі включення шпінелі в плагіоклазі мають каплевидну форму з діаметром нарівні перших сотих мм. Ксеноморфні зерна амфіболу розвиваються по границі індивідів плагіоклазу і якби їх обволікають і "захоплюють" у вигляді включень. Розподіл зерен шпінелі й амфіболу в породі нерівномірний і спостерігаються її ділянки, що складаються майже націло з плагіоклазу. Тому порода може бути названа шпінельвміщуючим габбро-анортозитом.

У шліфі 3536/154,5 із зони дроблення й інтенсивної біотитизації спостерігаються фрагменти табличато зернистого анортозиту. Мілко кристалічний анортозит з розмірами зерен у середньому 0,4-0,6мм, рідше до 1мм складається з лабрадору №58.

Серпентиніти є самими розповсюдженими в будові Капітанівського масиву і підрозділяються на аподунітові й апоперидотитові. Аподунітові серпентиніти широко поширені у всіх гіпербазитових масивах, вони залягають у різних частинах його розрізу завжди поступово переходять в апоперидотитові [23]. Мінеральний склад ультрабазитів на контакті з іншими породами поступово міняється. На контакті із силікатно-карбонатними породами в них звичайно збільшується вміст клінопіроксенів, карбонатів, на контакті з хромітитами-ортопіроксенів, амфіболів, флогопита. Власне серпентиніти мають перемінний склад (антигоритовий, хризотилловий, лизардитовий, серпентинітовий і змішаний), у зв'язку з чим мають три основних варіанти фарбування: чорні, зеленувато-чорні, складені в основному хризотилом, темно-зелені хризотил-серпентинітові і ясно-зелені, салатіві-антигорит-серпентинітові. На ділянках масивного складу фарбування "серпентинітів" однорідне. На контакті з іншими породами "серпентиніти" звичайно мають полосатий або плямистий вигляд. Візуально "серпентиніти" характеризуються скритокристалічною будовою, характерною для власне серпентинітів, і дрібнозернистою для серпентинізованих ультрабазитів. Мікроскопічне вивчення цих порід показало, що у всіх випадках вони характеризуються прекрасно збереженими реліктовими структурами. Чітко визначається їх реліктова дрібно-середньозерниста пан ідіоморфна структура аподунітових серпентинітів із збереженням контурів полігонально-ізометричних перетинів породоутворюючого олівіну. Апоперидотитові серпентиніти відрізняються гіпідіоморфною структурою. У цих породах з істотно олівіновим вихідним складом для другорядних мінералів характерний різковиражений ксеноморфізм. У між гранулярних просторах ізометрично зернистого колишнього олівінового агрегату зустрічаються піроксени, амфіболи, карбонати, шпінель, що не порушені процесами серпентинізації.

Кальцифіри (силікатно-карбонатні породи) мають широке поширення в будові масиву. Вони розвинуті по всьому розрізі і спостерігаються від мікрополосчатих проявів до могутніх шароподібних тіл. У зоні східного контакту силікатно-карбонатні

породи утворюють великі тіла потужністю 40-80м і довжиною до 1км. Іншою їхньою особливістю є те, що вони зустрічаються в ультрабазитах у вигляді ізольованих відокремлень. По розрізах свердловин, щовивчалися нами, у серпентинітах неодноразово зустрічаються їхні плямисті гніздо видні відокремлення з діаметром до 15 см.

Силікатно-карбонатні породи завжди мають одноманітний зовнішній вигляд габброїдів з досить витриманим фарбуванням і структурою. Макроскопічно вони являють собою звичайно мілко кристалічні досить однорідні масивні утворення сірого кольору з зеленуватим відтінком. У залежності від складу вони бувають ясно-сірі або темно-сірі. У приконтактних зонах з ультрабазитами, хроміти там виявляється їх полосчатість, обумовленатакож варіаціями складу. Силікатно-карбонатні породи часто містять включення-фрагменти серпентинітів, рідше інших ультрабазитів, звичайно лінзовидно округлої форми розміром до 10см (подіаметрікерна). У зв'язку з цим вони здобувають атакситову будову, мають плямистий вигляд.

На мікрорівні силікатно-карбонатні породи відрізняються надто одноманітною будовою і складом. Як правило, це породи, що складаються з карбонатного агрегату, у якому досить рівномірно розподілені округлі звичайно націло серпентинізовані одиничні зерна олівіну або їхні агрегати. В одиничних випадках зустрічаються зовсім незмінені його зерна (шліф 3541/240,5). Крім олівіну в цих породах без наявного зв'язку з вторинними змінами зустрічається флогопіт. Тільки в контактних зонах силікатно-карбонатних порід з ультрабазитами була встановлена присутність піроксенів і іноді амфіболів. Силікатно-карбонатні породи з піроксенами (одиничні зерна) спостерігалися на рівні мікрополосчатого прояву в перидотиті (шліф 3541/405), на контакті з апоперидотитовими серпентинітами або з піроксенітами. В одному випадку (шліф 3507/329) на контакті ультрабазитові з гнейсами зустрінуто карбонатна порода тільки з діопсидом.

Силікатно-карбонатні породи характеризуються постійною присутністю акцесорних мінералів в основному тільки хроміту, іноді шпінелі, досить рідко хроміту разом зі шпінеллю або апатит (шліф 3536/130,5)

Співвідношення вмісту карбонатної складової з кількістю олівіну коливається в широких межах (звичайно від 2:1 до 1:1). Спостерігаються поступові взаємо переходи між аподунітовими серпентинітами і карбонатними породами. У серпентинітах часто зустрічаються одиничні включення інтерсертального карбонату (рис.4.2). Аналогічний за формою відокремлення, фарбуванню карбонату зоні контакту цих порід у серпентиніті відіграє роль породоутворюючого мінералу. Можна назвати унікальним шліф 3541/297,0 контакту прожилка силікатно-карбонатної породи в серпентиніті. У шліфі спостерігається серпентиніт, що містить між гранулярний карбонат до 15% з рівномірним розподілом і має вигляд уламкової породи з контактово-поровим цементом. У карбонатній породі відбувається збільшення вмісту олівіну і хроміту уздовж контактів округлих включень піроксенитів. У зразку 3533/237,0 такі включення складаються з грубозернистого диопсида, що якби зцементовані звичайною однорідною силікатно-карбонатною породою. По контакті цих порід зі складною заливоподібною формою спостерігається облямівка темного кольору, що складається з майже націло серпентинізованих зерен олівіну з рясним виділенням гістерогенного магнетиту (олівін-гіалосидерит,  $2V=-80^0$ ). Тут же зосереджена розсіяна вкрапленість хроміту (до 10%). Фрагменти середньо-грубозернистого клінопіроксеніта якби "плавають" у силікатно-карбонатній породі. На контакті порід у кристалах піроксену утримуються включення зерен хроміту, в одиничних випадках карбонату. У шліфі 3541/240,6 на контакті дрібнозернистого клінопіроксеніта із силікатно-карбонатною породою формується зона великих зерен диопсида з пойкилітовою структурою, у яких спостерігаються включення більш дрібних зерен диопсида й олівіну. Зерна карбонату і диопсид мають згоджені границі з компромісними обмеженнями перетинів їхніх зерен (відсутні й взаємозаміщеність, агрегати мають характер гіпідіоморфної будови).

На контакті силікатно-карбонатних порід і силікатних хромітитів не спостерігається істотних змін ні складу, ні структури цих порід. Тут відзначається збільшення вмісту зерен олівіну в силікатно-карбонатних породах до 50-60% їхнього обсягу, що іноді супроводжується багатою вкрапленістю зерен хроміту (до 10% у шліфі 3507/244,5). У хромітитах карбонати можуть бути породоутворюючими тільки в при

контактової зоні. На видаленні від контакту зустрічаються лише одиничні зерна карбонату (шліф 3536/166,0) і міжгранулярні простори багатих укрплених хромітових руд виконуються, як правило, тільки серпентином. Поряд з цим спостерігається по- лосате збагачення хромітом силікатно-карбонатних порід. Утворюються своєрідні хроміти ти на основі силікатно-карбонатної породи зі вістом хроміту до 30-40% їх- нього обсягу. У даних хромітитах карбонат є породоутворюючим мінералом у пов- ному їхньому обсязі.



Рисунок 4.2 - Серпентиніт з інтерстиційним карбонатом по периферії з вклю- чень карбоната розвивається хризотил. шліф 3541/32,0 зб. 50<sup>x</sup>

Олівін у силікатно-карбонатних породах цілком серпентинізовані. Рідко збері- гаються окремі релікти його зерен. Звичайно вони представлені округлими виділен- нями з діаметром близьким до 0,2-0,5мм, в окремих випадках до 1мм, по яких розви- ваються агрегатні псевдоморфози мінералів групи серпентину. Характерна ізомет- рична форма вихідного мінералу, ячеїста структура агрегатних псевдоморфоз, ха- рактерне фарбування і наявність у них в окремих випадках реліктів олівіну дають під- ставу припускати в складі силікатної частини цих порід тільки олівіну. Склад оліві- ну визначався за допомогою методу Федорова. У результаті встановлена присут- ність у породах магнезіальних різностей олівіну форстериту, форстериту-хризоліту



зі вмістом фаялітової молекули до 10% ( $2V90^0$ , позитивні значення) або діалосидерита - до 40%  $Fa$  ( $2V$ від-80до-84 $^0$ ). Цим підтверджується можливість визначати залізистість олівину по вмісту гістерогенного магнетиту в псевдоморфозах серпентину. На підставі цього можна зробити висновки, що по всьому розрізі силікатно-карбонатні породи містять тільки магнезіальний олівін, що заміщається серпентином із блідо-зеленим фарбуванням і вкрай незначною кількістю гістерогенного магнетиту. По свердловині 3541 на підставі цієї ознаки спостерігається чергування карбонатних порід то з магнезіальним, то з залізистим олівіном. Зустрічаються агрегатні псевдоморфози серпентину по олівіну густо окрашені зеленого кольору або червоно-бурі (іддингсит) з рясним виділенням гістерогенного магнетиту.

Силікатно-карбонатні породи розрізняються і по вмісту в них акцесорних мінералів. По свердловині 3507 у них не була зустрінена шпінель, тоді як по свердловині 3541 вона має широке поширення. Найбільш високий рівень вмісту шпінелі (до 10%) відзначається в шліфі 3541/395. У даному випадку її дрібні округлі включення буквально переповнюють псевдоморфні агрегати серпентину по олівіну. Зерна хроміту і шпінелі діаметром рівним першому десятим мм звичайно розосереджені в карбонатній складовій описуваних порід. Зустрічаються їхні агрегати скупчення з утворенням сидеронітової структури на окремих ділянках порід (шліф 3507/178,0).

Звертає на себе увага особливості форм виділення й оптичних властивостей карбонату описуваних порід. Простежується наступність цих характеристик карбонату від одиничних зерен в ультрабазитах до агрегатних їхніх скупчень у силікатно-карбонатних породах. В аподунітових серпентинітах часто зустрічаються інтерсертальні відокремлення мутно-сірого з коричнюватим відтінком зерен карбонату і їхніх зернистих агрегатів (ізометричні зерна й аллотриоморфно зернистих за формою відокремлення індивідів). Поряд з цим у серпентинітах зустрічаються зерна карбонату з опукло-краплинною формою (шліфи 3507/131,6; 3507/179,5 і ін.). У шліфі 3507/131,6 із фрагмента апоперидотитового серпентиніту в силікатно-карбонатній породі спостерігаються округлі зерна карбонату з чечевицеподібною формою, що знаходяться в зрощенні з інтерсертальною шпінеллю. Зерна шпінелі розвиваються по границях прямокутних обрисів передбачуваного піроксену й у місцях їхніх вели-

ких виділень вони мають кістякову будову переповнені включеннями округлих індивідів карбонату. У цьому ж шліфі в серпентиніті спостерігаються лусочки флогопіта, які з прямокутними, так із ізометричними округлими перетинами.

У силікатно-карбонатних породах звичайним є мутно-сірий з буруватим відтінком карбонат із у край невитриманою морфологією його індивідів. Зустрічаються зерна неправильної форми з розміром до 2мм, іноді і більш, що заповнюють проміжки між включеннями олівіну. Поряд з цим характерні їхні агрегатні скупчення ізометричні, або з дуже складною конфігурацією зерен, у яких завжди зустрічаються ізометрично округлі агрегати. Розмір зерен коливається в широких межах від перших десятих мм до декількох мм. Зерна карбонату завжди трохи крупніше включень олівіну. На окремих ділянках порід із грубозернистою будовою в зернах карбонату утримуються включення олівіну, акцесорних мінералів (пойкілобластова структура), що визначає наявність процесів перекристалізації в породі. З цими процесами безсумнівно зв'язана поява в карбонатному агрегаті безбарвних зерен від одиничних проявів до декількох десятків відсотків. Диференційно-термічний аналіз карбонатів, рентгеноструктурний аналіз, електроннозондові визначення показали одноманітний їхній склад по всіх розрізах свердловин, що вивчалися, що відповідає складу залізистого доломіту з домішкою кальциту.

Метасоматичні породи. Найбільш високотемпературними змінами в масиві є процеси утворення так званих скарнів. До останнього відносять крупнокристалічні мономінеральні породи з диопсидовим складом, і ортопироксенові породи, що складаються з тією або іншою кількістю граната.

Своєрідними по будові і складу є породи з головним породоутворюючим мінералом ортопироксеном-залізистим гіперстеном-еулітом Вони були зустрінуті в свердловинах 3533 і 3535 (шліфи 3533/92. 0,3533/196.4, 3535/255.5, 3535/284.0, 3535/285.0 і 3535/286.2). Незалежно від положення в розрізах свердловин, ці породи завжди мають досить одноманітні будови і склад. Звичайно вони характеризуються полосатою будовою з чергуванням темно-сірих із зеленуватим відтінком смуг ортопироксенового складу і ясно-сірих кварцових смуг. Потужність смуг коливається від декількох мм до 1-2 і більш см. Візуально визначається майже постійно присутній у

них червоно-бурий гранат в одиничних зернах і в окремих випадках у якості головного породоутворюючого мінералу. Ці породи завжди містять сульфідну мінералізацію, іноді досить багату (до 15%), представлену в основному піротином або піритом, зв'язану з заключною стадією їхнього окварцювання.

По розрізах свердловин зустрінуті окварцовані породи трохи іншої будови складу, чим ортопіроксенові, але, як видно, це метасоматичні утворення єдиного процесу. Нижче описуються шліфи 3541/241.4, 3533/146.0, 3536/154.5 і 3540/150, у яких під час окварцювання збереглася реліктова будова вихідних порід.

У шліфі 3533/196.4 ортопіроксен-гранатова порода характеризується складом: гранат (до 60%), ферригіперстен-еуліт ( $2V = -70^\circ$ ) до 40%, кварцу - до 10%, одиничні зерна апатиту, магнетиту і лусочки біотиту. Структура мілкокристалічна, граногетеробластова. Зерна граната мають ізометричну або неправильну форму з розміром від перших десятих часток мм до 1 мм, розподілені в породі досить рівномірно. Проглядається схована полосчатість породи, виражена в трохи полосатому розподілі зерен граната й у тім, що по визначених напрямках вони містять велику кількість дрібних включень піроксену, кварцу (пойкілітова структура). У цьому випадку включення зосереджені в ядерній частині зерен граната. Звичайно зерна граната відрізняються малою кількістю включень, або навіть їх не містять. Одиночні включення представлені округлими зернами піроксену, кварцу, лусочок біотиту з розміром до 0,1 мм. Зерна піроксену мають досить витриману розмірність у межах перших десятих мм до 0,5 мм. Вони у вигляді ізометрично зернистих або таблитчато зернистих агрегатів, а також неправильних зерен групуються в інтерсертальних просторах гранатового агрегату. Агрегатні скупчення зерен піроксену характеризуються слабко вираженим полосчатим розподілом. У зернах піроксену зустрічаються одиничні округлі включення кварцу. У інтерстиціях між зернами граната і піроксену спостерігається кварц у вигляді зерен з різко вираженим ксенофорфізмом. Границі розподілу зерен кварцу і піроксену звичайно мають складну конфігурацію корозійного характеру. Зустрічаються включення фрагментів кристалів піроксену в кварці. Зерна граната корродовані в меншому ступені і їхні фрагменти в зернах кварцу не встановлені. Зерна кварцу мають розмір у межах перших десятих мм до 0,5 мм. У них зустрічаються оди-

ничні включення ідіоморфних мікрокристалів апатиту, карбонату. У крайовій частині одного з зерен кварцу спостерігалася резорбована табличка польового шпату (калієвого?). Для породи в цілому характерна наявність рідких міжгранулярних кристалів апатиту з розміром до 0,1мм.

У шліфі 3535/255,5 спостерігається взаємоперехід гранат-піроксенової породи і піроксенвміщуючого кварциту. Окремі зерна граната і їхніх агрегатів приурочені до приконтактової зони. Тут же зустрічаються не тільки ізометричні зерна граната, але і їхні витягнуті індивіди орієнтовані паралельно смугастості. Розмір зерен граната від 0,5 до 1,5мм. Зерна граната містять включення кварцу, піроксену (пойкилобластова структура). Таблитчато-зернистий піроксеновий агрегат (піроксен-еуліт,  $2V=74^{\circ}$ , містить 73% Fe") має гетеробластову структуру. Переважають зерна з розміром близьким до 0,5мм. Окремі зерна прямокутного перетину досягають 2мм. У них не рідко зустрічаються окремі включення апатиту і кварцу. В основному ж піроксен відрізняється від граната відсутністю пойкілітової структури.

Для піроксенової породи в цілому характерно щільне прилягання її зерен мінералів, що складають. Невелика кількість інтерстицій виконана, в основному, лусочками і їхніми агрегатами червонясто-бурого біотиту, частково зернами апатиту і кварцу. У зв'язку з тріщинною зонкою катаклаза, товщиною до 0,4мм і виконаної майже націло рудною мінералізацією, остання поширена у вигляді плівкових нагромаджень у між гранулярних просторах піроксенової породи.

На контакті з кварцитом спостерігається смуга шириною до 1,5мм проміжного піроксен-кварцового складу. Зерна кварцу мають неправильну форму, заповнюють простір між реліктовими корродованими зернами піроксену. Переважають зерна кварцу розміром до 0,5мм із незначно вираженою витягнутістю рівнобіжної смугастості породи. Частина зерен кварцу при ширині до 0,6мм досягають у довжину 2,5мм. У зернах кварцу зустрічаються фрагменти піроксену, біотиту. Досить характерно те, що в них присутні часті мікрокристали апатиту, в одиничних випадках кристали останнього з правильною призматичною формою мають довжину до 0,2мм. Для описуваної смуги в цілому характерна директивна текстура, що найбі-

льше чітко виявлена в односпрямованому орієнтуванні зерен кварцу і включень, що утримуються в ньому.

Кварцит складається з великих зерен кварцу, витягнутих паралельно смугастості. При ширині зерен рівній 1мм і більш довжина їх перевищує 4мм. У зернах кварцу зустрічаються одиничні лучиноподібні релікти піроксену при вкрай незначній товщині (не більш 0,1-0,2мм) їхня довжина перевищує 3мм. Включення кристалів апатиту одиничні. Кристали апатиту і релікти піроксену мають згодне орієнтування з полосчатістю породи.

Описані особливості будови і складу ортові Оксенової породи повторюються в шліфах 3535/286,2 (апатитвміщуюча практично моно мінеральна ортопіроксенова феррогіперстенова порода з одиничними зернами граната і рудного мінералу); 3535/284,0 (апатитвміщуюча кварц-ортопіроксенова феррогіперстенова порода з одиничними тонкими нечітко вираженими смугами кварцового складу), 3533/92.0, 3535/285.0 (апатит вміщуючи полосчаті породи з чергуванням смуг гранат-ортопіроксенового ферригіперстен-еулітового і кварцового складу). Порода в шліфі 3533/92 має відносно більш великий розмір зерен ортопіроксена і граната від 1 до 2мм і відрізняється наявністю в ньому значного рівня катаклаза. По тріщинах катаклаза і зонкам дроблення в породі розвинута рудна мінералізація. Склад ортопіроксена в цих породах змінюється в незначних межах: у шліфах 3535/285,0 і 3535/286,2 він містить 68% ферросиліта ( $2V=72-74^\circ$ ), у шліфі 3533/92,0-75% ферросиліта ( $2V=78^\circ$ ), у шліфі 3535/284,0-80% ферросиліта ( $2V=90^\circ$ ).

По свердловині 3540 зустрінуто зона окварцювання із сульфідною, у тому числі пірротиною мінералізацією. При мікроскопічному вивченні порода з цієї зони характеризується порфірокластичною структурою, де спостерігаються яскраво виражені деформація і перекристалізація. У цілому кварцит характеризується порфірокластичною структурою. В основній дрібнозернистій масі породи, яка складена з дрібних зі складною конфігурацією зерен кварцу (мозаїчна структура) з розміром близько 0,1-0,2мм спостерігаються включення великих відокремлень кварцу з довжиною до 6мм при ширині до 0,5мм. Великі фрагменти кварцу по краях роздроблені і

перекристалізовані і "зливаються" з навколишніми дрібними зернами кварцу. Кварц має різко виражене хвилясте згасання.

У породі поширені деформовані, звичайно витягнуті в одному напрямку фрагменти рудного мінералу (до 5% обсягу породи). В асоціації з рудним мінералом зустрічаються фрагменти націло серпентинізованого олівіну. Кварц містить одиничні включення мікрокристалів апатиту.

Таким чином, породи, що містять у тій або іншій кількості ортопіроксени – феррогіперстен-зуліт, характеризуються наступними загальними особливостями:

1. У цих породах просторово і генетично сполучаються процеси піроксенізації, окварцювання і рудоутворення.

2. Піроксенізація в основній своїй масі протікала в умовах ізотропного середовища. Утворюються однорідні рівномірно кристалічні дрібнозернисті піроксенові агрегати, що по всім цим їхнім особливостям досить подібні з клінопіроксенами. За аналогією можна вважати, що їхнє утворення є також результатом магмометасоматоза або магматичної перекристалізації. Однак, піроксенізація з утворенням феррогіперстена-зуліта є більш пізнім і більш тривалим процесом, що сполучається з раннім окварцюванням порід. У власне ортопіроксенових породах по всій імовірності найбільш ранніх, спостерігаються між гранулярні відокремлення кварцу. У габбро-норитах процеси піроксенізації й окварцювання є накладеними і розвивалися після їхньої кристалізації.

3. Окварцювання, за винятком між гранулярних неорієнтованих відокремлень кварцу в ортопіроксенах, в основному відбувалося в умовах анізотропного середовища. Воно протікає з утворенням директивної і полосатої будови порід. Паралельно смугастості орієнтовані витягнуті зерна кварцу й усі в ньому включення.

4. Окварцювання вихідних порід (по сукупності спостережень габбро-норитів, полосчатих піроксенітів, олівінвміщуючих утворень імовірніше всього силікатно-карбонатного складу) з реліктовою їхньою будовою і складом змінюється утворенням майже мономінеральних кварцових агрегатів. При цьому дрібнозернисті агрегати є більш ранніми стосовногубозернистого. Кварцові агрегати розподіляються у

вигляді полосчатих слойків або з тією ж послідовністю утворення "цементують" фрагменти вже окварцьованих вихідних порід у зонах брекчіювання.

5. У зернах кварцу завжди присутні нечисленні тільки тверді включення: фрагменти ортопіроксенів, мікрокристали апатиту. В одиничних випадках зустрічаються зерна передбачуваного польового шпату (калієвого?), карбонату.

6. Гранат містить включення піроксенів, кварцу і його утворення, відповідно, відбувалося одночасно або трохи пізніше кристалізації ранніх ортопіроксенів і кварцу. Він є "випадковим" мінералом в описуваних породах і зустрічається в місцях їхнього локального збагаченні глиноземом у габбро-норитах приурочений до зерен плагіоклазу. Полосчатий розподіл і підвищений вміст граната в окремих смугах ортопіроксенів відображають реліктову будову і склад вихідних порід.

7. Кварц не містить первинні газиво-рідкі включення, у ньому постійно зустрічаються мікро кристал апатиту. На підставі цього можна припускати, що кварц є високотемпературним мінералом і він міг утворитися при пізньомагматичних або пневматолітових процесах.

8. На завершальних стадіях утворення описуваних порід вони були місцями втягнення в тектонічну переробку. У них спостерігаються порфіробластові структури, катаклаз і перекристалізація кварцових агрегатів. До зон деформації в кварці приурочені дрібні (у діаметрі до 1-2мкм) вторинні газиво-вуглекислотні і газиво-рідкі включення. З найбільш пізніми зонами катаклаза в породах пов'язані прожилки і між гранулярні нагромадження рудних мінералів.

#### 4.1.3 Оцінка прогнозних запасів і ресурсів (на прикладі Південно-Капітанівського масиву)

На південній частині Капітанівського родовища, за результатами бурової розвідки, виділено 4 рудних тіла хромових руд згрупованих в рудній зоні ультрабазитів. Бурова розвідка проведена бурінням нахилених колонкових свердловин. Відстань між профілями коливається від 33 м до 58 м, середня складає 41 м. Всього розбуре-

но 15 профілів. По кожному рудному тілу побудована вертикальна проекція з розподілом геометризованого контуру хромових руд на блоки природних типів за вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

**Рудне тіло № 1.** Геометризований контур промислових руд тіла № 1 спирається на рудні перетини 68 свердловин. Тіло № 1 представлене жилою складної будови з нерівномірною дійсною потужністю, що коливається від 0,3 м до 13,1 м, середня потужність 2,4 м і нерівномірним вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , що коливається від 6,2 до 37,5 %, середній вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  16,12 % (рис. 4.3).

До горизонту -110 м на профілі XXIV і -142 м на профілі XXIX, рудне тіло № 1 представлене трьома стовпами з складними контурами. Вісь першого стовпа проходить по профілю XXI, другого стовпа – по профілю XXVI і третього – по профілю XXXI. Глибше указаних горизонтів (-110 і -142 м) усі три стовпи зливаються в один неперервний поклад, що просліджується між профілями XX-XXXIV на 540-575 м у вигляді стрічкоподібної жили. Ширина першого стовпа 85-175 м, ширина другого стовпа коливається від 40 до 155 м, ширина третього стовпа – від 100 до 225 м.

За типами руд виділено 23 блоки підрахунку запасів площі яких відповідно складають: 3357 м<sup>2</sup> (масивні руди,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  більше 35 %), 40737 м<sup>2</sup> (густовкраплені руди,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  20-35 %), 63664 м<sup>2</sup> (вкраплені руди  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  10-20 %) і 5 3347 м<sup>2</sup> (рідковкраплені руди,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  6-10 %). Загальна площа 1-го рудного тіла – 161105 м<sup>2</sup>, один свердловинний перетин характеризує площу 2369 м<sup>2</sup>.

Запаси руди 1-го рудного тіла складають 1202232 т, в тому числі за типами руд відповідно (т): 19336, 263161, 572339 і 347396; у відсотках відповідно (%): 2; 22; 47; 29. Геохімічні ресурси платиноїдів складають близько 390,7 кг.

Запаси  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  1-го рудного тіла складають 193763 т, в тому числі за типами руд відповідно (т): 7 255, 72 764, 84076 і 29 668; у відсотках відповідно (%): 4, 38, 43, 15.

В 68 рудних перетинів 1-го рудного тіла входить 467 кернових проб по яких пораховані коефіцієнти варіації потужності (39 %) і вмісту  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (72,5 %).



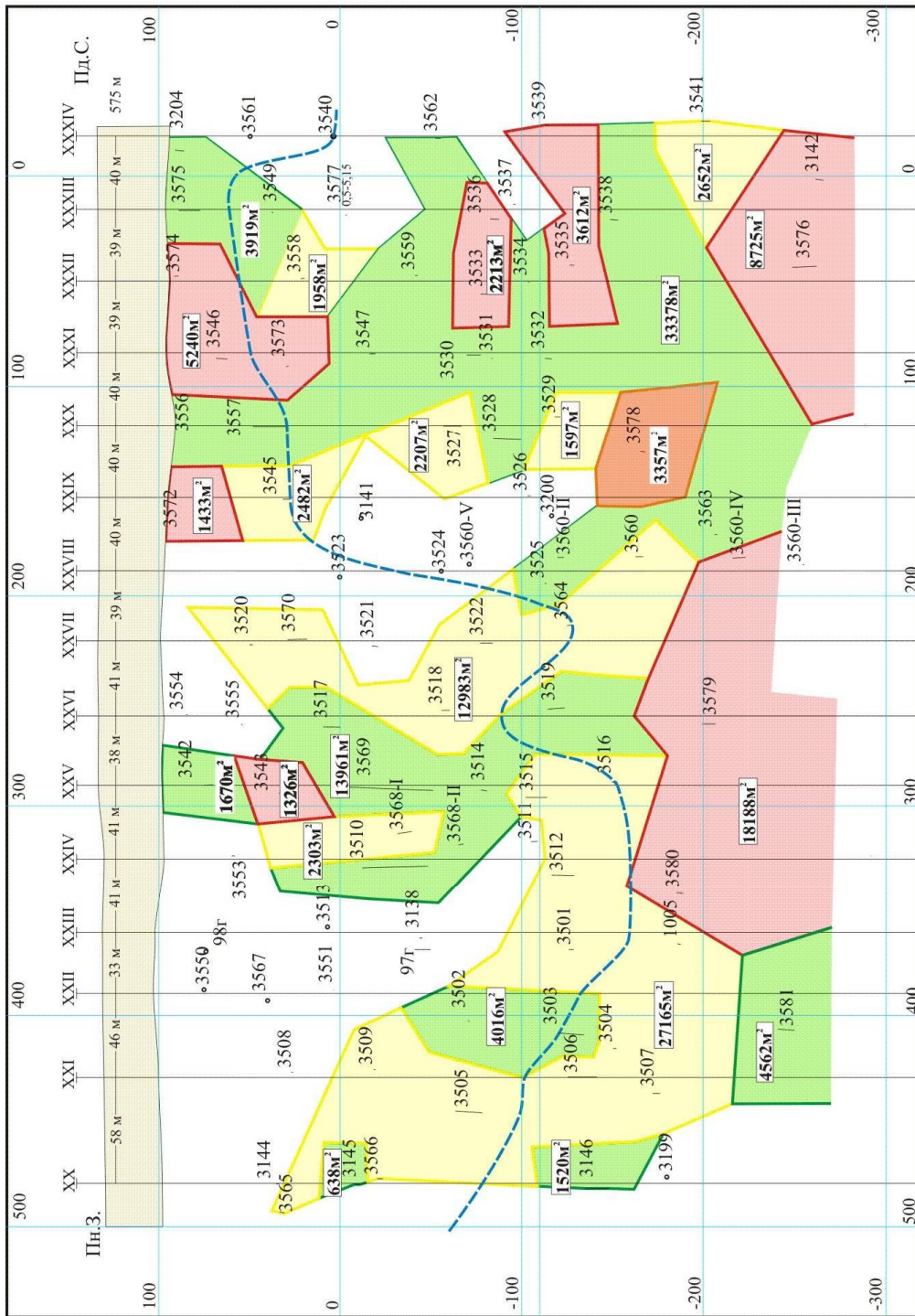


Рисунок 4.3 - Вертикальна проекція рудного тіла №1 з розподілом геометризованого контуру хромітових руд на блоки природних різновидів за вмістом  $Cr_2O_3$

За наведеними параметрами рудне тіло № 1, відповідно Інструкції із застосування Класифікації запасів [52], відноситься до 2 групи родовищ – складна геологічна будова з рудними покладками, що характеризуються мінливими потужністю і внутрішньою будовою покладів хрому, невтриманою якістю руд хрому, з нерівномір-

ним розподілом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в покладах. Природні типи хромових руд геометризovanі, що підлягають селективному видобуванню, а на збагачувальній фабриці можна планувати реагентно-режимне вилучення  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  із руди. Глибокі горизонти тіла № 1 (глибше 300 м від денної поверхні) потребують розвідки в майбутньому хоча би до глибини 600 м.

**Рудне тіло № 2** простягається паралельно рудному тілу № 1 у вигляді жили. Геометризovanі контури промислових руд тіла № 2, між профілями ХХ-ХХІХ, представлені двома стовпами, з'єднаних на профілі ХХІV смугою потужністю в 25 м. На глибині 170-245 м (відповідно горизонти -40 і -112 м), між рудними стовпами на профілі ХХІV виділене безрудне вікно за формою прямокутного трикутника, висота якого рівна 45 м. Між горизонтами -110 і -164 м та між профілями ХХІ і ХХІХ, стовпи зливаються в суцільний поклад і простягаються на 300 м, а глибше горизонту -164 м рудний поклад знову розділяється на два стовпи. Вісь одного стовпа проходить по профілю ХХІІ, ширина стовпа 48 м, - нахилений у східні румби. Другий стовп просліджується на глибині між профілями ХХV-ХХХ без ознак виклинювання і заслуговує розвідки в майбутньому (рис. 4.4).

Глибше горизонту -70 м, в районі профілю ХХІ, встановлене ще одне безрудне вікно шириною 36-42 м, нижній контур вікна не встановлений.

На профілі ХХХ на горизонті -60 м встановлений гніздовидний поклад близько ізометричної форми, що спирається на перетин свердловини 3528. Площа покладу складає 7096 м<sup>2</sup>. Дійсна потужність покладу 2 м, вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  8,67 %.

На профілях ХХХІІ, ХХХІІІ і ХХХІV, між горизонтами -10 і -110 м виділений блок форми нахиленої, в східні румби, усіченої піраміди площею 5364 м<sup>2</sup> і підпирається стовпом шириною 25-37 м, вісь якого проходить по профілю ХХХІV, нижній контур стовпа не встановлений, тому що стовп уходить на глибину, за межі глибини розвідки (глибше 300 м від поверхні).

Основні запаси промислових руд рудного тіла № 2 локалізовані в блоках між профілями ХХ-ХХХ. Геометризovanі контури підрахункових блоків рудного тіла № 2 спитаються на 52 свердловинні перетини, виділено 9 блоків густовкраплених (прожилкуватих) руд з вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  20-35 %, що легко збагачуються гравітаційним

методом; 28 блоків вкраплених руд з вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  10-20 %, що збагачуються гравітаційно-магнітним методом. Магнітний сепаратор потрібно застосовувати для доводки хвостів гравітаційного збагачення. 15 блоків виділено рідковкраплених руд з вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  6-10 %, що збагачуються гравітаційно-магнітно-флотаційним методом. Флотацію потрібно застосовувати для вилучення із руд хрому золота і платиноїдів.

Дійсна потужність рудного тіла № 2 коливається від 0,3 м до 12 м, середня рівна 2,9 м. Загальні запаси рудного тіла № 2 складають: руди 976584 т, в тому числі густовкраплених руд 176346 т, вкраплених руд 539490 т, рідковкраплених руд 260748 т; запаси  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  відповідно складають (т): 41970; 76554; і 21720; разом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  140244 ти. Геохімічні ресурси платиноїдів складають близько 317,4 кг.

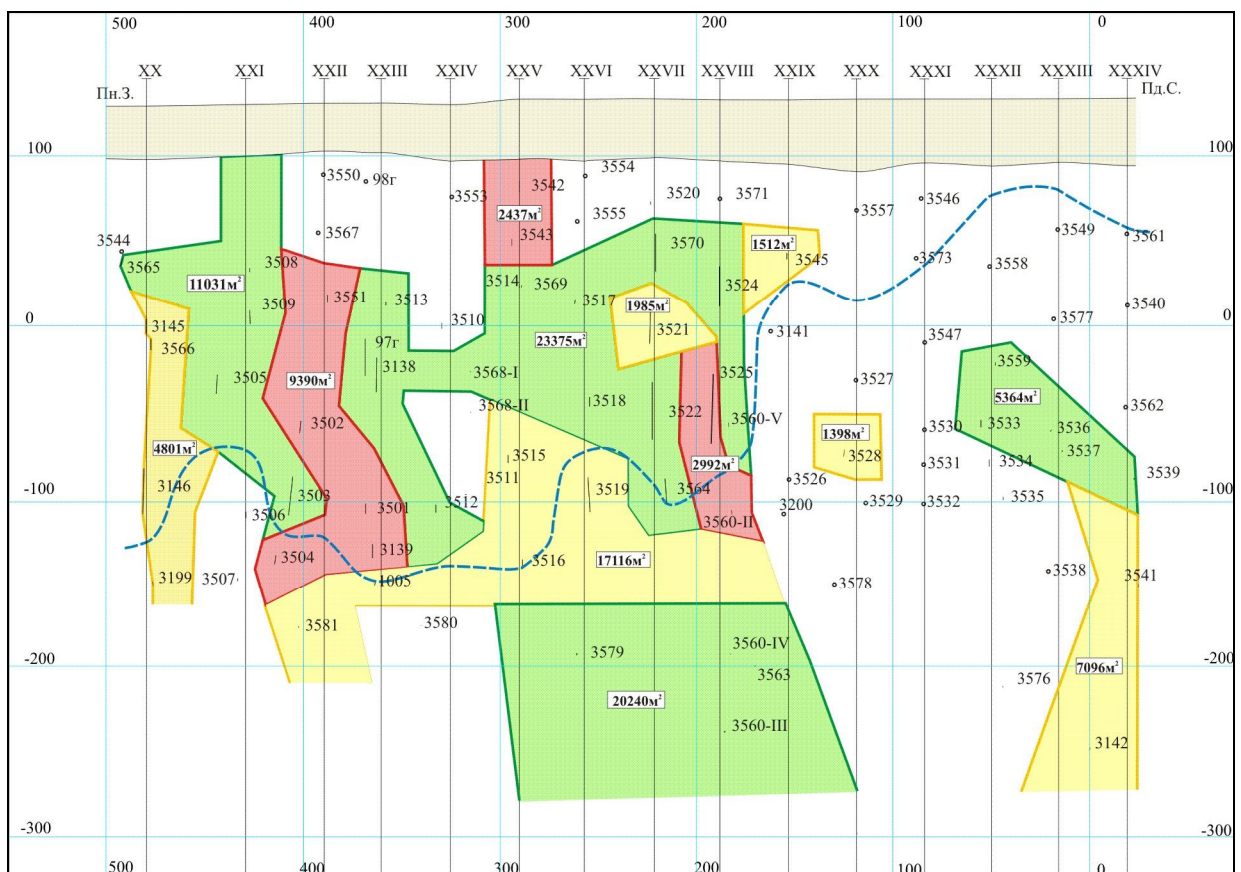


Рисунок 4.4 - Вертикальна проекція рудного тіла №2 з розподілом контура хромітових руд на блоки природних різновидів за вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$

52 рудні перетини рудного тіла № 2 вміщують 425 кернових проб по яких пороховані коефіцієнти варіації потужності (30,5 %) і вмісту  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (72 %), що відповідно [52] рудне тіло № 2 відноситься також до 2 групи родовищ, аналогічно рудному тілу № 1.

**Рудне тіло № 3** простягається східніше рудного тіла № 2 і паралельно до нього у вигляді лінзуючої жили потужністю від 0,4 м до 11,9 м, середня потужність 2,5 м. Між профілями XX-XXX, на відрізку в 400 м, жила № 3 ускладнена безрудними вікнами: на профілі XXII безрудне вікно висотою 60 м і шириною 40 м; на профілі XXVIII бузрудне вікно за формою прямокутного трикутника і розмірами катетів 55 м і 35 м. На горизонті -60 м безрудне вікно довжиною 120 м і шириною 40 м. Між профілями XXVII-XXX і між горизонтами -10 м і -75 м безрудне вікно форми трапеції висотою 35 м і довжиною середньої лінії 60 м і зливається з безрудним пережимом жили № 3 в межах профіля XXX шириною 40-55 м, за яким жила № 3 простягається на південний схід ще на 150 м у вигляді форми подібної до гачка, який між профілями XXX-XXIV і глибше горизонту -100 м просліджується на глибину (рис. 4.5).

Геометризовані контури рудного тіла № 3 проведені на вертикальній проекції з розподілом руд на природні типи за вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Виділено 16 блоків природних типів руд, що включають 52 рудних свердловинних перетини, в тому числі 2 блоки (2 рудних перетини, св. 3524, пр. XXVIII і св. 3536, пр. XXXIII) масивних (суцільних) руд, вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  37,88 % і 35,21 %, руди не потребують збагачення; 1 блок (1 рудний перетин, св. 3534 пр. XXXII) густовкраплених руд, вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  25,09 %, руди легко збагачуються гравітаційним методом; 5 блоків (24 рудних перетини) вкраплених руд, що збагачуються гравітаційно-магнітним методом (магнітну сепарацію потрібно застосувати для доводки хвостів гравітації) і 8 блоків (25 рудних перетинів) рідковкраплених руд з вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  6-10 %, ці руди збагачуються гравітаційно-магнітно-флотаційним методом, флотацію потрібно застосувати для вилучення із руд золота і платиноїдів.

Загальні запаси рудного тіла № 3 складають: руди 857036 т, в тому числі масивних руд 17343 ти, густовкраплених 7005 ти, вкраплених 365364 ти і рідковкрапле-

них руд 467324 т;  $Cr_2O_3$  98847 т і відповідно по типах руд 6330 т, 1758 т, 51224 т і 39536 т. Геохімічні ресурси платиноїдів складають близько 278,5 кг.

52 рудні перетини рудного тіла № 3 вміщують 308 кернових проб по яких пороховані коефіцієнти варіації потужності (36 %) і вмісту  $Cr_2O_3$  (74 %), рудне тіло № 3 також відноситься до 2 групи родовищ, з параметрами аналогічними до рудних тіл 1 і 2.

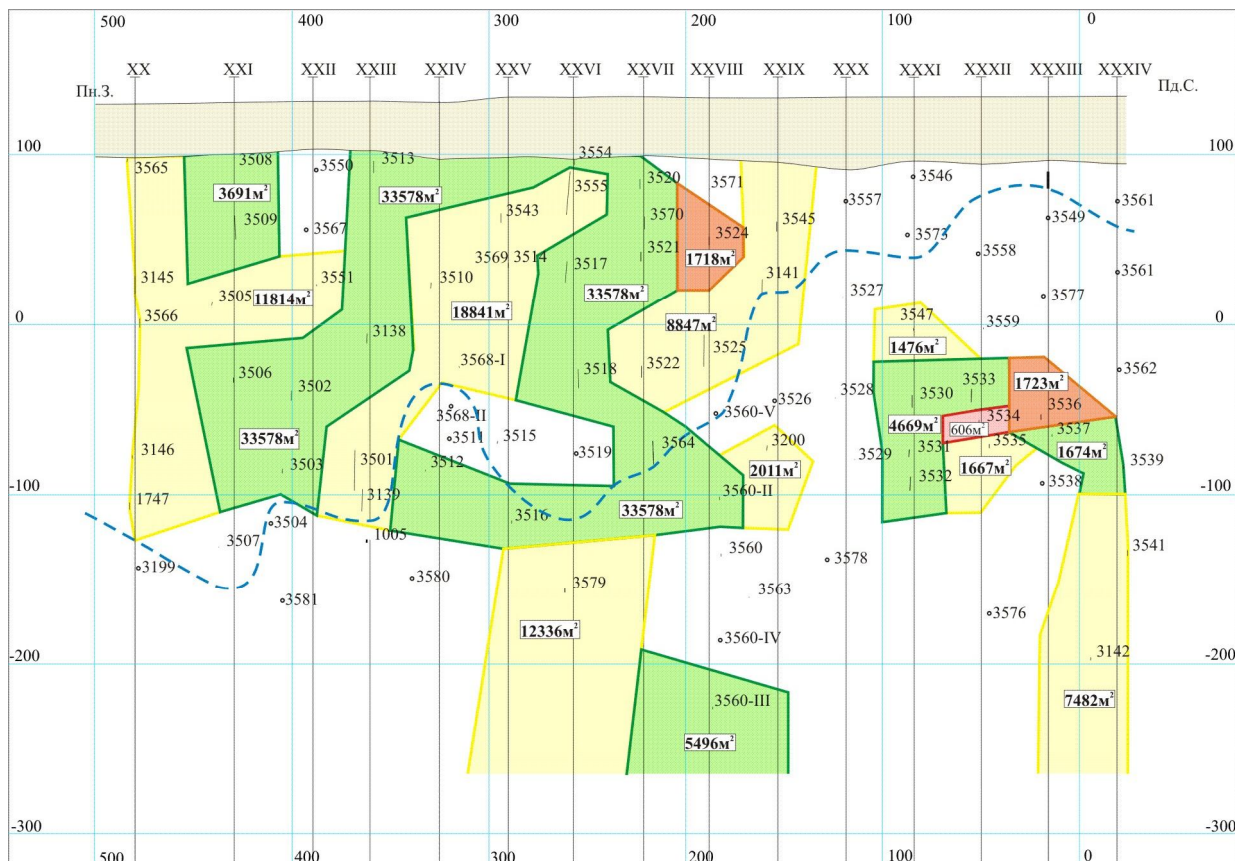


Рисунок 4.5 Вертикальна проекція рудного тіла №3 з розподілом контура хромітових руд на блоки природних різновидів за вмістом  $Cr_2O_3$

**Рудне тіло № 4** просліджується східніше рудного тіла № 3 у вигляді складної переривчасто-лінзуючої жили з невтриманою потужністю (від 0,4 м до 7,4 м, середня потужність 1,8 м) і не витриманим вмістом  $Cr_2O_3$  (від 6,15 %, св. 3142 пр. XXXIV до 33,32 %, св. 3533 пр. XXXII).

Геометризовані контури рудного тіла № 4 проведені на вертикальній проекції з розподілом руд на природні типи за вмістом  $Cr_2O_3$  (рис. 4.6). Виділено 10 блоків природних типів руд, що включають 25 рудних перетинів, в тому числі 6 блоків

вкраплених руд (12 рудних перетинів), що збагачуються гравітаційно-магнітним методом (магнітну сепарацію потрібно примінити для доводки хвостів гравітації) і 4 блоки (13 рудних перетинів) рідковкраплених руд з вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  6-10 %, ці руди збагачуються гравітаційно-магнітно-флотаційним методом, флотацію потрібно примінити для вилучення із хромових руд золота і платиноїдів.

Блок запасів вкраплених руд, що між профілями XX-XXI і між горизонтами 56-2 м, локалізований в корах вивітрювання, у вигляді стовпа висотою 54 м і шириною 31 м, нахилений стовп аналогічних руд, що локалізований між профілями XXI-XXIV має ширину 52 м і висоту 92 м. До цього блоку щільно притулився блок рідковкраплених руд, більше нахилений, просліджується за профіль XXV і досягає горизонту 82 м, також має форму стовпа шириною 38 м і висотою 88 м.

Між профілями XXII-XXX і між горизонтами 90 м і -160 м виділений поклад вкраплених і рідковкраплених руд у вигляді новонародженого півмісяця, що вміщує два блоки вкраплених і один блок рідковкраплених руд. Один блок вкраплених руд на прфілі XXIII, у вигляді стовпчика висотою 30 м і шириною 38 м, спирається на рудний перетин св. 3139, потужність перетину 1,7 м, вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  11,25 %. Другий блок вкраплених руд, що між профілями XXVII і XXX, та між горизонтами 90 м і -60 м, у вигляді гачка, спирається на рудні перетини св. 3524, 3141 і 3560-V, дійсна потужність перетинів відповідно 2,1 м (вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  10,25 %), 1,1 м (вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  14,02 %) і 1,8 м (вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  18,31 %). Обидва блоки вкраплених руд поєднуються між собою через блок рідковкраплених руд, що спирається на рудні перетини св. 1005, 3579, 3564, 3522 і 3525, дійсні потужності рудних перетинів і вмісти  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  по указаних свердловинах відповідно складають: 1 м – 7,42 %, 2,1 м – 7,41 %, 7,4 м – 7,33 %, 0,7 м – 9,98 % і 4,9 м – 7,66 %.

Між профілями XXX-XXXIV і між горизонтами 34 м і -86 м ізольовано локалізований поклад вкраплених і рідковкраплених руд у вигляді стрічковидної лінзи. Два блоки цього покладу вкраплених руд роз'єднані блоком рідковкраплених руд. Один блок вкраплених руд, що у межах профіля XXXII, у вигляді стовпчика висотою 22 м і шириною 39 м, спирається на рудний перетин св. 3533, дійсна потужність якого 0,4 м і вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  33,32 %. Другий блок вкраплених руд спирається на рудні

перетини св. 3532 і 3537, потужність перетинів і вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  відповідно складають 4,1 м – 15,82 % і 1,8 м – 13,91 %. Розділяючи блок рідковкраплених руд спирається на св. 3531 (потужність 1,3 м, вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  9,86 %); св. 3534 (потужність 1,1 м, вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  9,22 %); св. 3536 (потужність 0,4 м, вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  23,49 %) і св. 3562 (потужність 0,5 м, вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  18,05 %).

На профілях XXXII-XXXIV і між горизонтами -110 м і -164 м виділено стовповидний поклад висотою 58 м і шириною 42 м, – спирається на рудний перетин св. 3142 (потужність 1,2 м, вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  6,15 %).

Загальні запаси рудного тіла № 4 складають: руди 233569 т, в тому числі по типах руд – вкраплених 89348 т, рідковкраплених 144222 т;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  відповідно 13536 т і 12086 т, разом запаси  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  складають 25622 т. Геохімічні ресурси платиноїдів складають близько 75,9 кг.

Рудні перетини рудного тіла № 4 вміщують 98 кернових проб, по яких пораховані коефіцієнти варіації потужності (42 %) і вмісту  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (64 %), за якими рудне тіло № 4 відноситься до родовищ 2 групи.

Бурова розвідка не завірена гірничими виробками, а тому запаси хромових руд, до глибини 300 м від денної поверхні, класифіковані за категорією  $C_1$ , а глибше – за категорією  $C_2$ .

Загальні запаси по 4-х рудних тілах хрому складають: руди 3269422 т. і  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  458476 т, вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в руді 14,02 %. В підрахунок запасів включена 1297 кернових проб, по яких пораховані коефіцієнти варіації потужності (36 %) і вмісту  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (73 %). При цьому мінімальні геохімічні ресурси платиноїдів без урахування аномальних концентрацій складають близько 1062,5 кг.

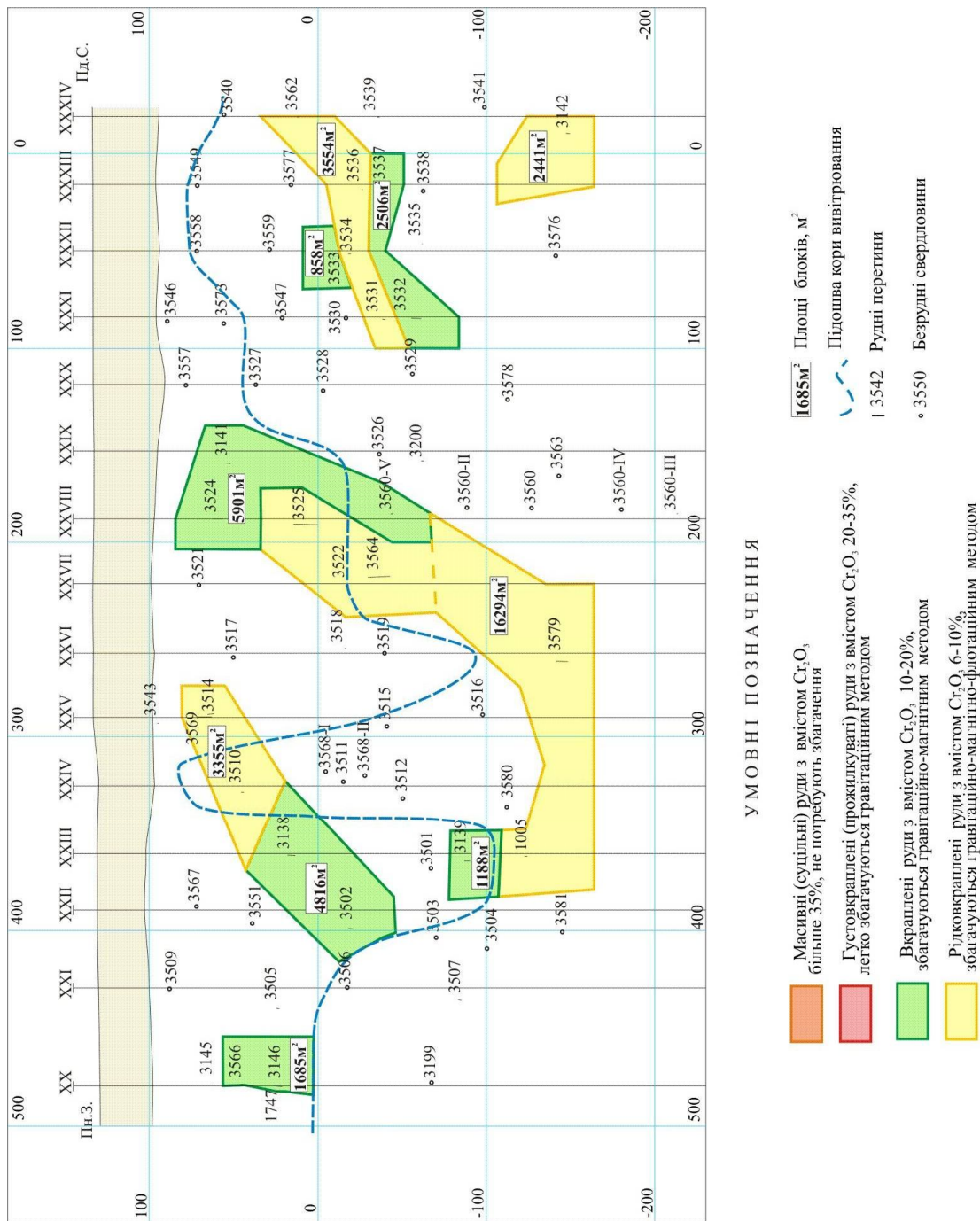


Рисунок 4.6 Вертикальна проєкція рудного тіла №4 з розподілом контура хромітових руд на блоки природних різновидів за вмістом Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>



#### 4.1.4 Поширення супутньої мінералізації (золото, срібло, платиноїди, титан, вольфрам)

Перші відомості про наявність промислових концентрацій платини (2,5 г/т) і палладія (2,0 г/т) у літературі були приведені Г.Д. Лепіговим і А.П.Василенко [53]. Нами разом з геологами Правобережної ГРЕ було відібрано близько 3500 дублікатів проб і вивчений керн по 25 свердловинам. Усі дублікати проб проаналізовані за допомогою ЭКЭА на Au, Ag, Pt, Pd частина з них додатково аналізувалася на рідкі платиноїди. Найбільш поширені аномалії Pt (17%), палладія (5%), рутенію (11%) і іридію (6%). Частина виявлених аномалій по Pt і Pd завірена пробірним аналізом з атомно-абсорбційним закінченням. Аномалії родію зустрінуті в кількості до 1%, осмію - до 0,2%, Au -17%. За даними ЕКЕА максимальні концентрації по цих елементах складають: Pt-1,01 г/т, Pd-1,76 г/т, Ir-1,36 г/т, Ru-0,57 г/т і більш 1 г/т. При цьому рутеній, як правило, тісно асоціює з хромітовою мінералізацією, але не залежить від вмісту Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Також, більшість хромітових тіл як у серпентинітах, так і в силікатно-карбонатних породах, на контактах з породами, що вміщують, збагачені платиною, палладієм і золотом. Їхні концентрації не залежать від потужності хромітових тіл, однак спостерігається збільшення кількості аномалій і концентрації платиноїдів від південної окраїни до центра масиву. Як правило, аномалії платиноїдів тяжіють до крайових, і особливо до лежачих боків хромітових тел.

Хромітові руди, що містять аномалії ЕПГ, вивчалися під оптичним мікроскопом, а потім на електронному мікроскопі з мікроаналізатором. Під оптичним мікроскопом аномальні по ЕПГ хромітові руди виділяються трохи підвищеним вмістом високовідбиваючих рудних мінералів. Серед них на електронному мікроскопі визначені власне мінерали платиноїдів і сульфоарсеніди, серед яких установлені герсдорфіт (NiAsS), міллерит (NiS), пентландит ((Fe, Ni)<sub>9</sub>S<sub>8</sub>), муахерит (Ni<sub>11</sub>S<sub>8</sub>), нікелін (NiAs), тучекіт (Ni<sub>9</sub>Sb<sub>2</sub>S<sub>8</sub>) і мишьяковміщуючий тучекіт (Ni<sub>9</sub>(Sb, As)<sub>2</sub>S<sub>8</sub>).

Серед власних мінералів платиноїдів найбільше поширення має лаурит (RuS<sub>2</sub>), ірарсит (Ir, Ru, Rh, Pd)AsS, в меньшому ступені сперилліт (PtAs<sub>2</sub>), андуоїт (RuAs<sub>2</sub>), іридосмін (80>Os>55; Ir<45;Ru>10), самородна і залозиста платина, ізоферроплати-

на, не ідентифікованні по складу родійвміщуючі, рутеній-роді-іридієві арсенідні, палладій-сульфоарсенідні фази і самородні сплави, палладисте і самородне золото. Велика частина зерен платиновміщуючих мінералів знаходиться усередині зерен хроміту, маючи розмір 1-5 мкм, рідко вони досягають 10 мкм і більш. Зерна, включені в хроміті, мають завжди рівні границі, ідіоморфну або гіпідіоморфну мікроструктуру (з добре помітним огранюванням) або овальну або округлу форму, що нагадує структури розпаду твердих розчинів.

У силікатній матриці середній розмір платиновміщуючих мінералів трохи більший (3-8 мкм), а окремі зерна по подовженню досягають 20-25 мкм. Поза хромітовими зернами мінерали платиноїдів мають чітко виражені ознаки корозії, можуть частково або цілком роз'їдатися серпентином і перевідкладатися з утворенням ідіоморфних зерен з рівними некорродованими краями, що вказує на можливість їхнього перевідкладення за межами хромітових тіл і навіть масивів ультрабазитів.

Установлені геохімічні і мінералогічні особливості платиноїдів, насичення хромітових руд летучими компонентами дозволяють віднести вивчений тип мінералізації до пізньомагматичного генезису. Разом з тим, виявлені процеси локального перевідкладення платиноїдів дозволяють розглядати всі ультраосновні породи Капітанівського масиву в якості їхнього можливого джерела при впливі автотасоматичних і постмагматичних процесів. Дане припущення підтверджується наявністю аномалій платиноїдів серед еулізитів (породи гранат-гіперстен-кварцевого складу незалежно від кількісних співвідношень породоутворюючих мінералів), у різному ступені утримуючу сульфідну й апатитову мінералізацію, і в скарноїдах (породи гранат-диопсидового і диопсидового складу із сульфідною і магнетитовою мінералізацією). Ці утворення в порівнянні з вміщуючими їх ультрабазитами виділяються підвищеними вмістами фосфору, бериллію, літію, молібдену, олова, лантала, ніобію, ітрія і іттербія, що вказує на можливий їхній генетичний зв'язок із процесами ультраметаморфізму і гранітизації.

Серед еулізитів і скарноїдів виявлено близько 26 % аномалій ЕПГ від загального числа встановлених у масиві, а також за межами масиву серед зон лужного метасоматозу у вторинних кварцитах, що підстилають, і гнейсах, що перекривають,

(5%). Переважає Ru-Ir-Ag геохімічний тип аномалій, іноді з осмієм або родієм. При цьому, рутеній або іридій переважають або можуть узагалі не утворювати підвищених концентрацій. У верхній частині масиву і породах, що перекривають, також зустрічаються Ir-Ru-Pd і Ir-Au-Ag геохімічні типи аномалій, іноді відзначається і платина. Відзначені типи аномалій мають явно постмагматичний генезис і присвячені до зон метасоматозу і бластомілонітів з візуально помітною сульфідною мінералізацією, що розвивається по тріщинках і мікрозонках розсланцювання і катаклаза. Вміст миш'яку в таких зонах іноді підвищується до 0,0п %.

У цілому, ультраосновні породи Капітанівського масиву, як і утримуючієся в них метасоматити, так і породи рами в екзоконтактах з масивом, мають трохи підвищені фонові концентрації ЕЕГ. Серед основних різновидів ультрабазитів як південної, так і центральної ділянки особливих розходжень не намічається (табл. 4.4).

Таблиця 4.4 - Фонові вмісти ЕПГ і Au в основних різновидах ультраосновних порід Капітанівського масиву

| Порода                         | кількість проб | Вміст БМ, мг/т |      |       |      |      |       |
|--------------------------------|----------------|----------------|------|-------|------|------|-------|
|                                |                | Au             | Ag   | Au/Ag | Pt   | Pd   | Pt/Pd |
| Серпентиніт                    | 270            | 18,9           | 183  | 0,1   | 11,8 | 6,2  | 1,9   |
| Серпентиніт змінений           | 124            | 70,8           | 164  | 0,4   | 8,6  | 5,2  | 1,6   |
| Кальцифір                      | 160            | 19,4           | 156  | 0,1   | 7,5  | 5,9  | 1,3   |
| Хромітит                       | 56             | 36,8           | 167  | 0,2   | 46,6 | 13,7 | 3,4   |
| Нулізит                        | 25             | 8,6            | 148  | 0,06  | 5,4  | 2,8  | 1,9   |
| Скарноїди                      | 53             | 19,5           | 914  | 0,02  | 11,5 | 6,1  | 1,9   |
| Нонтронітова кора вивітрювання | 76             | 32,0           | 12,4 | 2,6   | 60,0 | 3,8  | 15,9  |
| Каолінова кора вивітрювання    | 68             | 13,9           | 12,2 | 1,1   | 16,0 | 3,4  | 4,7   |

Відмінною рисою є підвищені фонові вмісти рутенію. Ця тенденція чітко підсилюється в хромітових рудах, де середній вміст рутенію складає близько 210 мг/т. Для перевірки вірогідності дані визначення ЕКЕА в геологічній службі Фінляндії проводилися по сімох пробах хромітових руд контроль виявлених фонових значень ЕПГ методом індуктивно-зв'язаної плазми (табл. 4.4). Середні значення ЕПГ по

всьому родовищу (середньозважене по всіх окремих ділянках), розраховані на підставі результатів ЕКЕА практично збігаються з даними ІСП. Відчутне розходження намітилося тільки по іридії, що добре виявляється на спектрах розподілу ЕПГ як при прямій побудові по вмісту, так і в нормалізованих до хондрита 31 значеннях. Необхідно помітити, що в породах характер розподілу ЕПГ такий же, як і в хромітових рудах, але рівень фонових концен-трацій помітно нижче. Характерною рисою в розподілі ЕПГ є досить високий рівень вмістів рідких платиноїдів, особливо рутенію. Нормалізований по хондриті тип не знаходить повного аналога відомих потенційно промислових родовищ. Найбільш близькі показники відзначаються на родовищі Оу-токумпу (Фенноскандинавський щит), віддалено вони повторюють особливості хромітитів палеозойських офіолітових комплексів [54] і серед них більш близькі до хромітвміщуючих масивів так названої формації мантійних діапірів [55; 56]. Останнє також підтверджується мінералогічними, петрографічними і геохімічними особливостями [57], виявлених нами раніше.

Своєрідність розподілу ЕПГ із перехідними характеристиками, відповідність складу і будови масиву глибинному формуванню магми і можливий зв'язок з карбонатитовим магматизмом спонукали більш детально вивчити речовинний склад хромітитів і визначити вік їхнього формування. Для вивчення речовинного складу хромітів, по якому можливо судити про приналежність ультрабазитів до визначеного формаційного типу, було випробувано 12 зразків, з яких 8 представлені густовкрапленними і багатими хромітовими рудами масивної текстури, 2 зразки руд шлірової будови з нодулярною текстурою і 2 зразки бідних руд украпленої текстури. Аналіз зерен хроміту проводився на електронному мікроскопі Jeol JСХА-733 з ЕДС приставкою в університеті м. Оулу (Фінляндія). Результати аналізу приведені в таблиці 3.7, що дозволяють зробити наступні висновки:

1. Хроміти масиву мають відносно однорідний хімічний склад і відносяться до низькохромістого магnezіально-залізо-глиноземистого ряду. Вміст основних мінералоутворюючих оксидів коливається в наступних діапазонах:  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  від 43 до 49%,  $\text{MgO}$  від 8 до 12,7% (переважає 10,6-11,9%),  $\text{FeO}$  від 15,5 до 21,6% (переважає 16,0-18,3%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  від 1,0 до 5,9%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  від 17,7 до 21,4%.

2. Хроміти низькотитанисті ( $\text{TiO}_2$  від 0,09 до 0,22%) і низькованадісті ( $\text{V}_2\text{O}_3$  від 0 до 0,21%), що не характерно для платформних стратиформних інтрузій, а також для концентрично-зональних ультрамафічних масивів складчастих областей і лужно-ультраосновних асоціацій платформ із карбонатитами.

3. Коефіцієнти магнезійності ( $\text{Mg}''=0,51-0,57$ ), хромістості ( $\text{Cr}''=0,58-0,64$ ) і залізистості ( $\text{Fe}''=0,01-0,007$ ) витримані в досить вузькому діапазоні, що вказує на відносно однорідний склад магми і високотемпературні умови формування.

4. У нодулярних і вкраплених рудах намічається тенденція до зниження вмісту закисного заліза, що може свідчити про підвищення окисного потенціалу і трохи більш пізньому (заключні стадії) утворенні даних різновидів руд. Для них також характерно деяке підвищення вмісту в хроміті  $\text{V}_2\text{O}_5$  і  $\text{NiO}$ . Низький вміст  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  у зразку 01/7-2 очевидно обумовлено процесами перекристалізації хроміту, що спостерігається під оптичним мікроскопом.

Для визначення абсолютного віку визначалися ізотопні відносини осмію і ренію на термальному іонізаційному мас-спектрометрі (NTINS, університет м.Оулу). Концентрації Re і Os, а також ізотопні відносини Re-Os представлені в таблиці 3.8. Вмісти Os у хроміті варіюють від 43 до 80 мг/т, що в цілому відповідає офіолітовим хромітам. Аналіз порід, що вміщують, з масивних руд також показав високі концентрації Os (51-93 мг/т), на відміну від нодулярних руд, що відрізняються його зниженим вмістом (19-24 мг/т). Концентрації Re низькі у всіх аналізах, змінюються від 0,04 до 0,27 мг/т в окремих мінералах хромітитів і від 0,11 до 0,67 мг/т у зразках порід, що вміщують, із украпленим хромітом. Відношення  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  типові для всіх хромітів і складають менше 0,03.

Розрахований вік по співвідношеннях Re/Os з окремих мінералів масивних руд і порід, що вміщують, складає близько 3,0 млрд років. Модельний вік нодулярних хромітових руд також архейський (2,5-2,6 млрд. років), але молодший, ніж у масивних хромітитах. Низькі концентрації Re у зразках нодулярних руд (0,04 і 0,06 мг/т) обумовлює більш молодий вік і може бути зв'язаний зі зниженням його концентрацій під час змін при накладених процесах або обумовлено більш пізнім формуванням формації бідних хромітових руд. Ізотопний склад Os більш переконливо підтве-

рджують древній архейський вік хромітової мінералізації гіпербазитових масивів Середнього Побужжя.

Золоторудна і срібна мінералізація не збігається в просторовому положенні з платинометальною і переважно тяжіє до південної і, особливо, до північної частини масиву. Більшість виявлених аномалій золота і срібла зі вмістом відповідно 4,04 г/т і 1,41г/т у св. 3539 на глибині 129 - 130м, 1,85-3,35 г/т і 4,84-12,9 г/т у св.3541 на глибині 300 - 305м, у св.3560 відповідно 1,30 г/т і 46,3г/т на глибині 255 - 257м і 1,75г/т і 44,1г/т на глибині 451 – 453 м, 1,51г/т і 25,4 г/т на глибині 425м і 1,34 г/т і 50,8 г/т на глибині 432м у св.3564 тяжіють до зон розвитку еулізитів або вторинних кварцитів, що містять убогу сульфідну мінералізацію, а також до крайових частин масиву і породам кристалічного фундаменту, що вміщують. У межах масиву розподіл геохімічних аномалій благородних металів розподілений на усіх вивчених розрізах приблизно однаково, що обумовлено лінійно розвитими тектонічними структурами, що перетинають масив.

Підвищений вміст титана, зв'язаного з поширенням ільменіту, виявлено в 3 свердловинах (81м, 3152, 3138), У них у ряді інтервалів зафіксовані вмісти ільменіту від 17 до 37,0 кг/т. Зони приурочені до метасоматично змінених порід фундаменту або полосчатим плагіоклаз-амфіболітовим кристалічним сланцям. Разом з титаном на Капітанівському масиві встановлені вмісти трьохокису вольфраму до 0,05 % (хім. аналіз); у протолочках - шееліт до 135 знаків. Також нами шееліт неодноразово фіксувався в керні свердловин Південної ділянки в люмінесцентних променях серед різних по складу кальцифірах.

#### 4.1.5 Фактори формування золотоносного розсипу на Північно-Капітанівському родовищі

Найбільше перспективним по золоту і повно вивченим у межах Середнього Побужжя є Капітанівське рупопроявлення гіпергенних (у корах вивітрювання) і ендогенних (у кристалічних породах) руд золота [34]. Сумарні ресурси золота в кристалічних породах фундаменту категорій  $P_1 + P_2$  складають 18835кг, з яких по категорії

$P_1$  – 7,1 тонни при середній потужності 2,52 м і вмісті металу – 3,88 г/т, по категорії  $P_2$  – 10,4 т при середній потужності 2,45 м і вмісті металу – 2,66 г/т (рис.6.1-6.4). Підраховані запаси розсипного золота по категорії  $C_2$  складають 329,7 кг при вмісті 0,6 г/т (1,2 г/м<sup>3</sup>). Корінні руди розвідані свердловинами до глибини 200м. Усі значимі вмісти золота завірені пробірним аналізом, за результатами якого і проведені розрахунки прогнозних ресурсів. Золоторудні зони в корінному заляганні тяжіють до зон пошарового окварцювання серед амфібол-плагіоклазових гнейсів і гранат-біотитових гнейсів, серед серпентинітів до еулізітам із сульфідною мінералізацією. На рисунку відображена загальна ситуація розвитку зон окварцювання на Північно-Капітанівському масиві і поширення хромітового зруденіння.

Структурно-геологічна позиція Капітанівського золоторудного поля визначається перетинанням трьох регіональних розривних порушень – меридіонального, північно-західного і широтного (рис.4.7), що утворюють у своєму сполученні ослаблену ділянку земної кори, у який упроваджувалися магматити побузького гіпербазитового і більш пізніх гранітоїдних комплексів. Усі виділені розривні порушення є поліхронними. На більш пізніх етапах вони служили провідними й елементами, що вміщують, для гідротермальних рудних розчинів і відповідно є рудоконтролюючими факторами. Продукти благороднометального гідротермального метаморфізму, виділені на ділянках високих значень благородних металів за даними пробірної аналізу по керну розвідницьких свердловин та мають дуже складний перемінний склад. Для приклада в результаті пробірної аналізу по свердловині 3135 наведено у таблиці 4.5. Складний склад гідротермалітів, мабуть, припускається багатоетапним і многостадійним впливом на продукти базит-ультрабазитового магматизма (які ми вважаємо середовищем, що вмется, для благороднометальної мінералізації) процесів гранітизації, регіонального і гідротермального метаморфізму. Як відомо сам процес гідротермального метаморфізму, навіть якщо припускати тільки один етап, носить складний многостадійний характер, у своєму стандартному виді з виділенням ранішлужного, кислого і пізнього нейтральних розчинів, що приводить при впливі навіть на просте вміщуюче середовище досить складного характеру гідротермалітів. А на Капітанівському родовищі вміщуюче середовище дуже не просте, включає комплекс

дуже складних і контрастних по складу порід. Відповідно склад продуктів, що спостерігається реально по керну, гідротермального метаморфізму включає скарноїди, кальцифіри, окварцювання і сульфідизовані, хлорітизовані і серпентінізовані породи і безліч перехідних різностей

Благороднометальною рудою є перераховані вище гідротермаліти з високими вмістами золота і МПГ. У складі руд відзначені кварц, піроксени, амфіболи, гранат, хлорит, серпентин, флогопіт, кальцит, графіт. З рудних мінералів присутні: сульфід заліза, менше сульфоарсеніди й арсеніди, пентландит, пікелін, галеніт, сфалерит. Основним носієм і концентратором золота є кварц і пірротин II генерації. Підвищені вмісти золота відзначаються, як правило, в окварцюваних, тектонізованих, біотітизованих і сульфідизованих продуктах гідротермального метаморфізму.

Речовинний склад зон окварцювання включає від 90% і вище кварцу, до 7-8% біотиту, кілька відсотків гідроксидів заліза, останні – очевидно, за рахунок розкладання залізистих сульфідів. Результати пробірного аналізу невеликої кількості борозневих проб визначають вміст золота до 5 г/т, тобто золотоносність даних зон окварцювання встановлена. На площі Північно-Капітанівського рудного поля була проведена шліхова зйомка з інтервалом випробування від 150-200 м до 400-500 м, іноді більше. По окремих золотоносних зонах окварцювання і гідротермально змінених порід були відібрані й оброблені протоочки. Отримані шліхи і концентрати пройшли мінералогічний аналіз, відбір і вивчення золота під бінокуляр, по окварцюваним навіскам був виконаний напівкількісний спектральний аналіз.

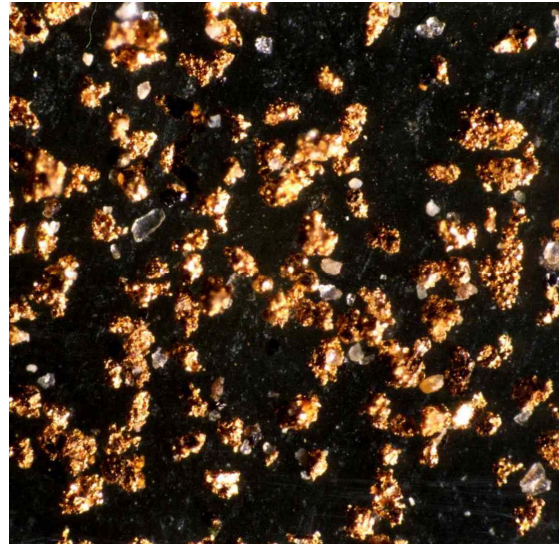
Виконане шліхове випробування виявило золотоносність пухких відкладень постійних і тимчасових водотоків, що проявилось у знакової золотоносності шліхів, виявленої під бінокуляр, так і в масових частках золота до 75 г/т, визначених за результатами ЕКЕА, пробірного та напівкількісного спектрального аналізу по отквартованим стертим четвертинам шліхів. У цілому золотоносність Північно-Капітанівського масиву, виявлену по шліховим пробам, можна оцінити як високу. Знаків золота позбавлені тільки 25% шліхових проб. Найбільш багаті шліхові проби відібрані в межах раніше оціненої геологами Правобережної експедиції Капітанівської розсипи.



Таблиця 4.5 – Дані по золотоносності Капітанівського родовища, пробірний аналіз по свердловині 3152 (матеріали Правобережної експедиції ДРГП "Північгеологія")

| Інтервал випробування | Опис порід  | Вміст золота, г/т (пробірний) |
|-----------------------|---|-------------------------------|
| 1                     | 2   | 3                             |
| 144,5-145,0           | Діопсидові скарни і метасоматити з ділянками окварцювання, фрагментами серпентинітів, кальцифірів, вкраплен. сульфідів, частково біотита, хлорита | 0,940                         |
| 145,0-145,5           |   | 4,560                         |
| 145,5-146,0           |   | 2,400                         |
| 146,0-146,5           |   | 79,000                        |
| 146,5-146,9           | - " -   | 0,78                          |
| 146,9-147,5           | - " -   | 0,556                         |
| 148,5-148,1           | - " -   | н.о                           |
| 148,1-148,7           | - " -   | 0,540                         |
| 148,7-149,3           | - " -   | 0,355                         |
| 149,3-149,8           | - " -   | 0,388                         |
| 149,8-150,3           | - " -   | 0,309                         |
| 150,3-150,8           | - " -   | 0,236                         |
| 150,8-151,4           | - " -   | 28,000                        |
| 151,4-152,0           | - " -   | 0,580                         |
| 152,0-152,6           | - " -   | 1,340                         |
| 152,6-153,2           | - " -   | 0,942                         |
| 153,2-153,8           | - " -   | 7,480                         |
| 153,8-154,3           | - " -   | 2,670                         |
| 154,3-154,8           | - " -   | 1,420                         |
| 154,8-155,3           | - " -   | 2,830                         |
| 155,3-155,8           | - " -   | 5,590                         |
| 155,8-156,3           | - " -   | 2,300                         |
| 156,3-156,8           | - " -   | 0,795                         |
| 156,8-157,3           | - " -   | н.о                           |
| 157,3-157,6           | - " -   | 1,950                         |
| 157,6-158,1           | - " -   | 2,550                         |
| 158,1-158,6           | - " -   | 4,700                         |
| 158,6-159,1           | - " -   | 1,185                         |
| 159,1-159,6           | - " -   | 0,395                         |
| 159,6-160,1           | - " -   | 23,900                        |
| 160,1-160,6           | - " -   | 3,620                         |
| 160,6-161,1           | - " -   | 1,420                         |
| 161,1-161,6           | - " -   | 0,860                         |
| 161,6-162,1           | - " -   | 0,850                         |
| 162,1-162,6           | - " -   | 3,930                         |
| 162,6-163,1           | - " -   | 1,250                         |
| 163,1-163,6           | - " -   | 1,960                         |
| 163,6-164,1           | - " -   | 1,650                         |
| 164,1-164,6           | - " -   | 0,700                         |
| 165,1-165,6           | - " -   | 3,150                         |
| 165,6-166,1           | - " -   | 4,010                         |
| 166,1-166,6           | - " -   | 5,860                         |
| 166,6-167,1           | - " -   | 9,677                         |
| 167,1-167,6           | - " -   | 2,278                         |
| 167,6-168,1           | - " -   | 0,820                         |
| 168,1-168,6           | - " -   | 4,240                         |
| 168,6-169,1           | - " -   | 1,730                         |
| 169,1-169,6           | - " -   | 4,330                         |
| 169,6-170,1           | - " -   | 3,380                         |
| 170,1-170,6           | - " -   | 0,470                         |
| 170,6-171,1           | - " -   | 0,460                         |
| 171,1-171,6           | - " -   | 3,160                         |
| Середнє               |   | 4,560                         |

Мінеральний склад шліхів визначався під бінокуляром з використанням більш тонких методів, у тому числі рентгенівського. Найбільше широко представлені, від відсотків до десятків відсотків – хроміт, кварц, магнетит, гранат; окремі знаки до перших відсотків – циркон, монацит, рутил, рогова обманка; окремі знаки – епідот, біотит, мусковіт, сульфід.



а) Слабоокатані агрегати золота, шліх №56-113-10. Зб. 135<sup>x</sup>

б) Слабоокатані золотини різної форми з кварцом, шліх №56-23-1. Зб. 135<sup>x</sup>

Рисунок 4.7 – Розсипне золото, виділене з важкої фракції шліхів Північно-Капітанівського хром-нікелевого родовища

Контур поширення розсипної золоторудної мінералізації, виділеним П.К. Корнієнко, не збігається з контуром поширення екзогенної хромітової мінералізації (рис.4). По її місцю розташування і складу шліхів можна зробити висновок про делювіально-склонове походження. Джерелом для нагромадження золота в пухких відкладеннях послужили первинні зони мінералізації в зонах окварцювання (рис.4). Основна частина золота накопичувалася в донній частині коритоподібного яру за рахунок розмиву кори вивітрювання в мезозой-палеогеновий час і часткове сповзання верхнього шару. Подальша діяльність тимчасових водотоків у донній частині яру піддавала розмивові кори вивітрювання з наступним місцевим перевідкладенням на місці більш великих часток золота і з незначним переміщенням дрібних часток уздовж яру. Кількаразове місцеве перевідкладення часток золота сприяло формуванню пасток з його ураганими вмістами в розсипі (від 20 до 75 г/т), що нами зафіксоване в окремих шурфах.

## 4.2 Східно-Липовеньківський масив

### 4.2.1 Будова масиву та особливості хромітового зруденіння

Східно-Липовеньківське родовище присвячене до масиву серпентинітів довжиною близько 800 м при ширині до 350 м. Породами, що вміщують серпентиніти, є апліт-пегматоїдні граніти і гнейси бугської серії верхнього архею, що безпосередньо контактують з масивом. Усі породи докембрія перекриваються неоген-четвертинними відкладеннями, серед яких найбільш поширені глинисті піски і сірі записочені глини потужністю до 3,5 м (рис.4.8), сірі і бурувато-сірі щільні пластичні глини середньою потужністю близько 2 м (максимально до 10 м), що відносяться до відкладень балтської свити. Їх перекривають коричнювато-червоні і бурувато-червоні слабопластичні щільні глини потужністю 3 - 19 м (рис.4.9) і четвертинні суглинки червоно-бурого, у верхній частині палево-жовтого кольору загальною потужністю 5 - 12 м (рис. 4.10). Четвертинні і неогенові породи іноді містять від 40 до 70% уламків озалізненних порід з кори вивітрювання, а також зустрічаються залізо-кременисті породи і нонтронізовані серпентиніти, іноді галька хромітових багатих або окварцованих руд (св. 0721). Повний розріз неоген-четвертинних відкладень, типових для Побузького рудного району, досить наочно представлений у розкритих породах кар'єру Шкільний, що знаходиться на протилежному бортові руслової долини р. Мокра Деренюха (рис. 4.11).



Рисунок 4.8 – Глинисті піски неоген-четвертичного віку, вскриті на кар'єрі Шкільний



Рисунок 4.9 – Глини нижньочетвертинних відкладень, послойно озаліжені, які перекривають глинисті піски



Рисунок 4.10 – Суглинки буро-коричневого і палево-жовтого кольору під чорноземом, вскриті на кар'єрі Шкільний



Рисунок 4.11 – Типовий розріз неоген-четвертинних відкладів, вскритих на Липовеньківському родовищі (кар'єр Шкільний)

Інtruзивне тіло серпентинітів, що вміщає хромітове зруденіння, відноситься до гіпербазитової формації і за даними [58; 59] складений аподунітовими й апоперидотитовими серпентинітами, серпентинізованими перидотитами і дунітами, піроксенітами і, рідко, габбро-амфіболітами. Його формування приурочене до довгоживучої лінійної тектонічної зони. Після впровадження тіло ультрабазитів піддавалося метасоматичній переробці, метаморфізмові в умовах гранулітової і амфіболітової фацій, низькотемпературному метасоматозові (діафторезу), у результаті впливу якого всі породи масиву в різному ступені серпентинізовані. Формування ультрабазитів у долгоживучій тектонічній зоні сприяло після становлення масиву впливові тектонічних напруг з різним азимутом простягання, що фіксується по геофізичним, геоморфологічним і геологічним даним. За аналогією з Західно-Липовеньківським масивом, найбільш істотний вплив на Східно-Липовеньківський масив зробили розлами субширотного, північно-західного і перпендикулярного до нього північно-східного простягання. Уздовж субширотних розламів у результаті розвитку процесів ультраметаморфізму спостерігається формування порід кислого складу (буровий профіль св.1013-1017, 1237-1242 і ін.). По вивчених зразках і шліфам корінних порід у північно-західній частині ліцензійної площі (св. 0702-0709) спостерігаються поступові переходи від амфіболітів у сірі гнейси. Останні в новостворених зернах кварцу містять протогенетичні тверді включення ромбічного піроксену й олівіну, сингенетичні включення рутилу, що вказує на їхнє формування по більш основних породах. У зв'язку з цим, що закономірно оконтурюють тіла серпентинітів амфіболіти і піроксенові кристалічні сланці, що поступово переходять у сірі гнейси при тісному переслаюванні з амфіболітами, варто розглядати як метаморфічні утворення, а самі серпентиніти як релікти архейських масивів. Це підтверджують і дані геохімічних досліджень. У порівнянні із серпентинітами вміст Ni і Co в амфіболітах значно нижче і зовсім недостатньо для формування силікатно-нікелевих руд при хімічному вивітрюванні.

Таким чином, через значне тектоно-метаморфічне перетворення порід Східно-Липовеньківського інtruзивного масиву і реліктового (залишкового) характеру поширення серпентинітів, умови для формування площинних нікеленосних кор

вивітрювання на ньому були не сприятливі. Вищесказане дозволяє розглядати хромітове зруденіння в якості ведучої корисної копалини Східно-Липовеньківського родовища.

Вміщуючі хромітові руди кори вивітрювання відносяться до охристого типу профілю зі споконвічно високою пористістю (до 65%), що із крейдового до четвертинного періоду були піддані постійному розмивові. У цих умовах хромітові руди також могли розмиватися, просаджуватися, перевідкладатися по тимчасових водотоках, а тонкодисперсна складового хроміту просочуватися по порах, утворюючи в елювії ореоли розсіювання. Завдяки цьому створювалися передумови для формування псевдоплащеподібних покладів хромітових руд при відносно невеликому видаленні від їхнього корінного залягання.

У результаті проведеної бурової розвідки в межах кор вивітрювання на Східно-Липовеньківському родовищі хромітові руди з промисловими вмістами  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  розкриті в 23 свердловинах, що складає від загального обсягу проведених бурових робіт близько 46%. При цьому спектральним аналізом виявлений вміст хрому більш 1% у 196 кернових пробах, що складає 44,7%. З них хімічним аналізом установлені промислові і близькі до них вмісти ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  не менш 5%) у 97 пробах, що складає 22,1% і свідчить про відносно високу рудоносність розведуючої площі. При цьому, кількість багатих руд з вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  більш 35%, трохи вище, ніж на розроблювальному Західно-Липовеньківському родовищі, і досягає 18,5% у порівнянні з 14,2%. Разом з тим, кількість відносно легко збагачуваних хромітових руд (вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  10-35%) на Східно-Липовеньківському родовищі не перевищує 40%, а більш 41% представлено убогими труднозбагачувальними рудами, що вимагають підшитовки більш багатими рудами або використання інших технологічних прийомів.

#### 4.2.2 Відображення хромітового зруденіння в геофізичних полях

На основі вихідної числової матриці в автоматичному режимі (Surfer) побудовані карти ізолій магнітних і радіометричних аномалій, а так само графіки по лініях гравімагнітних профілів. Проведено попереднє розбраковування аномалій.

З метою локалізації слабоамплітудних аномалій магнітного і радіаційного полів були виконані трансформації по стандартних методиках, заснованих на згладжування методом ковзного вікна і сплайн-інтерполяції. Побудовано карти залишкових аномалій, що дозволили виділити ряд аномалій і уточнити місця закладення пошуково-картировочних свердловин.

Крім того, по лініях профілів побудовані псевдоплотності і псевдомагнітні розрізи з обчисленням параметрів на зрізі 20, 50, 100 і 200 м. Отримані в такий спосіб дані дозволяють більш надійно прогнозувати розвиток зруденіння на глибину при спільній інтерпретації з наявними геологічними даними.

Таким чином, розкладання поля, що спостерігається, на складові з різною переважною частотою, оцінка глибини залягання джерел, що створюють їх, а потім визначення параметрів джерел (намагніченості) дозволяє виконувати пошарову побудову 3D-магнітних еквівалентних моделей. З огляду на особливості реалізації, розглянута методика умовно названа "магнітним зондуванням", а одержуваний параметр "удаваною намагніченістю".

Авторами даної роботи застосовувалося розкладання вихідного поля на складові з різною переважною частотою. Дана процедура являє собою процес смугової двомірної частотної фільтрації і може бути реалізована з позиції різних підходів. Для рішення питання застосовувалися найпростіші трансформації магнітного поля, зокрема осереднення, розглянуті як процес частотної фільтрації. Так процедура осереднення є фільтром нижніх частот, область пропущення якого тим вужче, чим більше радіус осереднення.

Приймаючи до уваги, що в нашому випадку становить інтерес не просто процес відсівання високочастотної складової, а смугова фільтрація з метою виділення локальних аномалій визначеного частотного складу, необхідно визначати різницю між осередненими полями при різному інтервалі осереднення.



Залежність між виділеними складовими вихідного поля і глибиною залягання джерел, що обумовлюють ці аномалії, можна установити, розглядаючи характер зміни аномалії одиничної крапкової маси при різних трансформаціях. На основі його можна одержати глибинну характеристику будь-якої трансформації, що дозволяє оцінити інтервал глибин, у якому розташовуються маси, що створюють виділені аномалії. Як відзначалося раніше, у нашому випадку, інтерес представляє глибинна характеристика різниці результатів осереднення з різними радіусами осереднення. Аналіз даних кривих дозволяє установити просту квадратичну залежність між радіусами осереднення, розглянутої трансформанти і глибиною залягання аномалієутворюючих об'єктів.

Одержавши в результаті знаходження різниці по двох осереднених полях складового вихідного поля з деякою переважною частотою і оцінивши інтервал глибин залягання мас її що створюють, виникає питання про визначення розподілу намагніченості в цьому інтервалі глибин. У даній роботі використовується апроксимаційний підхід. Досліджуваний інтервал розглядається як плоскопаралельний, вертикально намагнічений шар перемінної намагніченості. Досліджуваний шар апроксимувався сукупністю елементарних тел. Задаючи умову, що поле створюване цими елементарними тілами, відповідає виділеній складовій вихідного поля, не важко скласти систему лінійних рівнянь щодо намагніченості стрижнів, вирішуючи яку одним з відомих способів можна одержати шуканий параметр. Можливості сучасної обчислювальної техніки дозволяють виконувати подібні розрахунки для великих площ з високою детальністю.

Виконуючи дану процедуру для складового вихідного поля з різною переважною частотою, з'являється можливість одержати набір зрізів намагніченості для різних глибин, що в остаточному підсумку дозволить одержати 3D-магнітну еквівалентну модель досліджуваної території.

Одержавши 3D-магнітну еквівалентну модель досліджуваної території можна будувати розрізи в будь-яких напрямках (рис. 4.12). Ґрунтуючись на результатах детальної площинної магніторазвідки з кроком 5м і 2м при відстані між профілями 20-5м відповідно при відповідній методиці інтерпретації з досить великою імовірністю

можливо визначати місце розташування верхньої кромки крутопадаючих рудних тіл, потужність яких складає не менш 1,5 м, а вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  складає не менш 24%. При меншій потужності і вмісті для виділення хромітових тіл потрібні дані. У цілому, результати площинної магніторозвідки і радіометрії в досить інформативній формі відбивають поширення хромітової і титаномagnetитової мінералізації в корінних породах, що нерозривно зв'язані з тектонічними перетвореннями древніх ультрабазитів. Хромітова мінералізація при цьому тяжіє до ділянок помірковано підвищеної магнітної возмущеності (від 2000 до 5000 один. СГСЕ) і локалізується на градієнті аномалій, що, очевидно, обумовлено крутопадаючим характером просторового поширення хромітових тіл і зон. У меншому ступені це характерно і для радіометричних аномалій, де їхня контрастність ще менше, ніж магнітних.

Детальна площинна і навіть профільна гравірознавідка дозволяє уточнити результати магніторозвідки і провести інтерпретацію розповсюдження хромітової мінералізації на глибину. Так, обробка гравіметричних даних доцентом В.П.Солдатенко (кафедра геофізичних методів розвідки РКК НГУ) дозволила установити поширення основної маси хромітів на глибині 150 і більш метрів.

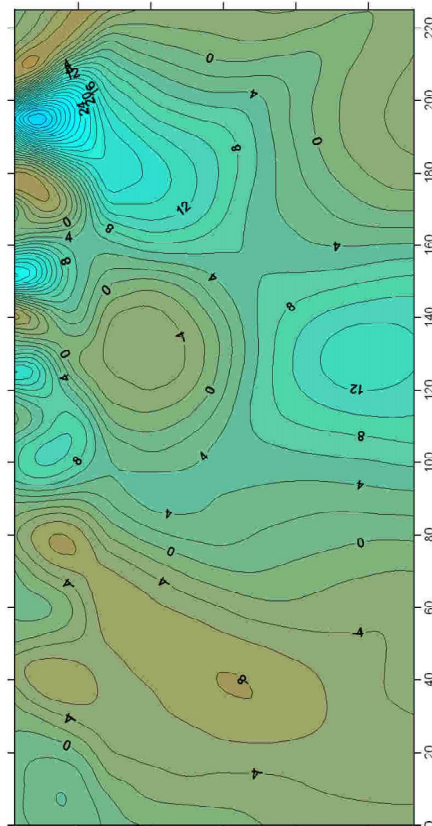
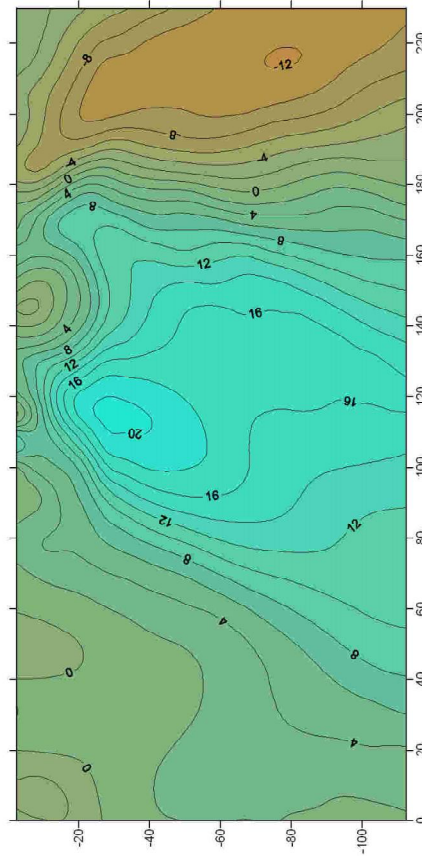
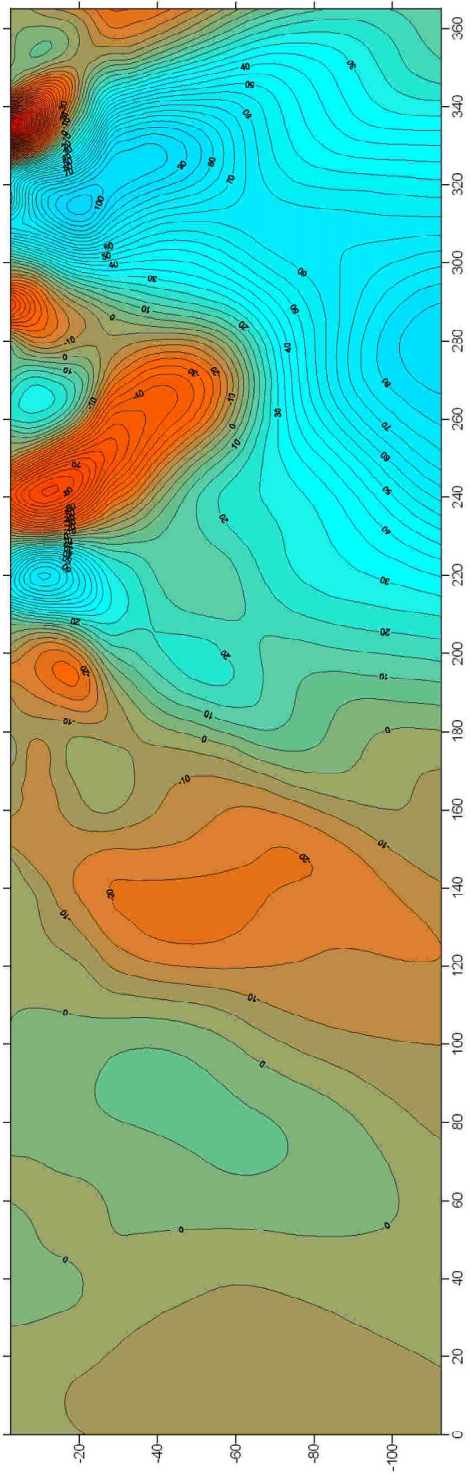


Рисунок 4.12 - Фрагменти гравіметричних розрізів по Східно-Липовеньківському родовищу

## 4.2.3 Оцінка прогнозних ресурсів

### 4.2.3.1 Запаси хромітових руд у корі вивітрювання

В даний час для хромітових руд існують кондиції, затверджені Держпланом СРСР у 1958 році (протокол № 54 від 24.10.1958). Параметри цих кондицій наступні:

- мінімальний вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  для оконтурювання балансових руд, не потребуючі збагачення - 35 % при вмісті  $\text{SiO}_2$  не більш 9 %;
- мінімальний вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  для оконтурювання балансових руд, що вимагають збагачення - 15 %;
- мінімальна потужність рудних тіл, що включаються в підрахунок запасів, для хромітових руд не потребуючі збагачення - 0,7 м;
- мінімальна потужність рудних тіл, що включаються в підрахунок запасів, для хромітових руд, що вимагають збагачення - 2 м.

Однак в останні десятиліття при підрахунку запасів хромітових руд Побурткого рудного району використовуються кондиції, рекомендовані "Техніко-економічними розуміннями" (ТЕС), виконаними інститутом "Кривбасспроєкт" у 1992 р. Ці кондиції характеризуються такими показниками:

- бортовий вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  - 6 %;
- мінімальна потужність рудного тіла - 2 м.
- максимальна потужність прослоїв порожніх або некондиційних руд, включених у підрахунок запасів - 2 м [25].

Порівняння цих двох типів кондицій чітко ілюструє намітившуся в гірничодобувній промисловості тенденцію до зниження бортового вмісту окису хрому в рудах, що добуваються. Це зв'язано в першу чергу з розвитком техніки і технології переробки і збагачення хромітових руд, що дозволяють ефективно використовувати бідні і відносно труднозбагачувальні руди з одержанням концентратів, що задовольняють промисловим вимогам. Немаловажну роль грає також істотне підвищення ціни металевого хрому (до 10900 - 13200 дол./т) на світовому ринку, у зв'язку з чим

задача найбільш повного видобутку з надр хромітових руд стає особливо актуальною.

Підрахунок запасів хромітових руд у корі вивітрювання на Східно-Липовеньківському родовищі виконаний на підставі матеріалів детальної розвідки з залученням матеріалів попередніх геологорозвідувальних робіт. Оконтурювання рудних тіл проводилося по свердловинах, що розкрило рудне тіло, відповідно до прийнятих кондицій. Контур покладу проводився безпосередньо на плані підрахунку запасів графічним способом.

По розмірах і формі рудних тіл, мінливості їхньої потужності, внутрішньої будови і розподілу вмісту окису хрому в руді Східно-Липовеньківське родовище хромітових руд відповідає 2-й групі складності, установленю "Класифікацією запасів родовищ і прогнозних ресурсів твердих корисних копалин". Коефіцієнт варіації вмісту окису хрому  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  по всіх свердловинах у межах продуктивної зони складає 61,6 %, коефіцієнт варіації потужності одиничних рудних перетинань 77,2 % (припустимі значення для родовищ 2-ї групи по обох показниках складають 40-100 %). Коефіцієнт рудоносності, обумовлений як відношення лінійних величин - сумарної довжини рудних інтервалів по свердловинах до загальної довжини перетинання в межах продуктивної зони, для Східно-Липовеньківського родовища складає 0,86 (при нормативному значенні для 2-ї групи родовищ 0,7-0,9).

Як було показано в попередніх розділах, хромітові руди в корі вивітрювання представлені сполученням псевдоплащеподібних покладів, що формується поблизу сучасної поверхні кори вивітрювання, з, розповсюдженими на велику глибину карманоподібними відгалуженнями, що формувалися уздовж тимчасових водотоків. На підставі наявних геологічних, геохімічних і геофізичних даних на території родовища нами виділені два відносно великі поклади площею 17410 м<sup>2</sup> і 10095 м<sup>2</sup> середньою потужністю відповідно 6,7 м і 4,7 м без строгої локалізації в їхніх межах хромітових руд у вигляді рудних тіл з чітко вираженими границями.

З огляду на зазначені особливості родовища при підрахунку запасів нами окремо оцінювалися запаси в до горизонту +110 м і нижче цього горизонту.

Блоківка запасів проводилась виходячи з наступних принципів.

Варіант 1. Контури блоків проводилися на середині відстані між рудними свердловинами, а також між рудними і безрудними. При оконтурюванні блоків прагнули до зменшення варіацій потужності рудного покладу і вмісти в руді окису хрому в межах одного блока.

Варіант 2. Контури блоків визначалися по розвідницьких свердловинах, які розкрили зруднення. Крім того, були використані проміжні точки, положення на плані і параметри зруднення яких визначалися методом обмеженої екстраполяції на половину відстані між рудною і безрудною свердловинами. Виділення блоків проводилося з урахуванням відносної рівномірності розташування свердловин на ділянці і відносній однорідності розкритих рудних покладів.

Виходячи з щільності розвідницької мережі всі блоки були віднесені нами до промислової категорії  $C_1$ . Обґрунтування розвідницької мережі викладено в розділі 4 даного звіту. Вона визначена виходячи з очікуваних розмірів і морфології покладів хромітових руд, а також вимог до щільності мережі для промислових категорій запасів  $B$  і  $C_1$  і  $C_2$  згідно "Методичним рекомендаціям із застосування Класифікації запасів і прогнозних ресурсів твердих корисних копалин (хромові руди)"[60].

Підрахунок запасів хромітових руд на Східно-Липовеньківському родовищі проводився з використанням загальних формул підрахунку запасів:

$$P_m = \frac{P_p * C}{100}; \quad (1)$$

$$P_m = V * d;$$

$$V = S * m,$$

де  $P_m$  – запаси корисного компонента ( $Cr_2O_3$ ), т;

$P_p$  – запаси руди, т;

$C$  – вміст корисного компонента в руді, %;

$V$  – об'єм руди,  $m^3$ ;

$d$  – об'ємна маса,  $t/m^3$ ;

$S$  – площа розрахункового блока,  $m^2$ ;

$m$  – потужність покладу в блоці.

Таким чином, вихідними даними для підрахунку запасів, які отримані з розвідницьких даних, є: потужність покладу, площа її поширення, об'ємна маса руди, вміст корисного компонента.

Потужність рудного покладу. За потужність рудного покладу приймалася сумарна вертикальна потужність рудних інтервалів, отримана за даними буріння. Оскільки нами прийнята гіпотеза про залягання рудних тіл хромітів у вигляді псевдоплащеподібних покладів (субгоризонтальне залягання), те при підрахунку запасів приймалося, що вертикальна потужність рудних покладів, визначена по керну свердловин, збігається з нормальною. Середня потужність покладу в підрахунковому контурі визначалася по методу середнього арифметичного.

Визначення площі блоку. Оскільки залягання рудних тіл близько до горизонтального, то оконтурювання і визначення площ розрахункових блоків проводилося на плані. Безпосередньо значення площі блоку визначалося по методу координат по розрахунковій формулі:

$$S = \sum_{i=1}^{i=n} X_i ((Y_{i+1} - Y_{i-1}) / 2) \quad (2)$$

або, аналогічно:

$$S = \sum_{i=1}^{i=n} Y_i ((X_{i+1} - X_{i-1}) / 2), \quad (3)$$

де  $S$  – площа блока;

$X, Y$  – масиви координат опорних точок;

$i$  – номер поточної опорної точки

$n$  – кількість опорних точок у контурі блоку.

Координати опорних точок визначалися за планом 1:1000.

Вміст корисних компонентів. Вміст корисного компонента (окису хрому  $Cr_2O_3$ ) в інтервалах, включених у підрахунок запасів, визначався за результатами хімічного аналізу. Середній вміст корисного компонента по свердловині визначався як середньозважене по потужності.

Середньозважене по потужності вміст корисного компонента в свердловині розраховується по формулі:

$$C_{\text{ср}} = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} C_i m_i}{\sum_{i=1}^{i=n} m_i}, \quad (4)$$

де  $m_i$  – потужність проб (рудних інтервалів), м;

$C_i$  – вміст корисного компонента в даній пробі, %;

$n$  – кількість даних проб, наприклад, щодо однорідних рудних інтервалів у свердловині).

У процесі підрахунку запасів середній вміст визначався неодноразово: по свердловинах, по блоках, по окремих покладах, по родовищу.

Об'ємна маса рудних покладів. Об'ємна маса оцінювалася розрахунковим шляхом з урахуванням середнього вмісту окису хрому на оцінюваній ділянці поверхні. За вихідне значення приймалася об'ємна вага кори вивітрювання серпентинітів, що згідно даним Правобережної ГРЕ складає 2,02 т/м<sup>3</sup>.

На підставі параметрів, визначених по кожному блоку, проводиться підрахунок запасів по промислових категоріях і всьому родовищі. Результати підрахунку запасів по Східно-Липовеньківському родовищу представлені в таблиці 4.6 .

Згідно наведеним даним, запаси хромітових руд категорії С<sub>1</sub> Східно-Липовеньківського родовища складають 489,2 тис. т (168,1 тис. м<sup>3</sup>), у тому числі 448,6 тис. т (154,2 тис. м<sup>3</sup>) вище горизонту 110 м. Запаси окису хрому складають 84,1 тис. т, запаси металевого хрому - 57,5 тис. т. На частку запасів категорії В приходиться 16,3 % від загальних запасів хромітової руди, категорії С<sub>1</sub> - 73,7 %, категорії С<sub>2</sub> -10 %.

Результати підрахунку по іншим двох способах підтверджують отриманий результат. Відносна погрішність оцінки запасів руди не перевищує 5%.



Таблиця 4.6 - Результати підрахунку запасів хромітових руд Східно-Липовеньківського родовища

| Номер блока         | Категорія запасів | Площа блока, м2 | Средня потужність рудних тіл, м | Об'єм хромітової руди, тис. м3 | Запаси хромітової руди, тис. т | Середній вміст Cr2O3, % | Запаси Cr2O3, тис. т | Запаси металічного хрому, тис. т |
|---------------------|-------------------|-----------------|---------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------------|----------------------|----------------------------------|
| 1                   | 2                 | 3               | 4                               | 5                              | 6                              | 7                       | 8                    | 9                                |
| C1-1                | C1                | 4287            | 2,75                            | 11,8                           | 34,3                           | 12,17                   | 4,18                 | 2,86                             |
| C1-2                | C1                | 537             | 21,1                            | 11,3                           | 33,0                           | 12,04                   | 3,97                 | 2,72                             |
| C1-3                | C1                | 2381            | 6,3                             | 15,0                           | 43,7                           | 19,19                   | 8,38                 | 5,73                             |
| C1-4                | C1                | 4558            | 7,8                             | 35,6                           | 103,5                          | 14,88                   | 15,39                | 10,53                            |
| C1-5                | C1                | 2042            | 10,3                            | 21,0                           | 61,2                           | 18,39                   | 11,26                | 7,70                             |
| C1-6                | C1                | 4466            | 2,8                             | 12,5                           | 36,4                           | 7,76                    | 2,82                 | 1,93                             |
| C1-7                | C1                | 6344            | 7,4                             | 46,9                           | 136,6                          | 21,83                   | 29,82                | 20,40                            |
| всього по інтервалу |                   | 24615           | 6,3                             | 154,2                          | 448,6                          | 16,90                   | 75,8                 | 51,9                             |
| C1-8                | C1                | 2890            | 3,3                             | 9,5                            | 27,8                           | 21,47                   | 5,96                 | 4,08                             |
| C1-9                | C1                | 904             | 4,9                             | 4,4                            | 12,9                           | 18,02                   | 2,32                 | 1,59                             |
| всього по інтервалу |                   | 3794            | 3,7                             | 14,0                           | 40,6                           | 20,38                   | 8,3                  | 5,7                              |
| всього по родовищу  |                   | 28409           | 5,9                             | 168,1                          | 489,2                          | 17,19                   | 84,1                 | 57,5                             |

В тому числі: - північний поклад

|                     |    |       |      |      |       |       |      |      |
|---------------------|----|-------|------|------|-------|-------|------|------|
| C1-1                | C1 | 4287  | 2,75 | 11,8 | 34,3  | 12,17 | 4,2  | 2,9  |
| C1-2                | C1 | 537   | 21,1 | 11,3 | 33,0  | 12,04 | 4,0  | 2,7  |
| C1-3                | C1 | 2381  | 6,3  | 15,0 | 43,7  | 19,19 | 8,4  | 5,7  |
| всього по інтервалу |    | 7205  | 5,3  | 38,1 | 110,9 | 14,9  | 16,5 | 11,3 |
| C1-8                | C1 | 2890  | 3,3  | 9,5  | 27,8  | 21,47 | 6,0  | 4,1  |
| всього по покладу   |    | 10095 | 4,72 | 47,7 | 138,7 | 16,2  | 22,5 | 15,4 |

- південний поклад

|                     |    |       |      |       |       |       |      |      |
|---------------------|----|-------|------|-------|-------|-------|------|------|
| C1-4                | C1 | 4558  | 7,8  | 35,6  | 103,5 | 14,88 | 15,4 | 10,5 |
| C1-5                | C1 | 2042  | 10,3 | 21,0  | 61,2  | 18,39 | 11,3 | 7,7  |
| C1-6                | C1 | 4466  | 2,8  | 12,5  | 36,4  | 7,76  | 2,8  | 1,9  |
| C1-7                | C1 | 6344  | 7,4  | 46,9  | 136,6 | 21,83 | 29,8 | 20,4 |
| всього по інтервалу |    | 17410 | 6,7  | 116,0 | 337,7 | 17,6  | 59,3 | 40,6 |
| C1-9                | C1 | 904   | 4,9  | 4,4   | 12,9  | 18,02 | 2,3  | 1,6  |
| всього покладів     |    | 18314 | 6,6  | 120,5 | 350,6 | 17,58 | 61,6 | 42,2 |

#### 4.2.3.2 Прогнозні ресурси корінних хромітових руд

Морфологія рудних тіл хромітового зруденіння визначається сполученням псевдоплащеподібних і карманоподібних покладів кори вивітрювання із субвертикальними тілами окислених у різному ступені корінних хромітових руд. По аналогії

з Західно-Липовеньківським родовищем, очікується, що тіла корінних хромітових руд Східно-Липовеньківського родовища будуть мати таку ж складну морфологію і будову, що характеризується наявністю гнізд і лінз багатих руд, сформованих усередині пласто- і лінзоподібних тіл щодо бідних руд. Гнізда і лінзи багатих руд мають розмір 0,5-4 м, іноді до 6 м і круте падіння. Визначення точного положення тіл корінних хромітових руд без гірських виробок утруднено. Можлива тільки оцінка їхніх прогностичних ресурсів по кате-гориям  $P_1$ - $P_3$ .

У 1993 році були виконані роботи з геолого-економічної оцінки сировинної бази хромітових руд Середнього Побужжя. Прогностичні ресурси Східно-Липовеньківської ділянки по категорії  $P_2$  до глибини 300 м цими роботами були оцінені в 1,9 млн. т руди або 600 тис. т окису хрому. Прогностичні ресурси в інтервалі глибин 300-600 по категорії  $P_3$  прийняті в таких же кількостях. Таким чином, загальні ресурси хромітових руд Східно-Липовеньківського родовища по категоріях  $P_2+P_3$  до глибини 600 м були оцінені в 3,8 млн. т руди або 1,2 млн. т оксиди хрому [10].

Прогностичні ресурси корінних хромітових руд Східно-Липовеньківського родовища по категоріях  $C_2$ ,  $P_1$  і  $P_2$  приведені в таблиці 4.7.

Таким чином, загальні прогностичні ресурси корінних хромітових руд Східно-Липовеньківського родовища оцінюються в 3,8 млн. т руди (включаючи бідні й убогі руди).

У межах площі Східно-Липовеньківського родовища нами виділено дві потенційні зони розвитку корінних хромітових руд - північно-західна і південно-східна. Південно-східна рудна зона виділена по свердловинах 204 м, 205 м і 206 м, що розкрила тіла багатих хромітових руд на глибинах від 40 м до 70 м. Горизонтальна потужність цієї рудної зони складає 28 м, довжина оцінюється в 100 м.

Таблиця 4.7 - Запаси і ресурси корінних хромітових руд Східно-Липовеньківського родовища

| Категорія запасів | Південний поклад |   | Північний поклад |   | Всього ресурсів корінних хромітових руд по категорії, тис. т, тис. т |
|-------------------|------------------|---|------------------|---|--|
|                   | Глибина, м       | Ресурси корінних хромітових руд, тис. т | Глибина, м       | Ресурси корінних хромітових руд, тис. т |  |
| 1                 | 2                | 3                                       | 4                | 5                                       | 6  |
| C2                | 50               | 576                                     |                  | -                                       | 576  |
| P1                | 100              | 845                                     | 150              | 549,0                                   | 1394   |
| P2                | 150              | 1281                                    | 150              | 549,0                                   | 1830   |
| Всього            | 300              | 2702                                    | 300              | 1098                                    | 3800   |

Північно-західна рудна зона виділена по свердловині 16618, що розкрила хромітові рудні тіла на глибинах 46-49 м і 92-95 м. Середній вміст окису хрому по першому інтервалу складає 21,4 %, по другому - 38,3 %, у цілому по свердловині 28,8%. Горизонтальна потужність цієї рудної зони прийнята рівною 20 м, довжина оцінюється в 50 м. По прийнятим даним нами підраховані прогнозні запаси по категорії C<sub>2</sub> до оцінки +50м, що склали 557 тис. тонн руди і ресурси по категорії P<sub>1</sub>+P<sub>2</sub> до оцінки -50м (глибина 200м), що складають 3810 тис.т при середньому вмісті Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 30,91%, у тому числі по категорії P<sub>1</sub> - 1394 тис. т, по категорії P<sub>2</sub> - 1830 тис.т хромітової руди. Прогнозні запаси нами розраховувалися з урахуванням розриву хромітового зруденіння між північним і південним блоком, що намітилося за даними розвідки в межах кори вивітрювання до глибини 35м. У випадку підтвердження глибокими свердловинами поширення на глибині безперервного хромітового зруденіння між блоками, що підтверджується даними гравірознавства, їхні прогнозні ресурси можуть зрости (по площі розриву) на 45% і складуть 5.5 млн. т руди.

#### 4.2.4 Супутня мінералізація

На площі детальної розвідки супутнім хромітовим рудам у межах кори вивітрювання є руди силікатного нікелю сформовані в період короутворення. У результаті проведених робіт також виявлені підвищені концентрації титана, на присутність якого вказували П.К.Корнієнко при виконанні попередніх робіт, і уперше виявлені підвищені концентрації вольфраму.

**Н і к е л ь.** Є традиційним корисним компонентом у корах вивітрювання ультрабазитів латеритного профілю. На площі Побузького рудного поля більшість ультрабазитових масивів уже розвідано на силікатно-нікелеві руди і навіть частина з них уже цілком відпрацьовано ТОВ "Побузьким феронікелевим комбінатом". Однак на Східно-Липовеньківському родовищі їх перспективи для промислового відпрацьовування залишалися не з'ясованими. Згущення мережі при проведенні нами детальної розвідки на хромітові руди дозволило попутно оцінити поширення силікатно-нікелевих руд по площі, вивчити глибину залягання рудних тіл і їхню потужність, оцінити і підрахувати запаси по промислових категоріях. Через досить докладну і детальну вивченість речовинного складу силікатно-нікелевих руд на родовищах Побузького рудного поля нами за допомогою рентгено-структурного і термічного аналізів було перевірене зіставлення мінерального складу руд Східно-Липовеньківського родовища іншим промисловим родовищам. У результаті встановлена їхня повна ідентичність. Більш того, за даними термічного аналізу в найбільш багатих рудах зафіксована присутність нікельвміщуючого хлориту, а рентгено-структурним встановлене досить широке поширення нікельвміщуючого гідробіотиту (вермикуліту).

У цілому, за даними польової документації на Східно-Липовеньківському родовищі переважають силікатні руди нікелю охристо-гідрослюдистого типу. Їхнє поширення по площі досить наочно відбиває геохімічна карта ізоліній середньозваженого вмісту нікелю, побудована за допомогою програми "Serfer". Прийнятий мінімально промисловий вміст 0,65% Ni оконтурюється другою за значенням ізолінією, бортовий вміст 0,5% Ni - першою ізолінією (рис. 4.13). У південно-східній частині розвідуємої площі виділяється ділянка рудного покладу (св. 0745 і 0755) з

відносно високими вмістами нікелю (більш 1,1%). За даними свердловини 0745, у якій зафіксовані максимальні вмісти нікелю 2,4%, руди представлені гідрослюдою з незначною домішкою глинистих мінералів.

На захід описаної ділянки в районі св. 0721 виділяється блок з менш багатими рудами, де середньозважений вміст нікелю знаходиться на рівні 0,95%. У нікельвміщуючих інтервалах тут також відзначається присутність у вохристо-глинистих корах гідрохлориту і вермикуліту, що є гарним сорбентом для нікелю. На іншій же площі поширені убогі силікатно-нікелеві руди з граничними промисловими концентраціями 0,65-0,8%. Невелике підвищення концентрацій нікелю спостерігається в північно-східній частині ділянки в районі св. 0718. У нижніх інтервалах цієї свердловини під хромітовими рудами рентгено-структурним аналізом зафіксована присутність гідратованного нікельвміщуючого біотиту.

У цілому, площа поширення силікатно-нікелевих руд достатньо обмежена і практично цілком перекривається площею розповсюдження хромітового зруднення. Дана обставина створює сприятливі умови для попутного відпрацювання руд силікатного нікелю навіть у випадку їхніх незначних по масштабах запасів. З огляду на постійну присутність гідрослюд у хромітових рудах вони, можливо, можуть попутно виділятися при їхньому збагаченні в окремий нікельвміщуючий продукт. Так, у виділеній із хвостів збагачення пробі гідрослюди, отриманої при збагаченні хромітової руди св.0715, у якій не було виявлено промислових концентрацій нікелю, вміст нікелю в ілах фракції +0,1 мм зафіксовано на рівні 1,86%.

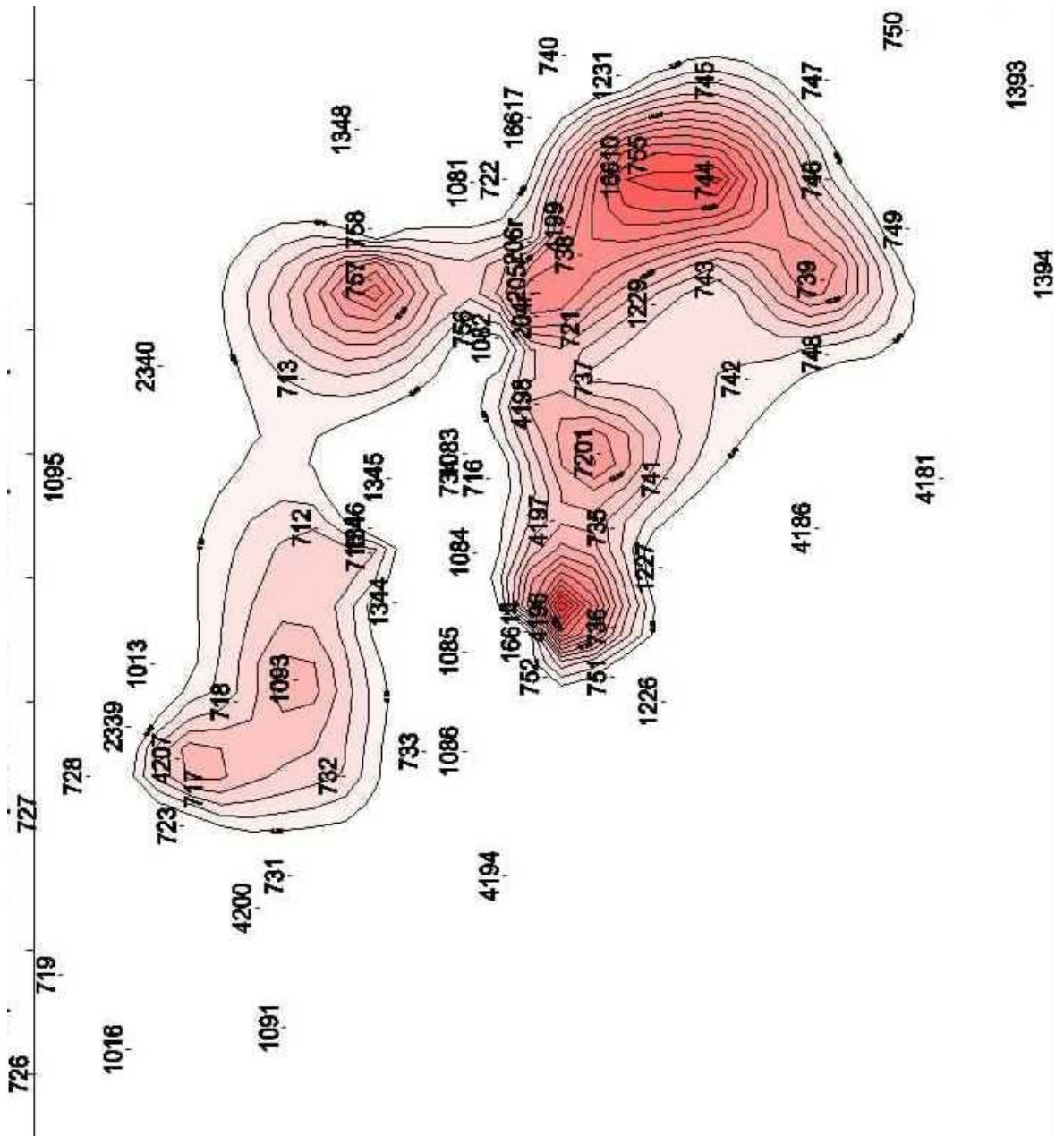


Рисунок 4.13 – Карта ізоліній середньозваженого вмісту нікеля на Східно-Липовеньківському родовищі оконтурених по бортовому вмісту 0,5% та мінімально-промислому вмісту 0,65%

Т и т а н. Підвищені концентрації титана на Східно-Липовеньківському родовищі відзначалися П.К. Корнієнко [7] при проведенні розшукових робіт на силікатний нікель у площадних корах вивітрювання в Побузьком районі. У результаті проведених робіт з детальної розвідки було встановлено досить широке поширення аномальних концентрацій титана на досліджуваній площі. З загальної кількості відібраних проб спектральним аналізом аномальні вмісти титана зафіксовані в 32%

проб, що не характерно для ультрабазитових масивів. Хімічним аналізом підтверджені аномальні концентрації титана на рівні 0,9-3,95% у 21% проб.

Поширення геохімічних аномалій по площі наочно відбиває карта ізоліній середньозваженого або максимального вмісту, побудованих за результатами хімічного аналізу (рис.4.14). В основному вони тяжіють до ділянок поширення амфіболітів і піроксенових кристалічних сланців і тільки на невеликих ділянках перекривають власне ультрабазити. Аналіз поширення аномальних концентрацій титана по свердловинах показав, що вони мають два рівні поширення - близькоповерхневе 5-16 м, що зв'язано з поширенням неогенових глинистих пісків або близьким розташуванням до поверхні амфіболітів (св. 0702, 0706 і ін.) і більш глибоким 28-34 м, де свердловинами розкриваються тільки вивітрілі амфіболіти і піроксенові кристалічні сланці (св. 0727, 0728 і ін.). Особливості титанової мінералізації вивчені по найменш вивітрілим амфіболітам (св.0702 і 0706), а в неогенових глинистих пісках по св. 0736.

У корінних породах амфіболіти представлені дрібнозернистими породами неяснополосчатої текстури плагіоклаз-піроксен-амфіболового складу. Полосчатість обумовлена відокремленням на мікрорівні лейкократових слойків кварц-плагіоклазового складу з реліктами темноколірних мінералів. Вміст кварцу в лейкократових слойках 5-8%, іноді до 15%. Темноколірні мінерали представлені диопсидом і звичайною роговою обманкою. Рудна мінералізація приурочена до контакту лейкократових і меланократових мінералів, де спостерігаються виділення зерен гіпідіоморфної форми, а також локалізується серед меланократових слойків у вигляді окремих слабо корродованих зерен. Вміст титаномagnetиту з ільменітом коливається від 2% до 10%.

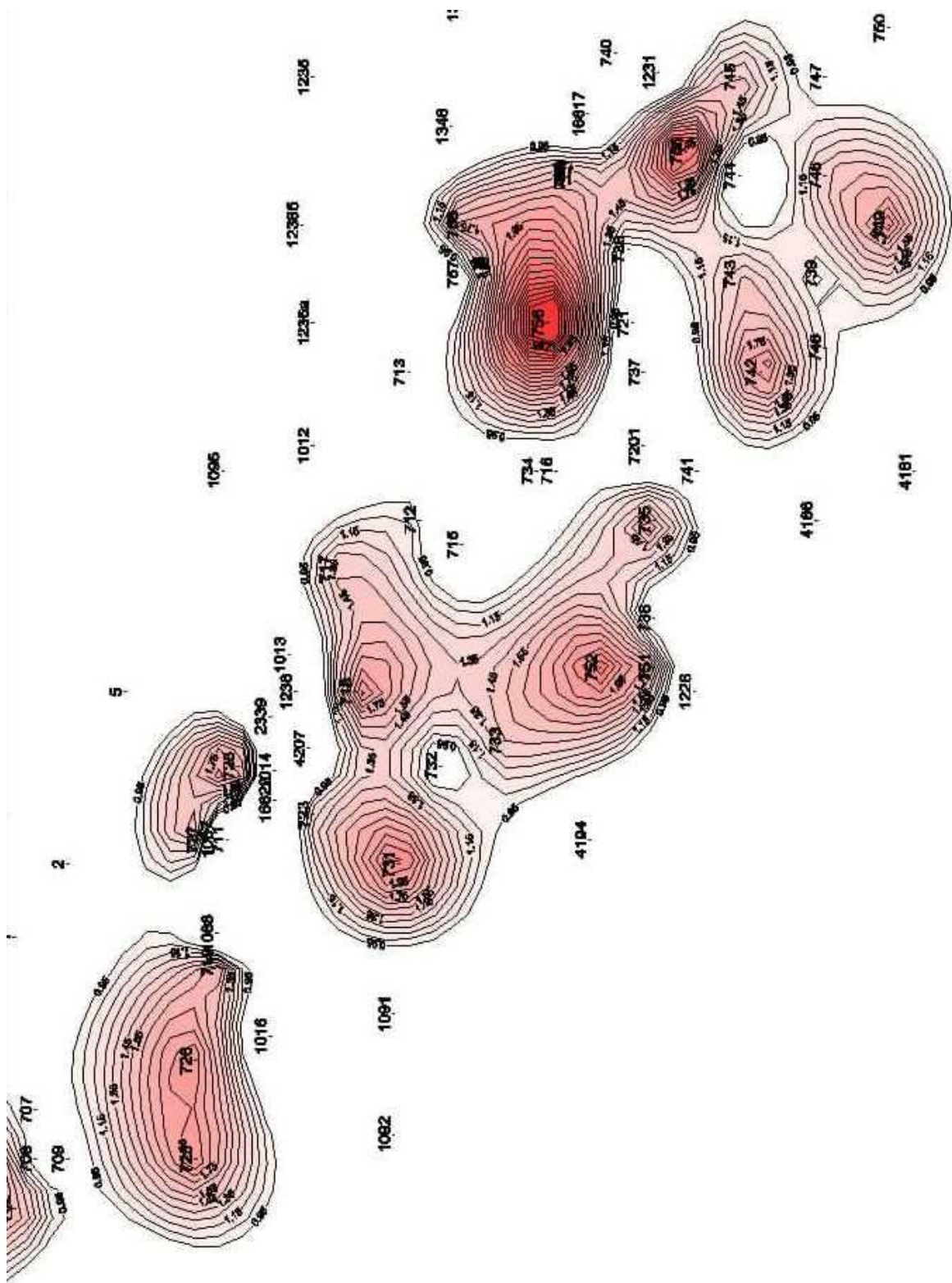


Рисунок 4.14 – Карта ізолій середньозваженого вмісту титана на Східно-Липовеньківському родовищі оконтурених по вмісту 0,95%



Таким чином, в амфіболітах і плагіоклаз-амфіболових кристалічних сланцях аномальні концентрації титана обумовлені присутністю на рівні 2-10% титаномагнетиту і зростків з ним ільменіту, що вимагає подальшого його вивчення з оцінкою промислових перспектив для супутнього видобутку.

Можливо більший інтерес для супутнього відпрацювання і видобутку титанвміщуючих мінералів представляють глинисті піски і запісочена глина неогенового віку. На жаль по площі вони вивчені не повсюдно, тому що відносяться до розкритих порід. Для досліджень був відібраний матеріал з керна свердловини № 0736 (12,0-14,0 м). Запісочена глина дешламувалась, піскова фракція збагачувалася гравітаційним способом, хвости розсіювалися на ситах. У результаті переробки отриманий концентрат (вихід 2,4%) зі вмістом титана 15,6%. Важка фракція представлена, в основному, магнетитом і титаномагнетитом, частково ільменітом, рутилом, лейкоксенном, гранатом, ставролітом, силліманітом і одиничними зернами циркону. Вміст мулистої фракції складає до 40%, інше піскова фракція, що складається на 99% із кварцового піску з неконтактними зернами. Фракційний склад пісків відображений у таблиці 4.8 і вказує на придатність використання його в будівництві, а, можливо, і для виготовлення формувальних сумішей. Мулиста фракція після температурного впливу має цементуючі властивості і може після додаткового вивчення використовуватися в промисловості. Можливість такого комплексного використання глинистих пісків з розкритих порід, що, як відзначалося раніше, переважно поширене в негативних формах рельєфу кори вивітрювання по древнім тимчасовим водопотокам, спонукало на даному етапі вивченості оцінити геохімічні ресурси титана на площі розвідки Східно-Липовеньківського масиву. Для цього на геологічній карті за даними хімічного аналізу були виділені аномалії з мінімальним вмістом титана 0,9% (рис. 4.14). По кожній аномалії оцінені геохімічні ресурси, підрахунок яких відображений у таблиці 4.9

У підрахунок геохімічних ресурсів уключалася загальна потужність титановміщуючих порід без поділу їх на глинисті піски й амфіболіти. У підсумку по виділених шести аномаліях геохімічні ресурси металевого титана складають 9106 т при середньому його вмісті 1,52%. Обсяг рудних пісків і порід оцінюється в 603 тис.

т. При цьому необхідно врахувати, що титан утримується в зростках титаномагнетиту й ільменіту, який легко вилучається магнітною сепарацією, і є додатковим носієм заліза, ресурси якого розрахунковим шляхом можуть бути оцінені в 33010 тис.т.

Таблиця 4.8 - Фракційний склад збагачених пісків Східно-Липовеньківського родовища

| № п/п  | Фракція, мм | Вага, г | Вихід, % |
|--------|-------------|---------|----------|
| 1      | -0,16       | 13,3    | 6        |
| 2      | 0,16-0,315  | 104,14  | 47       |
| 3      | 0,315-0,65  | 79,35   | 36       |
| 4      | 0,65-1,0    | 13,98   | 6        |
| 5      | +1,0        | 11,45   | 5        |
| Всього |             | 222,22  | 100      |

В о л ь ф р а м. На Східно-Липовеньківському родовищі в промислових концентраціях вольфрам установлений уперше. Його поширення на площі невелике і тяжіє до двох профілів захід-північно-західного простягання (рис. 4.15) по лінії свердловин № 0740-0756-0715-0732-0724-0727-0702, що розкривають амфіболіти і піроксенові кристаллосланці. За даними хімічного аналізу вміст вольфраму коливається від 0,06 до 0,4% і складає в середньому 0,18%. Частота зустрічальності вольфраму в проаналізованих пробах відносно невелика і складає всего 3,4% (15 проб з 436).

По наявних матеріалах нами поки не виявлені його мінеральні форми в межах аномальних ділянок. Однак описані раніше знахідки знаків шееліта в руслі р. Мокра Деренюха на подібному гіпербазитовому масиві Капітанівського родовища дозволяють звернути увагу на необхідність його подальшого вивчення. Більш того, в отриманому хромітовому концентраті на Західно-Липовеньківському родовищі нами рентгено-структурним аналізом неодноразово фіксувалася присутність шееліта, що вказує на його повсюдне поширення в Побузьком рудному полі. З обліком існуючих

в Алапаївському районі Уралу промислових родовищ шеєліта в ультрабазитах приведені дані дозволяють оцінити досить перспективно дану територію на вольфрам.

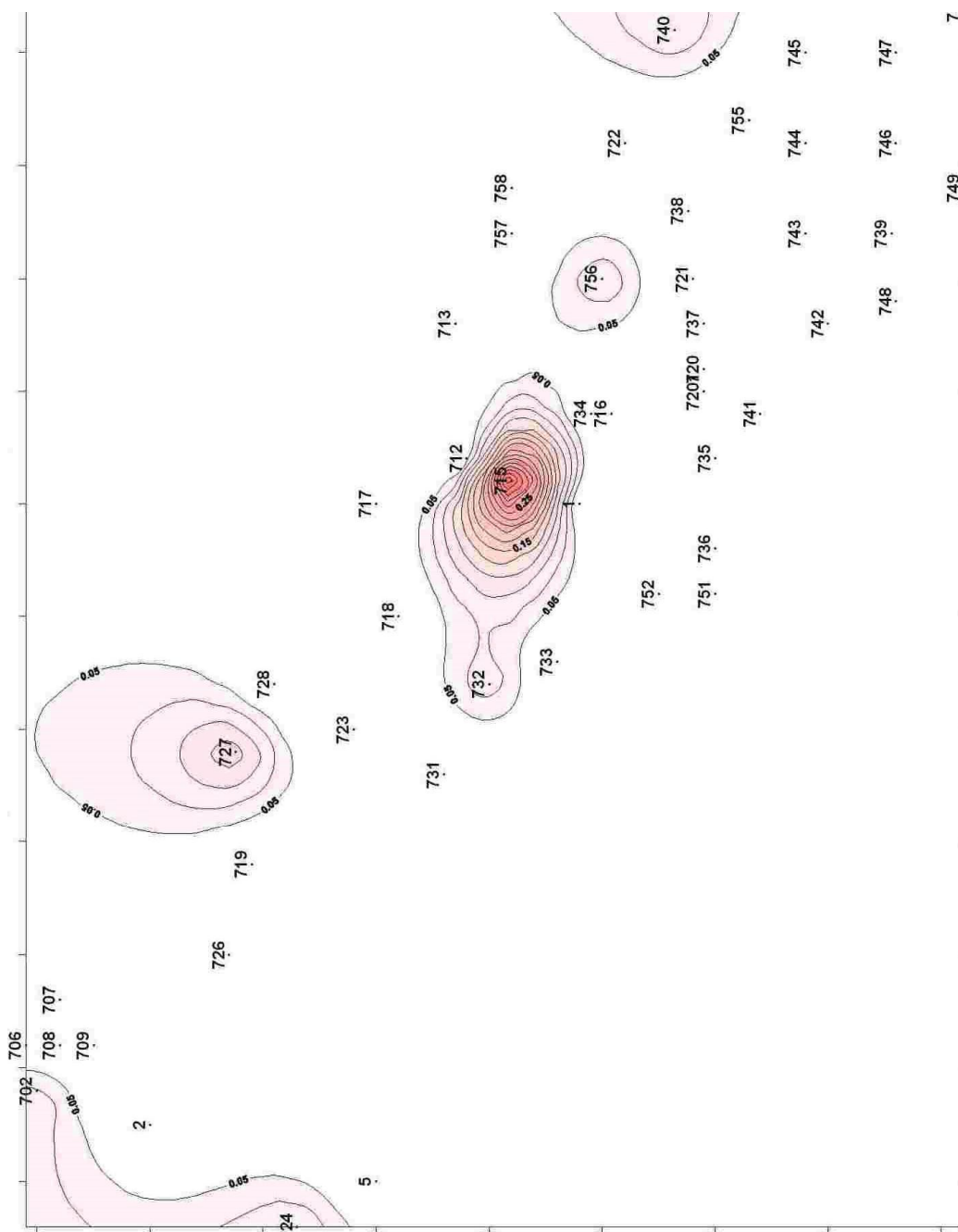


Рисунок 4.15 – Карта ізолій середньозваженого вмісту вольфрама на Східно-Липовеньківському родовищі оконтурених по вмісту 0,05%

Таблиця 4.9 - Підрахунок геохімічних ресурсів титана (щільність порід =1,8т/м<sup>3</sup>)



Продовження таблиці 4

| 1  | 2       | 3    | 4    | 5    | 6    | 7    | 8  | 9     | 10    | 11    |
|----|---------|------|------|------|------|------|----|-------|-------|-------|
| A4 | 0733/1  | 1,2  | 5,7  |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0733/2  | 1,5  |      |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0752/5  | 2,37 | 2,0  |      |      | 120  | 70 | 66990 | 120,5 | 1,844 |
|    | 0751/2  | 1,83 |      |      |      |      |    |       | 8     |       |
|    | 0751/3  | 1,34 |      |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0751/4  | 1,31 |      |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0751/5  | 1,34 | 21,0 |      | 1,53 | 7,98 |    |       |       |       |
|    | 0751/6  | 1,38 |      |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0751/7  | 1,19 |      |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0751/8  | 1,71 |      |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0735/1  | 1,3  | 3,2  |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0735/2  | 1,9  |      |      |      |      |    |       |       |       |
| A5 | 0742/1  | 2,2  | 3,5  |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0748/12 | 0,98 | 1,1  |      |      | 130  | 60 |       |       |       |
|    | 0743/2  | 1,5  | 1,0  |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0739/16 | 0,87 | 3,0  |      |      |      |    | 35100 | 63,18 | 0,922 |
|    | 0749/2  | 1,83 |      | 1,46 | 4,5  |      |    |       |       |       |
|    | 0749/4  | 1,54 |      |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0749/5  | 1,91 | 9,5  |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0749/6  | 1,74 |      |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0746/3  | 1,50 |      |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0746/4  | 1,10 | 9,0  |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0746/5  | 0,97 |      |      |      |      |    |       |       |       |
| A6 | 0745/2  | 1,59 | 6,0  |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0745/5  | 1,30 |      |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0755/15 | 2,03 |      |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0755/16 | 3,11 | 8,0  |      |      | 160  | 40 | 41600 | 74,88 | 1,53  |
|    | 0755/17 | 0,75 |      |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0755/18 | 1,77 |      |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0722/2  | 1,56 |      | 2,05 | 6,5  |      |    |       |       |       |
|    | 0722/3  | 1,65 | 10,3 |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0722/4  | 1,44 |      |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0722/6  | 1,41 |      |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0722/10 | 1,26 | 6,0  |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0722/11 | 1,53 |      |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 075/4   | 3,47 |      |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0756/5  | 3,47 |      |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0756/6  | 3,59 | 4,0  |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0756/7  | 3,95 |      |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0758/1  | 1,93 | 4,8  |      |      |      |    |       |       |       |
|    | 0758/2  | 1,17 |      |      |      |      |    |       |       |       |
|    |         |      |      | 1,52 | 7,95 |      |    |       | 603,0 | 9,106 |

## 4.3 Шкільний масив

### 4.3.1 Особливості локалізації хромітового зруденіння

Гіпербазити Шкільного масиву локалізуються в межах Капітанівського глибинного розламу й фактично лежать на продовженні однойменного масиву. По масштабах Шкільний масив трохи уступає Капітанівському, особливо по довжині, але перевершує його по ширині. у центральній частині масив розсікається в північно-західному напрямку дайкою кислих порід потужністю близько 20 м. На всьому його протязі хромітові рудні тіла в корінному заляганні розкриті кар'єром, що дало можливість простежити особливості їхнього плащового поширення й будови рудних тіл як у корі вивітрювання, так і в корінному заляганні серед вивітрілих серпентинітів. Поширення хромітового зруденіння на глибину в корінних породах було встановлено І.І. Шевчишиним у південній частині масиву за даними бурової розвідки (рис. 4.16).

По розкритим, але не відпрацьованим корам вивітрювання в північній і центральній частині масиву нами була виконана перед їхньою виїмкою плоцова магніто-розвідка, радіометрія й профільна електророзвідка методом гаданих опорів. Це дало можливість зіставити результати інтерпретації геофізичних даних з реальним розташуванням рудних тіл, а також зрівняти дані інтерпретації геофізичних даних на аналогічному Східно-Липовеньківському масиві.

Хромітове зруденіння на Шкільному масиві простежене протягом більше 700 м, має чітко виражений лінійний характер переважно північ-північно-західного напрямку із украй нерівномірним розподілом корисного компонента усередині рудних тел. Лінійне простягання рудних тіл протягом усього масиву розбито субширотними порушеннями (рис. 4.16), уздовж яких зсув досягає 30-65 м. Встановлена відстань між порушеннями становить 80-90 м і 180 м. До дайки кислих порід, що перетинає масив, у південній частині спостерігається західний зсув хромітових тіл на 30-40 м. У північній частині зсуву відбуваються у зворотному напрямку й мають амплітуду 50-65 м. У південній частині масиву виявлено трохи коротких (до 10-40 м) лінзопо-

дібних тіл вкраплених руд з потужністю від 0,5 до 3 м. Збільшення потужності таких рудних тіл відбувається за рахунок скупчення дрібних (10-30 см у діаметрі) і більших (до 1,5 м по подовженню) овальної форми шлірів з більше багатою хромітовою рудою.

У цілому ж корінні хромітові руди на Шкільному масиві представлені масивними, густовкрапленими, рідковкрапленими, смугастими й шліровими різновидами (рис. 4.17).

Лінійно-витягнуті тіла хроміту в південній частині масиву представлені багатими рудами шароподібної форми з відносно витриманою потужністю близько 3м і крутим падінням 80-85 (рис. 4.18). Із західної сторони вони перебувають на контакті з каоліновими корама вивітрювання й кислих порід рами, зі східної сторони із серпентинітами й нонтронітовими корама вивітрювання, що містять бідні й убогі по складу хромітові руди. На контакті з ними спостерігається їхня тектонічна переробка з елементами брекчирування і розсланцювання з наступною серпентинізацією і окварцюванням (рис. 4.19). По простяганню такі рудні тіла обмежені порушеннями зі зсувами у зв'язку із чим, вірогідно простежити їхнє продовження в південній і в північню закінченні не представилося можливим. Довжина таких тіл до 160м, які зміщаються по порушеннях.

На їхньому продовженні по порушеннях виявлені тільки густовкрапленні й убогі руди. Так на південному закінченні багаті руди переходять у густовкрапленні й шлірові (рис. 4.20) зі збільшенням потужності до 14м, а потім розгалужуються з утворенням зближених тіл шлірової і лінзоподібної будови (рис. 4.21). На двох південних профілях за межами гірських виробок кар'єру такі руди розкриті свердловинами на глибині 50-120м і інтерпретуються І.І. Шевчишеним у вигляді окремих лінзоподібних тіл (рис. 4.22). На північному закінченні рудне тіло роздвоюється, переходить у вкраплені руди й зміщається по зрушенню на схід, утворює рудні тіла №1 і №2.



Рисунок 4.16 - План хромітоносної частини Шкільного масиву



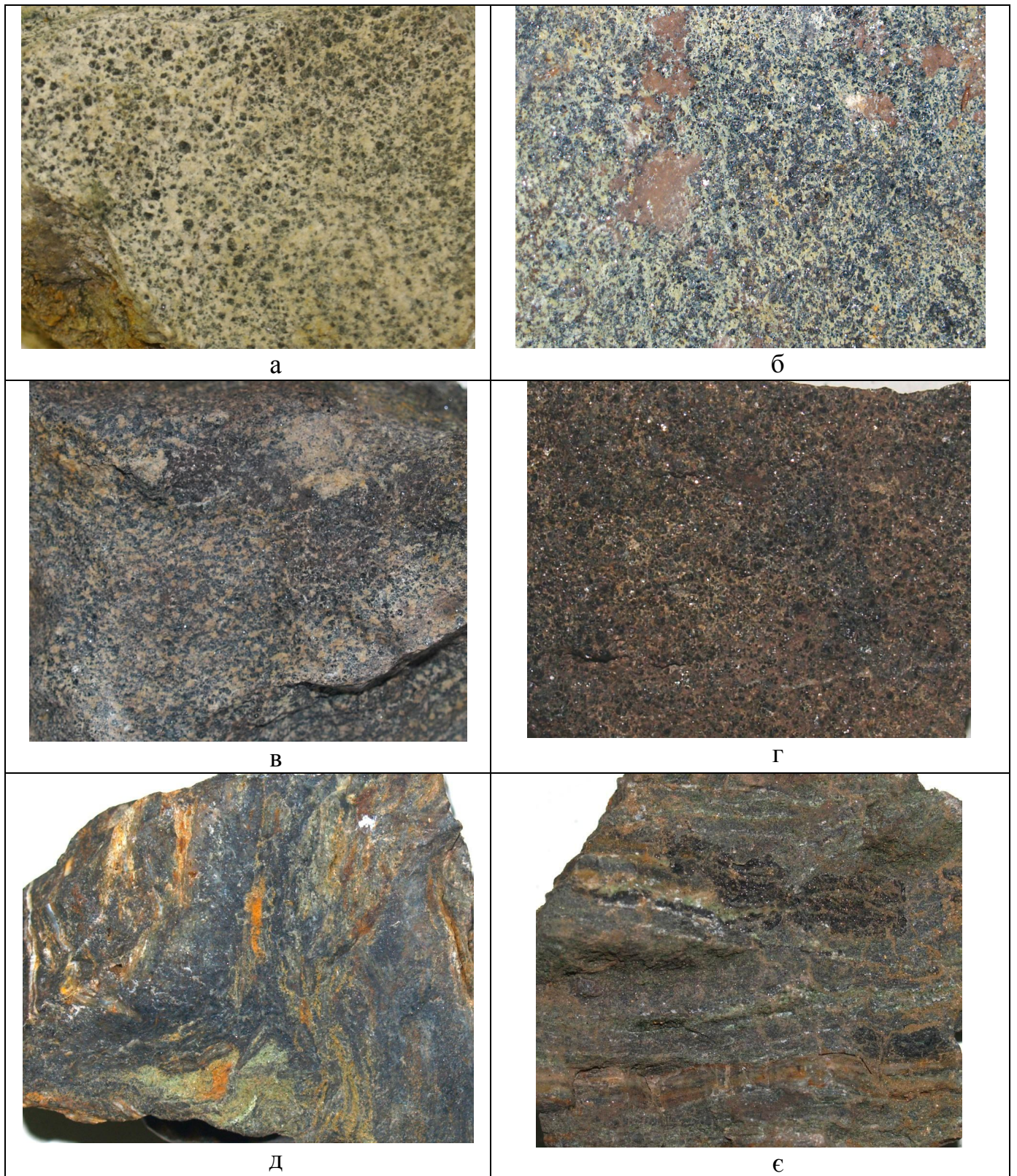


Рисунок 4.17 - Різновиди хромітових руд Шкільного масиву:

- а) - убого вкраплені хромітові руди масивної текстури
- б) - рідко вкраплені руди плямисто-смугастої текстури;
- в) - густо вкраплені руди бурундучної (шліро-плямисто-вкрапленої) текстури;
- г) - густо вкраплені хромітові руди неявносмугастої текстури;
- д) - нерівномірно вкраплена брекчированная хромітова руда флюїдальної плямисто-смугастої текстури;
- е) – бідні окварцьовані хромітові руди смугастої текстури.

У північній частині кар'єру поширені тільки убогі та бідні по вмісту рідкокріпленні шлірові руди (рис. 4.23). По розкритих рудах потужність рудних тіл коливається від 6 до 8м (рис. 4.24), а при наявності великих шлірових скупчень (рис. 4.25) досягає 12м. У корах вивітрювання над всіма рудними тілами формуються первинні ореоли розсіювання, особливості будови яких будуть розглянуті в наступній главі.



Рисунок 4.18 – Вироблений простір по хромітовому тілу №1







Рисунок 4.19 – Розсланцювання і брекчировування по рудному тілу №1



Рисунок 4.20 – Перехід масивних руд тіла №1 у густокріпленні і шлірові



Рисунок 4.21 – Розгалуження рудного тіла №1 і перехід у шлірову будову

|   |  |
|---|--|
|      |          |
| <p>Рисунок 4.22 – Розподіл збагачених хромітом шлірів у рудному тілі №2</p>           | <p>Рисунок 4.23 – Відпрацьований простір рудного тіла №2 у північній частині Шкільного</p> |
|     |         |
| <p>Рисунок 4.24 – Шлірова будова рудного тіла № 3 зі збагаченим хромітом у шлірах</p> | <p>Рисунок 4.25 – Відпрацьований простір рудного тіла №3 у північній частині Шкільного</p> |

#### 4.3.2 Відображення хромітового зруденіння в геофізичних полях

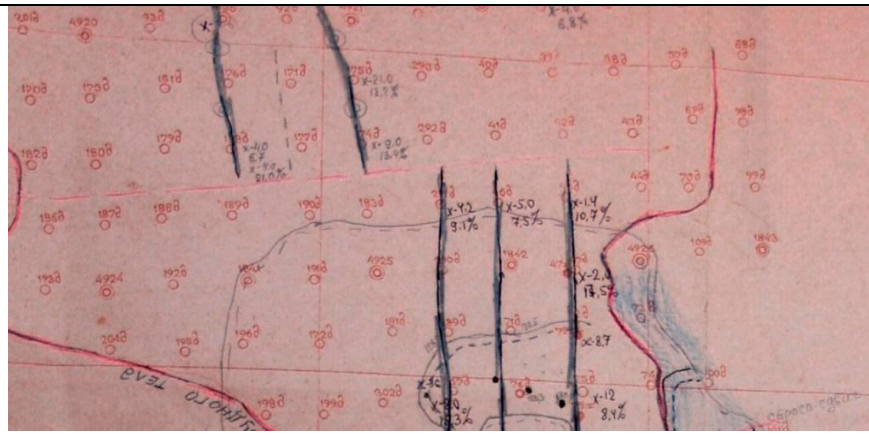
У північній і центральній частині Шкільного масиву нами проведена площова магніторозвідка й радіометрія, а також профільна електророзвідка, де були розкриті й відпрацьовані в межах кори вивітрювання рудні тіла №1, 2 і 3 з убогими, багатими і шліровими хромітовими рудами. Їхнє місце розташування найбільше чітко відбивається по даним профільної електророзвідки. Наявність рудних тіл характеризуються виразним стрибком імовірного опору. Місце розташування хромітового тіла визначається з точністю до 2,5м при кроці зйомки 5м і до 1м при кроці зйомки 2м з високою ефективністю (близько 85% перетинань). У випадку багатих масивних руд,

тектонічно роздроблених і окварцьованих з лежачого боку, убік падіння рудного тіла спостерігається більше поступове збільшення імовірного опору. Над шліровими і бідними рудами стрибок гаданих опорів менш виражена й практично відсутня різниця в градієнті падіння імовірного опору між лежачим і висячим боками, що не дає можливість визначити напрямок падіння рудного тіла. Разом з тим, по зростанню ймовірного опору виділені всі три рудних тіла з точністю до 3м.

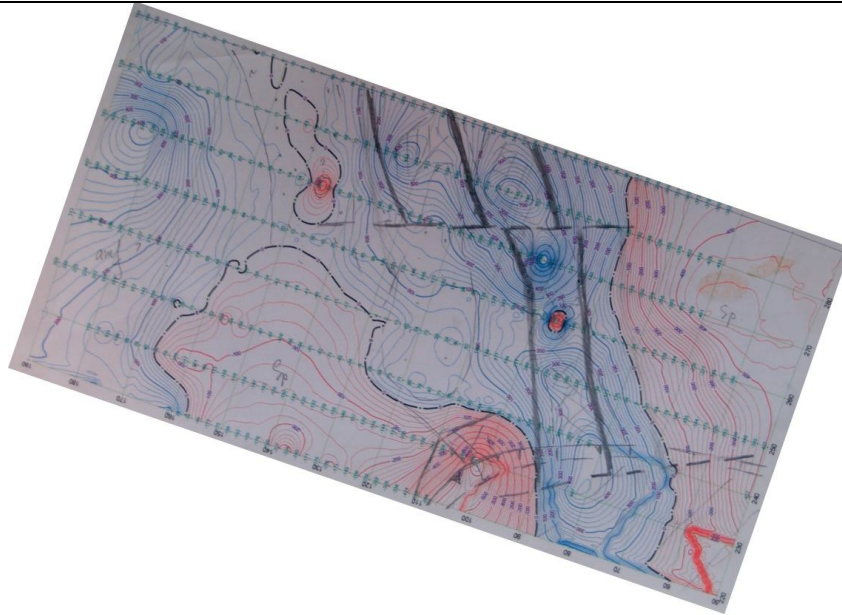
Менш чітко хромітові тіла виділяються по даним магніторозвідки. Точність визначення їхнього місця розташування досить залежить від потужності порід, що перекривають. Хромітові тіла, як правило, перебувають на градієнті падіння або зростання магнітного поля, характеризується різким підвищенням магнітної обуреності ділянки з характерними різкими сплесками магнітної сприйнятливості. Дана особливість обумовлена утворенням по краях хромітових тіл зон окварцювання як ендегенного (серпентинізація і окварцювання), так і екзогенний характеру, наприклад у корах вивітрювання. У них спостерігається утворення по хроміті хроммагнетита, що володіє, як і магнетит, високим ступенем залишкової намагніченості. По даним магніторозвідки місце розташування хромітових тіл визначається з точністю до 4-8м при кроці зйомки 5м в 65% перетинань (рис. 4.26б - 4.27б) із точністю до 8-15м при кроці 10м.

Дані високоточної радіометрії не можуть використатися самостійно через слабку контрастність їхніх аномалій (рис. 4.26в - 4.27в). Разом з тим вони успішно можуть використатися в якості додаткової уточнюючої інформації при інтерпретації даних плащової і профільної магніторозвідки. У порівнянні з результатами ВМПЗ (рис. 4.28), отриманих представниками Сімферопольського відділення державного геологорозвідувального інституту на Шкільному масиві в 2006 р., дані електророзвідки і площової магнітометрії відбивають на відміну від них реальне розташування хромітового зруденіння на площі, хоча не можуть прогнозувати по ореолах його поширення й вимагають більше точної інтерпретації разом з іншими методами електророзвідки.

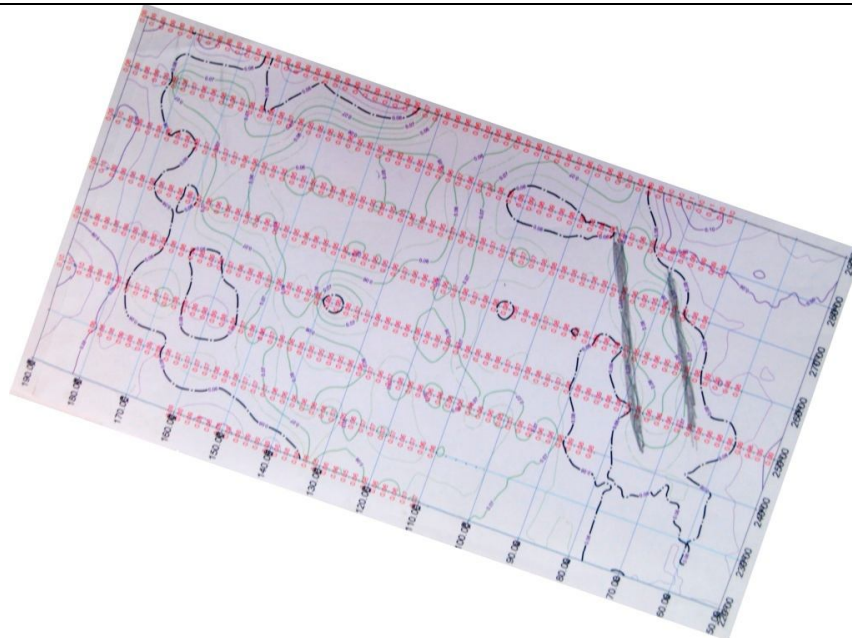




а



б



в

Рисунок 4.27 – Зіставлення результатів інтерпретації даних магніторозвідки (а) у північній частині масиву, (б) і радіометрії, (в) з фактично виявленими рудними тілами хромітів

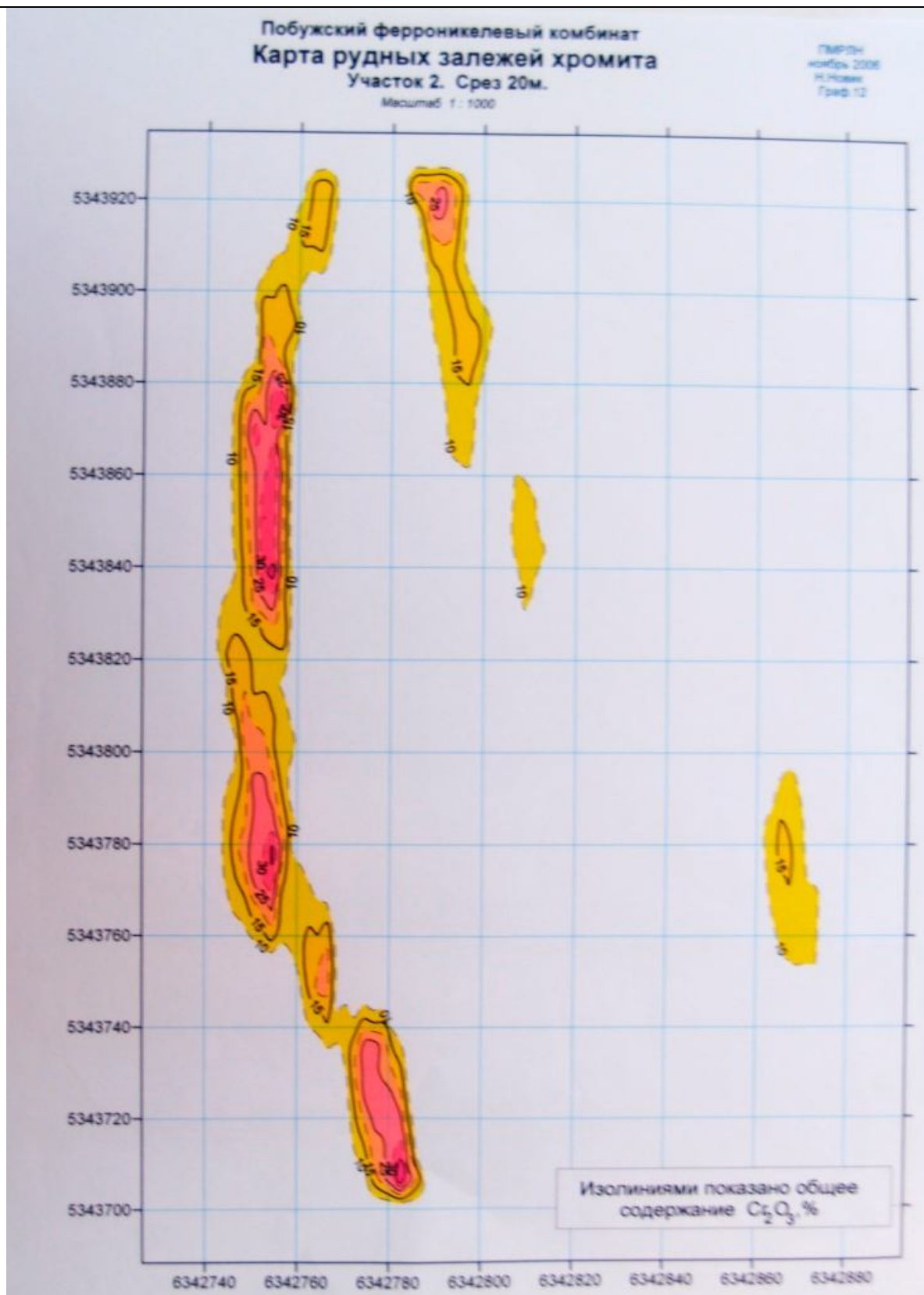


Рисунок 4.28 – Положення хромітового зруденіння на Шкільному масиві за даними методу пасивної магніто-резонансної локації надр (автор Н. Н. Новік)

### 4.3.3 Оцінка прогнозних ресурсів

Отримані дані в процесі розробки хромітових руд і результати глибокого бурення шпар І.І. Шевчишина в південній частині масиву дозволяють зробити на Шкільному масиві авторський підрахунок ресурсів хрому до глибини 150м. У зв'язку з виявленими зрушеннями рудних тіл і не необхідної, як для ДКЗ точністю розрахунків запасів, доцільно провести розрахунки по окремих рудних тілах у межах сдвигових блоків. Дані подібних розрахунків наведені в таблиці 4.10.

Таблиця 4.10 – Результати підрахунку прогнозних ресурсів хромітових руд на Шкільному масиві по категорії Р<sub>2</sub> (до глибини 50м) і Р<sub>2</sub> до глибини 150м

| № п/п                  | № блоку | № рудного тіла | Потужність, м | Довжина, м | Глибина, м | Обсяг руди, тис.т | Маса руди, тис.т | Вміст Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ,% | Ресурси Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ,%, тис. т |
|------------------------|---------|----------------|---------------|------------|------------|-------------------|------------------|---|---|
| 1                      | Б-1     | 1              | 5,2           | 38         | 50         | 9,88              | 21,74            | 22,8                                    | 4,95  |
| 2                      |         |                |               |            | 150        |                   |                  | 22,8                                    | 9,91  |
| 3                      |         | 2              | 3,8           | 24         | 50         | 4,56              | 10,03            | 16,3                                    | 1,63  |
| 4                      |         |                |               |            | 150        |                   |                  | 16,3                                    | 3,26  |
| 5                      | Б-2     | 1              | 3,1           | 122        | 50         | 18,91             | 37,82            | 34,6                                    | 13,08   |
| 6                      |         |                |               |            | 150        |                   |                  | 34,6                                    | 26,17   |
| 7                      | Б-3     | 1              | 2,4           | 64         | 50         | 7,68              | 15,36            | 21,2                                    | 3,25  |
| 8                      |         |                |               |            | 150        |                   |                  | 21,2                                    | 6,51  |
| 9                      |         | 2              | 5,6           | 60         | 50         | 16,8              | 36,96            | 12,4                                    | 4,58  |
| 10                     |         |                |               |            | 150        |                   |                  | 12,4                                    | 9,17  |
| 11                     |         | 3              | 8,2           | 56         | 50         | 2,30              | 4,60             | 14,2                                    | 3,26  |
| 12                     |         |                |               |            | 150        |                   |                  | 14,2                                    | 6,52  |
| 13                     | Б-4     | 1              | 3,2           | 82         | 50         | 13,12             | 26,24            | 11,5                                    | 3,02  |
| 14                     |         |                |               |            | 150        |                   |                  | 11,5                                    | 6,04  |
| 15                     |         | 2              | 2,2           | 78         | 50         | 8,58              | 18,88            | 9,4                                     | 1,77  |
| 16                     |         |                |               |            | 150        |                   |                  | 9,4                                     | 3,77  |
| 17                     |         | 3              | 2,8           | 72         | 50         | 10,08             | 20,16            | 10,1                                    | 2,04  |
| 18                     |         |                |               |            | 150        |                   |                  | 10,1                                    | 4,07  |
| 19                     | Б-5     | 1              | 1,6           | 110        | 50         | 8,8               | 19,36            | 12,3                                    | 2,38  |
| 20                     |         |                |               |            | 150        |                   |                  | 12,3                                    | 4,76  |
| 21                     |         | 2              | 1,8           | 110        | 50         | 9,90              | 21,18            | 8,8                                     | 1,92  |
| 22                     |         |                |               |            | 150        |                   |                  | 8,8                                     | 3,83  |
| 23                     |         | 3              | 2,1           | 110        | 50         | 11,55             | 25,41            | 9,3                                     | 2,36  |
| 24                     |         |                |               |            | 150        |                   |                  | 9,3                                     | 4,73  |
| Разом до глибини 50м   |         |                |               |            |            | 122,16            | 268,75           | 16,46                                   | 44,24   |
| Разом до глибини 150м  |         |                |               |            |            | 244,32            | 537,50           | 16,46                                   | 88,48   |
| Усього до глибини 150м |         |                |               |            |            | 366,48            | 806,25           | 16,46                                   | 132,72  |



У такий спосіб прогнозні ресурси хромітових руд на Шкільному масиві до глибини 50м по категорії P<sub>2</sub> становлять 268,75 тис. т при середньому вмісті Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 16,46%, а із глибини 50м до глибини 150м по категорії P<sub>2</sub> 537,50 тис. т, у загальному до глибини 150м – 806,25 тис. т при середньому вмісті Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 16,46%. У зв'язку із установленим на Капітанівському родовищі поширенням хромітового зруденіння на глибину більше 500м без ознак виклинцювання й даним свердловин І.І. Шевчина в південній частині за аналогією можна стверджувати, що середня рудоносність на Шкільному масиві буде становити близько 530 тис. т на 100м і до глибини 500м можна припустити очікуваних ресурсів хромітової руди 2,12 млн. т.

#### 4.3.4 Поширення супутньої мінералізації

На Шкільному масиві в кар'єрі виявлені ознаки золоторудної, срібної, рідкоземельної, титанової й вольфрамової мінералізації. Однак більш детально нам удалося вивчити тільки титанову мінералізацію, що встановлена як серед неоген-четвертинних відкладень, так і корінних порід. У корінних породах титанова мінералізація поширена серед амфіболітів і амфібол-плагіоклазових кристалічних сланців (рис. 4.29), де нами зафіксовані вмісти титана за даними хімічного аналізу від 0,4 до 1,8 %. По даним мінераграфічних і електронно-мікроскопічних досліджень титанова мінералізація представлена ільменітом, титаномagnetитом і титанвмісними гематитом, що розвивається по ільменіті (рис. 4.30 - 4.32). Також зустрічається рутил, що утворює структури розпаду твердих розчинів у титаномagnetиті й лейкоксен, що заміщає по тріщинках і краям зерна титаномagnetит.



Рисунок 4.29 – Титанвмісні амфіболіти Шкільного масиву

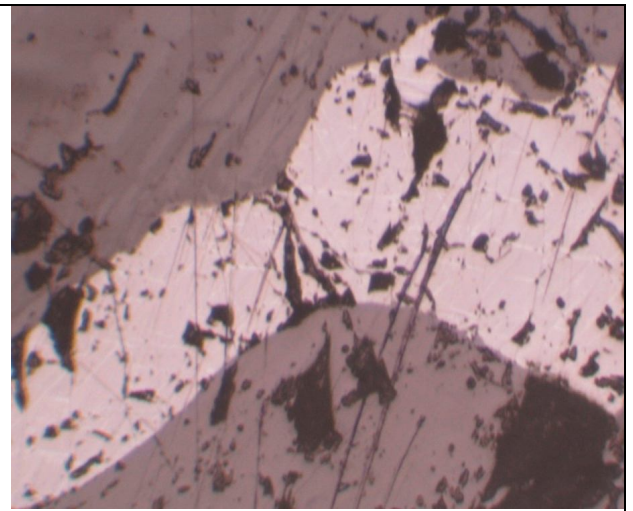


Рисунок 4.30 – Ільменіт зі структурами розпаду рутилу (світлі пластинки по трьох напрямках в ільменіті)

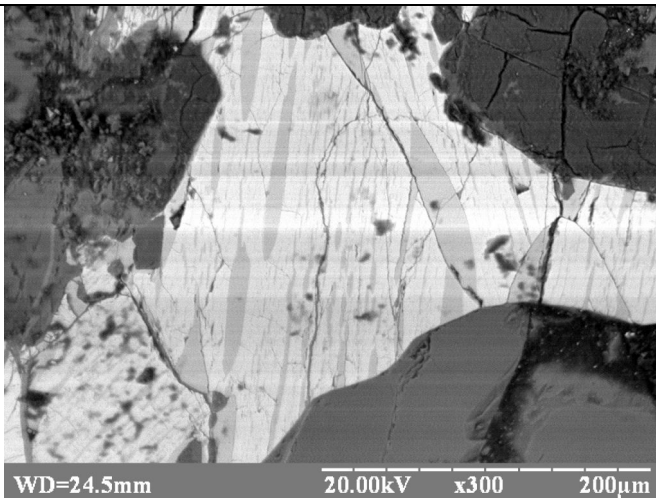
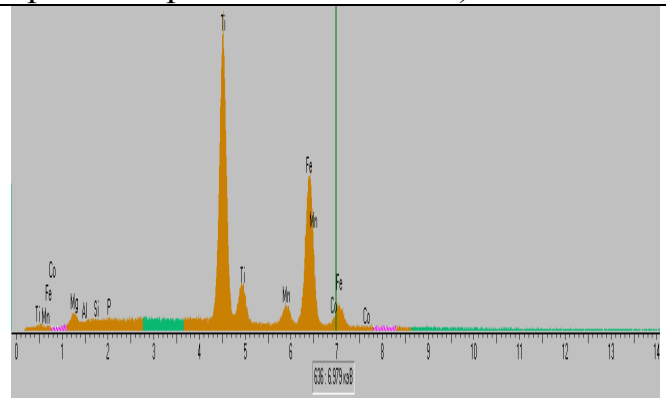


Рисунок 4.31 – Заміщення ільменіту титанвмісним гематитом



ш-13-1.spe

Рисунок 4.32 – Результати мікроаналізу ільменіту

Серед неоген-четвертинних відкладень титанова мінералізація повсюдно зустрічається серед балтських глинистих пісків (рис. 4.33), де встановлено по даним хімічного аналізу змісту титана 0,8-2,6 %. Найбільш високий вміст титана нами виявлені в лінзі пісків (рис. 4.34), де разом з підвищеним вмістом хрому (7,6 %) концентрації титана досягають 16,2 %. Тут же встановлений і вольфрам у концентраціях 0,1%. У зв'язку з комплексним розвитком корисної мінералізації в розкривних породах виявлені концентрації титана дозволяють у край високо оцінити його промислові перспективи при попутній розробці силікатно-нікелевих і хромітових руд на Шкільному масиві.

|   |   |
|---|---|
|              |             |
| <p>Рисунок 4.33 – Піски балтської свити під суглинками в західній стінці кар'єру Західний</p> | <p>Рисунок 4.34 – Збагачена важкими мінералами лінза в балтських пісках у західній стінці</p> |

#### 4.4 Західно-Липовеньківський масив

##### 4.4.1 Особливості локалізації хромітового зруденіння

Розташований у 500 м на захід Шкільного масиву і локалізується в межах тектонічних порушень другого порядку, що оперяють капітанівський глибинний розлам. Знаходиться в центрі вододілу на плоскій частині височини між ріками Мокра і Суха Деренюха. У зв'язку зі сприятливими умовами для вивітрювання і наступного розмиву на ньому збереглися нонтронітові кори вивітрювання щодо великої потужності на відміну від Шкільного і Східно-Липовеньківського масивів. На сьогоднішній день нікеленосні кори вивітрювання і хромітове зруденіння здебільшого відпрацьовані, що дало можливість вивчити особливості просторового поширення і будови рудних тіл хроміту як у корі вивітрювання, так і в корінному заляганні.

На Західно-Липовеньківському масиві хромітове зруденіння локалізується винятково в південно-східній частині масиву і представлено двома рудними зонами (тілами). Хромітове зруденіння в корінних породах розкрито до глибини 150 м було розкрито І.І.Шевчишиним при розвідці масиву на силікатний нікель. У 1959 р. за даними бурової розвідки ним були захищені запаси багатих хромітових руд у ГКЗ

СРСР, запаси якого затверджені на рівні 42 тис. т при вмісті в рудах  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  на рівні 28%, при бортовому вмісті  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  не нижче 15%. Сучасний розвиток техніки і технологій дозволили понизити бортовий вміст і при відпрацьовуванні кар'єром бідних і убогих хромітових руд тільки з кор вивітрювання (1/3 контуру підрахунку запасів) за 4 роки експлуатації збагачувальної установки НГУ було отримано порядка 67,3 тис т хромітових концентратів зі вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  не нижче 40%.

Кар'єрна розробка хромітових руд дала можливість вивчити в міру їхньої виїмки будову рудних тіл у корі вивітрювання й у слабо вивітрилих ультрабазитах. В умовах розмиву кори вивітрювання на плоскій частині вододілу хромітова мінералізація утворює покривні ореоли розсіювання типу плащеподібних покладів, особливості поширення яких детально розглянуті в наступному розділі. У корінному заляганні на масиві виділяється два рудних тіла або зони, що поєднують різні по якості і будові руди (рис.4.35).

Рудне тіло №1 (ліворуч на рис. 4.35) представлено багатими масивними рудами, що простежуються без зміни якості (вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  43 - 52%) протягом 80м при середній потужності близько 6м. По багатих рудах у межах кори вивітрювання у верхній частині рудного тіла спостерігається гематитизація хроміту з утворенням залізних капелюхів. По контуру багатих руд поширені бідні й убогі вкраплені руди, що з багатими мають різкий тектонічний контакт. На північному і південному закінченні багатих руд поширені бідні руди полосчато-шлірової будови (рис.4.36, 4.37), що утворює поступовий перехід від багатих. У них спостерігається інтенсивний розвиток гідрослюд, у тому числі вермикуліту, а в слабо вивітрилих породах відзначається інтенсивна флогопітизація ультрабазитів.

Рудне тіло №2 має більш складну будову (рис.4.35, праворуч) і великі параметри. Являє собою сполучення лінз, шарів і шлірів з багатими масивними рудами різного розміру, що зосереджені серед бідних і убогих руд. За даними бурової розвідки І.І. Шевчишина (рис. 4.38) воно являє собою групу зближених тіл, у тому числі і сліпих, з багатими рудами, що перешаровуються з бідними. Однак у процесі відпрацьовування встановлено, що сліпі тіла являють собою окремі шліри з багатою рудою. У зв'язку з цим на наш погляд слід виділяти не окремі рудні тіла, а рудну зону

в межах якої можливі різні сполучення бідних і багатих руд. Виходячи з таких представлень рудне тіло №2 (рудна зона) має довжину близько 160 м при потужності від 20 до 80 м. Фрагмент раннього відпрацьовування рудного тіла №2 відбитий на рисунку 4.39. З нього видно, що в рудній зоні зустрічаються окремі згустки (шліри) кулястої або лінзоподібної форми з багатими хромітовими рудами серед бідних. Таку будову рудного тіла ми віднесли до шлирової. При цьому морфологія і розміри шлірів різні. Так найбільш поширені шліри шароподібної (рис. 4.40) або в сполученні з лінзоподібною формою (рис. 4.41) розміром 2-6 м. У більш рідких випадках зустрічаються пластовидні шліри довжиною більш 12 м при потужності до 1,0 м (рис. 4.42) або у вигляді ветвящихся жил (рис. 4.43). В усіх багатих, так і бідних хромітових рудах спостерігається катаклаз рудних мінералів з їхнім розтріскуванням і дробленням на дрібні агрегати по мікрозонкам катаклаза.

Шліри хроміту, як і самі мінеральні зерна, розбиті численними тріщинами, що заповнюються переважно серпентинітом. Як раніше нами вказувалося в проміжних звітах, вік хромітової мінералізації по відносінам осмії/осмії і осмії /реній був установлений на рівні 2,7-3,0 млрд. років. Дана обставина дозволяє припустити, що на хромітові руди як і породи, що вміщують, піддавались численним кількарізним тектонічним впливам і піддавались метаморфізму гранулітової і амфіболітової фацій. У зв'язку з цим вони також перетворювалися, змінюючи свій речовинний склад, будову і навіть морфологію рудних тіл, що ми відзначали і на Шкільному масиві.

Розкриті і відпрацьовані корінні тіла хромітових руд дозволили переконатися в досить складній їхній морфології і будові. По текстурних особливостях виділяються масивні (багаті руди зі вмістом 40-52%  $Cr_2O_3$ ), густовкрапленні, плямисто-вкрапленні, неяснопалосчаті (у т.ч. бурундучні і гнейсовидні), укралені, рідковкрапленні і шлірові (наявність лінз або овально-подовжених гнізд різного розміру багаті руди серед вкрапленої або плямисто-вкрапленої). Різноманіттям текстур хромітових руд визначається і крайня неоднорідність хроміту в рудних тілах на макрорівні. Власне багаті руди, як правило, поширюються серед бідних руд, що у свою чергу перешаровуються з нерудними прослоями. Власне багаті руди утворюють округлі

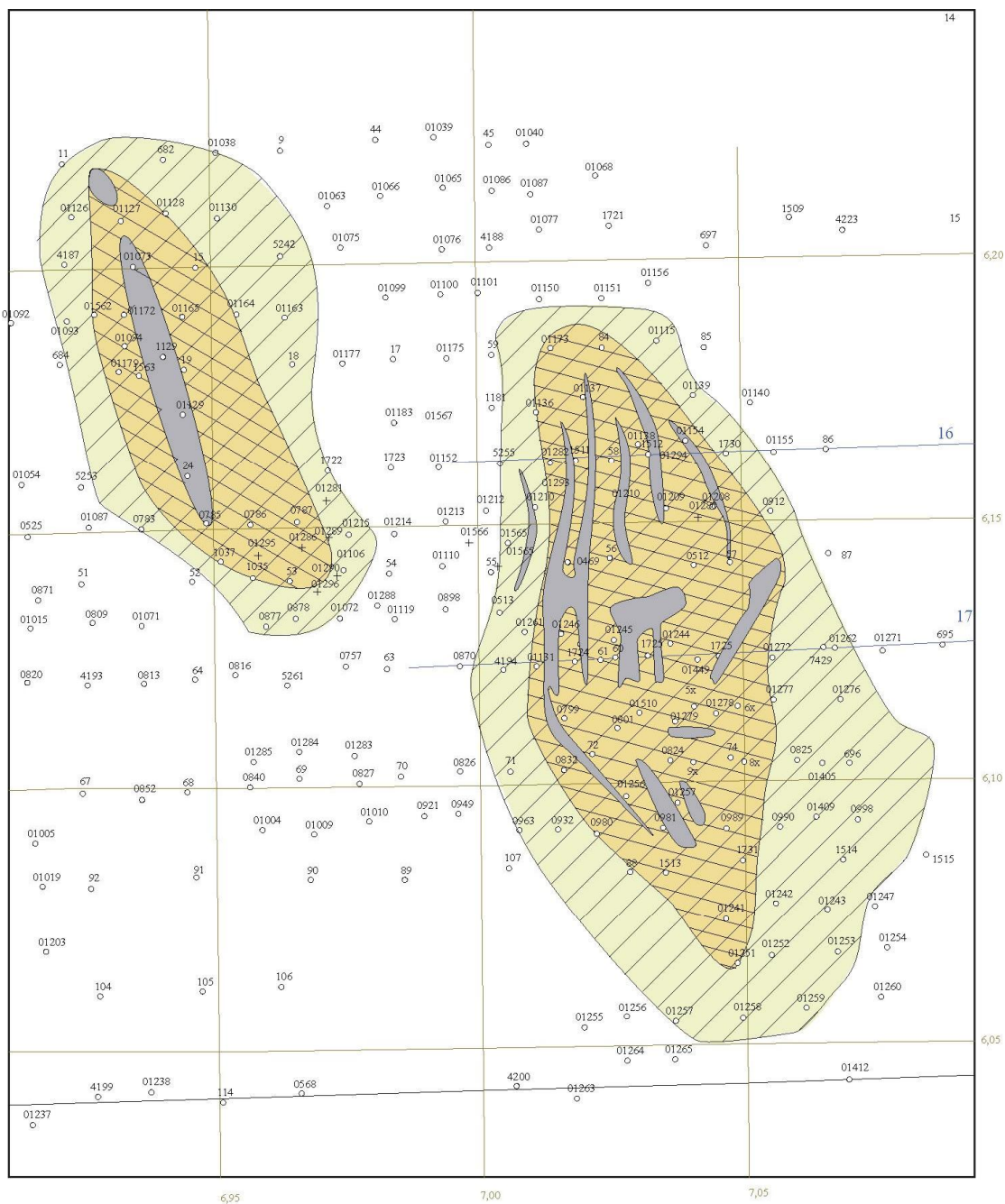
ядра або стовпи потужністю 0,5-4,0 м непротижні лінзи розміром від 0,3x1,5 м до 2,5x15 м, ветвящі жили або в рідких випадках шароподібні тіла невеликої довжини (до 35 м) потужністю 0,4-1,5 м. Тільки в окремих випадках багаті руди нами зафіксовані в одному рудному тілі на кар'єрі "Західний", де його потужність склала близько 6 м, а довжина близько 80 м.

Рудні тіла як багатих, так і бідних шлірових і вкраплених руд сильно розбиті мілкоамплітудною тектонікою з видимими зсувами від 0,5 до 6 м, що обумовлює різноорієнтовані простягання в північно-північно-західному і субширотному напрямках. Крім того, від основних рудних тіл по типу ветвящихся жил відходять, як правило, майже перпендикулярно малопотужні непротижні (до 10-15 м) тіла вкраплених і шлірових руд.

З вищенаведених спостережень стає очевидним, що оконтурювання окремих рудних тіл на досліджуваних об'єктах є досить складною задачею, навіть по багатих рудах. У зв'язку з украй складною морфологією по хромітовому зруденінню доцільно виділяти рудні зони, а не окремі рудні тіла, що хоча і включають окремі нерудні прошарки усередині зони, але дозволяють більш вірогідно геометризувати і оконтурити границі поширення хромітової мінералізації.

Вивчені особливості будови і морфології рудних тіл хромітового зруденіння дозволили за результатами відпрацьовування побудувати карту поширення хромітових руд по вмісту  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (рис.4.35). Так, багаті руди (вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 35\%$ ) мають лінзовидно-шароподібну і стовбувату форму, різноорієнтовані в плані, але разом з бідними (вкрапленими і шліровими) рудами, що частково представлені первинними ореолами розсіювання, утворюють овально-подовжені рудні зони, одна з яких має довжину близько 80 м при ширині до 30 м, друга, більш велика, протягається майже на 150 м при ширині близько 50 м. Візуальне представлення про зону хромітового зруденіння можна одержати по відпрацьованому просторі при селективній виїмці руд (рис. 4.39), а в деяких випадках навіть простежити мілкоамплітудні зсуви хромітових руд. Таким чином, хромітове зруденіння в Побузькому рудному полі присвячено до ультрабазитових комплексів і представлено багатими (близько 5%), бідними (65%) і убогими рудами (30%). Рудні тіла мають украй складну будову, що виявля-

ється однаково на мікрорівні в аншліфах, в окремо узятих штуфних зразках (макро-рівень) і в стінках гірських виробок (мегауровень), і може бути класифіковане як шлірове або нодулярно-шлірове (великі гнізда до 2-5 м у діаметрі багатих руд серед плямисто-вкраплених) з численними різноорієнтованими ветвящимися прожилками, лінзами і жилками практично мономінерального хроміту.



Условные обозначения:

- |   |  |   |  |
|---|--|---|--|
|  | Сплошные хромитовые руды,<br>содержание $Cr_2O_3$ 35-43 %        |  | Вкрапленные хромитовые руды<br>содержание $Cr_2O_3$ 6-12 % |
|  | Густовкрапленные хромитовые руды<br>содержание $Cr_2O_3$ 12-35 % |  | Линии геологических разрезов                               |

Рисунок 4.35 - План поширення хромітового зруденіння на Західно-Липовеньківському родовищі



Рисунок 4.36 – Шлирова будова рудного тіла №1, розкритого на північному замиканні



Рисунок 4.37 – Фрагмент будови шліру з багатою хромітовою рудою, заміщеного гематитом і гетитом



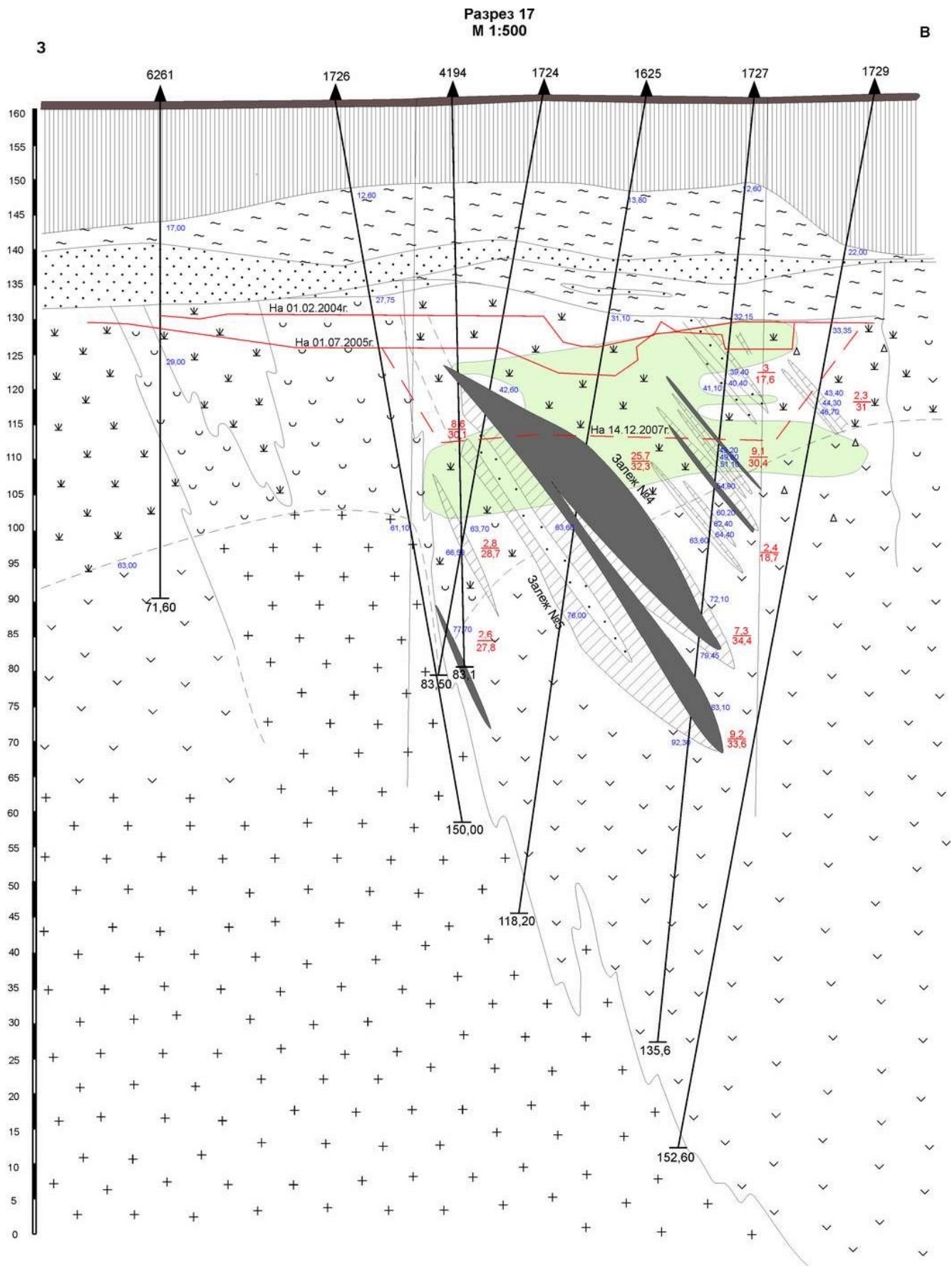


Рисунок 4.38 - Геологічний розріз хромітового зруденіння 2-го рудного тіла на Західно-Липовеньківському масиві по профілю 17 (за даними І.І.Шевчишина)



Рисунок 4.39 - зона хромітового зруденіння що відпрацьовується в кар'єрі Західний за допомогою екскаватора ЕКТ-5,5



Рисунок 4.40 – Шліри хроміта шароподібної форми



Рисунок 4.41 – Шліри хроміта овальної і лінзовидної форми



Рисунок 4.42 – Шліри хроміта пластично-подобної форми

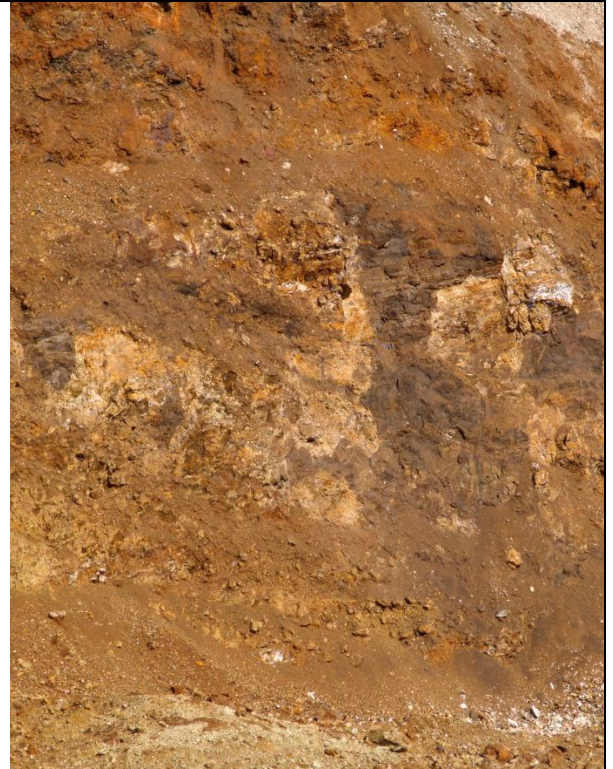


Рисунок 4.43 – Шліри хроміту у вигляді ветвящоїся жили перемінної потужності

#### 4.4.2 Особливості виділення хромітового зруденіння в геофізичних полях

У регіональному плані місце розташування ультрабазитових комплексів відносно чітко фіксується при наземній і повітряній зйомці по магнітних і гравітаційних аномаліях у масштабі 1:50000. Однак при більш детальній зйомці масштабу 1:10000-1:200 вірогідно виділити границі поширення ультрабазитів, а тим більше хромітитів удається досить рідко, а виділення ділянок хромітового зруденіння являє собою взагалі трудновирішуєму задачу. Останнє частково обумовлено відносно могутнім осадовим чохлам (18-35 м) і наявністю кори вивітрювання потужністю 6-20 м, у якій хромітова мінералізація утворює первинні і вторинні ореоли розсіювання.

Для з'ясування можливостей геофізичних методів при вирішенні задач по оконтурюванню ультрабазитових масивів як підготовчі роботи нами на кар'єрі "Захід-

ний" була проведена профільна магніторозвідка і радіометрія, а в східній частині кар'єру, де поширене хромітове зруденіння, проводився з детальним кроком вимір магнітної сприйнятливості в межах кори вивітрювання й у борті з виходом дезинтегрованих серпентинітів і хромітовою мінералізацією.

Вимір магнітної сприйнятливості проводився в східній частині кар'єру Західний по трьох перетинаннях різних рудних тіл у межах кори вивітрювання (рис. 4.44). Результати вимірів наведені в таблиці 4.11, з якої видно, що магнітна сприйнятливість змінюється в надзвичайно широких межах - від перших сотень од. СГСЕ до 10-20 тис. од. СГСЕ на ділянках у перші десятки сантиметрів. При цьому встановлено, що власне хромітові руди володіють слабкою до середньої магнітною сприйнятливістю, що коливається в діапазоні від 130 до 860 од. СГСЕ. На границях хромітової руди з породами, що вміщують, у межах кори вивітрювання спостерігається, як правило, розвиток зон окремнення потужністю від перших см до 2-3 м. З даними зонами пов'язаний розвиток магнетиту, що обумовлює різке підвищення магнітної сприйнятливості в крайових частинах хромітових тіл (до 3-6 тис.од. СГСЕ) і в самих зонах окремнення (до 10-20 тис. од. СГСЕ).

Таким чином, зони хромітового зруденіння характеризуються вкрай мінливою магнітною сприйнятливістю в широкому діапазоні від 100 до 10000 і більш од СГСЕ, що обумовлено утворенням у крайових частинах магнетитової мінералізації серед зон окремнення. Профільна магнітна зйомка уздовж усього кар'єру "Західний" показала, що ультрабазити характеризуються трохи підвищеними відносно стійкими показаннями  $\Delta T$ , у порівнянні з вміщуючими граніто-гнейсами, що над зонами хромітового зруденіння зі спокійного поля переходять у магнітозбурене. На профілі це виражається в появі ділянок з "пилкоподібною" формою кривої  $\Delta T$ .



Рисунок 4.44 — Відслонення хромітових тіл у гірських виробках, по котрим замірялась магнітна чутливість: а - тіло № 2 південна частина; б - тіло № 2 північна частина: в - тіло № 1 північне замикання

Таблиця 4.11 - Результати вимірів магнітної сприйнятливості зон хромітового зруденіння

| № п/п                             | Точка виміру | Магн. сприйн. одиниць СГСЕ | № п/п | Точка виміру | Магн. сприйн. одиниць СГСЕ | № п/п | Точка виміру | Магн. сприйн. одиниць СГСЕ |
|-----------------------------------|--------------|----------------------------|-------|--------------|----------------------------|-------|--------------|----------------------------|
| Обнаження №1 (р.т. 2)             |              |                            |       |              |                            |       |              |                            |
| 1                                 | 1            | 240                        | 21    | 21           | 87                         | 41    | 41           | 1435                       |
| 2                                 | 2            | 1012                       | 22    | 22           | 143                        | 42    | 42           | 3722                       |
| 3                                 | 3            | 1674                       | 23    | 23           | 287                        | 43    | 43           | 11935                      |
| 4                                 | 4            | 4515                       | 24    | 24           | 126                        | 44    | 44           | 9970                       |
| 5                                 | 5            | 6935                       | 25    | 25           | 5059                       | 45    | 45           | 14797                      |
| 6                                 | 6            | 3696                       | 26    | 26           | 10337                      | 46    | 46           | 1029                       |
| 7                                 | 7            | 1741                       | 27    | 27           | 130                        | 47    | 47           | 929                        |
| 8                                 | 8            | 2374                       | 28    | 28           | 337                        | 48    | 48           | 3722                       |
| 9                                 | 9            | 3006                       | 29    | 29           | 1986                       | 49    | 49           | 3002                       |
| 10                                | 10           | 390                        | 30    | 30           | 859                        | 50    | 50           | 6834                       |
| 11                                | 11           | 7774                       | 31    | 31           | 479                        | 51    | 51           | 5585                       |
| 12                                | 12           | 566                        | 32    | 32           | 217                        | 52    | 52           | 718                        |
| 13                                | 13           | 198                        | 33    | 33           | 26                         | 53    | 53           | 292                        |
| 14                                | 14           | 2328                       | 34    | 34           | 50                         | 54    | 54           | 23                         |
| 15                                | 15           | 11463                      | 35    | 35           | 339                        | 55    | 55           | 12                         |
| 16                                | 16           | 169                        | 36    | 36           | 24                         | 56    | 56           | 29                         |
| 17                                | 17           | 59                         | 37    | 37           | 54                         | 57    | 57           | 15                         |
| 18                                | 18           | 128                        | 38    | 38           | 62                         | 58    | 58           | 43                         |
| 19                                | 19           | 119                        | 39    | 39           | 1435                       | 59    | 59           | 71                         |
| 20                                | 20           | 39                         | 40    | 40           | 70                         | 60    | 60           | 30                         |
| Обнаження №1 (р.т. 2) антикліналь |              |                            |       |              |                            |       |              |                            |
| 1                                 | 1            | 162                        | 11    | 11           | 9715                       | 20    | 20           | 6408                       |
| 2                                 | 2            | 20200                      | 12    | 12           | 4296                       | 21    | 21           | 116                        |

Продовження таблиці 4.11

|                              |    |       |    |    |       |    |    |       |
|------------------------------|----|-------|----|----|-------|----|----|-------|
| 3                            | 3  | 15172 | 13 | 13 | 14838 | 22 | 22 | 42    |
| 4                            | 4  | 872   | 14 | 14 | 271   | 23 | 23 | 423   |
| 5                            | 5  | 9859  | 15 | 15 | 1172  | 24 | 24 | 749   |
| 6                            | 6  | 267   | 16 | 16 | 197   | 25 | 25 | 1780  |
| 7                            | 7  | 14558 | 17 | 17 | 13051 | 26 | 26 | 1475  |
| 8                            | 8  | 1584  | 18 | 18 | 10435 | 27 | 27 | 4806  |
| 9                            | 9  | 14310 | 19 | 19 | 1392  | 28 | 28 | 14590 |
| 10                           | 10 | 11036 |    |    |       |    |    |       |
| Р.т. №1 (північ викліювання) |    |       |    |    |       |    |    |       |
| 1                            | 1  | 113   | 11 | 11 | 570   | 20 | 20 | 14555 |
| 2                            | 2  | 140   | 12 | 12 | 686   | 21 | 21 | 2404  |
| 3                            | 3  | 2438  | 13 | 13 | 1172  | 22 | 22 | 1364  |
| 4                            | 4  | 1571  | 14 | 14 | 1956  | 23 | 23 | 1743  |
| 5                            | 5  | 35    | 15 | 15 | 5896  | 24 | 24 | 66    |
| 6                            | 6  | 7182  | 16 | 16 | 4437  | 25 | 25 | 89    |
| 7                            | 7  | 5262  | 17 | 17 | 5188  | 26 | 26 | 110   |
| 8                            | 8  | 1630  | 18 | 18 | 11811 | 27 | 27 | 342   |
| 9                            | 9  | 1174  | 19 | 19 | 2827  | 28 | 28 | 790   |
| 10                           | 10 | 1324  |    |    |       |    |    |       |

Випереджальна профільна магнітна зйомка перед розкриттям хромітових руд на різних уступах дозволила установити закономірне згладжування магнітозбуреності в межах зон зруденіння в міру віддалення від поверхні кори вивітрювання. Разом з тим діапазон коливання значень  $\Delta T$  змінюється в широких межах (від 100 до 2000 м Тл), а окремі хромітові тіла тяжіють до градієнта  $\Delta T$ , яким можливо відбиває крайка крутопадаючих хромітових тіл. За результатами радіометричної зйомки хромітові тіла тяжіють до градієнта. Однак у порівнянні з магнітометрією радіометричні дані виражаються нечітко, а в деяких випадках неоднозначно. Найбільш чітке положення корінних хромітових рудних тіл зафіксовано електропрофілюванням по явно вираженому зростанню уявних опорів.

#### 5 УМОВИ ЗАЛЯГАННЯ ТА ФОРМУВАННЯ ХРОМІТОВИХ РУД У КОРАХ ВИВІТРЮВАННЯ ПОБУЖЖЯ

## 5.1 Кора вивітрювання кристалічних порід

Кора вивітрювання має широке площове поширення, покриваючи близько 80% території району. Відсутня вона або має мінімальну потужність лише по долинах річок і великих балок. Формування кори вивітрювання відбувалося протягом тривалого періоду в мезозої і кайнозої. Потужність її залежить як від тривалості процесів утворення, так і від складу та фізичного стану вивітрюємих порід, а також від інтенсивності подальшого розмиву.

За морфогенетичною ознакою на території району виділяється площинний і лінійний тип кори. Останній тип користується обмеженим розвитком, і приурочений до зон розламів, або, рідше, до пачок легко вивітрюємих порід (кальціфіри, серпентиніти, графітвміщуючі гнейси тощо). Площадна кора вивітрювання має потужність від перших метрів до 25-30 м. Потужність лінійних кор сягає від перших метрів до декількох сотень метрів. На ультрабазитових масивах лінійна кора оконтурює інтрузивні тіла та контролює тектонічні порушення.

Поверхня кори вивітрювання представляє собою досить розчленовану денудаційну рівнину з кількома не завжди вираженими депресіями, що відкриваються в південному напрямку. Загальний ухил поверхні кори вивітрювання спрямований також з півночі на південь. Істотне зниження рівня поверхні спостерігається на південь від р. Південний Буг.

Глибина залягання покрівлі кори вивітрювання в цілому збільшується з півночі на південь (по 100 і більше метрів). На півночі і в центрі території вона мінімальна в долинах річок і балок, де місцями спостерігаються виходи порід кори вивітрювання. Кора вивітрювання характеризується зональною будовою, з поступовими переходами між ними. За ступенем зміни вихідних порід виділяються три зони (знизу вгору): зона дезінтеграції (дресвяниста), зона проміжних продуктів вивітрювання (гідрослюд-глиниста), зона кінцевих продуктів вивітрювання (глиниста). Чітка зональність в більшій частині розрізів порушується через чергування різних за складом, монолітності та умов залягання порід, що піддаються вивітрюванню. Особливо характерно це для кор вивітрювання лінійного типу.



На території району найбільш широко розвинуті чотири мінералогічних типи кори вивітрювання: каолінітовий, каолініт-монтмориллонітовий, нонтроніт-монтмориллонітовий і сидерит-лімонітовий. Каолінітові типи кори вивітрювання мають найширше розповсюдження, займаючи понад 50% території району. Даний тип розвивається по гранітоїдам, лейкократовим і глиноземистим гнейсам і плагіогнейсам рідше по польовошпатовим кварцитам. У профілі кори вивітрювання встановлюються всі три зони. Аналіз розподілу та міграції мікроелементів в процесі ко-роутворення, показує, що накопичуються при цьому титан, хром, скандій, меншою мірою нікель, ванадій, цирконій, лантан, галій; вилуговуються - барій і марганець, не стабільно - кобальт, мідь, свинець, цинк; практично інертними залишаються мо-лібден, берилій, ітербій.

Каолініт-монтмориллонітовий тип кори вивітрювання формується по основним кри-сталосланцям, амфіболітам і метагабброїдам, характеризується залишковим підви-щеним вмістом скандію, ітрію і титану; накопиченням - галію, міді, нікелю, кобаль-ту, хрому і ванадію; інертністю - ітербію і цинку.

Монтморилоніт-нонтронітовий тип кори вивітрювання розвивається по ультраосно-вних породах та має зональність (знизу вгору): зона дезінтеграції і вилуговування, зона нонтронітових (монтморилоніт-нонтронітових порід), зона глинисто-гідрогетітових порід (часто забарвлених). Аналіз розподілу та міграції мікроелемен-тів показує, що більшість їх накопичується в зоні проміжних продуктів кори вивіт-рювання (монтморилоніт-нонтронітових породах). У першу чергу це стосується міді, титану, цирконію, скандію, а також нікелю, кобальту, хрому, цинку, ніобію, іт-рію, галію. У верхній зоні спостерігається вилуговування цих елементів. Крім того, вилуговування хрому і кобальту відбувається і в нижній зоні, що не характерно для інших елементів.

Кора вивітрювання описаного вище типу являє підвищений інтерес через приуроче-ності до нього рудних концентрацій нікелю, кобальту, хрому, марганцю і золота. В межах ділянки досліджень майданна кора вивітрювання характеризується нестійкою потужністю, в якій розвинені тільки три зони: початкових, проміжних і стійких про-дуктів вивітрювання. Всі породи докембрію перекриваються неоген-четвертинними

відкладеннями, які представлені глинистими пісками і сірими піщаними глинами потужністю до 5,5 м. Вище залягають коричнево-червоні і буро-червоні слабопластичні щільні глини потужністю 3 - 19 м і четвертинні суглинки потужністю 5 - 12 м.

## 5.2 Мінералогічний склад хромітоносною кори вивітрювання

На більшості ультрабазитових масивів Побужжя повний профіль латеритної кори з усіма перехідними зонами знищений ерозією. На серпентінових масивах знизу вгору виділяються зони: початкових продуктів, проміжних продуктів вивітрювання, стійких продуктів вивітрювання.

Зона початкових продуктів (дезінтеграції) вивітрювання представлена вилуженими, карбонатизованими і окремненими серпентінітами потужністю від 4 до 8 м, локально до 18 м. У ній містяться мінерали вихідних порід (олівін, піроксен і серпентин) новостворені залишкові мінерали (нонтроніт і гідроксиди заліза типу гетит і гідрогетита), а також інфільтраційні з'єднання (кероліт). Кероліт і нонтроніт є головними носіями нікелю в цій зоні. У межах цієї зони породи мають зеленувато-сіре забарвлення, різну щільність і різною мірою карбонатизовані, окремнені (прожилки представлені кварцем і халцедоном).

Друга зона, проміжних продуктів вивітрювання (нонтронітова), має гідрохлорит-нонтронітовий склад і потужність від 0,5 до 20 м. На окремих масивах характеризується непостійним співвідношенням глинистої і гідрослюдистої складової, змінюючись як за площею, так і по вертикальному розрізу. Головним мінералом є нонтроніт. У великих кількостях, особливо в придайкових і приконтактних зонах, зустрічається хлорит і вермикуліт. Повсюдно відзначаються гідроксиди марганцю - асболан і хлорити які концентрують підвищені, нерідко «ураганні» кількості нікелю і кобальту. Гідроксиди заліза містяться в більшості випадків у верхах зони нонтронітів (в перехідній підзоні обохрених нонтронітів). У низах зони нонтронітів гідроксиди заліза містяться в невеликих кількостях. З нерудних мінералів зустрічаються опал, халцедон, галлуазит, карбонати. Локально на родовищах зустрічаються майже (на 90%) мономінеральні гідрохлоритові або гідрохлорит-вермикулітові прошарки

потужністю до 4 м. У межах окремих карманоподібних заглиблень потужність нонтронітів досягає 40 м (лінійна кора). В цілому по родовищах потужність зони нонтронітів зменшується з півночі на південь. Така тенденція характерна для всіх кор вивітрювання Побужжя. Низ зони пофарбований у зелений колір, а вище за профілем породи стають жовтувато-бурими.

Зона стійких продуктів вивітрювання (зона охр) на більшості масивів має не витриману потужність до 14 м або зберігається у вигляді плям у пониженнях рельєфу. Її мінеральний склад порівняно одноманітний і представлений переважно оксидами і гідроксидами заліза-гетит і гідрогетитом. У невеликих кількостях спостерігається магнетит. На окремих ділянках спостерігаються гідроксидами марганцю і залишки нерозпавшогося хлориту. З нерудних мінералів присутні опал халцедон, кварц і карбонати. Мінерали кремнезему розподілені в охрах вкрай нерівномірно. Більшість їх скупчень відзначені на ділянках, де проявлена диз'юнктивна тектоніка. У таких місцях часто утворюються зливні вохристо-кременисті породи, зобов'язані своїм походженням інфільтраційним процесам.

Породи мають глиноподібний вигляд і у вологому стані пластичні. Кількість глинистих мінералів коливається від 15 до 75%, іноді серед них виділяються прошарки бурих залізняків (релікти зони кіраси).

Нікель. За даними мінералогічних досліджень і хімічних аналізів в найбільш багатих рудах зафіксовано присутність нікельвміщуючого хлориту, а рентгено-структурним аналізом встановлено широке розповсюдження нікель гідробіотита (вермікуліту) (рис. 5.1). Зіставлення параметрів майданного поширення охр і нонтронітів Східно-Ліповеньківського масиву з сусідніми, їх мінерального і хімічного складів була встановлена хороша схожість. Незначна варіація процентного співвідношення, яка не перевищує 7-11%, викликана наслідком ерозійного зрізу поверхні і різною морфологічною обстановкою масивів (табл. 5.1).



Рисунок 5.1 – Рентгенівська дифрактограма вермікулітвміщуючого зразка з охристого горизонту Східно-Ліповеньківського родовища

Таблиця 5.1 - Співвідношення поширення головних літологічних типів нікеленосних кор вивітрювання на родовищах Побужжя

| Родовище, рудне тіло      | Охри | Нонтроніти |
|---------------------------|------|------------|
| Кумари, № 4*              | 44,5 | 47,6       |
| Кумари № 7*               | 37,8 | 55,3       |
| Кримка, Західне*          | 34,8 | 58,7       |
| Каменная Балка, Північне* | 5,0  | 93,8       |
| Лашівка*                  | 3,3  | 89,2       |
| Деренюха                  | 35   | 70         |
| Бурти                     | 27,5 | 72,5       |
| Капітанка Центральний     | 22   | 68         |
| Липовеньки Західні        | 16   | 72         |
| Липовеньки Шкільний       | 24   | 79         |
| Липовеньки Східні         | 20   | 64         |
| Пушково                   | 18   | 74         |
| Середнє по родовищам      | 24,1 | 70,1       |

\* - За даними [61]

**Хром.** Основними хромвміщуючими мінералами є хромпікотит, алюмохроміт і магнохроміт, меншою мірою хроммагнетит і хромгерценіт. Баланс розподілу  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в корі вивітрювання (до 20 м від покрівлі кори) по мінеральних індивідам на основі хімічних аналізів показав, що для магнохроміта  $(\text{Mg, Fe})\text{Cr}_2\text{O}_4$ , алюмохроміта  $(\text{Mg, Fe})(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$  і хромпікотита  $(\text{Mg, Fe})(\text{Al, Cr})_2\text{O}_4$  характерні незначні варіації вмісту на рівні 34-37%. На частку хроммагнетита припадає близько 11-19%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  мінералогічним аналізом, в хромітових рудах додатково виявлено: глауконіт, лейкоксен, рутил, пірит, циркон, дистен, силіманіт, ставроліт, апатит, турмалін, гранат, карбонати, барит, моноцит, андалузит. Їх сумарний вміст у вихідних рудах не перевищує 1-2% і, як правило, вони переважно виділяються в неелектромагнітних фракціях. При цьому встановлено, що хромшпінеліди намагнічені в широкому діапазоні і можуть накопичуватися як у магнітних фракціях з різною напруженістю магнітного поля, так і в неелектромагнітній складовій [62].

Збагачення хромітових концентратів в високоградієнтному магнітному полі дозволили встановити, що хроміт на 95-98% разом з іншими залізовмісними мінералами може бути виділений в концентрат в високоградієнтних магнітних полях. Серед інших рудних мінералів в хромітових рудах в різній мірі присутні гематит, гетит, гідроgetит, чешуйчатий мартит, іноді ільменіт і магнетит. Нерудні мінерали представлені пеніном, антигоритом, нонтронітом, монтмориллонітом, каоліном, нікелісто-залізістим вермікулітом, гідратованим біотитом і гідрохлорітом, водними силікатами магнію, кварцом, відносно рідко зберігається діопсид, рогова обманка, польові шпати.

Безпосереднє вивчення багатих хромітових руд з слабо вивітрелих уламків відібраних в кар'єрі Західні Липовеньки і керна розвідувальних свердловин на Східно-Липовеньківському масиві дозволили встановити, що зерна хроміту мають бажаний розмір 0,2-0,6 мм, ізометричну овальну (рис. 5.2а) або гіпідіоморфну форму (рис. 5.2б). Міжзерновий простір зазвичай заповнено нерудними мінералами, переважно серпентинітів (рис. 5.2в), проте при окисленні вони заміщаються практично без остачі гетит і гідроgetитом, а по хроміту розвивається гематит. Хромітові руди, як на Капітанівському і Західно-Липовеньківському масивах, так і на Східно-

Липовеньківському рудопрояві відчували неодноразовий тектонічний вплив, що виобразилося в утворенні різноорієнтованої мікротріщинуватості.

Вплив тектонічних напруг відбився на зернах хромшпінелідів, де навіть у багатих рудах за окремими зонками розвинене безліч тріщин з утворенням кластичних гострокутних дрібних зерен 0,02-0,1 мм (рис. 5.2г). По краях зерен спостерігаються ще більш дрібні уламки зерен хроміту розміром 0,005-0,015 мм. У аншлифах із зразків багатих руд вміст кластогенного хроміту досягає 15-18%. Слід зазначити, що в бідних вкраплених рудах розмір зерен хроміту зменшується до 0,1-0,4 мм і збільшується кількість зерен менше 0,1 мм, іноді до 30-45%, досягаючи в окремих випадках 60%.

**Титан.** За найменш вивітрілими зразкам порід у аншлифах і шліфах проведені мікроскопічні дослідження. Амфіболіти представлені дрібнозернистими породами неяснополосчатої текстури плагіоклаз-піроксен-амфіболового складу. Смугастість обумовлена відокремленням на мікрорівні лейкократових прошарків кварц-плагіоклазового складу з реліктами темнокольорових мінералів. Вміст кварцу в лейкократових слойках 5-8%, іноді до 15%. Плагіоклаз представлений олігоклазом № 32-38. Темнокольорові мінерали представлені діопсидом і звичайною роговою обманкою. Рудна мінералізація приурочена до контакту лейкократових і меланократових мінералів, де спостерігаються виділення зерен гіпідіоморфної форми, а також локалізується серед меланократових слойків у вигляді окремих слабо корродованих зерен. Дослідження аншлифів показало, що рудна мінералізація представлена, в основному, титаномагнетитом і ільменітом гіпідіоморфної і ксеноморфної форми (рис. 5.3а; 5.3б) розміром 0,15-0,5 мм, які відносно рівномірно розподілені в породі. Різною мірою в титаномагнетиті по краях спостерігаються пластинчасті виділення великих зерен ільменіту (рис. 5.3в). Вміст титаномагнетиту з ільменітом коливається від 2% до 10%. Поряд з титаномагнетитом, але в менших кількостях (до 2%), відзначається повсюдний розвиток піриту і халькопіриту у вигляді подовжених зерен розміром 0,05-0,2 мм, орієнтованих по смужчатості (рис. 5.3г).

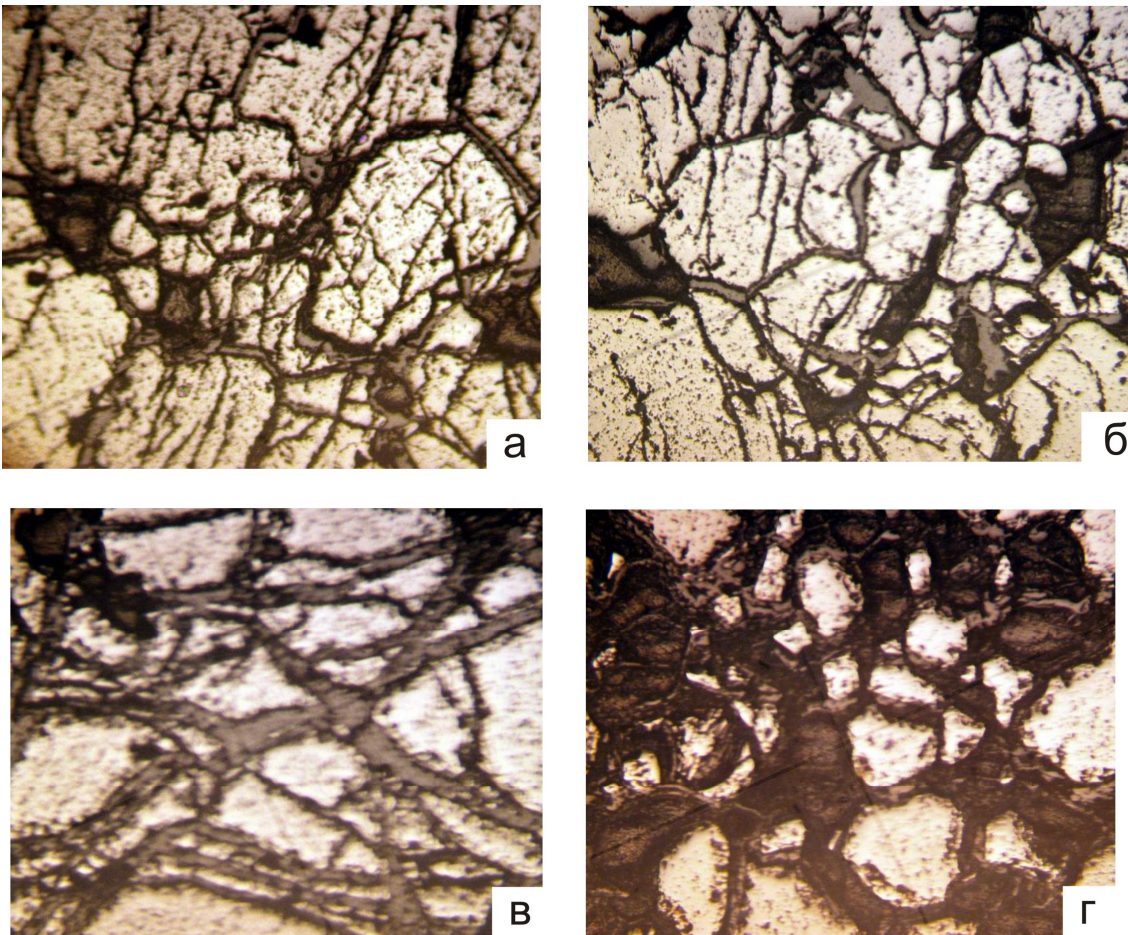


Рисунок 5.2 - Морфологічні варіації зерен хроміту із слабо дезінтегрованих руд: а). зерна хромшпінелідів ізометричної форми. Збільшення  $110^{\times}$ ; б). зерна хроміту гіпідіоморфної мікроструктури близькі до ізометричної форми. Збільшення  $110^{\times}$ ; в). серпентиніт в міжзерновому просторі хроміту з гострокутними кластогенними зернами по тріщинах. Збільшення  $110^{\times}$ ; г). зерна хроміту у вигляді залишків від заміщення в серпентиніті. Збільшення  $360^{\times}$

У перекриваючих теригенних відкладеннях вміст концентрату важких мінералів становить до 2,4% (вихід важкої фракції) з вмістом титану 15,6%. Важка фракція представлена, в основному, титаномагнетитом, частково ільменітом, рутилом, лейкоксоном, гранатом, ставролітом, силліманітом і поодинокими зернами циркону. Вміст мулистої фракції становить до 40%, решта піскова фракція, що складається на 99% з кварцового піску часто з грубоокатаними або неконтактними зернами.

**Вольфрам.** За наявними матеріалами нами поки не виявлено його мінеральні форми в межах аномальних ділянок. Передбачається, що триокис вольфраму знаходиться в мікроскопічному колоїдному стані спільно з гідроксидами марганцю і заліза, які

утворилися при коагуляції розчинів, де була присутня вольфрамова кислота при надлишку марганцю і заліза з подальшою їх консервацією в глинистих мінералах каолін-монтморилоніт-галлуазітової групи.

Раніше знахідки знаків шееліту в руслі р. Мокра Деренюха на подібному Капітанівському гіпербазитовому масиві, в скарнах Молдовської та Секретарської структур, дозволяють припустити шеелітову природу його аномалій. Крім того, в хромітовому концентраті на Західно-Ліповеньківському родовищі нами рентгено-структурним аналізом неодноразово фіксувалося присутність шееліту, що вказує на його повсюдне поширення в Побузькому рудному полі.

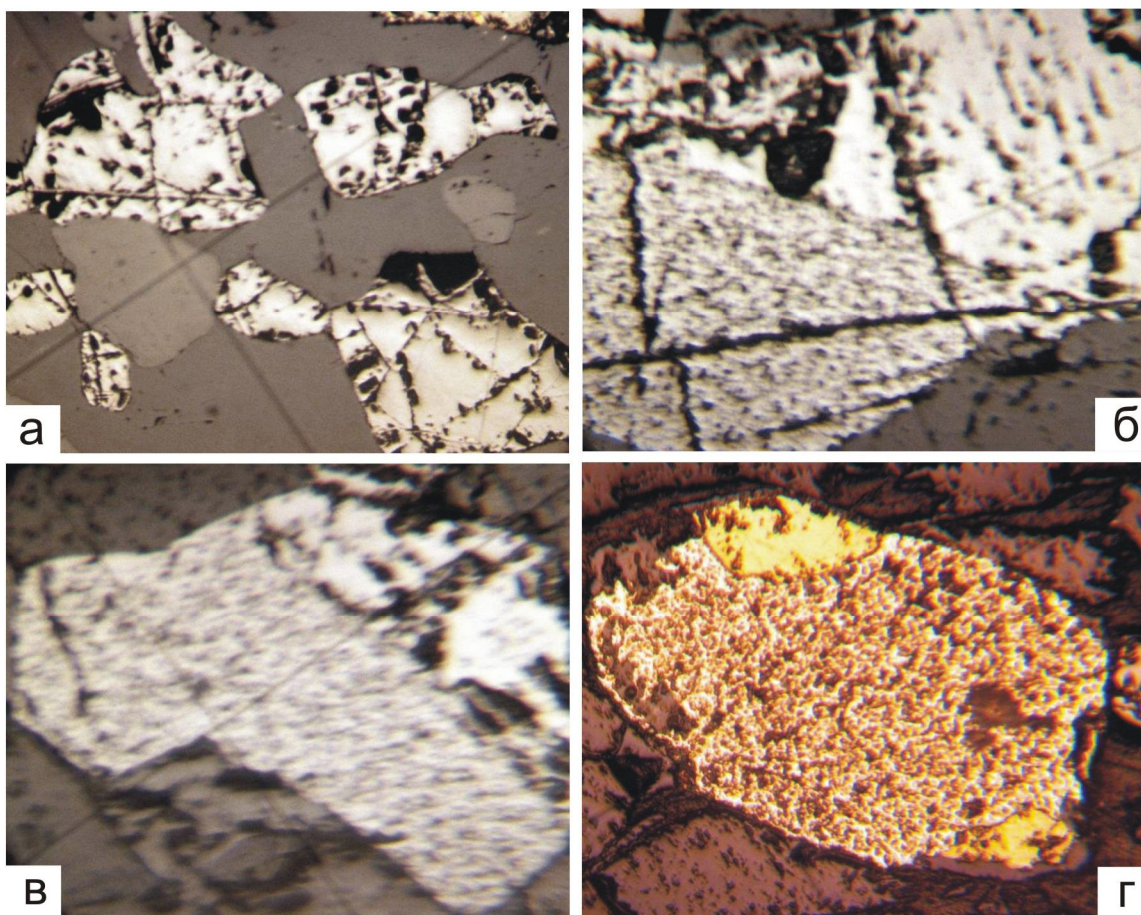


Рисунок 5.3. Варіації морфології титанової мінералізації в амфіболіті: а) рівномірна вкрапленість ксеноморфних зерен титаномagnetиту в амфібол. Збільшення  $120^{\times}$ . Відбите світло; б) спростання зерен ільменіту з титаномagnetитом, що утворюють разом рудну вкрапленість в амфібол. Ільменіт знизу ліворуч, титаномagnetит вгорі праворуч. Збільшення  $380^{\times}$ . Відбите світло; в) відносно свіжі зерна ільменіту із ідіоморфними гранями у зростку з сильно корродованим зерном титаномagnetиту. Збільшення  $250^{\times}$ . Відбите світло; г) розвиток відносно свіжих зерен халькопирита з гіпідіоморфними обрисами по дуже корродированому нерудними мінералами зерну піриту. Збільшення  $320^{\times}$ . Відбите світло.



### 5.2.1 Мінералогічна типізація хромітових руд кори вивітрювання

Результати вивчення мінерального складу хромітових руд по фракціях Західно-Ліповеньківського і Східно-Ліповеньківського родовищ дозволили виявити вертикальну зональність і виділити деякі мінеральні типи. Найбільш низькому рівню кори вивітрювання відповідають руди карбонат-кварц-нонтронітового (серпентинітового) складу (рис. 5.4, 5.5). Даний тип складається з відносно свіжих не порушених вивітрюванням зерен хроміту, що вміщає породи, представлені нонтронітізованим в різному ступені серпентинітів, кварцем і карбонатом (нижня частина зони продуктів вивітрювання), спостерігаються численні зростки хроміту з серпентинітом. У незначній кількості є гранат, гідрогетит, гідрослюди, можливо гістерогенний магнетит і поодинокі зерна циркону.

У верхній частині зони початкових продуктів вивітрювання відзначається кварц-карбонат-гідрослюдисті мінеральні типи хромітових руд (рис. 5.6, 5.7). Даний тип руд складається також з відносно свіжих не порушених процесами хімічного вивітрювання зерен хроміту, проте вміщаюча порода складається з гідрослюди (15-40%), нонтроніта (10-15%), карбонату і кварцу. Зростки хроміту вкрай рідкісні. У незначних кількостях зустрічається гетит і гідрогетит, у поодиноких зернах гранат і рутил.

У зоні проміжних продуктів вивітрювання найбільше поширення мають кварц-гетит-гідрослюдисті і гідрослюдисто-кварц-гетитові мінеральні типи (рис. 5.8, 5.9). Перший характеризується наявністю гідрослюди (5-20%) і кварцу (10-15%), глинистих мінералів, озалізненних залишків вміщуючих порід, зростків хроміту з гематитом і гетит. Другий відрізняється більш високим ступенем заміщення хроміту залозистими мінералами до повного їх заміщення з утворенням залізистих шляп, локально спостерігаються у верхніх інтервалах кори (зона кіраси).

Трохи відокремлено виділяється гідрослюдисто-глинистий мінеральний тип з тонкозернистим хромітом. У цьому типі переважають глинисті мінерали і гідрослюди. Хроміт частково заміщається гідрогетитом і гетит. Зберігаються окремі зерна сильно озалізненої материнської породи, незначно поширений кварц і карбонат (до 5%). Також присутні в одиничних зернах гранат, лизардит, можливо дистен і силі-

маніт. Відмінною особливістю є переважання чистих зерен хроміту тонких фракцій і гематитизованих зерен дрібних фракцій.

Розподіл хромітових руд з утримання  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в корі приблизно відображено на гістограмі поширення корисного компонента (рис. 5.10). Як показав практичний досвід розробки хромітових руд на Західно-Ліповеньківському родовищі, вмісту  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в бідних рудах, що визначаються з керну свердловин серед кор вивітрювання, через просідання зерен хроміту, часткового вимивання буровим розчином, завжди на 4-12% нижче, ніж при виїмці руди з цього блоку.

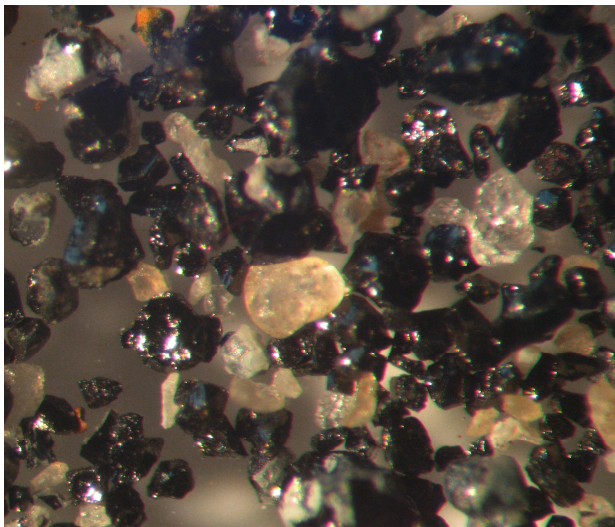


Рисунок 5.4 – Хроміт з кварцом, карбонатом і нонтронітом, представлений зернами фрагментами правильних кристалографічних контурів. Свердловина 0715. Збільшення  $74\times$

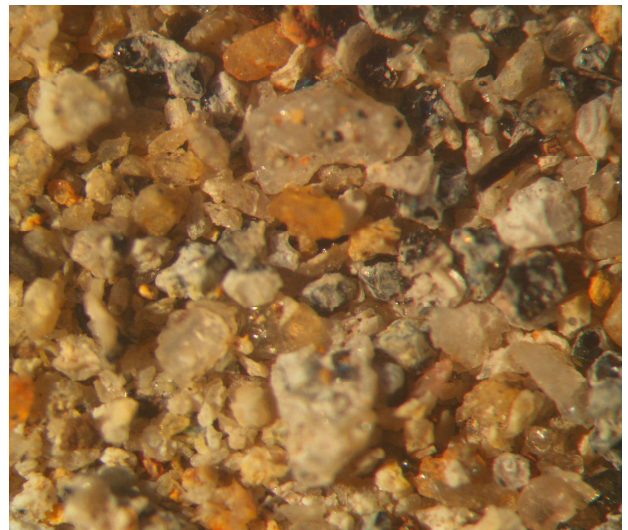


Рисунок 5.5 – Вміщуюча хроміт порода, складена з нонтроніта, кварцу, карбонатів, залишків серпентиніта і гідрослюди. Свердловина 0715. Збільшення  $40\times$

Випробування на збагачення хромітів з кор вивітрювання Ліповеньківської групи масивів дозволило виділити мінералого-технологічні типи руд і дати процентну оцінку їх розповсюдження (табл. 5.2).

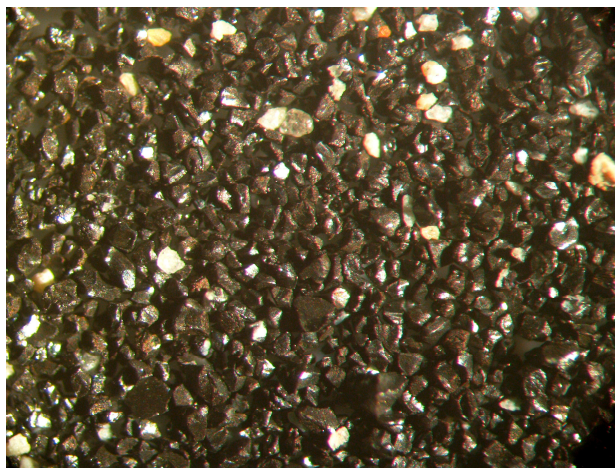


Рисунок 5.6 – Хромітовий концентрат з домішками кварцу, зростків хроміту з серпентинітом, карбонатом та нонтронітом. Свердловина 07201. Збільшення 56<sup>x</sup>

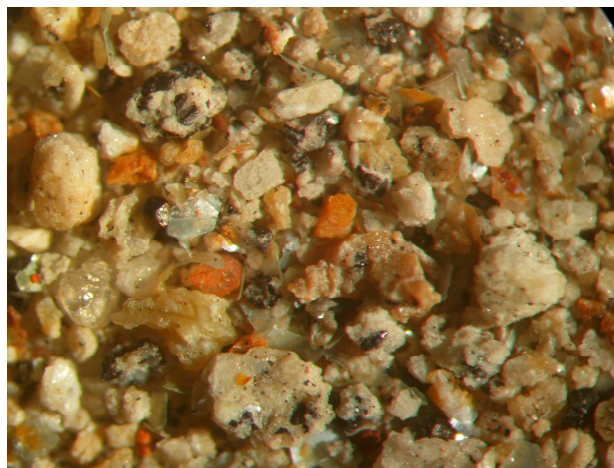


Рисунок 5.7 – Нерудні мінерали в хвостах збагачення, представлені гідрослюдой, серпентинітом, нонтронітом, карбонатом, кварцем. Свердловина 07201. Збільшення 36<sup>x</sup>

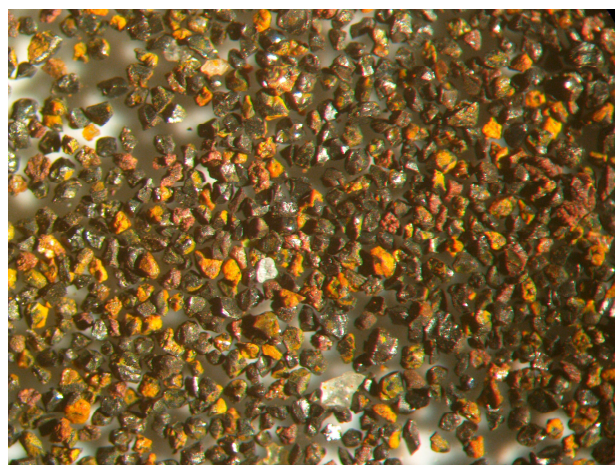


Рисунок 5.8 – Хроміт у концентраті разом з гетитом і кварцем. Свердловина 0743. Збільшення 48<sup>x</sup>

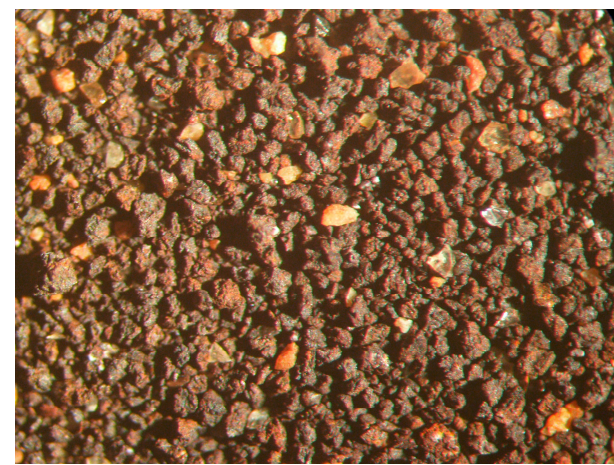


Рисунок 5.9 – Хроміт, повністю заміщений гематитом, гетитом і гідрогетитом. Свердловина 0732. Збільшення 32<sup>x</sup>

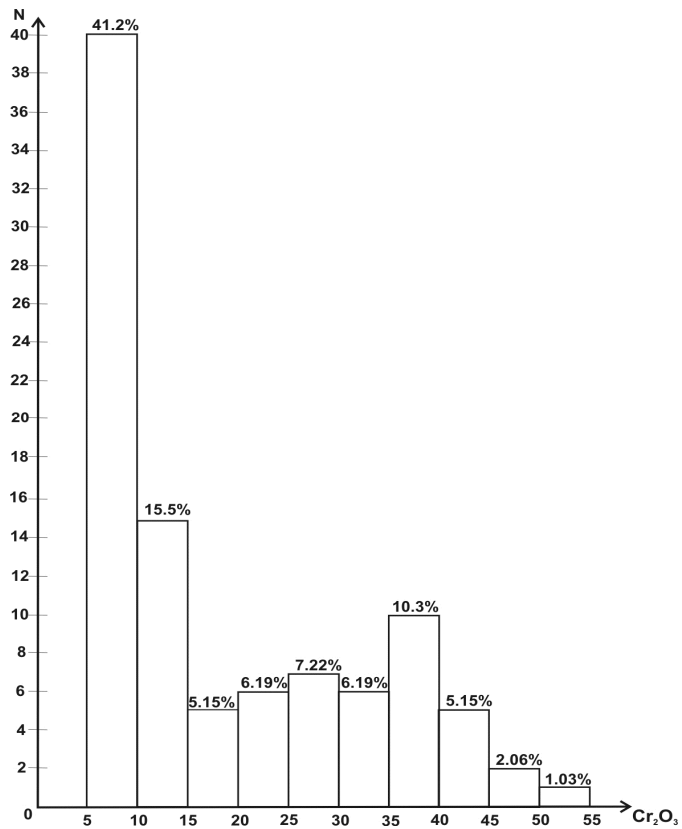


Рисунок 5.10 - Поширення хромітових руд в корі вивітрювання в залежності від вмісту Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> на Східно-Ліповеньківському родовищі

Виділені мінералогічні та мінералого-технологічні типи хромітових руд є одним з компонентів при розробці технологічних схем збагачення. Вміст окису хрому по класах крупності нерівномірний, але основна частка зосереджена в класі крупності 0,3-0,04 мм. Аналогічно корінним хромітам в корах вивітрювання за вмістом у рудах Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>% виділяється три типи руд: убогі, бідні і багаті, а за кількісними показниками співвідносяться з частиною масивів Кемпірсайської групи.

Таблиця 5.2 - Поширеність мінералого-технологічних типів руд на Східно-Ліповеньківському і Західно-Ліповеньківському родовищах

| №<br>п/п | Мінералого-технологічний тип         | Розповсюдженість, % від загальної кількості |                         |
|----------|--------------------------------------|---|-------------------------|
|          |                                      | Східно-Ліповеньківське                      | Західно-Ліповеньківське |
| 1        | Хроміт-гідрослюдясто-глинистий       | до 40                                       | до 35                   |
| 2        | Охристо-глинисто-хромітовий (до 25%) | до 30                                       | до 25                   |
| 3        | Хроміт-кварц-гідрослюдилий           | 15  | до 10                   |
| 4        | Глинисто-хромітовий                  | до 12                                       | до 10                   |
| 5        | Хроміт-нонтронітовий                 | до 8  | до 8                    |
| 6        | Гетит-хромітовий                     | до 7  | до 5                    |
| 7        | Рихла хроміт-серпентинітова руда     | –   | до 10                   |

### 5.3 Геохімічні особливості зональності хромітоносної кори вивітрювання (на прикладі Східно-Ліповеньківського масиву)

**Нікель.** У межах Побузького рудного поля силікатний нікель є традиційним корисним компонентом латеритного профілю кори вивітрювання ультрабазитів з характерною широкою площинною поширеністю геохімічних аномалій. Ступінь вивченості речового складу нонтронітових кор вивітрювання родовищ Побужжя дозволило провести зіставлення мінерального складу і виділити нову потенційно рудоносну товщу на Східно-Ліповеньківському масиві. Усереднений хімічний склад нікеленої товщі для Середнього Побужжя характеризується підвищеним вмістом заліза при відносно низьких вмістах кремнезему і магнію (рис. 5.11). За поширеністю промислових типів зруденіння на родовищах силікатного нікелю Побужжя переважа-

ють руди залізо-магнезійного складу (в середньому 70,1%), що відповідають зоні нонтронітів, і залізо-кременистих типів для охр 24,1% відповідно [63]. Для нікеленосної кори Східних Ліповеньок також характерний високий вміст гідроксиду заліза в охрах, а магнею в нонтронітах, що і визначає переважання промислових руд залізо-магнезійного типу.

Для Східно-Ліповеньківської ділянки найменш контрастні аномалії Ni 0,1% (мас.%) закономірно приурочені до перехідної (вінчаючої) зони між охристою (переважно монтморилоніт-каолінітового складу по габброїдам і піроксенітовим кристалічним сланцям) і глинисто-вохристо-гідрослюдисті (гетит-гідрогетит-монтморилоніт-хлорітового складу по серпентініта) товщею кори. Підвищені значення вмістів нікелю понад 0,5% характерні приповерхневим охристим зонам, які фрагментарно збереглися від ерозії в центральній частині масиву. Тут переважає залізо (середнє FeO заг. 43 %) представлене гідроксидом з ізоморфною домішкою нікелю, а підлегли значення мають концентрації 0,05-0,1 % в магнетиті і гідроокисах марганцю.

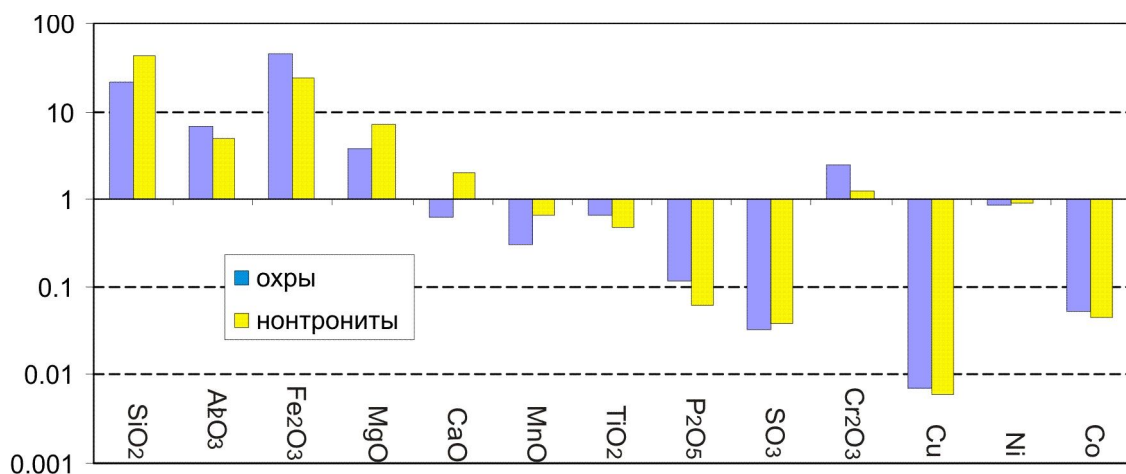


Рисунок 5.11 - Гістограма співвідношень хімічного складу основних елементів ультрабазитової кори вивітрювання Середнього Побужжя в логарифмічному масштабі. (усереднено по 5 масивам)

Максимальні концентрації нікелю (більше 1%) приурочені до верхніх і середніх горизонтів нонтронітової зони, де нікель концентрується переважно у формі ізоморфної домішки в кристалічних решітках силікатних і алюмосилікатних спо-

лук. Аномально високі і «ураганні» концентрації нікелю (більше 3%) фіксуються в приконтактних зонах ультрабазитів з вміщуючими породами і рідше вздовж лінійних розломів і хромітових тіл, де добре проявлені інфільтраційні процеси розвитку лінійної кори вивітрювання. У цих зонах переважають карманоподібні поглиблення до 60 м потужності, які складені майже мономінеральних (до 80%) никельвміщуючим хлоритом і вермікулітом, де по окремих перетинах в середньому 1,5-2м містять до 4,5% нікелю і 0,1% кобальту. Для таких зон характерно часте чергування гідрослюд і кременистих стяжін потужністю до 5 м.

Кількісний баланс нікелю і кобальту по мінеральних агрегатах показав, що основними никельвміщуючими мінералами є гідрохлорити, вермікуліт і гідроокисли заліза (табл. 5.3). На частку гідрохлоритів припадає близько 50% нікелю, на гідроокисли заліза 20%, а все інше доводиться на групу монтморилоніту. Основними концентраторами кобальту є гідроокисли заліза 30-35%, гідрохлорити 20-24%, група монтморилоніту 10-15% і близько 10% міститься в хроммагнетиті і гідрослюді. Для никеленосної товщі масиву характерно підвищений вміст хрому (середнє 2,5%), що, мабуть, пояснюється формаційною приналежністю порід, де коефіцієнт хромітоносності в середньому становить 0,84, а коефіцієнт никеленосності змінюється від 1,5 до 1,85 [64].

Поширення аномалій по площі досить наочно відображає геохімічна карта ізоліній середньозваженого вмісту нікелю, побудована за даними хімічних аналізів (рис.5.12, 5.13). За формою аномалій нікелю на площі виразно виділяється два суміщені овали в південно-східній і північно-західній частини. У південно-східній частині площі виділяється ділянка (рудний поклад) з відносно високим вмістом нікелю (більше 1,1%). За даними окремих проб представлених гідрослюд з незначним домішком глинистих мінералів, в них фіксується вміст нікелю від 1,5 до 2,4%.

Таблиця 5.3 - Усереднений хімічний склад никеленосної товщі Східно-Ліповеньківського родовища

| Елемент/ | Основні мінерали | Вмісти % |
|----------|------------------|----------|
|----------|------------------|----------|

| Окисли                         |  | (середнє) |
|--------------------------------|--|-----------|
| SiO <sub>2</sub>               | халцедон, кремнезем серпентиніт-нонтроніта, коллоїді силікатів | 36,7      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | галлуазит, нонтроніт, хлорити                                  | 6,2       |
| Fe (заг).                      | гідроокисли заліза, магнетит, нонтроніт                        | 22,3      |
| Co                             | нонтроніт, серпентиніти, гідрохлорити                          | 0,04      |
| Ni                             | нонтроніт, гідрохлорит, гідроокисли заліза, серпентиніти       | 0,8       |
| Mg                             | серпентиніти, хлорити, нонтроніт                               | 5,8       |
| TiO <sub>2</sub>               | рутил, лейкоксен, сфен   | 1,1       |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | хромпикотит, хроммагнетит                                      | 2,5       |

На захід описаної ділянки в районі проби 21 виділяється блок з менш багатими середньозваженими вмістами нікелю на рівні 0,95%. Тут же, по розрізу в никельвміщуючих інтервалах, також відзначається присутність прошарку до 0,3 м гідрохлорита і вермикуліту, які з'явилися сорбентами для нікелю. На решті ж площі вмісти нікелю коливаються від 0,5 до 0,8%, відповідаючи граничним промисловим концентраціям [65]. Найбільше підвищення концентрацій нікелю фіксується в північно-східній частині масиву, де в нижніх інтервалах нонтронітової зони під хромітовими рудами рентгено-структурним аналізом зафіксовано присутність гідратованого нікельвміщуючого біотита з вмістом Ni до 2,5-3%. В цілому, площа



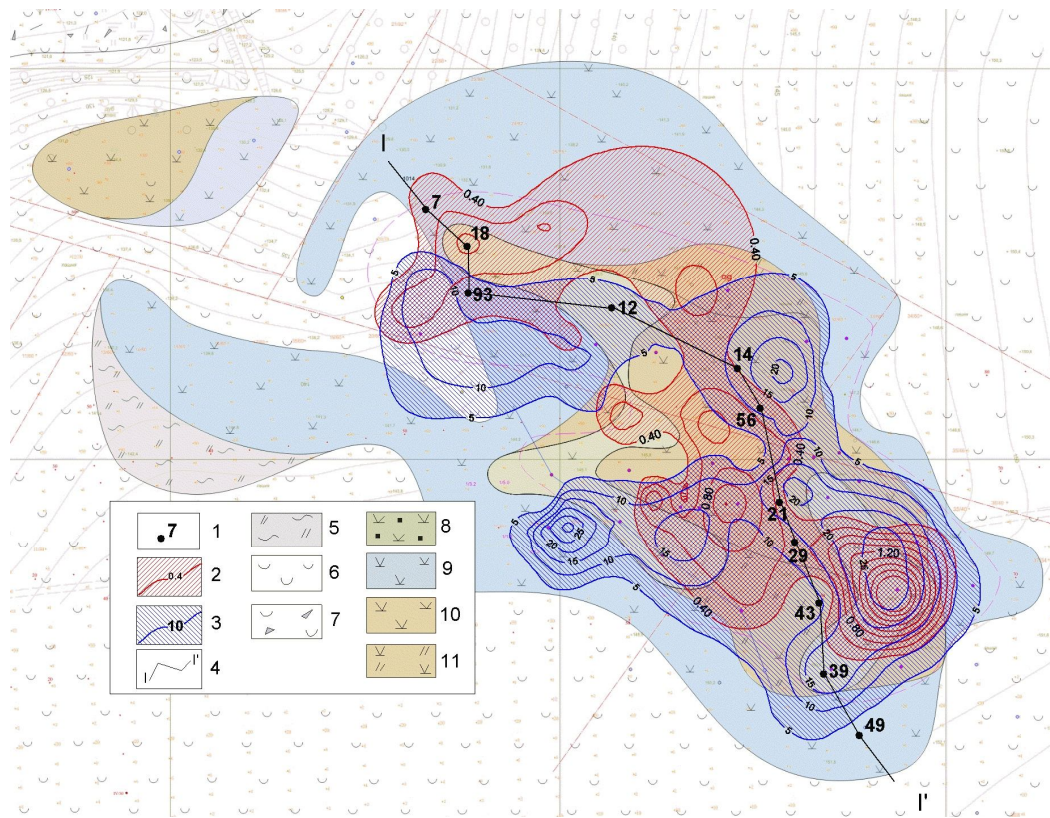


Рисунок 5.12 - Карта геохімічних аномалій кори вивітрювання Східно-Липовеньківського масиву (за даними хімічних аналізів).

1 - проба та її номер; 2 - ізолінії вмісту Ni в мас.%, 3 - ізолінії вмісту  $Cr_2O_3$  у мас.%; 4 - лінія розрізу; кора вивітрювання: 5 -глинисто-гідрослюдисті; 6 - каолін-кварц-монтмориллонитові, 7 - дресвяно-глиниста; 8 - нонтроніт-охриста; 9 - монтмориллонітовий; 10 -охриста; 11 - охристо-гідрослюдиста.

поширення нікелевих аномалій досить обмежена і практично повністю перекривається площею поширення хромітового зруденіння (рис. 5.12).

Кореляційний аналіз за даними спектрального аналізу (вибірка 450 проб) дозволив виділити як традиційні елементи-супутники нікелю (Co, Cr, Zn), так і нехарактерні Sn (табл. 5.4), що, мабуть, обумовлено інтенсивним перетворенням порід масиву магнезіально- кальцієвим метасоматозом. Звертає на себе увагу низький коефіцієнт кореляції Ni з Cu 0,16, що нехарактерно для порід аналогічних масивів Капітанівської смуги і, можливо, пояснюється виборчим утворенням халькофільних елементів при метасоматозі.

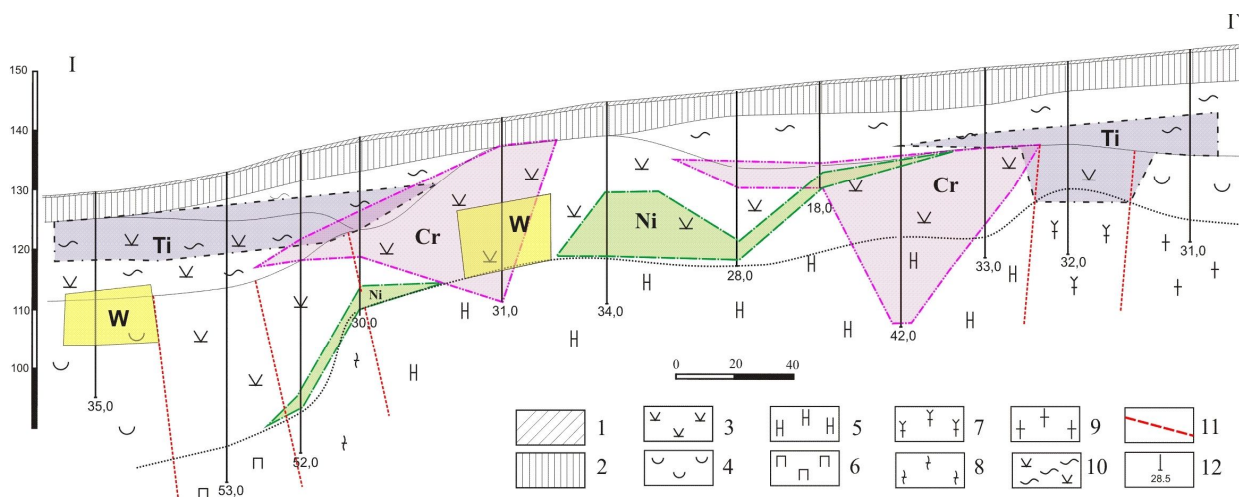


Рисунок 5.13 - Схема розташування аномалій Ni, Cr, Ti, W в корі вивітрювання по подовжньому розрізу Східно-Ліповеньківського масиву.

1 - ґрунтово-рослинний шар, 2 - суглинки і глини, 3 - охристо-нонтронітова кора, 4 - каолін-монтмориллонітова кора, 5 - серпентиніти; 6 - піроксеніти; 7 - амфіболіти, 8 - кристалічні сланці; 9 - граніт-мігматити; 10 - дресвяно-глиниста кора, перевідкладення; 11 - контакти порід, тектонічні, 12 - свердловини і їх глибина.

**Хром.** Хромітова мінералізація характеризується значною поширеністю площинної як в межах нонтронітової кори вивітрювання, так і в перекриваючих піщано-глинистих відкладеннях, що значною мірою є віддзеркаленням тривалого і стадійного процесу формування кор вивітрювання Побужжя. Інертність хромшпінелідів до процесів вивітрювання обумовлює його накопичення у верхніх горизонтах кори, і, як наслідок, подальше формування вторинних механічних ореолів розсіювання.

На детально розвіданому Східно-Ліповеньківському масиві спектральним аналізом виявлено вміст хрому більше 1% в половині проаналізованих проб, що складає 44,7% від загального обсягу проб. З них хімічним аналізом встановлено промислові та близькі до них утримання ( $Cr_2O_3$  в породі не менше 5%), що становить 22,1%, і тим самим свідчить про високу рудоносність розвідуємої площі. Для порівняння на Пушківській площі в 42% проб зафіксовано  $Cr_2O_3$  більше 5%. Площадне поширення з промисловими вмістами хромітових руд в межах Східно-Ліповеньківського, Західно-Ліповеньківського, Шкільного, Північно-Пушківського і Північно-Капітанівського масивів в середньому становить близько 46% від усієї площі нонт-

ронітових кор вивітрювання. Вміщаючи хромітові руди кори вивітрювання відносяться до вохристого типу із спочатку високою пористістю (до 65%), які з крейдяного до четвертинного періоду були схильні до постійного розмиву. Внаслідок чого утворювалися первинні механічні ореоли розсіювання. Екзогенні процеси в сукупності з морфологією палеорельєфа сприяють загальному «зараженню» хромітом всієї кори охристого профілю і не поширюються на каолінові кори вивітрювання з-за їх малої пористості. У цих умовах хромітові руди можуть розмиватися, просаджуватися і перевідкладатися в межах нонтронітової кори вивітрювання. Тонкодисперсна складова хроміту просочується по порах, утворюючи ореоли розсіювання, а в місцях тимчасових водотоків накопичуються в пісках неоген-четвертинного віку або на поверхні кори вивітрювання.

Таблиця 5.4 - Матриця коефіцієнтів парної кореляції значень за валовими спектральними аналізами охристо-гідролудистої товщі Східно-Ліповеньковського масиву

|    | Cr   | Pb    | Sn    | Ga    | Ni    | Zn    | Zr    | Co    | Ti    | Cu   | V     | Ge    | Mo    | Li    | Sr    | Mn    | W     | Nb    |
|----|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Cr | 1.00 | -0.20 | 0.04  | -0.38 | 0.25  | -0.09 | -0.27 | 0.27  | -0.50 | 0.01 | -0.23 | 0.23  | -0.03 | 0.28  | 0.21  | -0.18 | 0.08  | 0.25  |
| Pb |      | 1.00  | -0.12 | 0.39  | -0.18 | 0.01  | 0.33  | -0.31 | 0.31  | 0.08 | 0.35  | -0.15 | 0.30  | -0.24 | -0.31 | -0.20 | -0.16 | -0.40 |
| Sn |      |       | 1.00  | 0.11  | 0.40  | 0.27  | -0.04 | 0.06  | 0.09  | 0.27 | 0.01  | -0.04 | -0.05 | 0.10  | 0.15  | 0.03  | -0.27 | 0.06  |
| Ga |      |       |       | 1.00  | -0.12 | 0.13  | 0.22  | -0.23 | 0.44  | 0.13 | 0.35  | -0.24 | 0.18  | -0.18 | -0.24 | -0.07 | -0.14 | -0.23 |
| Ni |      |       |       |       | 1.00  | 0.35  | -0.14 | 0.53  | -0.12 | 0.16 | -0.07 | 0.16  | -0.11 | 0.15  | 0.21  | 0.05  | -0.13 | 0.24  |
| Zn |      |       |       |       |       | 1.00  | 0.04  | 0.15  | 0.18  | 0.60 | 0.23  | -0.09 | -0.01 | 0.11  | 0.12  | 0.14  | -0.10 | 0.06  |
| Zr |      |       |       |       |       |       | 1.00  | -0.25 | 0.21  | 0.05 | 0.17  | -0.15 | 0.07  | -0.25 | -0.27 | -0.07 | -0.07 | -0.29 |
| Co |      |       |       |       |       |       |       | 1.00  | -0.27 | 0.10 | -0.20 | 0.32  | -0.10 | 0.28  | 0.35  | 0.03  | 0.05  | 0.24  |
| Ti |      |       |       |       |       |       |       |       | 1.00  | 0.17 | 0.59  | -0.33 | 0.03  | -0.15 | -0.14 | 0.07  | -0.08 | -0.16 |
| Cu |      |       |       |       |       |       |       |       |       | 1.00 | 0.46  | -0.02 | 0.01  | 0.18  | 0.03  | -0.08 | -0.12 | 0.02  |
| V  |      |       |       |       |       |       |       |       |       |      | 1.00  | -0.18 | 0.08  | 0.06  | -0.04 | -0.04 | -0.05 | -0.04 |
| Ge |      |       |       |       |       |       |       |       |       |      |       | 1.00  | -0.02 | 0.20  | 0.10  | 0.07  | 0.08  | 0.06  |
| Mo |      |       |       |       |       |       |       |       |       |      |       |       | 1.00  | -0.06 | -0.14 | -0.11 | -0.03 | -0.29 |
| Li |      |       |       |       |       |       |       |       |       |      |       |       |       | 1.00  | 0.44  | 0.04  | 0.01  | 0.33  |
| Sr |      |       |       |       |       |       |       |       |       |      |       |       |       |       | 1.00  | 0.16  | 0.13  | 0.54  |
| Mn |      |       |       |       |       |       |       |       |       |      |       |       |       |       |       | 1.00  | 0.01  | 0.19  |
| W  |      |       |       |       |       |       |       |       |       |      |       |       |       |       |       |       | 1.00  | 0.20  |
| Nb |      |       |       |       |       |       |       |       |       |      |       |       |       |       |       |       |       | 1.00  |

Для підвищення контрастності виділення зон підвищеного вмісту  $Cr_2O_3$  в товщі кори вивітрювання шаг побудови карти аномалій склав 5% при відсіканні нульового контуру, межа якого значно віддалена (більше 300 м) від масиву. Площадне поширення хромітової мінералізації по корі вивітрювання дозволяє виділити одну вигнуту зону північно-західного простягання, представлену трьома різноорієнтованими овальними максимумами ізоліній  $Cr_2O_3$  на рівні 25-45% (рис.5.12). Профільне поширення хромітової мінералізації по корі вивітрювання наочно представлено на рисунку 5.13.

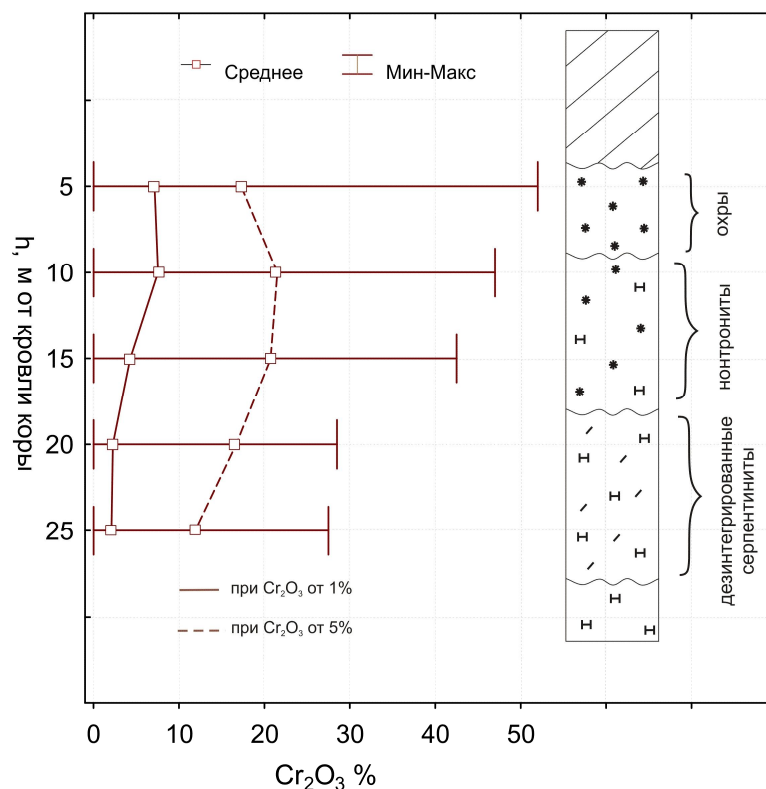


Рисунок 5.14 - Залежність вмісту Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> від глибини кори вивітрювання Східно-Ліповеньківського родовища

Матриця кореляційного аналізу за валовими спектральними визначеннями охристо-нонtronітових кор показала позитивний кореляційний зв'язок Cr з Ni ( $r = 0.25$ ), Co ( $r = 0.27$ ), Li ( $r = 0.28$ ), Nb ( $r = 0.25$ ). За хімічним аналізом слабовивітрілих хромітових руд виявлено характерний слабкий негативний зв'язок Cr з Ni ( $r = -0.2$ ), Ti ( $r = -0.28$ ) Zr ( $r = -0.27$ ) і нехарактерний позитивний зв'язок з W ( $r = 0.44$ ) (табл. 5.5). Таким чином, спостерігається тенденція позитивного зв'язку Cr з Ni у вторинних ореолах розсіювання зі стійким геохімічним кластером Cr-Ti-Ni-Mn і негативна у первинних ореолах і корінних хромітових рудах. При переході від первинних ореолів і рудних тіл до розсіяних вторинним спостерігаються об'єднання роз'єднаних Cr, Ni, Co асоціацій в єдине ціле, що відбувається за рахунок збільшення концентрацій Ni-Co і принесення зовнішніх Ti-Zr, тим самим підтверджуючи сильну «зараженість» охристої товщі кори. На Східно-Ліповеньківському родовищі вміст основних компонентів з валових проб хромітових руд становить: Fe-23, 83%, CaO-1, 3%. Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3 - 48,2%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> від 12% до 19,3% (рис. 5.15).

Таблиця 5.5 - Матриця коефіцієнтів парної кореляції за хімічними аналізами хромітових руд з кори вивітрювання

|                                | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | NiO  | TiO <sub>2</sub> | WO <sub>3</sub> |
|--------------------------------|--------------------------------|------|------------------|-----------------|
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.00                           | -0.2 | -0.28            | 0.44            |
| NiO                            |                                | 1.00 | -0.20            | 0.17            |
| TiO <sub>2</sub>               |                                |      | 1.00             | 0.14            |
| WO <sub>3</sub>                |                                |      |                  | 1.00            |

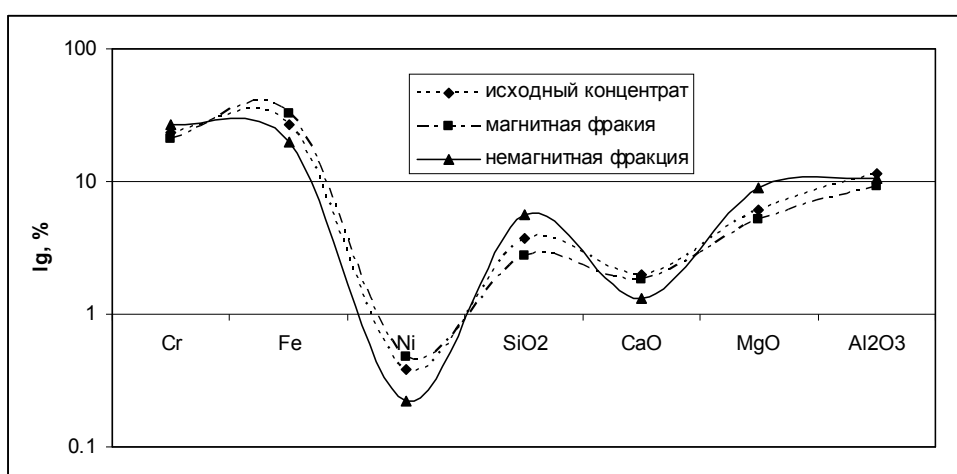


Рисунок 5.15 - Співвідношення вмісту основних компонентів в хромітовому концентраті Східно-Ліповеньківського масиву (логарифмічний масштаб)

Співвідношення кількості руд з вмістом Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> більше 35%, на Східно-Ліповеньківській ділянці трохи вище, ніж на розроблюваному Західно-Ліповеньківському родовищі, і досягає 18,5% в порівнянні з 14,2%. Разом з тим, кількість відносно легко збагачуємих хромітових руд (вміст Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 10-35%) на Східно-Ліповеньківському родовищі не перевищує 40%, а більше 41% представлено убогими труднозбагачуваними рудами, які вимагають підшихтовки багатшими рудами або використання інших технологічних параметрів і прийомів. Виняток становить Пушківський масив, де за результатами геологічної зйомки встановлено, що хромітова мінералізація поширена значно ширше як в корінному, так і в межах кори вивітрювання і можливо переходить з хром-нікелеві родовища в розряд нікель-хромових. На рисунку 5.16 наведені результати порівняння геохімії багатих руд (по-

над 35% руди) з охристо-гідрослюдистих горизонтів Побужжя і вивітрелих руд Південного Уралу. Варіація вмістів  $Cr_2O_3$  в концентратах Побужжя незначна і коливаються на рівні 3-12%, а для Уральських руд ця цифра становить 10-30%, що мабуть, пояснюється більш інтенсивним і тривалим проявом латеритного вивітрювання. Як для південноуральських так і для Побузських, коливання хімічного складу основних рудоутворюючих хромшпінелідів досить постійне і змінюється у вузьких межах (табл. 5.6).

Хромітові руди Кемпірсає з приповерхневих горизонтів поділяються за ступенем хімічного та фізичного перетворення на порошкоподібні, пухкі і щільні слабосцементовані - силіфіцировані. Порошкоподібні руди, є майже мономінеральними концентратами магнохроміта і хромпикотита, утворених в природних умовах з вмістом  $Cr_2O_3$  не менш 55%. Повний розріз виветрелих хромітових тіл характеризується поступовими переходами від порошкових різниць до невиветрелих корінних, що залягають у площадних рідше лінійних вохристо-нонтронітових корах.

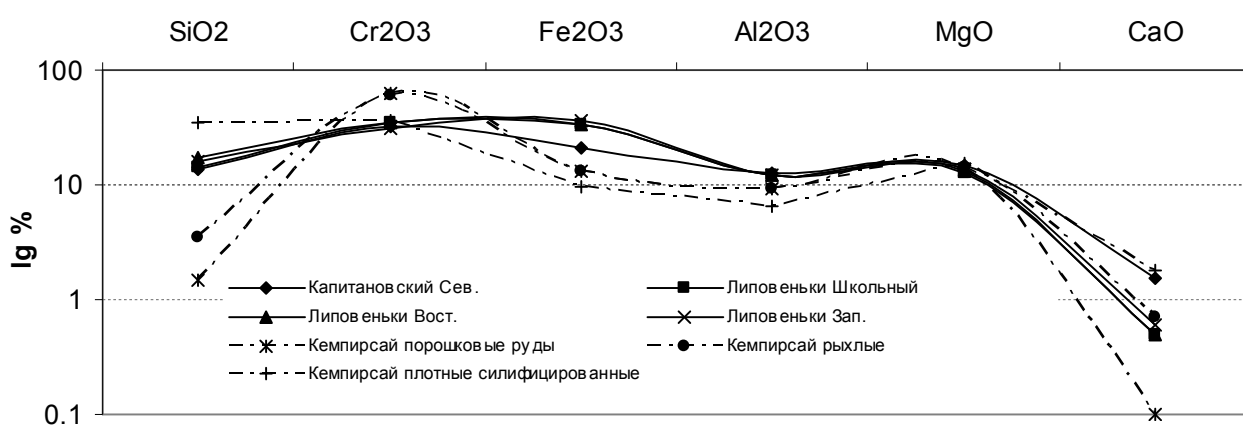


Рисунок 5.16 - Співвідношення середньозважених вмістів елементів у рудах з нонтронітових кор вивітрювання Побужжя і вивітрелих хромітів Кемпірсайського масиву

Як відзначають попередні дослідники [53] по вмісту  $Cr_2O_3$  і ряду якісних показників (головним чином низьким вмістом шкідливих домішок), як корренні, так і екзогенні хромітові руди Капітанівської групи не поступаються за якістю концентратів Донського ГЗК (45-51%) незважаючи на більш низькі вмісти  $Cr_2O_3$  39-43,5%. Згідно [53;

65] основна зміна хімізму хромшпінелідів для Капітанівського масиву полягає в збільшенні хромистої і магнезіальної зі зменшенням залізистого при переході від рідко-вкраплених до суцільних текстур руд при постійному вмісті алюмінію. Крім того, для хромшпінелідів, що знаходяться в зоні впливу апатиту, характерна зональність, що виражається в різниці вмістів Cr, Fe, Mg в центральній і периферійній частині зерен.

Таблиця 5.6 - Усереднена варіація хімічного складу рудоутворюючих хромшпінелідів

| Окисли                         | Кемпірсай<br>(мас.%) | Побужжя<br>(мас.%) |
|--------------------------------|----------------------|--------------------|
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 61,7-63,8            | 41,6-48,5          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 8,9-10,7             | 11,7-12,5          |
| FeO                            | 12,3-13,4            | 16,8-22,4          |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,8-2,2              | 1,3-5,5            |
| MgO                            | 13,5-15,5            | 8,6-11,4           |

За вмістом хромшпінелідів руди кори вивітрювання пропонується розділяти на: убогі з вмістом Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 5-15%, бідні з вмістом Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 15-35%, багаті з вмістом Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> більше 35% не вимагають або потребують часткового збагачення. Ранні вивчення структурного положення ультрабазитових інтрузій, петрофізичних і петрохімічних характеристик їх рудоносності, свідчили про мантіяну природу ультрабазитів Побужжя, а дослідники проводять деякі паралелі з Уральськими масивами [66]. За даними пізніших досліджень [6] акцесорний алюмохроммагнетит, який широко розвинений як в хромітоносних (дуніт-перідотітового), так і в нехромітоносних (габбро-перідотітового) комплексах, є ранньомагматичним утворенням з подальшим гідротермальним перетворенням або ж має власне гідротермальну природу.

**Титан.** Підвищений вміст ільменіту виявлено в межах Капітанівського гіпербазитового масиву. Тут в трьох свердловинах (81г, 3152, 3138) виявлено ряд інтервалів з вмістом ільменіту від 17 до 37,0 кг / т, приуроченого до метасоматично зміненим породам фундаменту.

Підвищені концентрації титану на Східно-Ліповеньківському родовищі відзначалися при проведенні пошукових робіт на силікатний нікель [65]. За результатами дета-

льних пошукових робіт в площадних корах вивітрювання було встановлено більш широке поширення аномальних концентрацій титану на рівні 0,5-4%. Аналіз геохімічних аномалій дозволив виділити площі поширення і ділянки максимальної концентрації титану (рис. 5.17). В основному вони тяжіють до ділянок розповсюдження амфіболітів і піроксенових кристалічних сланців і лише невелика частина перекриває власне нікель-хромітоносні кори у вигляді ізольованих плям.

Аналіз розповсюдження аномальних концентрацій титану за розрізами показав, що вони мають два рівні розповсюдження – близько поверхневих 5-16м, яке пов'язане з поширенням неогенових глинистих пісків або близько розташованими до поверхні амфіболітами і глибше -корінне 28-34 м, де розкриваються тільки вивітрілі амфіболіти і піроксенові кристалічні сланці (рис. 5.18).

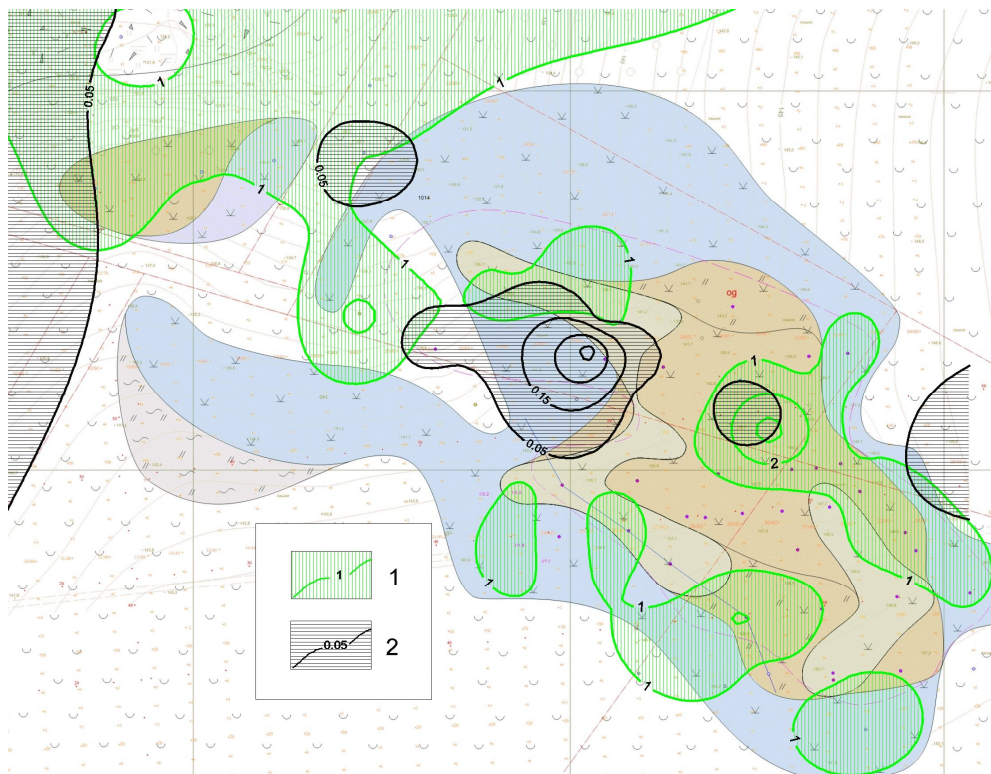


Рисунок 5.17 - Карта геохімічних аномалій титан-вольфраму в корі вивітрювання Східно-Липовеньківського масиву (за даними хімічних аналізів):

1 - ізолінії вмісту  $TiO_2$  в мас.%; 2 - ізолінії вмісту  $WO_3$  в мас.%.

Таким чином, в амфіболітах і плагіоклаз-амфіболових кристалічних сланцях аномальні концентрації титану обумовлені присутністю на рівні 2-10 % титано-



магнетиту і зростого з ним ільменіту, що вимагає подальшого його вивчення з оцінкою промислових перспектив для супутнього вилучення.

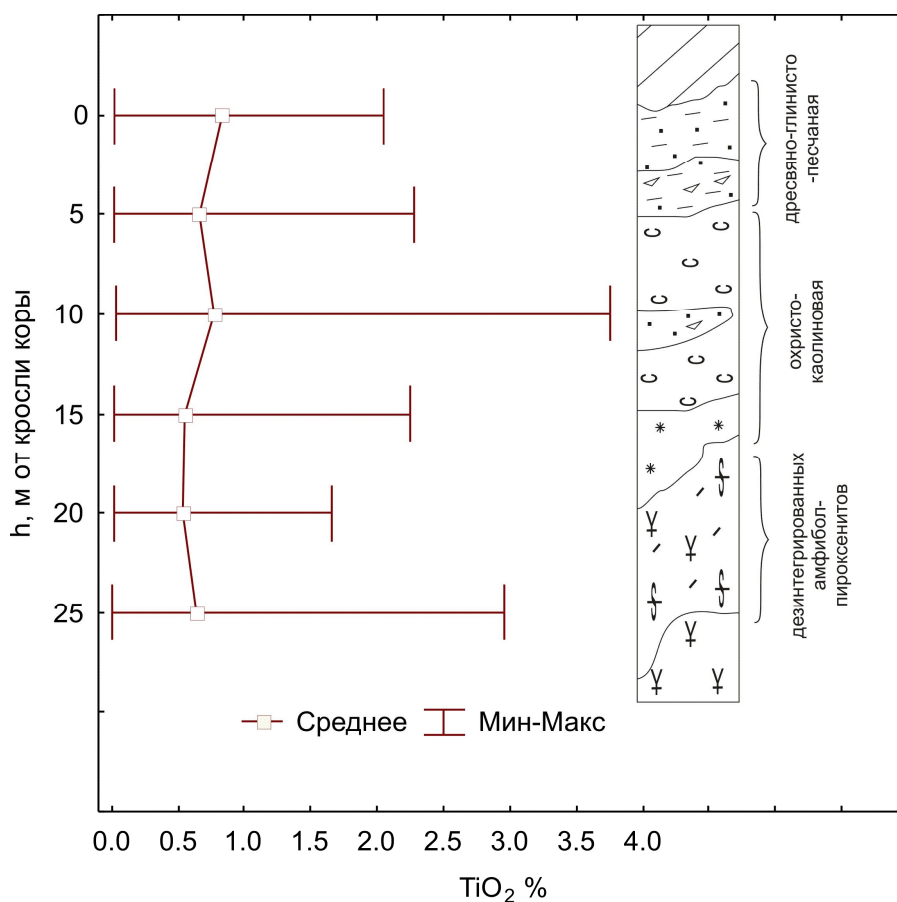


Рисунок 5.18. Залежність вмісту TiO<sub>2</sub> від глибини кори вивітрювання Східно-Липовеньківського родовища

**Вольфрам.** У межах Східно-Липовеньківського масиву промислові концентрації вольфраму встановлені вперше. Його поширення на площі невелике і тяжіє до північно-західного борту контакту вміщуючих амфіболітів, піроксенових кристалічних сланців і, в меншій мірі, до охристих різновидів кори серпентинітів. За даними хімічного аналізу вміст вольфраму коливається від 0,06 до 0,4% і становить в середньому 0,18%. Підвищені концентрації спостерігаються на двох рівнях, це зона дезінтеграції слабо виветрелих амфіболітових різниць і кора кварц-каолін-монтмориллонітового складу. Максимальні ж значення приурочені до охристо-дресвяно-глинистих близьповерхневих товщ перевідкладеної кори вивітрювання, що заповнюють дрібні негативні форми над амфіболітами (рис. 5.19). Осібно виділяється

ся аномальна зона потужністю 2м у вохристо-нонтронітовій товщі в центрі масиву явно приуроченої до поздовжнього контакту тіла хромітів, зі збільшенням вмісту  $WO_3$  з 0,01 до 0,25% (рис. 5.13, 5.17).

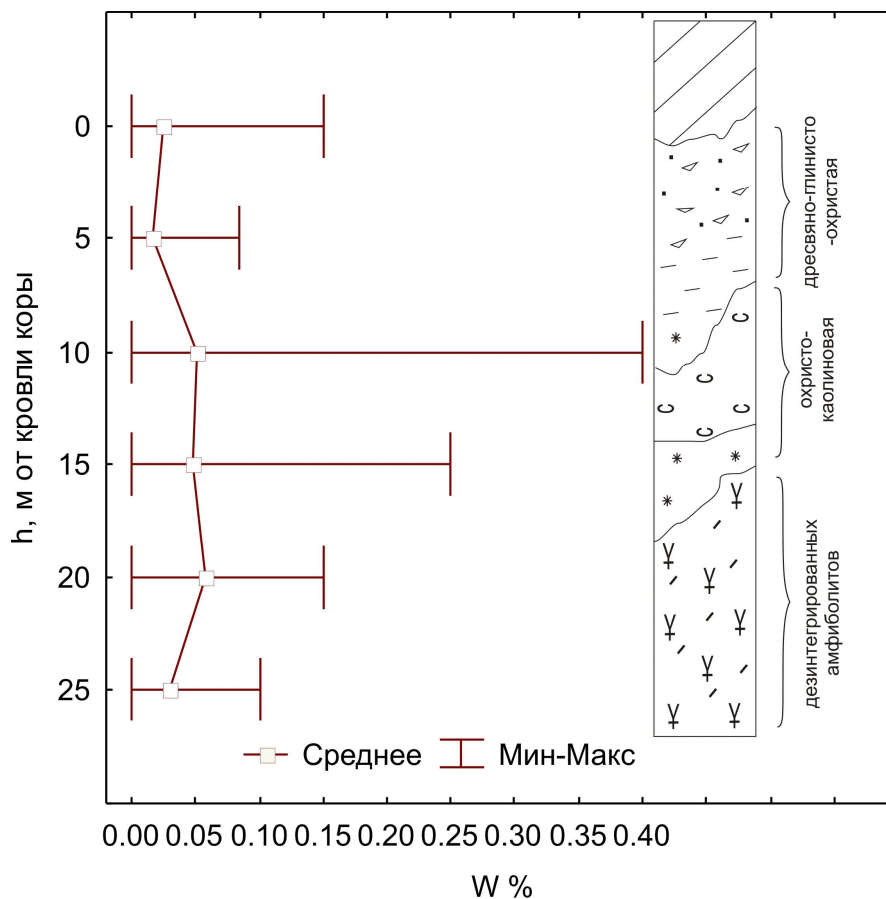


Рисунок 5.19 - Залежність вмісту W від глибини кори вивітрювання амфібол-піроксенів Східно-Липовеньківського родовища

За спектральними аналізами підвищені вмісти вольфраму в корі також асоціюються з геохімічними аномаліями Mn, Co, Mo, Sr, Bi. Кореляційний аналіз за спектральними аналізами встановив негативний зв'язок W з Sn ( $r = -0,27$ ), що можливо обумовлено природою зв'язку вольфрамової мінералізації з силікатно-карбонатними породами [64] або вапняними скарноїдами флогопіт-діопсидового складу з шеелітом, які неодноразово фіксувалися серед ультрабазитів при проведенні пошуково-знімальних робіт в Середньому Побужжі. Непряме підтвердження впливу хромітоносних ультрабазитів на процес мінералоутворення може служити прямий кореляційний зв'язок вольфраму з хромом (табл. 5.5), обумовлена серпентинізацією масиву. З урахуван-

ням існуючих в Алапаївському районі Уралу промислових родовищ шееліту з ультрабазитами, наведені дані дозволяють оцінити досить перспективно дану територію на вольфрам.

Таким чином, переважаючими рудними компонентами хромітоносної кори вивітрювання ультрабазитів є силікатний нікель і хромшпінеліди. Коливання фонового вмісту у верхній частині вохристих різниць порід Ni складає 0,05-0,1%. Аномальні значення Ni до 2-3% приурочені до гідрохлоритів розвинених в лінійних зонах підвищеної проникності за рахунок інфільтрації рудних розчинів. Планове розповсюдження аномалій нікелю обмежено і не виходить за межі розповсюдження охр. Для хромшпінелідів, навпаки, найбільш продуктивним є межа кори вивітрювання і перекриваючих порід зі значним площадним поширенням вторинних ореолів та потоків розсіювання. Вміст хрому вище 0,8% з валової проби по корі вивітрювання 1г/кг в шліху, і є надійною геохімічною ознакою, а максимальна локалізація перспективних ділянок на хром можлива за рахунок індикаторної асоціації Cr-Ni-Co-Mn. Титанова мінералізація приурочена до перекриваючих піщано-глинистих відкладів, негативних форм рельєфу кори вивітрювання по древнім тимчасових водотоках і аналогічно хрому до кордону кори. Негативна кореляція Ti з Cr, Ni, Co значною мірою підкреслює його інорідність для хромітоносних ультрабазитів.

#### 5.4 Гранулометрична характеристика хромшпінелідів з кори вивітрювання

Кількісна оцінка гранулометричного складу хроміту проводилася по окремо відібраних мінералогічних пробах з урахуванням розподілу по крупності в дробленій до 1,0 мм породі. Результати визначення гранулометричного складу відбиті на гістограмі (рис. 5.20).

У цілому по Східно-Липовеньківському родовищу (рис. 5.21) у корах вивітрювання хромітові руди складені дрібними (0,1-0,315 мм) і тонкими (0,04-0,1 мм) класами крупності (близько 80%), до 6% представлені тонкодисперсним класом, що з урахуванням втрат у тонких шламах може досягати 12-15%. Усього близько 13% представлено хромітом середніх класів. Слід зазначити, що біля третьої частини

хромітових руд (33%) представлено складновилучаєними класами крупності (- 0,1 мм). При цьому, в окремих типах руд (проби 2, 6, 7) кількість хроміту даного класу перевищує 40%, у той же час у частині проб (проба 7) кількість тонкодисперсного хроміту досягає майже 50%.

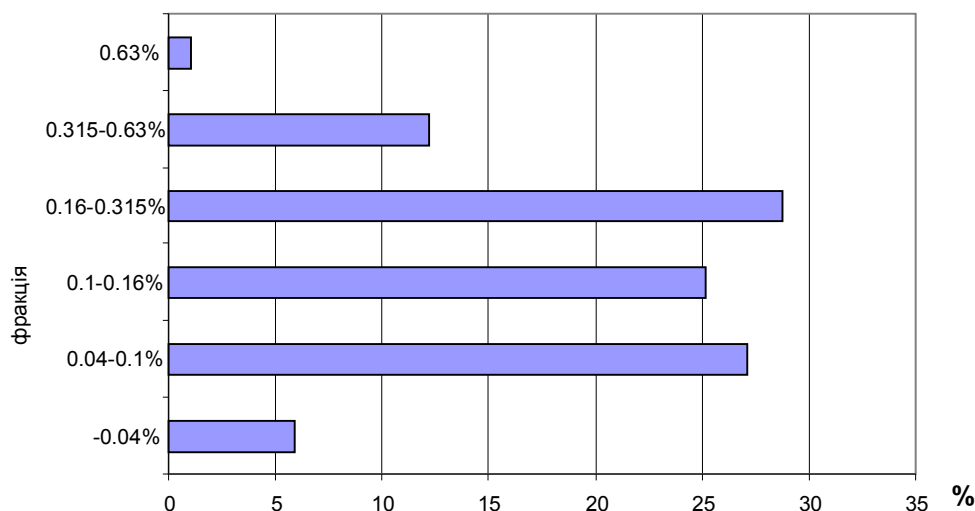


Рисунок 5.20 - Гістограма гранулометричного складу хромшпінелідів кори вивітрювання Східно-Липовеньківського масиву

Загалом , кількість хроміту тонких класів (проби 1, 4) не перевищує 16-23%, що в підсумку вказує на відносно неоднорідний гранулометричний склад руд, обумовлений, очевидно, різними умовами перетворення при формуванні кор вивітрювання. По названих пробах кількість хроміту добре збагачуваних класів (+0,16 мм) складає 67% і 63% і може свідчити про близькість їхнього складу до корінних руд, найменш зміненими процесами хімічного вивітрювання при формуванні сучасного стану кори.

Великі складності в збагаченні хромітових руд кор вивітрювання Побужжя, виникають при наявності значної частки глинистої складової. Для Східно-Липовеньківського родовища на рисунку 2 приведені дані по вмісту тонких (глинистих) фракцій, включаючи і тонкодисперсний (пилоподібний - 0,04 мм) хроміт. По вмісту глинистої фракції, практично всі хромітові руди відносяться до сильно гли-

нистого зі вмістом мулистої фракції від 21 до 52% при середньому по родовищу 37%.

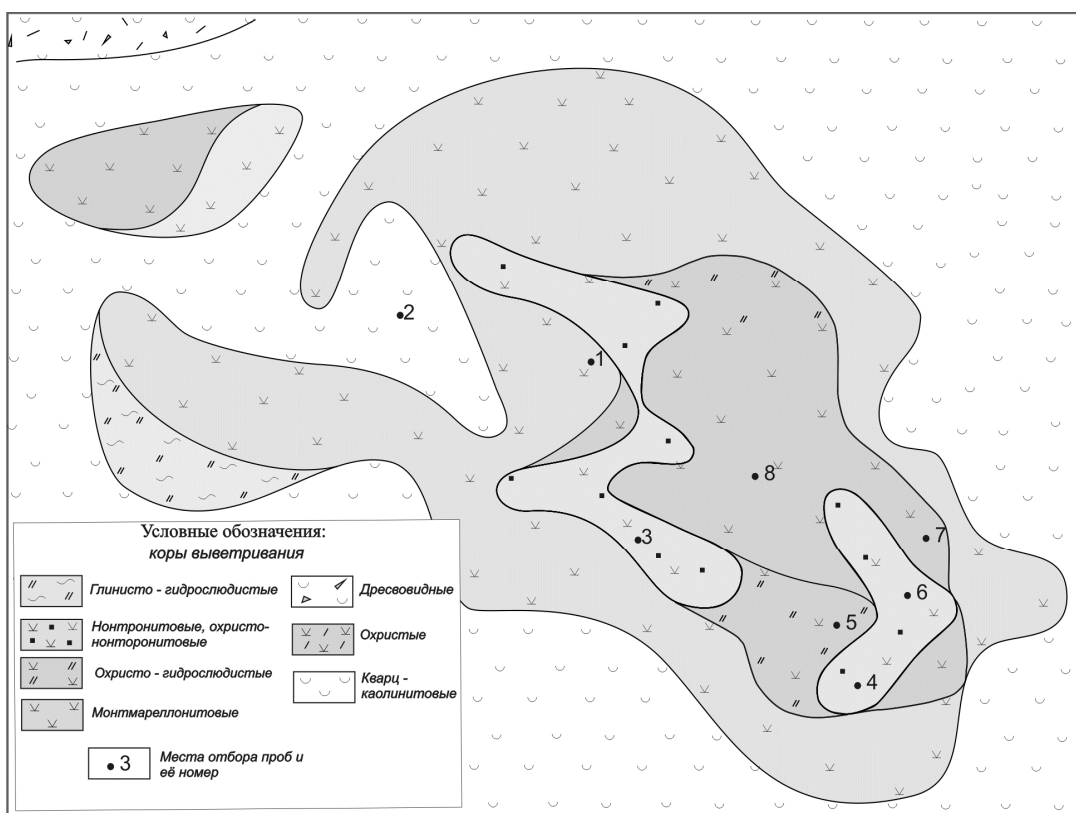


Рисунок 5.21 - Схематична геолого-петрографічна карта кори вивітрювання Східно-Липовеньківського родовища

У двох пробах 1 і 4 по аналізу глинястості виділяються руди, у яких цей показник практично в 2 рази менше, ніж в інших пробах руд і складає 20-23%. Знижена глинястість хромітових руд також може вказувати на близькість до складу корінних порід. Також проглядається тенденція до збільшення глинястості руди зі зниженням у ній вмісту основного корисного компонента. У пробі 5 (вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  6,3%) показник глинястості має найбільше значення (51,2%), закономірно знижується в пробах 2 і 3, а в пробі 8 досягає середніх значень при вмістах  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  18,5% (рис.5.22). Виключення складають руди в пробах 6 і 7, що зв'язано, очевидно, з умовами їхнього перетворення і формування при короутворенні і подальшому їх розмиві.

У якісній характеристиці хромітових руд для їхньої переробки є модуль валунності, що відбиває кількість крупноглибового і щебнистого матеріалу, що вимагає дроблення і здрібнювання для витягу з нього хроміту. Результати приведені в таблиці 5.7. У цілому по родовищу кількість щебно-глибового матеріалу складає 16,18%, що знаходиться в межах коливання цього показника, де на Західно-Липовеньківському родовищі (15-19%). Широкий розбіг значень від 2,62 до 32,13%, обумовлений різним гіпсометричним рівнем опробування руд по свердловинах.

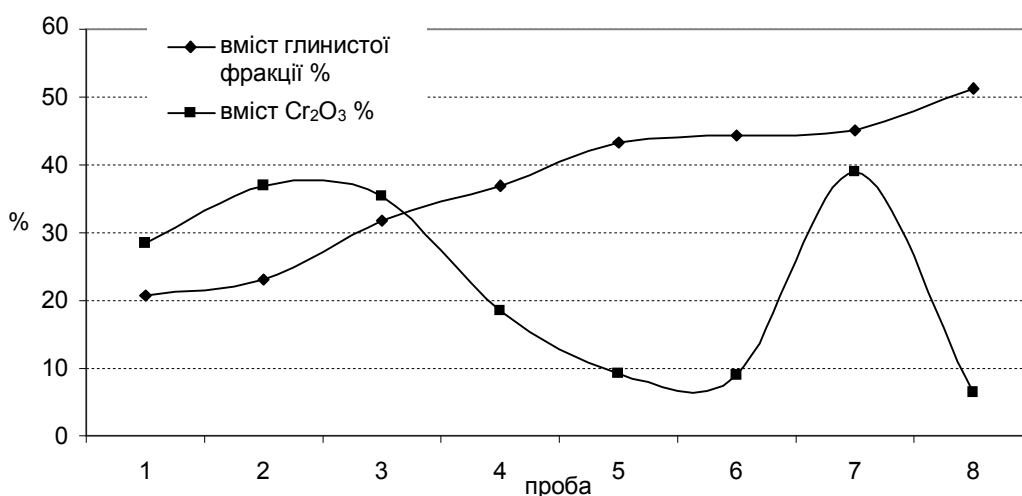


Рисунок 5.22 - Співвідношення вмісту Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> у глинистій фракції (>0.005 мм)

За результатами спостережень у діючих кар'єрах і керні свердловин відзначено, що в міру наближення руд до корінних порід значення щебно-глибового матеріалу збільшуються, і може досягати 50-65%. Другим фактором, що підвищує цей показник, є ступінь окисленості й окремнення руд, яка визначається умовами короутворення в конкретному місці. У більшості випадків окремнення приурочено до зон підвищеної проникності, що формуються у вузлах перетинання різно-орієнтованих тектонічно порушених зон. Ступінь окисленості хромітових руд також впливає на збільшення кусковатості руд за рахунок їхньої цементації гіпергенним гематитом, гетитом і гідрогетитом. Дані процеси приводять до погіршення якості руд, іноді повному заміщенню хромшпінелідів залізистими мінералами. Тому однією з найваж-

ливіших характеристик, що впливають на якість хромітових руд у корах вивітрювання, є їх вихідний мінеральний склад.

Практика промислового відпрацювання хромітових руд двох родовищ Липовеньки Західні і Липовеньки Шкільне показала, що нижче зони окислювання розташовуються відносно пухкі малокусоваті руди, що утворюються за рахунок повного розкладання серпентиніту в нонтроніт, що цементує зерна хроміту в корінних породах. На зернах хроміту частково залишаються тільки примазки гідроокислів заліза і глинистих мінералів. Глибше зона змінюється більш кусковою рудою, у ній з'являються карбонати і кварц, серпентиніт слабо дезинтегрован, але досить пухкий. Нижче цієї зони поширені слабо вивітрилі кусковаті руди, у яких зерна хроміту по тріщинах зцементовані карбонатами і кварцом, а в загальній масі руди - практично невивітрилим серпентинітом.

Таблиця 5.7 - Кількість щебне-глибового матеріалу в хромітових рудах Східно-Липовеньківського родовища

| № проби                    | 1     | 2     | 3     | 4    | 5     | 6     | 7    | 8     | Середнє,% |
|----------------------------|-------|-------|-------|------|-------|-------|------|-------|-----------|
| Кількість фракції, +5мм, % | 32,13 | 21,45 | 13,84 | 2,62 | 15,41 | 20,80 | 8,07 | 15,13 | 16,18     |

Відзначається нерівномірний розподіл фракцій хроміту у вертикальному розрізі верхньої частини охристої кори. За результатами обробки гранулометричних аналізів вертикальна зональність виражається в закономірному зменшенні кількості фракцій 0,315 і 0,2 мм на глибину. Виявлена зональність є результатом гравітаційного просаджування дрібних фракцій (менш 0,1 мм) крізь високопористу (пористість 40-65%) охристу товщу кори вивітрювання ультрабазитів (рис. 5.23)

Невитриманість гранулометричного складу по площі кори з наявністю ділянок окислювання руд викликано різними умовами короутворення, і як наслідок, можливо різним рівнем ерозійного зрізу. Проведений аналіз якісних характеристик хроміто-

вих руд з урахуванням умов формування сучасного профілю кори вивітрювання надалі дозволяє по викладених фактах оцінити особливості генезису хромітових руд у корах вивітрювання. На відомих масивах за рахунок зниження вимог промисловості і переоцінки запасів можливий приріст запасів на 5-15%. Приведена за аналогією характеристика хромітових руд необхідна для оцінки типізації мінералогічного складу хромітових руд по родовищах і подальшому аналізу умов їхнього формування в корі вивітрювання.

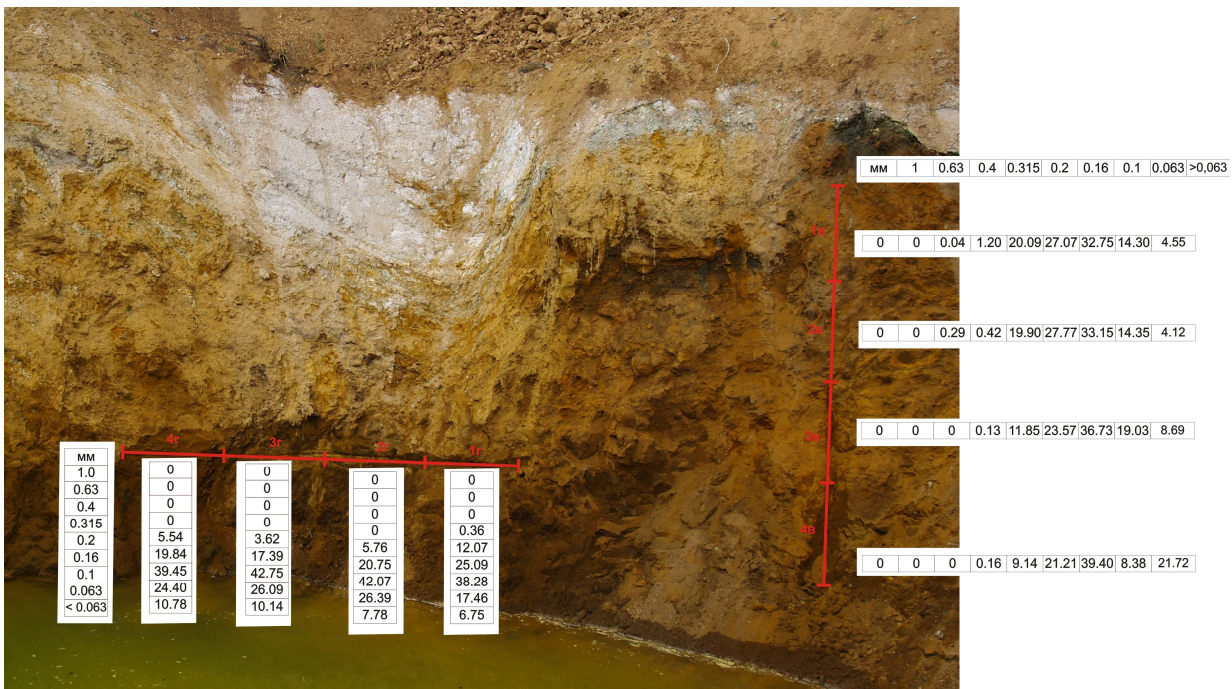


Рисунок 5.23 - Вертикальний і горизонтальний розподіл фракцій хромшпінелідів Пд.Сх. борт кар'єр Шкільний (%)

### 5.5 Морфологічні особливості хромітової мінералізації кор вивітрювання

У результаті детального вивчення хромітоносного профілю кори вивітрювання було виділено чотири різних морфогенетичних типи рудних тел. Виділювані морфогенетичні типи хромітових руд у корах вивітрювання, насамперед, відрізняються один від одного морфологією і будовою рудних тіл, площею і глибиною поширення, мінералогічним і гранулометричним складом, концентрацією корисного компонента



(табл. 5.8). Утворення хромітоносних покладів зв'язано з впливом комплексу екзогенних процесів на первинну кору вивітрювання, серед яких переважними є оповзання і процеси на кшталт солифлюкації, що й обумовило головну особливість неоднорідної будови розрізу хромітоносних кор.

До першого морфогенетичного типу відносяться лінзовидно-лінійні тіла з залізистими «шляпами» над корінними рудами, що розташовуються між зонами проміжних і стійких продуктів вивітрювання (рис. 5.24). Даний тип рудних тіл складений окисленим хромітом, заміщеним гідроокислами заліза. Ступінь окисленості хромітових руд також впливає на збільшення кусковатості руд за рахунок їхньої цементації гіпергенним гематитом, гетитом і гідрогетитом, що приводить до погіршення якості руд, іноді до повного заміщення хромшпінелідів залізистими мінералами.

До другого типу віднесені псевдоплащеподібні тіла з конусами розсіювання по напрямку розмиву (рис. 5.25). Передбачається, що псевдоплащеподібні тіла є первинними механічними ореолами, що утворюються з денудованих первинно магматичних хромітів в умовах порожнього-похилого рельєфу і відносної закритості ділянок від водно-вітрової ерозії. Характеризуємий тип є найбільш розповсюдженим (до 70%) і основним джерелом хромітів у корах вивітрювання. Відносно витримана по площі глибина розкриття рудних тіл указує на площадний характер поширення в корах вивітрювання на відміну від круто похилого залягання в корінних породах (рис. 5.26).

Аналіз колонок свердловин і розкритих ділянок руд на кар'єрах дозволив установити, що хромітові руди переважно концентруються у верхніх частинах кори вивітрювання (0-3 м від покрівлі), а частково багаті руди спостерігаються в підшві неоген-четвертинних відкладень. Більш того, концентрації  $Cr_2O_3$  на рівні бортового вмісту (5-9%) і хромітової мінералізації (1-5%) зафіксовані практично в 90% пробурених свердловин на Східно-Липовеньківському масиві і кар'єрі Шкільний. У середньому по трьох масивах (87% площі) руди залягають на глибині 12-15 м.

Таблиця 5.8 - Характеристика морфогенетичних типів хромітового зруденіння екзогенного типу

| Морфологічний тип зруденіння | Характеристика зруденіння  | Геометричні параметри  |
|------------------------------|--|--|
| 1                            | 2  | 3  |
| Залізистих шляп              | Форма тіл - лінзовидна, коритоподібна; контакт з вмшчующими породами різкий; мінеральний склад - гематит, гетит, мартит утворений по хромпикотиту і алюмохроміту, залізисті охри й озалізнений нонтроніт іноді байделіт; основний клас крупності (80 %) у межах від 0,2-0,8 мм до 3-5 мм; текстура - від масивної до плямистої з елементами смугастості; положення в розрізі - зона охр рідше обохренних нонтронітів вище рихлих корінних руд; поширеність - до 15%; зміст $Cr_2O_3$ 10-25%  | Потужність від 30 см до 8-10 м.<br>Вклинювання потужності по падінню   |
| Псевдоплащеподібних тіл      | Форма тіл - плащеподібна з віялами розсіювання по напрямку размива в нижній частині з карма-ноподібними поглибленнями заповнені більше крупнозернистим хромітом; контакт із вмшчующими породами - плавний, волнистий; мінеральний склад - гідрослюди, нонтроніт, хромпикотит, алюмохроміт, гетит, уламки що вмшчають серпентин; основний клас крупності (70%) у межах від 0,04 до 0,315 мм; текстура земляста, вертикальна зональність обумовлена поступовим збільшенням кількості дрібних фракцій на глибину; положення в розрізі - границя кори вивітрювання і неоген-четвертинних відкладень; роздуви потужності в кишнях до 1,5 м; розповсюдженість - до 65%; зміст $Cr_2O_3$ 10-30% | Перевага довжини й ширини над потужністю.<br>Вклинювання потужності по напрямленні падіння.<br>Тип тіл характерний для пологих схилів з кутом до 20°. потужність до 8,5 м, довга й ширина до 70-100 м. |

Продовження

таблиці 5.8

|                        |   |  |
|------------------------|---|--|
| Лінійно-витягнутих тіл | Форма тіл - витягнуті коритоподібні, лінзовидні; контакт із вмшчующими породами - різкий; основний клас крупності (65%) 0,4-0,1 мм і (20%) < 0,04; мінеральний склад - нонтроніт, хромпикотит, алюмохроміт, тонкозернисті гідрослюди; положення в розрізі - | Перевага довжини над шириною й потужністю.<br>Потужність до 0,5 м, ширина до 3 м, довжина більше |
|------------------------|---|--|

|           |   |   |
|-----------|---|---|
|           | тип розповсюджений уздовж від'ємних форм поверхні кору виветрювання (тимчасових поверхневих водотоків) і на борті древніх депресій, поширюється за межі кори вивірювання; текстура псамітова, землиста, рідше смугаста; гарне сортування матеріалу; поширеність до 25%; вміст $Cr_2O_3$ 20-55%  | 100 м.  |
| Розсипний | Форма тіл - стрічкоподібна, лінзоподібна рідше шароподібна; контакт із породами - різкий, поступовий; основний клас крупності (70%) 0,4-0,1 мм і (20%) < 0,1; мінеральний склад - хромпикотит, алюмохроміт, кварц, силліманіт, рідко ільменіт і рутил; тип розповсюдження уздовж від'ємних форм поверхні (довгоживучих водотоки), поширюється далеко за межі кори вивірювання; текстура псамітова; $Cr_2O_3$ на рівні бортового змісту (5-9%); погане сортування матеріалу; поширеність до 2% | Перевага довжини над шириною й потужністю.<br>Потужність до 0,1 м, ширина до десятків м, довжина сотні м. |



Рисунок 5.24 - Морфогенетичний тип залізистих шляп кар'єр Західні Липовеньки

Третім морфогенетичним типом є лінійно-витягнуті тіла перевідкладеного хроміту уздовж палеорусел тимчасових водотоків (рис. 5.27). Цей тип тіл є джерелом багатих природно-збагачених руд, у якому вміст  $Cr_2O_3$  досягає 50%. Лінійно-витягнуті тіла формуються на ділянках відносно "довгоживучих" тимчасових водотоків унас-

лідок розмиву і наступного перевідкладення рудного матеріалу водними потоками з раніше сформованої кори. Відносно багаті хромітові поклади приурочені до негативних форм рельєфу, тому що морфологія палеорельєфа є визначальним чинником при формуванні даного типу. Це яскраво виражено в характері сортування матеріалу, формі рудних тіл, ступеня далекості від корінного джерела і потужністю рудних зон.

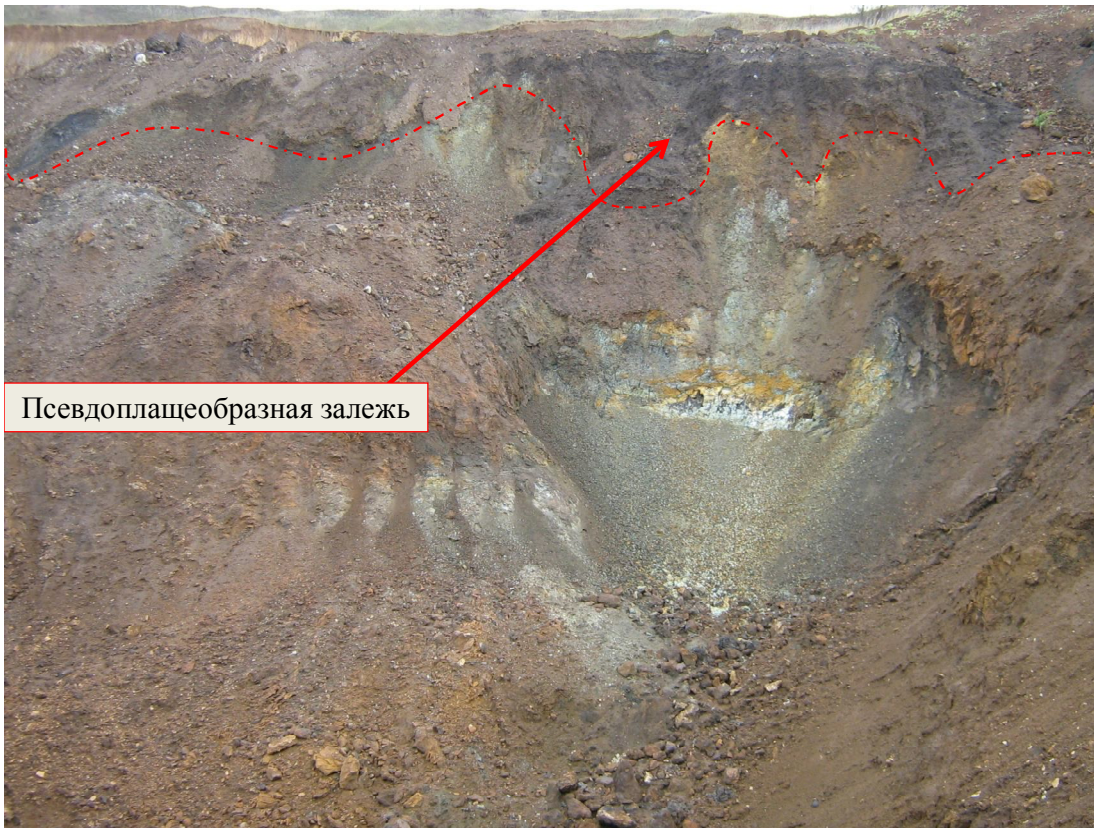
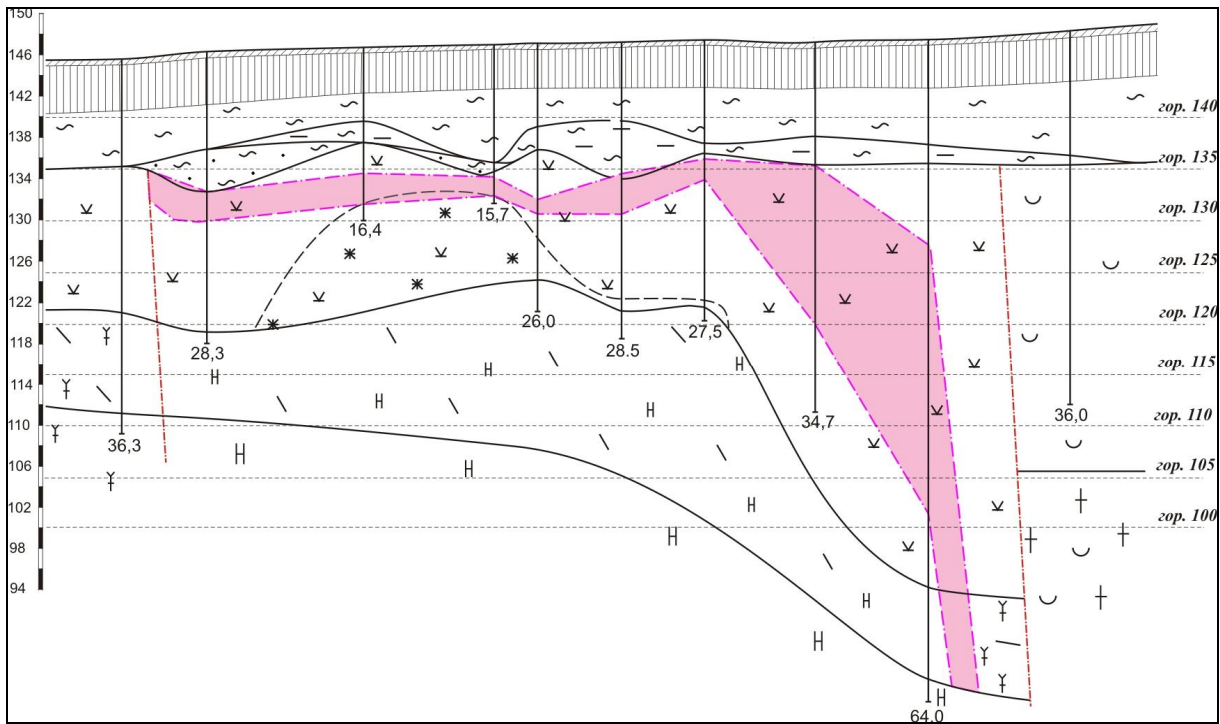
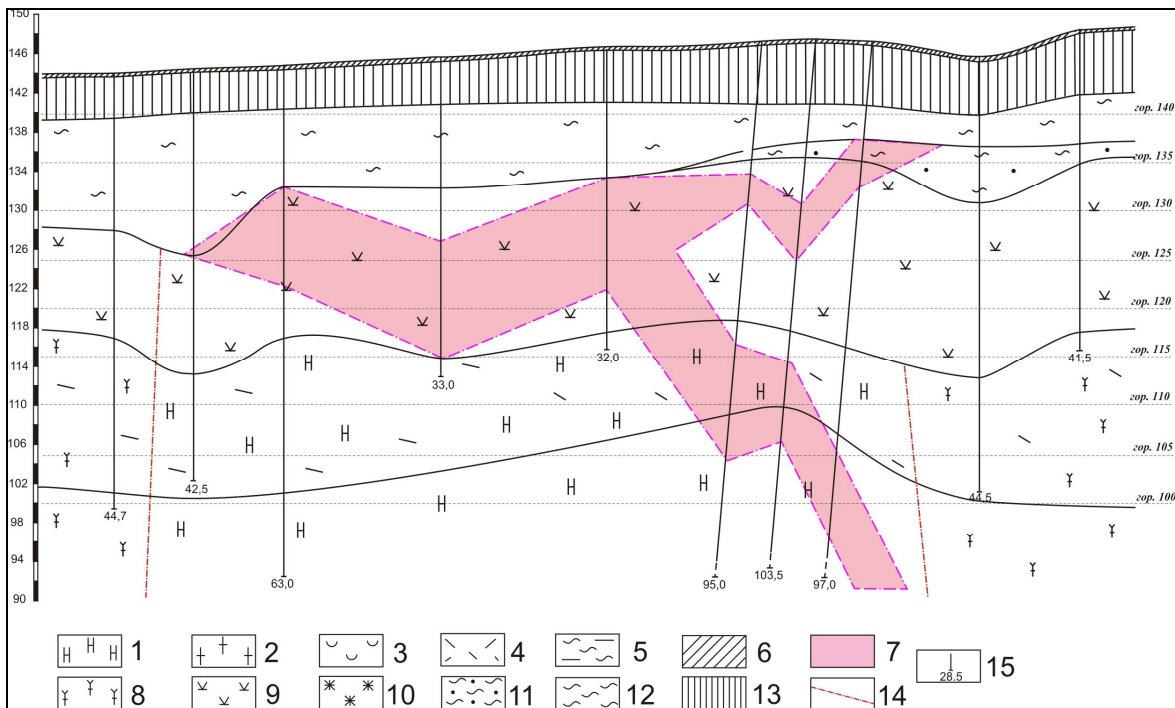


Рисунок 5.25 - Фото псевдоплащеподібного покладу в кар'єрі Західні Липовеньки

Четвертий тип алювіальних розсипів у четвертинних відкладеннях характеризується поширенням далеко за межі нонтронітової кори вивітрювання і самого хромітоносного масиву. Даний тип утворюється в місцях тимчасових водних водотоків на пологонаклонних ділянках поверхні (рис. 5.28).



а)



б)

Рисунок 5.26 - Форми хромітових покладів у корі вивітрювання Східно-Липовеньківського родовища: а) простий псевдоплощевидний поклад, б) складний псевдоплощеподібний поклад; 1 - серпентиніти, 2 - граніти, 3 - кварц-каолінові кори вивітрювання, 4 - зона дезинтеграції порід, 5 - глини сірі, 6 - ґрунтово-рослинний шар, 7 - рудний поклад, 8 - амфіболіти, габбро-амфіболіти, 9 - охристо-нонтронітові кори вивітрювання, 10 - зони окременнення, 11 - глини запісочені, 12 - глини червоно-бурі, 13 - суглинки, 14 - контакти тектонічні, 15 - розвідницькі свердловини



Рисунок 5.27 - Тип лінійно-витагнутих тіл кар'єра Шкільний

Особливістю поширення хроміту є неоднорідність кори, що виражена в наявності ділянок перевідкладеної кори вивітрювання. Це чітко видно в бортах кар'єрів, де на тлі однорідних охр у верхній частині виділяються коритоподібні поглиблення, заповнені вохристо-глинистою масою з дрібними уламками кременистих порід, а також присутність рідкої вкрапленості тонкозернистого хроміту, місцями утворюючий слабозамітні смуги.

Неоднорідність будови профілю кори відбилася на особливості поширення хроміту, що виражена в наявності ділянок перевідкладень і розмивів зі зміною концентрацій хромшпінелідів. Це чітко видно в бортах кар'єрів, де на тлі однорідних охр у верхній частині виділяються коритоподібні поглиблення, заповнені вохристо-глинистою масою з дрібними уламками кременистих порід, а також присутність рідкої вкрапленості тонкозернистого хроміту, місцями утворюючий слабозамітні смуги.



Рисунок 5.28 - Фото алювіальних розсипів кар'єр Шкільний

Установлено широке поширення хромітової мінералізації в нікеленосних корах вивітрювання Капітанівської групи ультрабазитів. Морфологія хромітових покладів визначається як сполучення псевдоплащеподібних покладів, що формується поблизу сучасної поверхні кори вивітрювання на деякому видаленні від корінних руд, з більш глибоким карманоподібним поширенням покладу уздовж тимчасових водотоків і субвертикальних окислених у різному ступені корінних хромітових тіл.

#### 5.6 Вплив палеорельєфа на формування і поширення екзогенної хромітової мінералізації

Геоморфологічно масиви розташовані субпаралельно один одному на протилежних схилах долини р. Мокра Деренюха (рис. 5.29). Сучасна поверхня цих масивів являє собою пологісний схил із середнім кутом нахилу поверхні 5 - 7° із загальним на-

прямою схилу до ріки Мокра Деренюха (рис. 5.30). Рельєф уздовж північно-західної окраїни Східного масиву ускладнений субпаралельним розвитком глибокого ерозійного яру, що переходить у струмок. Поверхня над масивом Західний являє собою дуже пологісний схил (до 5°) вододілу, а присутній слабкий ухил денної поверхні спрямований у перпендикулярну сторону від ріки на північний захід. Відзначено закономірне збільшення охр по латералі і вертикалі зі зниженням гіпсометричного рівня в тому ж напрямку.

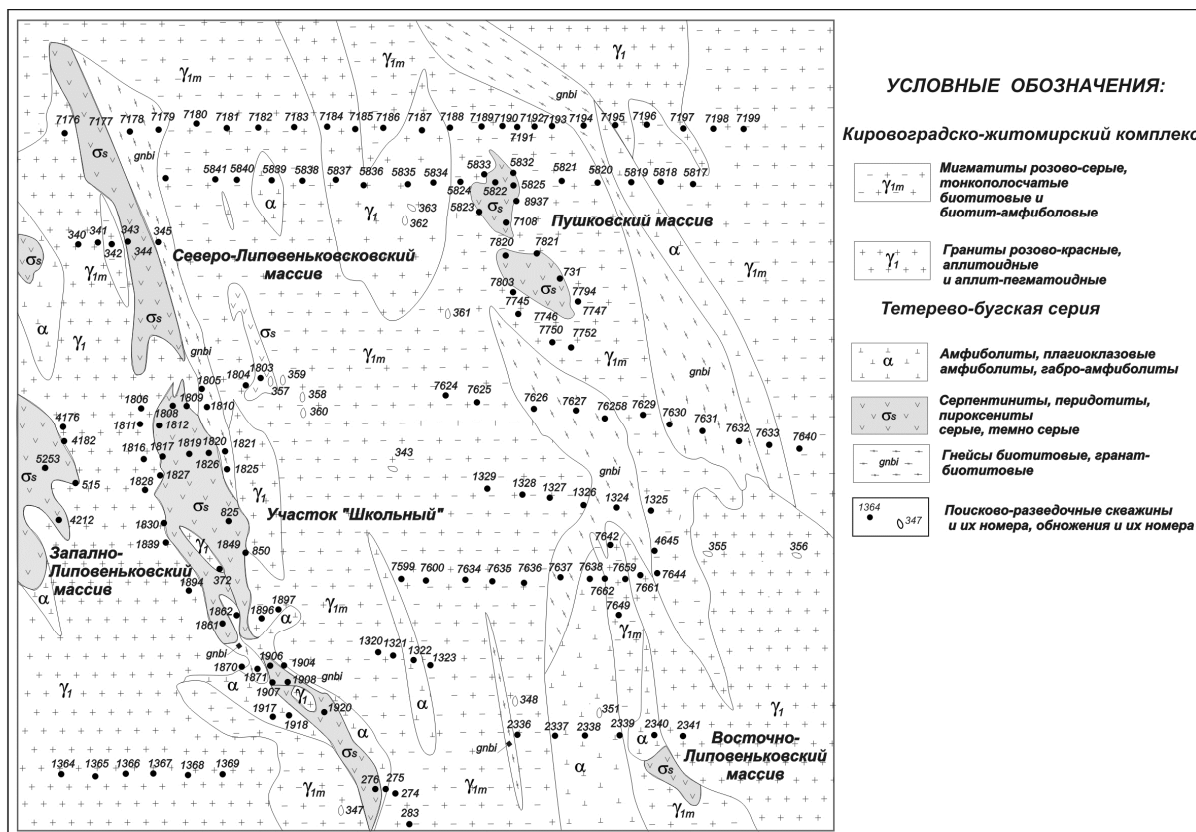


Рисунок 5.29 - Фрагмент схематичної геолого-петрографічної карти середньої смуги ультрабазитів Середнього Побужжя

Інтерпретація результатів бурової розвідки на Східній ділянці показала гребнеподібне узвишшя кори в центральній частині, що представлено зонами окремнення північно-західного простягання по азимуті 350° з абсолютними відмітками від 112 до 140 м. Загальний нахил поверхні кори зміщується від ріки до перпендикулярного струмка так, що головна вісь напрямку поверхні схилу ділянки являє собою медіану між двома водотоками. Мінералізація безупинно простежується по всьому напрямку



розмиву нонтронітової кори, а промислові концентрації руд приурочені до південно-східної частини масиву.

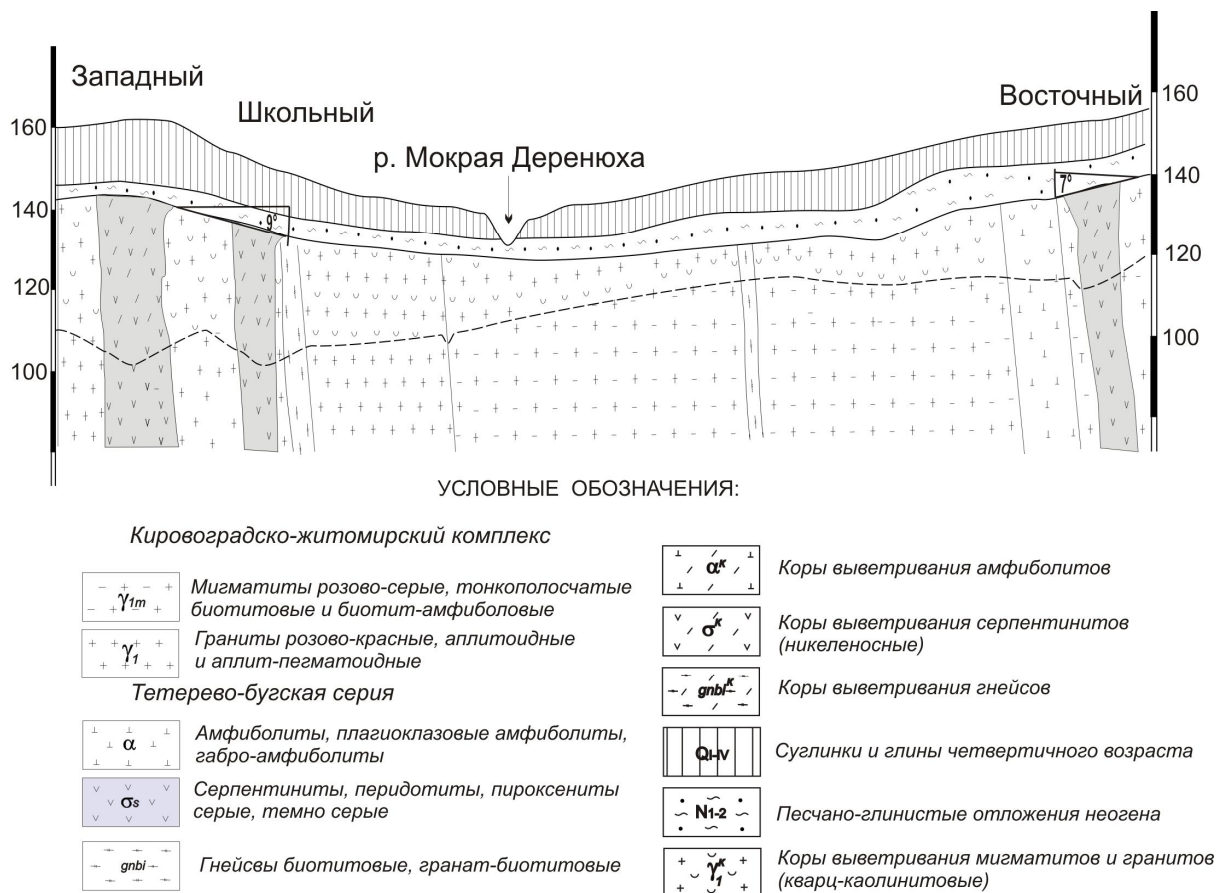


Рисунок 5.30 - Схематичний перцевий розріз долини р.Мокра Деренюха

На Східній і Західній ділянках аналіз геохімічних даних кернових проб по хромітоносній корі вивітрювання показав, що форми і спрямованість кривих вмісту  $Cr_2O_3$  викликані існуванням декількох напрямків зносу уламкового матеріалу. (рис. 5.31, 5.32).

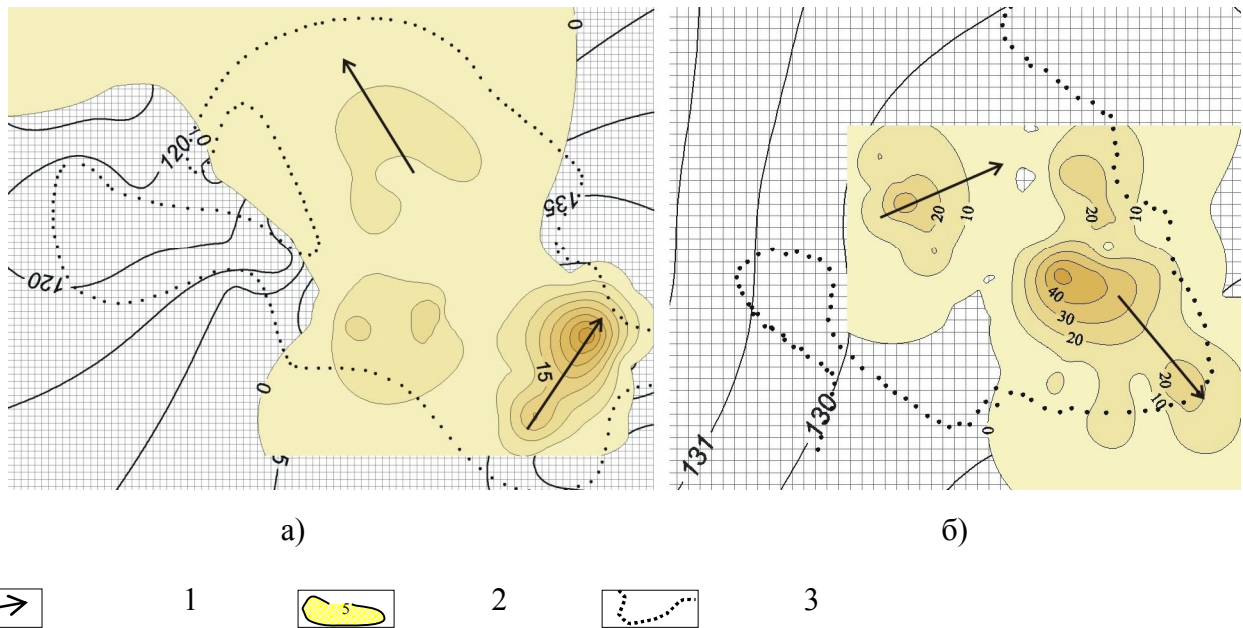


Рисунок 5.31 - Гіпсометричний план і середньозважені вмісти  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  по покрівлі кори вивітрювання: а) Схіно-Липовеньківський масив; б) Західно-Липовеньківський масив; 1 - напрямок зносу уламкового матеріалу; 2 - ізолінії змісту  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ; 3 - контур ультрабазитового масиву

Для Західного масиву основним напрямком зносу уламкового матеріалу є субперпендикулярне до долини ріки з південно-заходу на північний захід і в меншій мері з північно-заходу на південний схід (рис. 5.31б, 5.32). Для Східного масиву головним напрямком зносу матеріалу також є субперпендикулярне до ріки з південно-сходу на північний захід і підлеглим з південно-заходу на північний схід (рис. 5.31а). Різнонаправленість потоків зносу уламкового матеріалу обумовлено постінтрузивними тектонічними рухами окремих блоків структур, ув'язані в загальній структурі Голованівської шовної зони. Так, на ділянці Західній по зонах окремління, а на Шкільному по дзеркалах ковзання, діагностуються локальні різноорієнтовані тектонічні зсуви блоків з амплітудою зсуву до 10 м. Установлено, що для всіх масивів характерно плащеподібне, що часто переходить у конусоподібні форми залягання ореолів. Причому, для конусоподібних ореолів унаслідок багаторазових розмивів нагромадження корисного компонента спостерігається як у периферичних частинах, так і по всій площі зносу. Крім того, відзначається ускладнення плащеподібних покладів прямолінійними зонами розмиву, що у розрізі представлені коритоподібними формами, заповнені природно збагаченим хромітом і, що поширюються за межі масиву.

У такому випадку, у міру видалення від корінного джерела сортування руд зростає до утворення мономінеральних концентратів (до 90%).

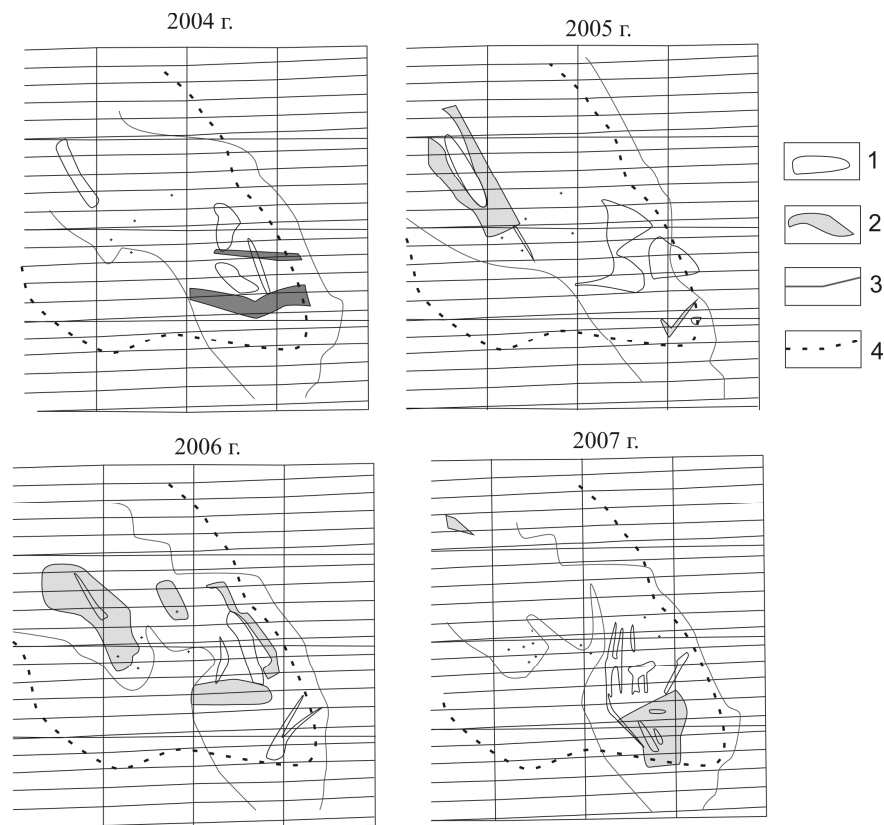


Рисунок 5.32 - Фрагменти планів гірських робіт на Західно-Липовеньківському родовищі гіпергенних нікелевих руд, що характеризують напрямок рудних тіл ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  у руді 6-52%): 1 - розкриті хромітові руди; 2 - хромітові руди на глибині; 3 - контур поширення хромітових руд у корі вивітрювання; 4 - контур серпентинітового масиву

У корах вивітрювання хромітові руди пухкі і залягають, як правило, у глинисто-охристій товщі на границі кора-четвертинні відкладення. Руди розрізняються по вмісту  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , мінеральному і гранулометричному складу, ступеневі окисленості, глинистості і кусковатості [63]. У таблиці 5.9 приведена коротка типізація руд з кори вивітрювання.

На рисунку 5.33 приведені усереднені результати хімічних аналізів концентратів з корінних руд різних по текстурно-структурному вигляді.

Таблиця 5.9 – Типізація хромітових руд із кори вивітрювання

|  |  |
|--|--|
| По мінералогічним різновидам   | <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Карбонат-кварц-нонтронітові (серпентинітові)</li> <li>2. Кварц-карбонат-гідрослюдисті</li> <li>3. Кварц-гетит-гідрослюдисті</li> <li>4. Гідрослюдисто-кварц-гетитові</li> <li>5. Гідрослюдисто-глинисті</li> <li>6. Кварц-глинисті тонких та мілких фракцій</li> </ol> |
| По структурі, фракційному складу мм, (розповсюдженість, %)                 | <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Дрібнозернисті 0,1-0,315 (50%)</li> <li>2. Тонкозернисті 0,1-0,04 (40%)</li> <li>3. Середньозернисті 0,5-0,25 (10%)</li> <li>4. Пилеподібні &lt;0,04 (10%)</li> </ol>  |
| По текстурі (розповсюдженість, %)  | <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Рідковкраплені (убоговкраплені &lt;70)</li> <li>2. Густовкраплені (20%)</li> <li>3. Сплошніе (масивніе &gt;10%)</li> <li>4. Шлировіе (10)</li> </ol>   |
| По вмісту Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> % в концентраті (промисловий тип) | <ol style="list-style-type: none"> <li>1. 20-42 вкраплені (вогнетривкі)</li> <li>2. 43-52 суцільні (металургійні)</li> </ol>   |
| Примітка: Середній вміст руди в породі по 3-м масивам 18-24%               |  |

Із графіка видно, що вміст елементів у хромітах коливаються у вузьких межах і не залежать від текстурно-структурних особливостей руд. Таким чином, текстурно-структурні показники корінних руд не впливають на вміст окису хрому в концентратах з екзогенних хромітів, а лише впливають на концентрацію і кількість самої руди. У цілому, вмісти Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> у рудах, що залягають у корках вивітрювання характеризуються трохи зниженими вмістами за рахунок часткового разубожування, і в меншому ступені, за рахунок окислювання і заміщення гідроокислами заліза. Наочно це показують дані таблиці 5.10, де вміст Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> у вкраплених рудах трохи менше в порівнянні з масивними.

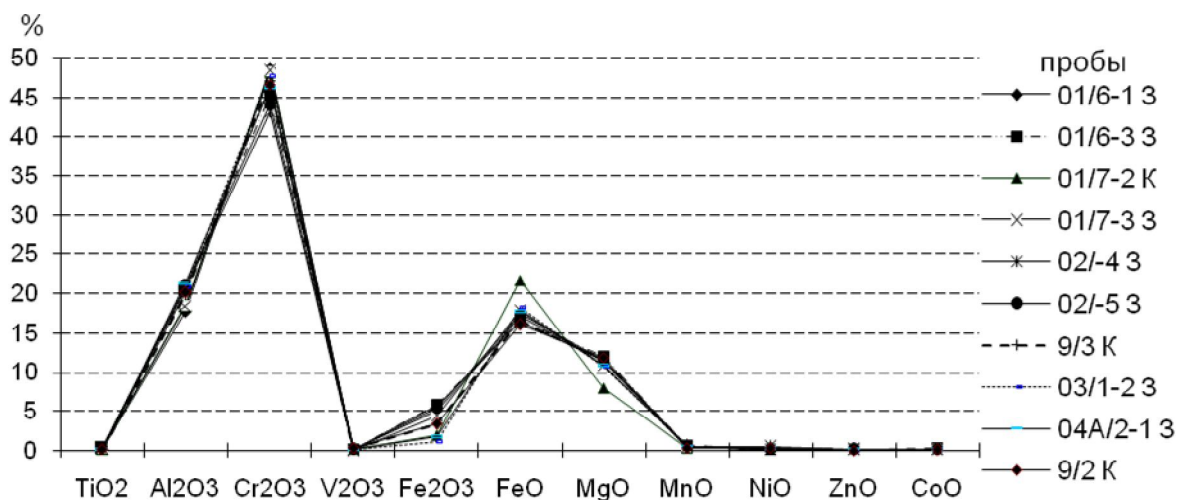


Рисунок 5.33 - Результати хімічних аналізів різних текстур хромітових руд Західно-Липовеньківського і Капітанівського родовищ: Масиви З - Західні Липовеньки, К - Капітанівський

Таблиця 5.10 - Усереднений хімічний склад руд з кор вивітрювання по різновидах

| Окисли                              | Середній вміст в масивних рудах (по 7 аналізам), % | Середній вміст в густовкраплених рудах (по 75 аналізам), % |
|-------------------------------------|--|--|
| SiO <sub>2</sub>                    | 6,44   | 13,64  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>      | 43,52  | 27,12  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO | 22,32  | 29,56  |
| CaO                                 | 1,10   | 1,55   |
| MgO                                 | 13,68  | 14,54  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>      | 12,69  | 12,63  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>       | 0,041  | 0,041  |
| H <sub>2</sub> O                    | 0,21   | 0,92   |

Хромітова мінералізація в корах вивітрювання представляється типовими механічними ореолами розсіювання хромшпінелідів як у глинисто-охристій корі, так і за її межами з дуже складними морфоструктурними обрисами, що свідчать про складні і циклічні процеси короутворення. На рисунку 5.34 для Середнього Побужжя запропонована схема формування хромітових руд у корах вивітрювання.

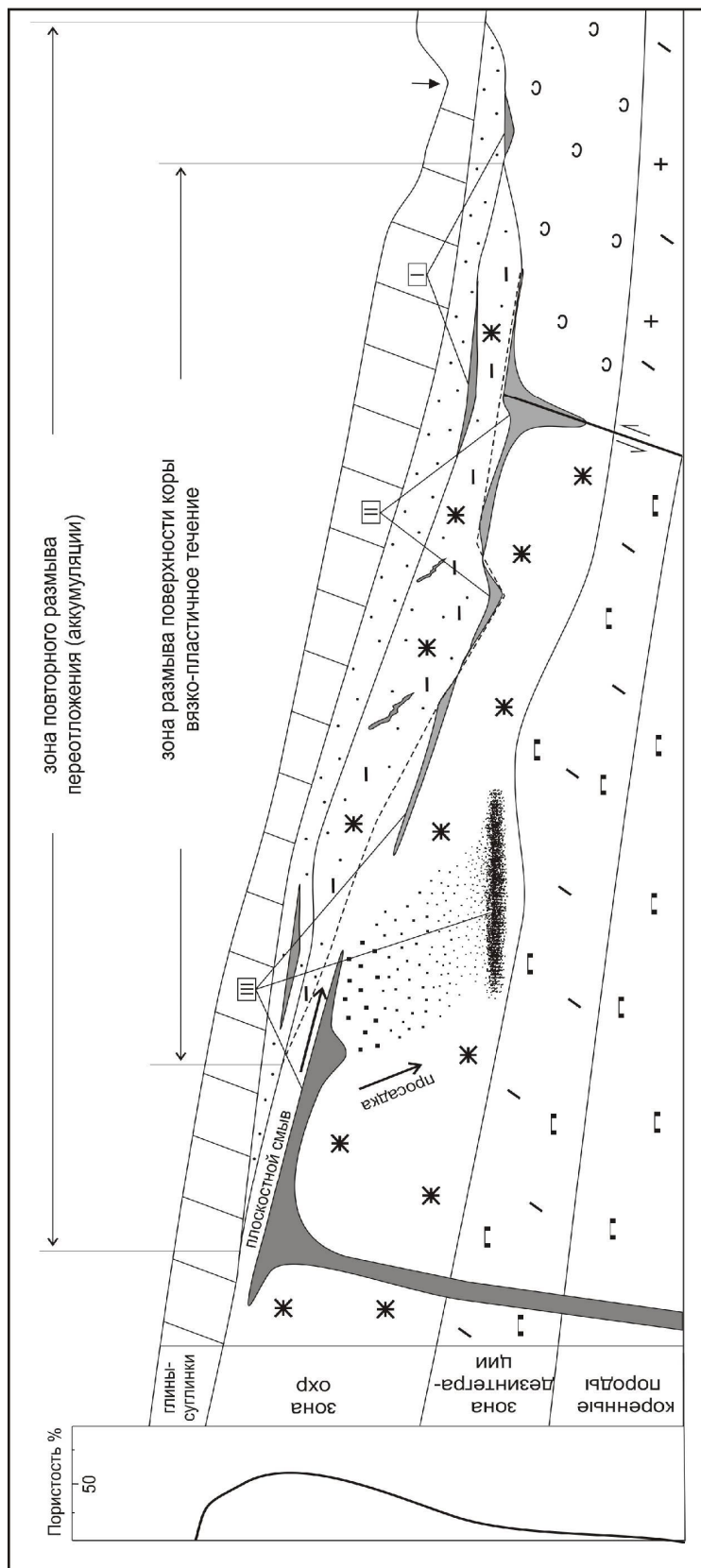
Головна роль при формуванні екзогенних хромітових руд належить складному сполученню склоново-ерозійних і денудаційно-аккумулятивних процесів в умовах гумидного клімату [57] у результаті яких виділяється чотири морфогенетичних типи руд. Формування рудних покладів представляється двухетапним. На першому етапі (проміжний), формуються структурні кори вивітрювання, у яких хроміти займають

проміжні форми, між корінним (але вже сильно дезинтегрованими) і екзогенним (але без широкого поширення у вохристо-глинистій товщі) типами. На другому етапі (рудоутворюючий) у формуванні хромітової мінералізації ведучу роль робить площинний змив (денудація) стійких продуктів вивітрювання з поверхні дезинтегрованої кори, утворюється акумуляційний шлейф у виді первинного ореола механічного розсіювання хромшпінелідів. При рясних атмосферних опадах на схилах формуються потоки, що викликають ерозію схилу і водно-гравітаційне переміщення матеріалу, акумулюючи хроміт у негативних формах мікроландшафту й у підніжжя схилів.

У першому випадку, хроміт акумулюється над масивом або його периферичними частинами в поглибленнях поверхні кори вивітрювання (вимивини, вибоїни, тріщини й ін.), що є пастками або колекторами на шляху потоку, формуючи на поверхні схилу різноорієнтовані лінзовидно-лінійні тіла хромітових руд.

Виникнення негативних форм пояснюється тектонічними і кліматичними факторами, де при крутості схилу більш  $5^\circ$  починає проявлятися руйнівна здатність потоків води і їхнє вривання в поверхню схилу, тим самим викликаючи прояви струйчатого або ритвенного змиву, а утворені порожнини служать колекторами для важких фракцій.

В другому випадку нагромадження хроміту відбувається в тектонічно ослаблених і приконтактових зонах, а рудні тіла найчастіше перекриті різними наносами. Відрізняються від попереднього глибиною знаходження, спрямованістю рудних тіл і контрастністю границь.



Типы руд

I- псевдоплащеобразные: а) приповерхностные – за счет плоскостного смыва, б) погребенные – за счет гравитационной просадки

II- линзовидно-линейные: а) в палеодепрессиях, б) приразломных и приконтактных зонах

III- россыпные (перекотленные): а) над массивом, б) за массивом с T1

IV- трещенный в перекотленных корях

Рисунок 5.34 - Схема формирования различных типов руд в корях выветривания хромитонесущих ультрабазитов

Формування плащеподібних покладів хромітових руд на границі кори вивітрювання і четвертинних відкладень на відносно рівних площинах (вододіл Західної ділянки) обумовлене тим, що в процесі вивітрювання рудні тіла випробують більший опір вивітрюванню, у результаті чого руйнуються останніми, а уламковий матеріал зберігається на місці утворення (автохтонні руди). Надалі, легкий вохристо-глинистий матеріал зноситься вітровим або слабким водним потоком, а більш важкий хроміт зберігається біля корінного джерела. Таким чином, з часом, чергуванням денудації й ерозії, у верхніх шарах кори проходить акумуляція і збагачення руд з утворенням псевдоплащеподібних покладів хромітів.

Утворення руд у вохристо-глинистій товщі пояснюється інтенсивним зволоженням пористих дезинтегрованих серпентинітів, викликаючи підвищену проникність верхнього шару кори, що приводить до переходу їх у грузлий-пластичний стан і сприяє вільному просочуванню зерен хроміту. Таким чином, важка фракція уламкового матеріалу накопичується на границі проникності середовищ, утворює так називані просаджені руди. Для досліджуваних масивів глибина осідання не перевищує 5 м від покрівлі кори. За умови крутості схилу більш  $3^\circ$ , змочені породи здобувають рухливість і під гравітаційними силами сповзають униз по схилу, тим самим зміщуючи і деформуючи контури ореолів.

Формування ореолів на розглянутих ділянках відбувається в безпосередній близькості до материнських ультрабазитових масивів. Дотримуючись положень "навчання про розсипи", ореоли хроміту можна класифікувати як розсипи латеритних кор вивітрювання [6], що утворюють склонові і ложкові розсипи ближнього зносу. По генетичній класифікації відкладень хромітові поклади відносяться до елювіально-склоново-делювіальним утворень з елементами часткового збагачення.

Відмінною рисою механічних ореолів розсіювання хромітів у досліджуваних корах вивітрювання від класичних розсіпів є їхнє поширення - відстані переміщення уламкового матеріалу. Так, більш 80% хрому не переміщається за контур масиву внаслідок того, що обмежувані каолін-монтмориллонітові кори мають позитивну форму мікрорел'єфу, у меншому ступені піддаються розмивові чим нонтронітові зі значно меншою пористістю і проникністю. Крім того, різна швидкість утворення



кор вивітрювання по кислих і ультраосновних породах і великій стійкості при розмиванні приводить до утворення структурних уступів, які служать бар'єром при зносі хромітоносної кори, у результаті чого хромітова мінералізація значно не розповсюджується на каолін-монтморилонітові породи.

По Східній ділянці, з урахуванням особливості формування екзогенних хромітових руд у корах вивітрювання і складності морфології палеорельєфа побудовано 5 прогнозних зрізів поширення хромітової мінералізації на глибину. Крок побудови складає 5 м від покрівлі кори до зони дезинтеграції серпентинітів (рис. 5.35).

Із зрізів видно, що продуктивна товща хромітових руд поширюється в північно-західному напрямку зі значною площинною варіацією нульового контуру, а рудна зона приурочена до південно-східної частини масиву.

З глибиною концентрація хрому помітно знижується й у зоні дезинтеграції серпентинітів досягає мінімально промислового вмісту руд. У підсумку, по виявлених особливостях перспективна зона хромітового зруденіння в корі вивітрювання на Східній ділянці являє собою зміщений і деформований ореол, де за формою палеорельєфа можливо визначати положення і поширення хромітових руд.

Слід зазначити, що широко розповсюджені хромівміщуючі ультрабазити, амфіболіти і піроксенітові кристалічні сланці служать джерелом титанової мінералізації (вміст Ті до 4,5%), що у свою чергу часто разом із хромітом формує росипні шлейфи в піщано-глинистих відкладеннях.

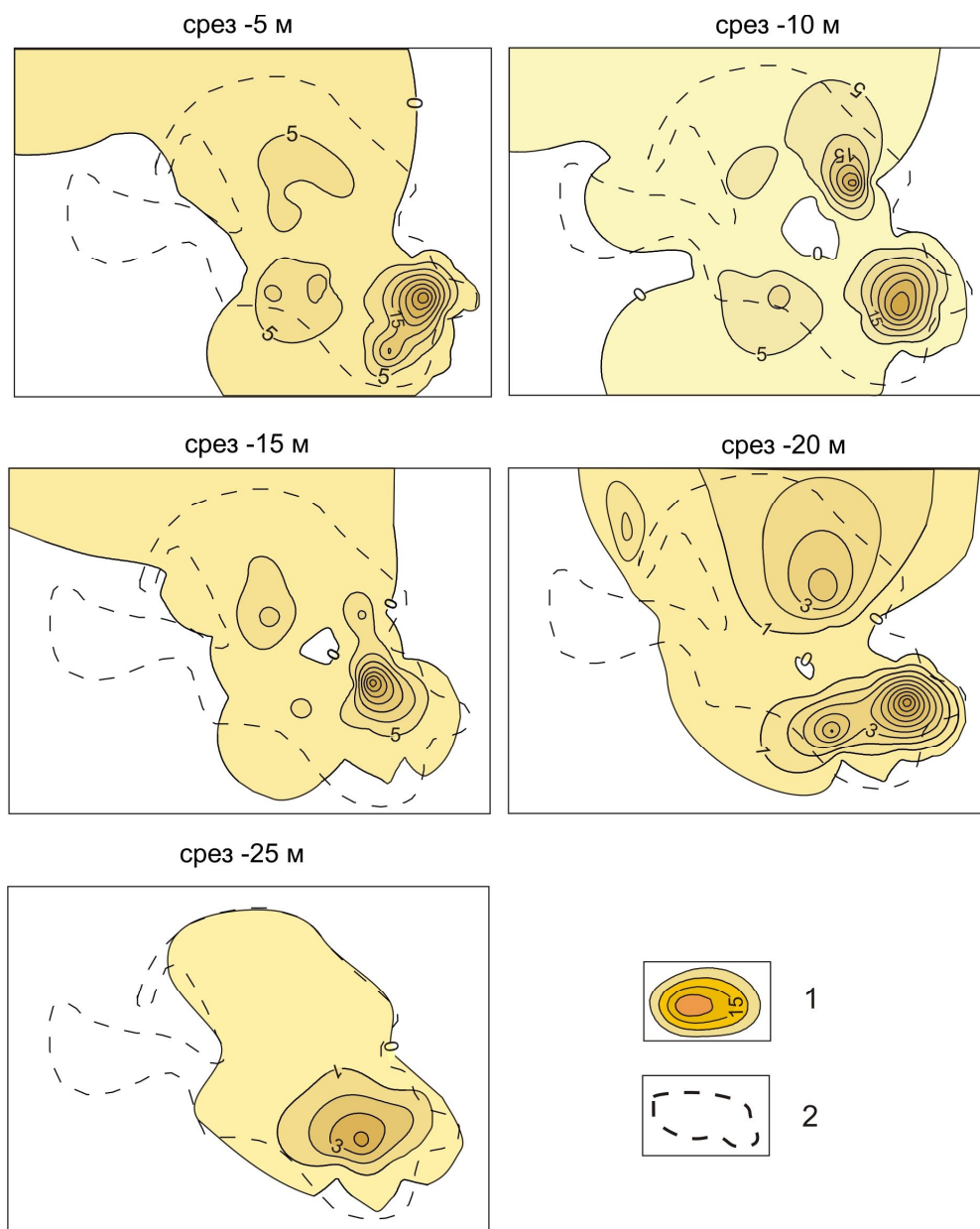


Рисунок 5.35 - Прогнозні карти-зрізи поширення хромітових руд на глибину в корі вивітрювання для Східно-Липовеньківського масиву: 1 - ізолінії вмісту  $Cr_2O_3$ ; 2 - контур поширення нонтронітової кори вивітрювання

## 5.7 Форма і просторове положення покладів хромітових руд в корах вивітрювання

За результатами моделювання на Східно-Липовеньківському масиві визначені геометричні параметри покладів екзогенних хромітових руд і границі поширення зруденіння. У процесі побудови моделі виявлені локальні ділянки підвищеної концентрації  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  і встановлено загальний напрямок зміни концентрації корисного компонента. Просторова модель покладів хромітових руд також враховує особливості будови і поширення рудної мінералізації в охристо-нонтронітових товщах аналогічних уже розроблювальних родовищ Західні Липовеньки і Шкільний.

З рисунків 5.36 видно, що всі аномально високі вмісти хрому приурочені до південно-східної приконтальної частини масиву. Звертає на себе увага мінливість форм ореолів і вміст корисного компонента зі зміною глибини. Різка зміна вмісту  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  по латералі до глибини 5-7м обумовлено ерозійними процесами розмиву поверхні структурної кори з наступною акумуляцією важкої фракції в дрібних негативних формах.

При інтерпретації дані розвідки на основі мінімально промислових вмістів виділено два ізометричні поклади хромітових руд північно-східного простягання. Нижня границя покладів проведена по зоні дезинтеграції серпентинітів, а всі інші з урахуванням бортового вмісту  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , прийнятого в 5% при мінімально промисловій потужності руд у 0,5 м (рис. 5.36).

На рисунках наочно представлено положення рудних покладів у плані відносно серпентинітового масиву. Умовно поклади поділені на південну і північну. У плані рудні поклади мають конусоподібну форму з поступовим виклинцюванням у північно-західному напрямку вниз по схилі, підкреслюючи основний напрямок розмиву поверхні кори.

Найбільша концентрація  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  приурочена до границі кори і четвертинних відкладень, досягаючи вмісту 45%, поступово зменшуючись як по вертикалі, так і по горизонталі в північно-східному напрямку, що наочно відображено ізолініями вмісту на рисунку 5.35. Середня глибина розкриття рудних тіл відносно витримана і складає

13,5 м, що говорить про площинне поширення руд у корах вивітрювання у відмінність від крутопохилого залягання в корінних породах. Кут нахилу поверхні хромітоносної кори в межах масиву складає 5-7°, представляючи положистий схил убік р. Мокра Деренюха. Середня потужність рудної товщі по родовищу складає 15м з виклиньцюванням потужності до периферії.

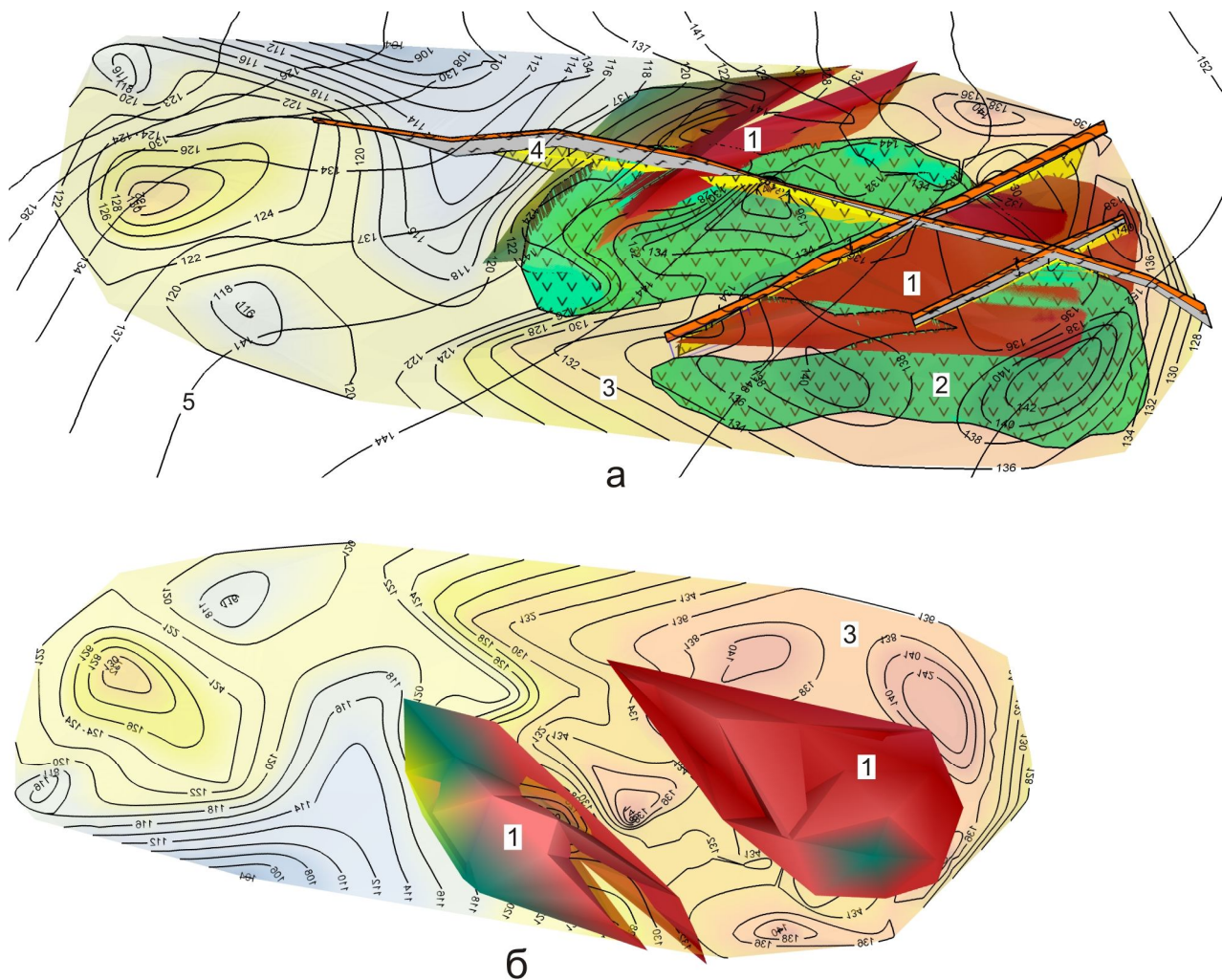


Рисунок 5.36 - Тривимірне зображення рудних покладів у корі вивітрювання:

а) вид у плані, б) вид з низу; 1 - поклади хромітових руд, 2 - серпентинітовий масив, 3 - ізолінії покрівлі кори вивітрювання, 4 - неоген-четвертинні відкладення (суглинки, глини, глинисті піски), 5 - горизонталі поверхні

Так, на рисунку 5.36а рудні поклади на 2,5м "заходять" у третично-четвертинні відкладення, що представлені сірими глинистими пісками з густою вкрапленістю і рідше уламками хромітів. Наявність піщано-глинистих відкладень підтверджує інтен-

сивні ерозійні процеси розвитку схилу, що ведуть до площинного зараження не тільки нонтронітових, але і поверхні над каолін-монтмориллонітовими корама вивітрювання. У цілому, для Східно-Липовеньківського масиву перспективна зона хромітового зруденення контролюється загальним напрямком зниження палеорельєфа в північно-західному напрямку. Локальні підвищення концентрації руд викликані процесами площинного розмиву верхньої частини хромітоносної товщі, де дрібні негативні форми поверхні кори на шляху потоку виступають колекторами важких фракцій.

На сусідніх ділянках Західному і Шкільний при відпрацьовуванні руд силікатного нікелю часто сумісно зустрічаємі багаті лінзоподібні поклади хрому характеризуються різноорієнтованістю рудних тіл. Дана особливість залягання значно ускладнює визначення параметрів тіл і подальше цілеспрямоване ведення добувних робіт на хроміти. Головною умовою при поширенні механічного ореола розсіювання є морфологічний тип схилу і його кути нахилу, а основними факторами служать водно-гравітаційні і водно-схилкові процеси переміщення матеріалу [4]. За аналогією із сусідніми масивами Західного і Шкільний, локальні збільшення вмістів хрому по розрізі присвячені до дрібних поглиблень заповненим перевідкладеним хромітом на границі кори і четвертинних відкладень. Аномально високі вмісти хрому на моделі усереднені.

Різна форма кривих вмістів викликана складною шпировою будовою, як самих корінних рудних тіл, так і впливом процесів денудації на первинні механічні ореоли. Таким чином, на тлі загального зниження рельєфу в північно-західному напрямку і нерівностями поверхні, викликані рельєфоутворенням, спостерігається деформація і перетворення форм первинних ореолів розсіювання (рис. 5.37). Подальші операції моделювання дозволяють значно полегшити геометризацию рудних покладів і дати прогноз ресурсів, визначити положення корінного джерела і проводити оперативну переоцінку запасів у міру розробки подібних родовищ.

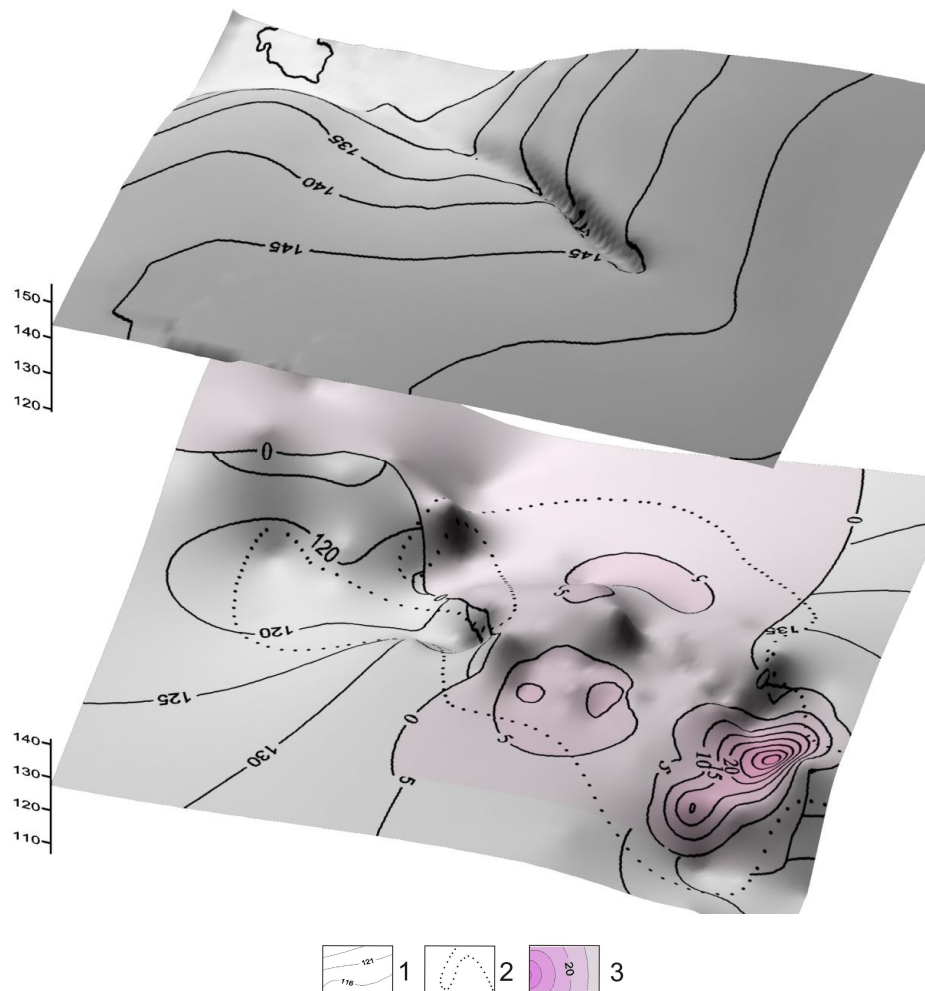


Рисунок 5.37 - Вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  по покрівлі кори вивітрювання з положенням щодо денної поверхні: 1 - ізолінії поверхонь; 2 - контур масиву; 3 - ізолінії вмісту  $\text{Cr}_2\text{O}_3$

## 6 ПРО МОЖЛИВИЙ ГЕНЕЗИС ВИВЧЕНОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ І ОЧІКУВАНИЙ ПРОМИСЛОВИЙ ТИП

## 6.1 Морфоструктурні типи хромітових руд у корах вивітрювання

Хромітові руди морфоструктурного типу "залозистих капелюхів" поширені над корінними рудами в зоні між проміжними і стійкими продуктами вивітрювання, рідше в зонах розвитку лінійних кор вивітрювання простежуються на глибини до 60м. Геометричні параметри в кілька разів ширше границь розвитку корінного зруденіння або рудною зоною з коритоподібними формами в розрізі з потужністю від 1 до 12м при ширині до 25 м і частим виклинцюванням потужності по падінню. Виділяється два класи крупності руд, основний (80 %) в інтервалі від 0,2 до 0,8 мм і другий від 1 до 5 мм. Колювання  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  у руді від 25% у нижньої найменш окисленої і до 5-10% у верхньої сильно вивітрилої частини. По якості руди даного типу відносяться до некондиційного. По мінералого-технологічних параметрах руди відносяться до гетит-хромітового типу за рахунок часткового або повного заміщення хромшпінелідів гідрооксидами заліза. Слабоконтрастні в гравімагнітних полях. Тип "залозистих капелюхів" формується в умовах відкритого рівнинного рельєфу з виходом на денну поверхню або на глибинах до 5 м, при достатку атмосферної вологи і температури вище  $+15\text{ }^\circ\text{C}$ , сильної тріщинуватості тіл (зони підвищеної проникності) і рН нижче 5.

Руди "псевдоплащеподібного типу" характеризуються майданним поширенням зі сполученням у плані конусоподібних і плащевидних форм при витриманості по площі і глибині рудної товщі. Концентруються на границі кори і неоген-четвертинних відкладень (0-3 м від покрівлі кори) при середній глибині розкриття 12-15 м, утворюють великі покриви з конусами розсіювання з потужністю від десятків см до 8,5 м і ширині до 100 м. Руди вкраплені, клас крупності від 0,04 до 0,315мм, хроміт-гідрослюдясто-глинистого типу. Руди бідні, вміст хромшпінелідів знижується в міру видалення від корінного джерела з 30 до 10%. Не відображаються в геофізичних полях. Даний тип руд відноситься до розсипів елювіально-делювіальних утворень латеритних кор вивітрювання сформованих при руйнуванні корінних джерел в умовах пологонаклонного рельєфу  $2-7\text{ }^\circ$ .

Руди типу "лінійно-втягнутих тіл" поширені на границі кори вивітрювання і неоген-четвертинних відкладень з витягнутими коритоподібними і лінзоподібними формами при потужності 0,5 - 3 м, ширині до 20 м, довжина більш 100 м. Руди вкраплені, вохристо-глинясто-хромітового і хроміт-кварц-гідрослюдиного мінерало-технологічного типів з основним класом крупності 0,4-0,1 і < 0,04 мм, при вмісті  $Cr_2O_3$  у руді 20-55%, є середньо-багатими по якості. Відображаються в гравімагнітних слабконтрастних в електричних полях. Поклади приурочені до негативних форм рельєфу і формуються на ділянках "довгоживучих" тимчасових водотоків при розмиві і перевідкладенні рудного матеріалу водними потоками на схилах 5-10° (перевідкладені елювіально-делювіальні утворення).

Тип "алювіальних розсипів" розповсюджений у підшві четвертинних відкладень за межами нонтронітової кори і хромітоносного масиву. Форма тіл стрічкоподібна, лінзоподібні рідше шароподібна, потужність від 10-30 см до 3 м, ширина від 1-5 м до 25 м, основний клас крупності 0,4-0,1 мм і < 0,1 мм. Руди рідковкраплені, змішаного типу з перевагою глинясто-кварц-хромітового складу з домішкою мінералів титана. Руди бідні, вміст хромшпінелідів на рівні бортового 5-9%. Слабконтрастні в гравімагнітних полях. Даний тип утворюється в місцях тимчасових водних водотоків на пологонаклонних ділянках поверхні 7-12 °.

## 6.2 Геолого-промислові типи вивченої мінералізації

Вивчена морфологія і будова хромітових рудних тіл у кар'єрах Шкільному і Західному чітко показала їхню крайню неоднорідність і істотний вплив на сучасне просторове поширення тектоно-метаморфічних і тектоно-метасоматичних процесів. У зв'язку із широким впливом накладених процесів ознаки магматичного генезису і, особливе обґрунтування їхньої приналежності до альпінотипного типу є досить проблематичним і, очевидно, засновано на поверхневому вивченні їхнього речовинного складу. Спираючись на отриманий нами в ході досліджень великий фактичний матеріал нами була почата спроба детального вивчення речовинного складу хромітових руд за допомогою оптичної й електронної мікроскопії, а також з обліком даних



щодобового хімічного аналізу одержуваних при збагаченні хромітових руд концентратів у період 2004-2009 р.р.

За результатами хімічного аналізу концентратів виділилося 3 групи хромітових руд незважаючи на істотне усереднення їхнього складу при видобутку, рудопідготовці і безпосередньо збагаченні. Перша група характеризується найбільш високим вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  у концентратах і має хімічний склад у наступному діапазоні:  $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 40-46,8\%$ ;  $\text{MgO} = 0,8-1,2\%$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11,2-12,4\%$ ;  $\text{Fe}_{\text{общ}} = 16-22\%$ ;  $\text{CaO}$  менше  $0,1\%$ ,  $\text{SiO}_2$  за счет примесей  $0,8-1,1\%$ .

Друга група характеризується наступним хімічним складом:  $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 36-42\%$ ;  $\text{MgO} = 0,9-1,8\%$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10,4-11,8\%$ ;  $\text{Fe}_{\text{общ}} = 20-28\%$ ;  $\text{CaO} = 0,1-0,5\%$ ;  $\text{SiO}_2 = 1,1-1,9\%$  (частина за рахунок включень і домішок). Третя група характеризується наступним хімічним складом:  $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 32-38\%$ ;  $\text{MgO} = 0,6-1,4\%$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9,2-14,6\%$ ;  $\text{Fe}_{\text{общ}} = 22-34\%$ ;  $\text{CaO} = 0,4-1,2\%$ ;  $\text{SiO}_2 = 1,5-3,4\%$  (частина за рахунок включень і домішок).

Відмінність концентратів, що намітилася, прогнозувалася, почасти, ще до відпрацьовування рудних тел. Так, третя група концентратів намічалася серед убогих руд у зв'язку з поширенням в убогих рудах акцесорного хроміту і магнетиту, що різко збільшують вміст загального заліза. Друга група концентратів прогнозувалася в блоках із тектонічними порушеннями, де спостерігається катаклиз хроміту і наступне екзогенне окремніння. Результати мікроскопічних досліджень і мікроаналіз хроміту й інших високовідбиваючих фаз підтвердили розходження, що намітилися, і дозволили установити у край високу неоднорідність хроміту.

У результаті мікроскопічних досліджень виявлена неоднорідність морфології зерен хроміту, що обумовлено різними умовами його утворення. Насамперед установлена наявність зерен гіпідіоморфної, у край рідко ідіоморфної, мікроструктури. Переважно гіпідіоморфні зерна поширені у вкраплених і плямисто-вкраплених рудах (рис.6.1 і 6.2). Розмір таких зерен, як правило,  $0,2-0,4$  мм, але іноді досягає і великих розмірів (до  $2-6$  мм). Дуже рідко фрагменти ідіоморфізму зерен зберігаються й у густовкраплених рудах серед шлірів. Практично всі гіпідіоморфні зерна розбиті тріщинками катаклаза, по яких відбувається роз'їдання хроміту серпентинітом.

Включення високовідбиваючих мінералів у гіпідіоморфних зернах практично не зустрінуто.

У масивних і суцільних рудах переважає хроміт ксеноморфної (рис.6.3) і гранобластичної (рис.6.4) мікроструктури. Ксеноморфні зерна характеризуються широким діапазоном розміру зерен, що у середньому коливається від 0,1 до 0,8 мм. Гранобластові зерна мають досить вузький діапазон по розмірі зерен (0,2-0,4 мм), але поширені у всіх типах руд, включаючи вкраплені. Також, як і гіпідіоморфні зерна, не містять мінералів з високою відбивною здатністю, але в обох різновидах спостерігається досить рідке виділення по кристалографічних напрямках овально-подовжених зерен шпінелі (рис. 6.5) і пластинок гематиту (рис. 6.6). На відміну від них, ксеноморфні зерна містять досить часто включення мінералів з високовідбиваючими здібностями, гематит утворює по краях зерен і мікротріщинках каймістї структури розпаду твердих розчинів (рис. 6.7), а в окремих зернах спостерігається безліч пойкилітових включень олівіну, піроксену, апатиту, слюди (?) і інших нерудних мінералів (рис. 6.8).

Ксеноморфні і гранобластичні зерна в різному ступені піддаються процесам катаклаза, що виражається в розвитку по них мікротріщин, микрзонок дроблення, відшаровуванні окремих частин зерен з наступним заміщенням їх серпентинітом. По окремим зонкам накладені процеси олівінізації і серпентинізації настільки інтенсивні, що хроміт заміщається наполовину зерен або від нього залишаються тільки релікти (рис. 6.9). При цьому спостерігається інтенсивне утворення мінералів з високою відбивною здатністю (рис. 6.10). Більш великі переважніше утворюються на границі серпентину і хроміту, а дрібні розосереджено, утворюють гніздові скупчення, виділяються безпосередньо в серпентиніті, що заповнює міжзерновий простір хроміту.

Крім описаних досить поширені хроміти катакластичної форми, утворення яких відбувалося в результаті брекчювання руд (рис.6.11). У таких хромітах не спостерігається процесів їхнього заміщення нерудними мінералами. Зерна представлені гострокутними уламками, що розосереджені серед нерудних мінералів (серпентиніту). Структура зерен хроміту відносно однорідна, їхній розмір коливається в діапазоні 0,05-0,2 мм і рідко перевищує більше 0,3 мм.

В обмеженій кількості серед суцільних і густовкраплених руд зустрічаються овально-подовжені близькі до нодулярної структури зерна хроміту (рис.6.12). Вони утворюють окремі скупчення серед зерен ксеноморфної і гранобластової структури, оконтурюються тонкою облямівкою серпентиніту, що нагадує за структурою келефітові облямівки в карбонатитах. Розмір зерен по подовженню від 0,1 до 0,4 мм. У таких зернах зустрічаються досить часто включення 5-15 мкм високовідбиваючих мінералів.

Серед суцільних і густовкраплених руд досить часто присутні зерна порфіробластичної структури розміром 0,3-2 мм, що мають також подовжено-овальну форму, але без облямівки серпентиніту. Вони серед ксеноморфних і гранобластичних дрібних зерен утворюють більш великі ( у 2-5 разів) зерна, що при наявності ознак полощатості завжди орієнтовані по довгій осі (рис. 6.13). По краях таких зерен спостерігається наростання за рахунок збірної кристалізації інших дрібних зерен хроміту з чітко помітними в масляній іммерсії коричнюватими внутрішніми ефектами. Украй рідко порфіробластичні зерна містять дрібні включення (5-10 мкм) мінералів з високою відбивною здатністю.

Для з'ясування особливостей складу по всім морфологічним різновидам хроміту проводився мікроаналіз на електронному мікроскопі РЕММА-102 А с енергодисперсійною приставкою. У результаті детальні дослідження дозволили установити, що вкраплені руди, де переважають гіпідіоморфні форми хроміти характеризуються підвищеним вмістом алюмінію і магнію, трохи зниженим звістом хрому і заліза. Подібна тенденція найбільш характерна для ідіоморфних форм, особливо в центрі зерен. При цьому додатково в них виявлена присутність титана, фосфору і кремнію, вмісти яких зростають на краю зерен (табл.6.1). У ксеноморфних катаклазованих і корродованих зернах (рис.6.14) така тенденція зберігається, однак концентрації хрому і заліза трохи вище, що може бути обумовлене як споконвічними умовами кристалізації, так і частковим скиданням надлишку в кристалічних решітках магнію й алюмінію.

У суцільних і густовкраплених рудах (зразки 1102/52,5; 3533/ 221,6-10), де хроміти представлені гранобластичними і ксеноморфними зернами, концентрації

хрому зростають до 52-53%, трохи підвищується вміст заліза на тлі зниження в 2 рази магнію й у 1,5 рази алюмінію (табл.6.1). При цьому істотних розходжень у складі хроміту в центрі зерна і на периферії не відзначається. Однак у новостворених за рахунок збірної кристалізації зонках на периферії зерна (рис.6.15) вміст хрому чітко зростає за рахунок зниження концентрації алюмінію (табл.6.1, зразок 3533/221.6, 10 б-3) і тут же з'являється кальцій, що можливо за рахунок іонної дифузії в кристалічних решітках або виборчому запозиченні із серпентиніту найбільше енергетично вигідних іонів. У гематиті, який виділився по краях зерен хроміту за рахунок розпаду твердих розчинів відзначається підвищений вміст нікелю до 7% і хрому до 1%.

Практично аналогічний склад хроміту відзначається в рудах із гранобластовим і нодулярним хромітом (зразок 3533/197,5), що обумовлено близькістю за часом і умовами їхнього утворення. Те ж спостерігається в суцільних рудах, де є присутнім сполучення ідіоморфних і ксеноморфних (рис.6.16) зерен хроміту (табл. 6.1, ш-14). Зміни в складі хроміту спостерігаються при катаклазі (брекчійованні) руд (рис. 6.17), що приводить до зниження вмісту хрому й алюмінію і збільшенню заліза (табл.6.1, ш-4). Особливо помітна подібна тенденція при накладенні ендегенного окварцювання (табл.6.1, ш-10), при якому спостерігається роз'їдання хроміту аж до утворення структур залишків від заміщення (рис.6.18). При цьому спостерігається зниження вмісту магнію до 5% і внаслідок ізоморфізму хром заміщається залізом, що сприяє утворенню субферрохрома або хроммагнетита.

Подібна тенденція спостерігається й у зонах метасоматичної переробки (рис. 6.19) з накладеної в подальшому інтенсивною серпентинізацією (табл. 6.1, 3536/166,5). У таких зонах вміст заліза в хроміті ще вище (до 46-47%) і спостерігається його ізоморфне заміщення не тільки хрому, але також магнію й особливо алюмінію. При цьому в кристалічні решітки разом із двовалентним залізом замість магнію надходить і марганець, вміст якого зростає до 1,4%.

Таблиця 6.1 — Атомний вміст мікроелементів в морфологічних різновидах хроміта

| № | № | Характеристика | Вміст елементів в атомн., % |
|---|---|----------------|-----------------------------|
|---|---|----------------|-----------------------------|

| п/п | зразка     | зерна хроміта    |       |       |       |      |       |      |      |      |      |      |
|-----|------------|------------------|-------|-------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|
|     |            |                  | Mg    | Al    | Cr    | Mn   | Fe    | Ti   | V    | Ca   | Si   | P    |
| 1   | 3-14       | Ідіоморфне       |       |       |       |      |       |      |      |      |      |      |
|     |            | 3-14а – 1, центр | 17,47 | 26,83 | 35,92 | 0,43 | 16,72 | 0,08 | -    | -    | 2,03 | 0,51 |
|     |            | 3-14а – 2, край  | 12,85 | 19,21 | 34,24 | 1,14 | 15,86 | 1,14 | -    | -    | 8,51 | 1,95 |
|     |            | Ксеноморфне      |       |       |       |      |       |      |      |      |      |      |
| 2   | 3-14       | корродоване      |       |       |       |      |       |      |      |      |      |      |
|     |            | 3-14, центр      | 15,01 | 23,32 | 41,22 | 0,56 | 19,89 | -    | -    | -    | -    | -    |
|     |            | 3-14, край       | 13,50 | 19,83 | 41,91 | 0,90 | 19,76 | -    | -    | -    | 3,56 | 0,38 |
|     |            | Ксеноморфне      |       |       |       |      |       |      |      |      |      |      |
| 3   | 1102/52,5  | 25-1             | 7,75  | 12,32 | 52,01 | 1,13 | 26,23 | 0,12 | -    | -    | 0,44 | -    |
|     |            | 25-2             | 6,47  | 11,55 | 53,62 | 1,58 | 26,02 | 0,05 | -    | -    | 0,72 | -    |
| 4   | 3533/221,6 | Гранобластове    |       |       |       |      |       |      |      |      |      |      |
|     |            | 10 б-1           | 8,19  | 15,45 | 52,87 | 0,05 | 22,82 | -    | -    | -    | -    | -    |
|     |            | 10 б-2           | 7,81  | 15,71 | 52,62 | 0,44 | 23,06 | -    | -    | -    | -    | -    |
|     |            | 10 б-3           | 6,18  | 7,80  | 60,06 | 0,46 | 24,55 | -    | -    | 0,84 | -    | -    |
|     |            | Гранобластова    |       |       |       |      |       |      |      |      |      |      |
| 5   | 3533/197,5 | 197,5-1          | 7,19  | 13,77 | 50,29 | 1,15 | 27,37 | 0,18 | -    | -    | -    | -    |
|     |            | Нодулярний       |       |       |       |      |       |      |      |      |      |      |
|     |            | 197,5-а 2        | 7,65  | 14,38 | 49,88 | 0,33 | 26,63 | 0,25 | -    | -    | -    | -    |
|     |            | Ідіоморфний      |       |       |       |      |       |      |      |      |      |      |
| 6   | Ш-14       | Ш-14-1, центр    | 8,70  | 14,57 | 48,60 | 1,0  | 25,83 | 0,17 | -    | 0,08 | 0,71 | 0,35 |
|     |            | Ш-14-2, край     | 9,20  | 14,63 | 48,72 | 1,03 | 25,18 | 0,20 | -    | 0,13 | 0,84 | 0,24 |
|     |            | Ксеноморфний     |       |       |       |      |       |      |      |      |      |      |
|     |            | Ш-14а1, край     | 9,57  | 14,76 | 48,25 | 1,13 | 24,91 | 0,08 | -    | 0,06 | 0,72 | 0,23 |
|     |            | Ш-14а2, центр    | 8,77  | 14,81 | 49,27 | 0,86 | 24,97 | 0,21 | -    | 0,13 | 0,74 | 0,14 |
|     |            | Ш-14а3, край     | 10,08 | 14,64 | 48,39 | 0,80 | 24,85 | 0,15 | -    | 0,02 | 0,80 | 0,25 |
|     |            | Катакlastичний   |       |       |       |      |       |      |      |      |      |      |
| 7   | Ш-4        | Катакlastичний   | 7,51  | 10,84 | 45,53 | 0,63 | 35,30 | 0,08 | -    | -    | -    | -    |
| 8   | Ш-10       | Катакlastичний   |       |       |       |      |       |      |      |      |      |      |
|     |            | Скелетний        |       |       |       |      |       |      |      |      |      |      |
|     |            | Ш-10 б-1         | 4,75  | 13,15 | 41,79 | 0,77 | 38,87 | 0,33 | 0,22 | -    | -    | -    |
|     |            | Ш-10 б-2         | 4,59  | 12,96 | 39,53 | 0,52 | 42,07 | 0,15 | -    | -    | -    | -    |
|     |            | Ш-10 б-3         | 4,39  | 13,27 | 39,57 | 0,71 | 41,83 | 0,04 | -    | -    | -    | -    |
|     |            | Ш-10 г-1         | 4,79  | 13,67 | 35,73 | 0,70 | 45,08 | 0,03 | -    | -    | -    | -    |
|     |            | 166,5 а 2        | 2,02  | 8,25  | 39,55 | 1,31 | 47,76 | 0,37 | 0,25 | -    | -    | -    |
| 9   | 3536/166,5 | 166,5 в 3        | 2,13  | 8,79  | 39,64 | 1,46 | 47,52 | 0,29 | 0,18 | -    | -    | -    |
|     |            | 166,5 д -1       | 2,04  | 8,15  | 40,64 | 1,19 | 47,67 | 0,14 | 0,17 | -    | -    | -    |
|     |            | 166,5 д -2       | 3,73  | 12,27 | 37,44 | 1,38 | 44,96 | 0,18 | 0,05 | -    | -    | -    |
|     |            | 166,5 д -3       | 2,44  | 9,50  | 39,36 | 1,35 | 46,55 | 0,46 | 0,19 | -    | -    | -    |
|     |            | 178,5 – 1        | 5,55  | 15,91 | 44,68 | 1,37 | 30,98 | 0,35 | -    | -    | 0,7  | 0,17 |
| 10  | 3533/178,5 | 178,5 – 2        | 5,57  | 16,33 | 44,52 | 1,13 | 31,15 | 0,22 | -    | -    | 0,58 | 0,12 |
|     |            | 178,5 – 3        | 5,33  | 13,65 | 46,50 | 1,20 | 31,92 | 0,14 | -    | -    | 0,88 | 0,20 |
|     |            | 178,5 – а1       | 5,17  | 15,11 | 44,82 | 1,25 | 32,38 | 0,09 | -    | -    | 0,63 | 0,19 |
|     |            | 178,5 – а2       | 5,19  | 15,08 | 45,28 | 1,38 | 31,90 | 0,20 | -    | -    | 0,51 | 0,19 |

У розглянутих зонах метасоматичної переробки відзначається утворення сульфоарсенідів і самородних елементів з рідкими землями. Разом з тим більше інтенсивне їхнє формування зафіксоване в менш інтенсивно перероблених рудах. Останні характеризуються наявністю сітки серпентинових і карбонат-серпентинових, іноді з флогопітом, прожилків. У хроміті спостерігається незначне збільшення вмісту заліза при незначному зниженні магнію, що вказує на ізоморфізм 2-х і 3-х валентного заліза в кристалічних решітках по магнію і хрому відповідно (табл.6.1, 3533/178,5). Зер-

на хроміту мають звичайну гранобластову або ксеноморфну форму (рис. 6.20), іноді помітні ознаки його перекристалізації.

Серед зон ендегенної метасоматичної переробки серед хромітових руд як у безпосередньо усередині зерен хроміту, так і в серпентиніті встановлені численні зерна високовідбиваючих мінералів (рис.6.22- 6.34). За допомогою мікроаналізу (додаток А) встановлено, що вони представлені переважно самородним сріблом з домішкою в різних кількостях рідких земель, сірки, іноді миш'яку і нікелю, а також рутенію, ренію, вісмуту, иттрию і родію (табл.6.2). Серед хромітових руд із гранобластовими і ксеноморфними зернами встановлені сульфідні нікелю і сульфоарсенідні нікельвміщуючі (вміст нікелю до 9%) без домішки інших елементів (табл.6.2). В вкраплених рудах з ідіоморфними зернами хроміту високовідбиваючих фаз не виявлено.

Таким чином, мікроскопічні дослідження дозволили установити присутність різних генерацій хроміту, що відрізняються як по морфології, так і по хімічному складу (рис. 6.23-6.34). Поряд з розглянутими раніше особливостями будови і морфології рудних тіл, характеру локалізації і поширення хромітової мінералізації на вивчених масивах можливо висловити деякі представлення про їхній генезис. На сьогоднішній день вивченості ми маємо наступні установлені факти.

1. Хромітове зруденіння локалізується в лежачих боках гіпербазитових масивів, що указує вплив ліквідаційних процесів при їхньому формуванні.

2. Наявність ідіоморфних і гіпідіоморфних зерен хроміту свідчить про вплив кристалізаційної диференціації при їхньому утворенні, що властива ренньомагматичним стадіям. Особливо це стосується убогих і бідних вкраплених руд.

3. Шлирова будова хромітових рудних тіл, відсутність чітких границь між рудами і породами, що вміщують, також указує на ранньомагматичну стадію їхнього формування.

4. По хімічному складу встановлено три різновиди хромітів:

- глиноземістий високомагнезально-хромістий з вмістом заліза і низьким хромом, що характерний для вкрапленого зруденіння (Mg 13-18%, Al 19-26%, Fe 15-20%, Cr 34-42%);

- середньохромістий з помірним вмістом магнію (6-10%), алюмінію (12-16%) і заліза (22-27%), хрому (48-54%), що характерний для масивних руд і шлірових скупчень незалежно від ступеня ідіоморфізму хроміту;

- високозалізістий тип зі зниженим магнієм (2-6%), широким діапазоном по алюмінію (8-16%), зниженим вмістом хрому (37-46 %) і високим заліза (30-48%), що характерний для зон метасоматичної переробки з підвищеним вмістом летучих (сульфоарсенідів), де хроміт найчастіше утворює сидеронітові мікроструктури. Також такий хроміт формується в зонах брекчіювання й ендегенного окварцювання.

5. Багаті лінійно-витягнуті рудні тіла хромітів мають різкий тектонічний контакт із бідними хромітовими рудами, що вказує на їхнє більш пізніше походження.

6. Рудні тіла мають невелику довжину і потужність, формуючи зону із серії зближених тіл, що простежуються по падінню на значну глибину (більш 650 м) без ознак виклинцювання, зберігаючи свою потужність і якість у межах рудної зони.

7. Хроміти в деяких частинах рудних тіл піддаються перекристалізації з утворенням гранобластичних і порфіробластичних мікроструктур, що обумовлено впливом гранулітової фації метаморфізму.

8. Наявність нодулярних структур хроміту з келефітовими облямітками серпентину, підвищений вміст у них летучих сульфоарсенідних фаз, що переважає поширення рідких платиноїдів указує на наявність процесів пізньомагматичного формування визначеної частини хроміту.

9. В окремих зонах хромітового зруденіння встановлена срібно-рідкометальна мінералізація з рутенієм, родієм, ренієм і вісмутом, що характерна для карбонатитового генезису.

10. Наявність хромітової мінералізації в кальцифірах з рівноважним взаємовідношенням хроміту і карбонату свідчать про їхнє одночасне утворення в магматичну або метасоматичну стадію.

11. Жили багатих руд мають різне орієнтування по простяганню аж до перпендикулярних перетинань.

Приведені вище факти є трохи суперечливими і навіть частково взаємовиключними. Однак на наш погляд дане є наслідком многостадійної полігенетичної приро-

ди формування хромітового зруденіння в гіпербазитах Побузького рудного району. Так, приуроченість хромітового зруденіння до лежачих боків масивів свідчить про початкові стадії ліквідаційних процесів, у результаті яких у магматичному джерелі відбулося виділення внаслідок кристалізаційної диференціації речовини з нагромадженням його в придонній частині. У всьох боках масивів зруденіння відсутнє, а концентрація хрому не перевищує кларкових вмістів, характерних для ультрабазитів.

Шлірова будова рудних тіл, ідіоморфізм хроміту у вкраплених рудах і його високоглиноземисто-магнезіальний склад вказує на ранньомагматичну стадію формування. При цьому, ознаки ліквідаційних процесів рудної речовини що намітилися при крутонахиленному заляганні масивів сприяли деякому збагаченню хромітів на більш глибоких горизонтах, що встановлено при глибокому бурінні на Південно-Капітанівському масиві. В міру насичення хромітом "донних" частин масивів відбувалося збільшення їх хромістості з помітним зниженням вмісту магнезії й алюмінію. У цілому відбувалося вирівнювання хімічного складу при досягненні рівноваги між силікатною і рудною складовою, що сприяло формуванню на всіх масивах ідентичного по складу хроміту, представленого хромпікотитом.

На пізньомагматичній стадії внаслідок аутометасоматичної олівінізації гарцбургітів, ознаки якої нами встановлені петрографічними методами, відбувалося подальше вивільнення шпінельутворюючих окислів з утворенням алюмохроміта, що містить підвищену кількість летючих сульфоарсенідів із платиноїдами. У результаті впливу тектонічних напруг і виникнення ослаблених зон при остиганні, частина рудної речовини вичавлювалася в тріщини, формуючи густовкраплені і суцільні руди. Подібні тектонічні контакти встановлені на кар'єрах Західний і Шкільний, де також спостерігалися жили хроміту з перпендикулярними відгалуженнями по горизонтальних тріщинах. Можливо завдяки такому механізмові сформувалися жили хромітів різного орієнтування при переважному північно-північно-західному простяганні, що збігається з напрямком основного Капітанівського глибинного розламу.

Надалі при формуванні силікатно-карбонатних і дайок кислих порід на магматичній або метаморфічній стадії хромітові руди піддавалися по окремих ослаблених



зонах тектоно-метасоматичній переробці. У результаті всі хромітові руди підлягали в різному ступені катаклазу, по окремих зонах брекчійованню, що нерідко супроводжувалося окварцюванням, або метасоматичній переробці з накладеною флогопітизацією (слудитизація) і серпентинизацією. Унаслідок впливу подібних накладених процесів у хромітах зростає вміст заліза і падають вмісти хрому, магнію і, почасти, алюмінію. У подібних зонах метасоматозу серед хромітів формується срібно-рідкоземельна мінералізація з рідкими платиноїдами, ренієм і вісмутом, що характерно для карбонатитового генезису.

Метаморфізм гранулітової фації не викликав істотних перетворень у хромітових рудах. Його вплив проявився в утворенні порфіробластичних зерен хроміту, розвиток гранобластичних структур, в утворенні структур розпаду твердих розчинів шпінелі і гематиту і корозії хроміту серпентином при діафорезі. Постмагматична сдвигова тектоніка привела до горизонтального і вертикального зсуву рудних тіл і зон на 5-80 м і масовому катаклазу, особливо великих зерен хроміту.

Наявність у всіх гіпербазитах силікатно-карбонатних порід, що ми раніше класифікували як прояви примітивного карбонатитового магматизму [68], прояви в хромітах і що вміщують гіпербазити кислих породах рідкоземельної мінералізації, характерної для карбонатитів, сполучення ознак ранньо- і пізньомагматичних умов формування хромітів, окремі знахідки в гіпербазитах алмазів, краще поширення рідких платиноїдів, вісмут-рені-срібна мінералізація, широкий розвиток флогопітизації в гіпербазитах дозволяють зробити висновок про приналежність хромітового зруденіння до карбонатитового генезису. У зв'язку з цим прояви ільменіт-гематитової і вольфрамкової мінералізації у формі шееліта в крайових частинах ультрабазитових масивів також може бути обумовлена карбонатитовим магматизмом. наявність родовища рідких земель у корах вивітрювання Хащеватського масиву, розташованого поблизу Побузького рудного поля, постійні знахідки на рівні геохімічних аномалій рідких земель у всіх гіпербазитових масивах, а золото-срібної мінералізації на їхньому виклинцюванні уздовж глибинних розламів дозволяють віднести гіпербазити Побузького рудного району до ділянки прояву ранньодокембрійського карбонатитового магматизма з центральною частиною в районі Сухоташликської кільце-

вої структури (рис.3.1). З даних позицій хромітове зруденіння варто віднести до своєрідного металлогенічної спеціалізації ранньодокембрійського карбонатитового магматизма, що має більш широкий спектр корисних копалин крім хрому і силікатного нікелю. При достатньому підході до пошуків і розвідки в Побузькому рудному полі можуть бути відкриті родовища таких корисних копалин як золото, срібло, вісмут, рідкі землі, титан, уран-торий, реній, платиноїди, вісмут вольфрам, алмази, апатит, вермикуліт, гранат, шпінель, високоякісний каолін і полевошпатово сировина в зонах метасоматичної переробки порід, що вміщують, і їхній фельдшпатизації. У зв'язку з отриманими висновками в наступному підрозділі постараємося розкрити пошукові критерії не тільки на хромітову, але і на супутню мінералізацію і дати рекомендації з її пошуків.

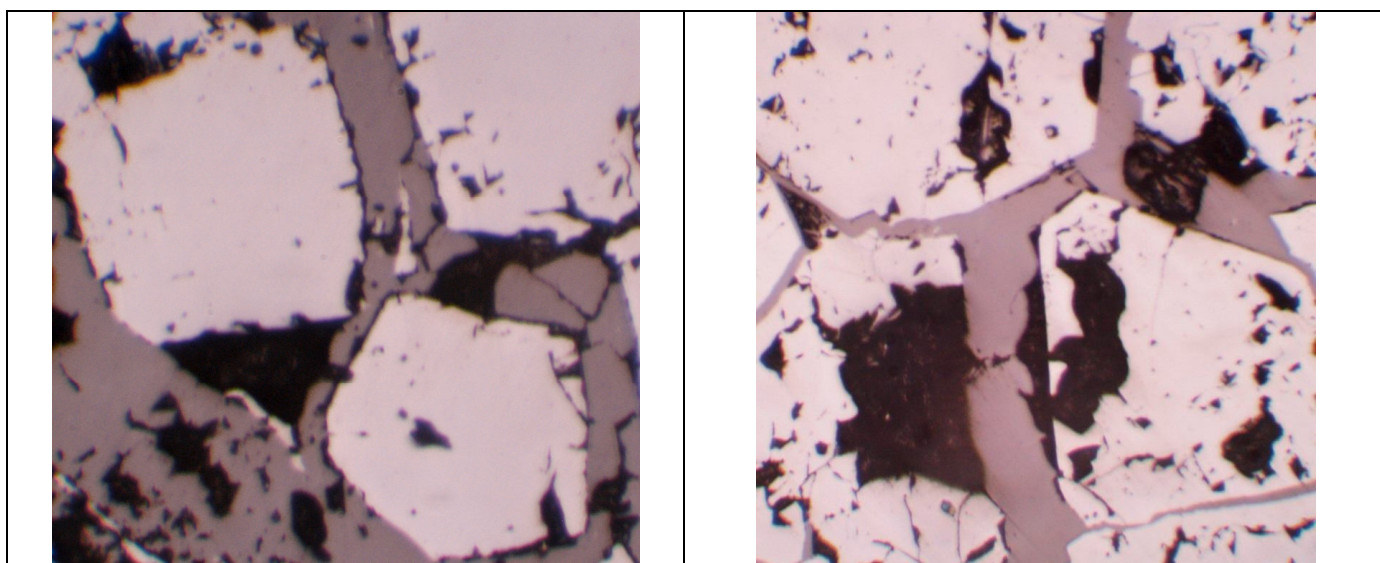


Рисунок 6.1 – Ідіоморфна мікроструктура хроміта у вкраплених рудах. Зр. № 3-14, відбите світло, ув 140х.

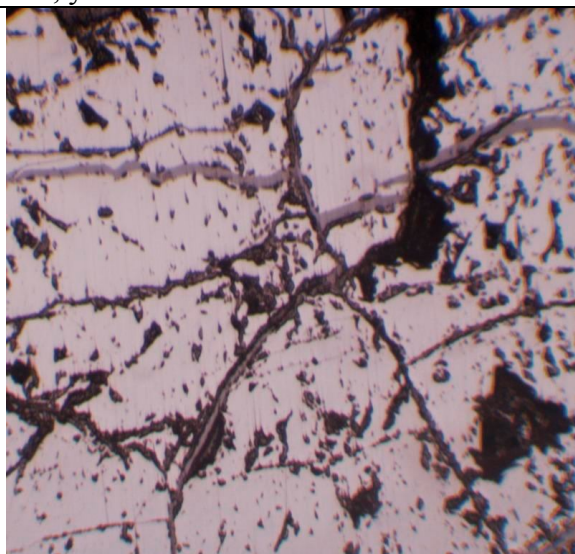


Рисунок 6.2 – Гіпідіоморфна мікроструктура хроміта в плямисто вкраплених рудах. Зр. № 3-13, відбите світло, ув. 120х.

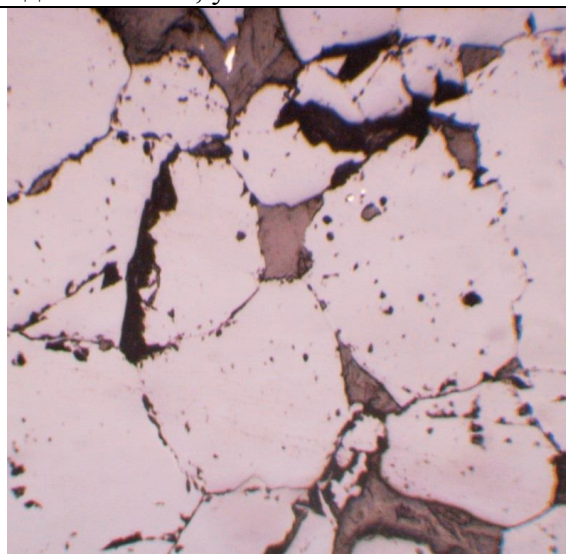


Рисунок 6.3 – Ксеноморфні зерна хроміта в суцільних багатих рудах. Зр. № 3-3, відбите світло, ув. 120х..

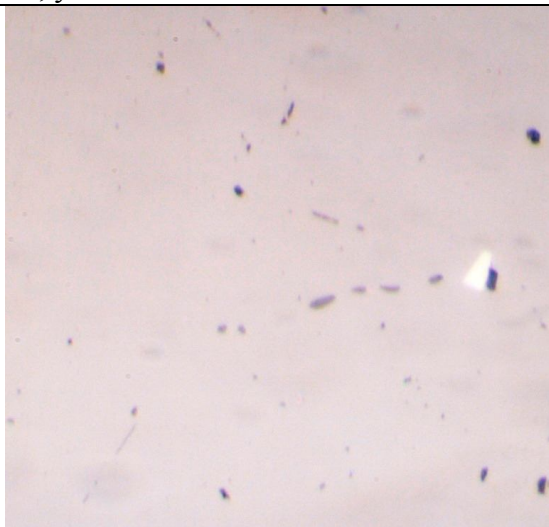


Рисунок 6.4 – Гранобластова мікроструктура хроміта в плямисто вкраплених рудах. Зр. № 3533/178,5, відбите світло, ув.110х.

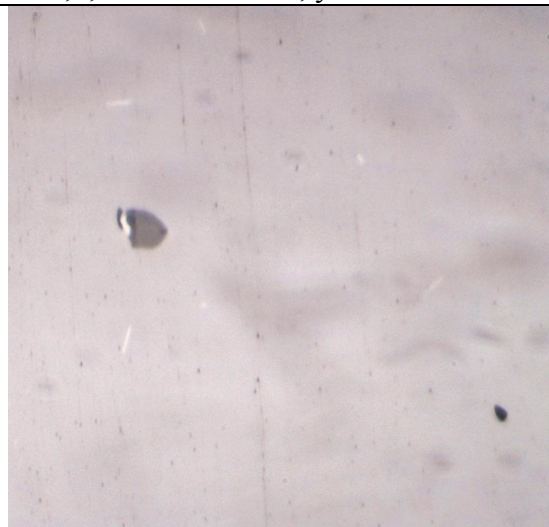


Рисунок 6.5 – Мікроструктура розпаду твердих розчинів шпінелі і гематиту в хроміті. Зр. № 3-5, відбите світло, ув.340х.



Рисунок 6.6 – Мікроструктура розпаду твердих розчинів пластинок гематита в хроміті. Зр. № 3-5, відбите світло, ув.340х.



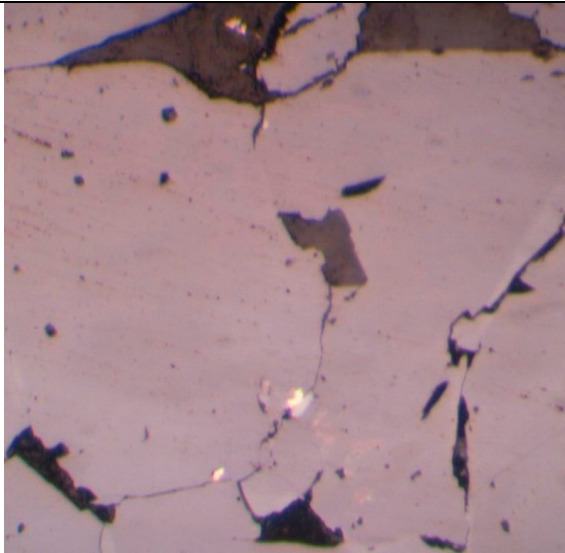


Рисунок 6.7 – Включення в хроміті високовідбиваючих мінералів по краях зерен і по тріщинам. Зр. № 3533/178,5, відбите світло, ув.110х.

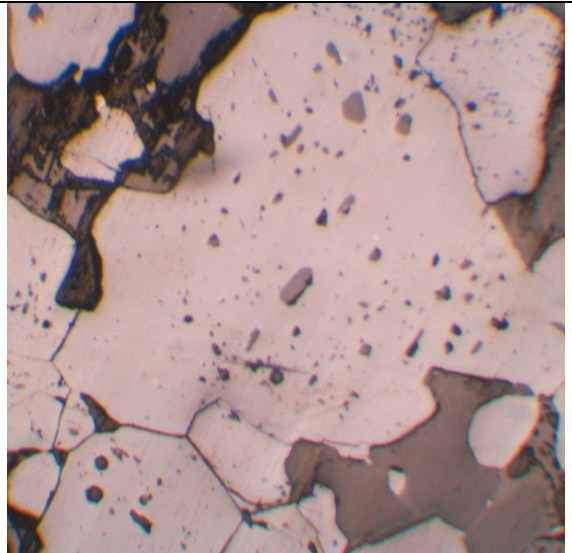


Рисунок 6.8 – Гранобластова мікроструктура хроміта в плямисто вкраплених рудах. Зр. № 3533/221,6, відбите світло, ув.110х.

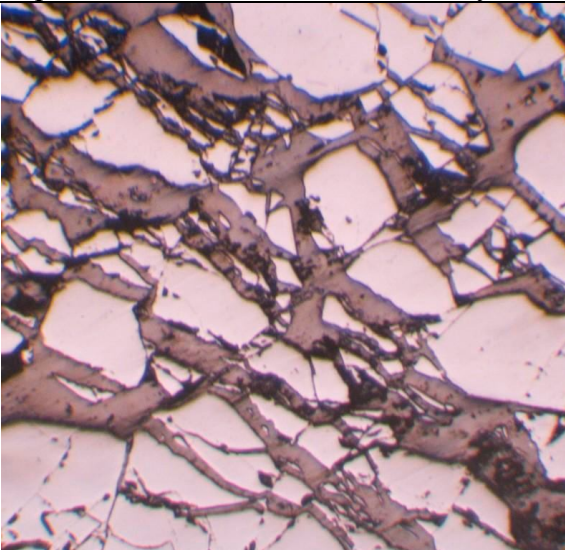


Рисунок 6.9 – Заміщення хроміту серпентином. Зр. № 3536/165,5, відбите світло, ув.120х.

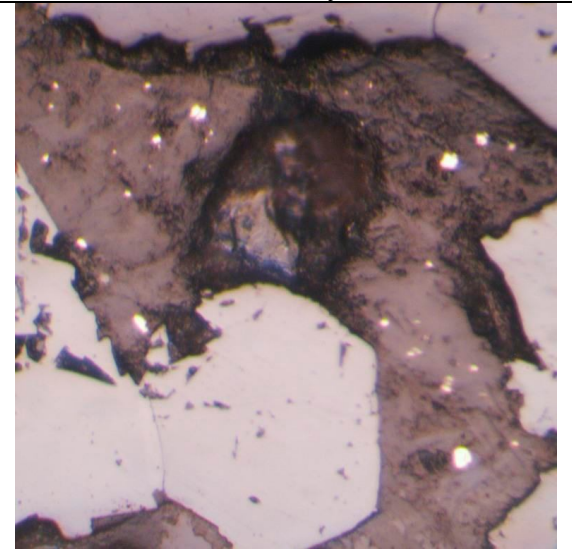


Рисунок 6.10 – Утворення сульфоарсенідів при серпентинізації. Зр. № 3536/165,5, відбите світло, ув.130х.

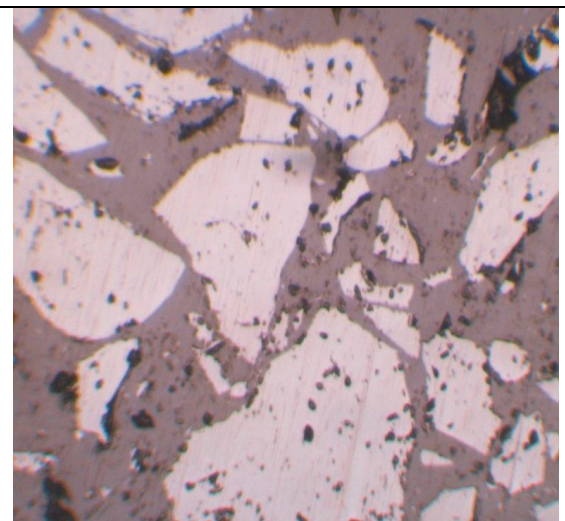


Рисунок 6.11 – Катакластична структура хромітової руди. Зр. № Ш-4, відбите світло, ув.130х.

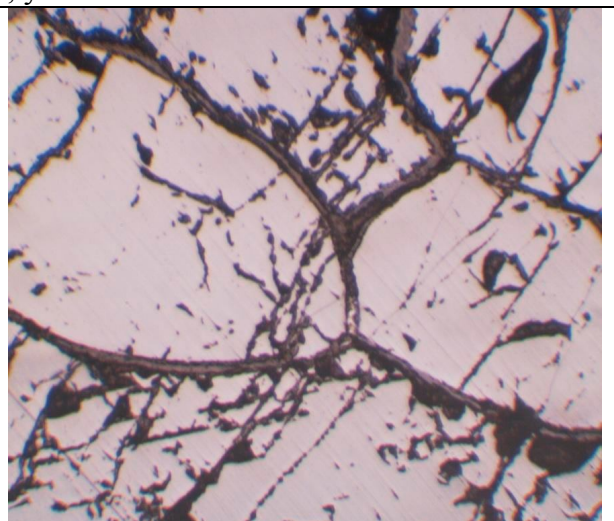

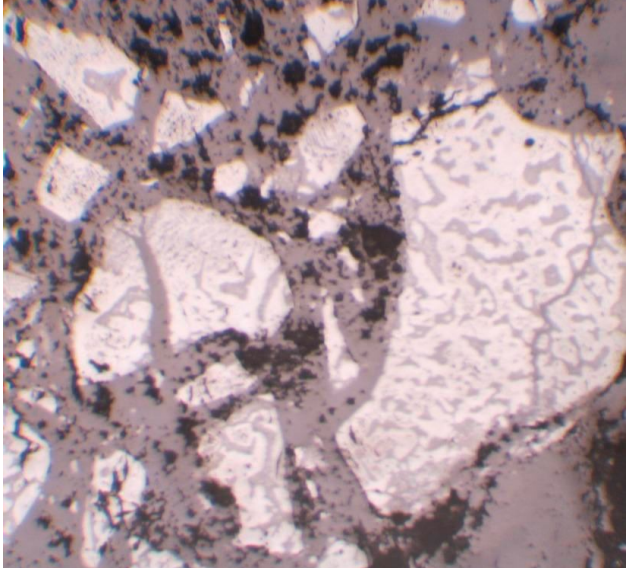
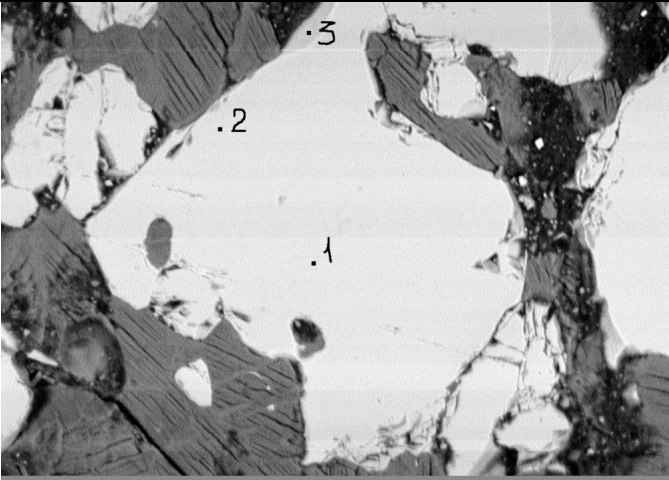
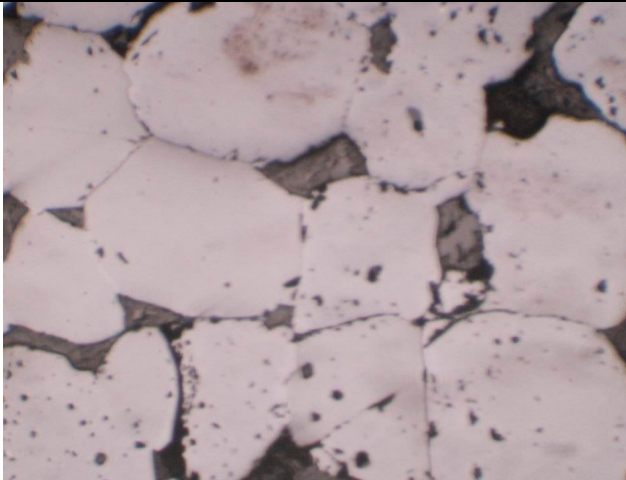


Рисунок 6.12 – Утворення овальних зерен хроміта з кайомкою серпентина. Зр. № 3-3, відбите

|  |   |
|--|---|
|   | <p>світло, ув.130х.</p>                                     |
| <p>Рисунок 6.13 – Гранобластична структура хроміта. Зр. № 1102/52,5, відбите світло, ув. 110х.</p>                                   | <p>Рисунок 6.14 – Графічна мікроструктура заміщення хроміта кварцем. Зр. № Ш-14, відбите світло, ув. 120х.</p>                                |
|    |    |
| <p>Рисунок 6.15 – Точки проведення мікроаналіза в гіпідіоморфному зерні хроміта. Зр. № 3533 /178,5. Фото у відбитих електронах..</p> | <p>Рисунок 6.16 – Сполучення гіпідіоморфних і гранобластичних зерен хроміта в суцільних рудах. Зр. №3533/178,5, відбите світло, ув. 110х.</p> |

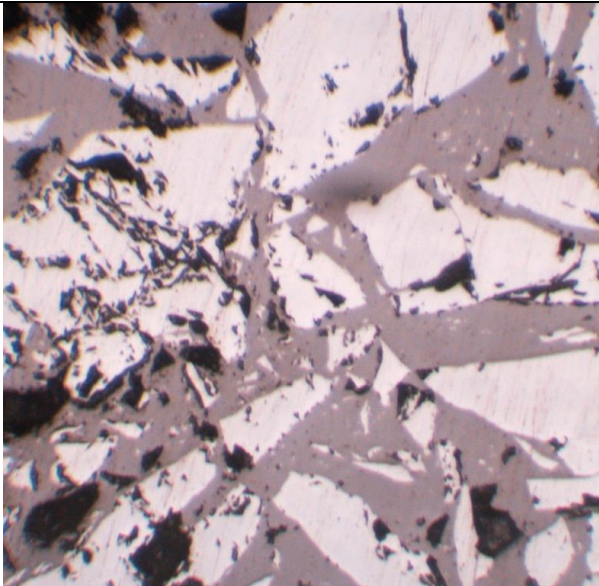


Рисунок 6.17 – Катакластична структура хромітової руди. Збр. № Ш-4, відбите світло, ув. 130х.

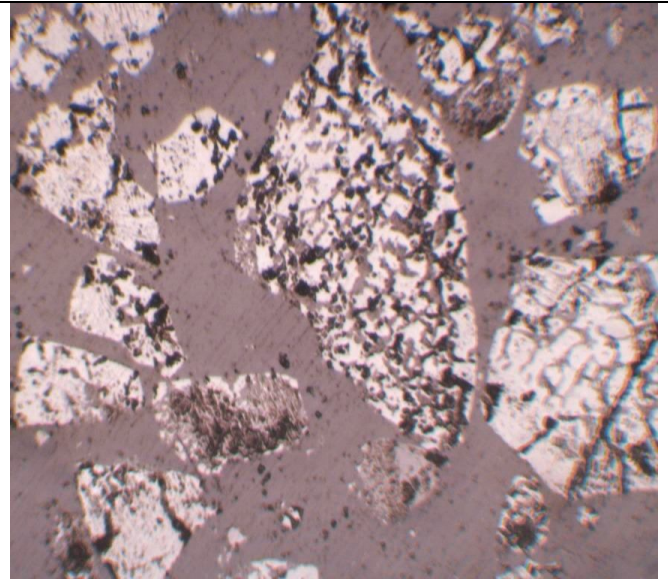


Рисунок 6.18 – Структури залишків від заміщення. Зр. № Ш-10, відбите світло, ув. 120х..

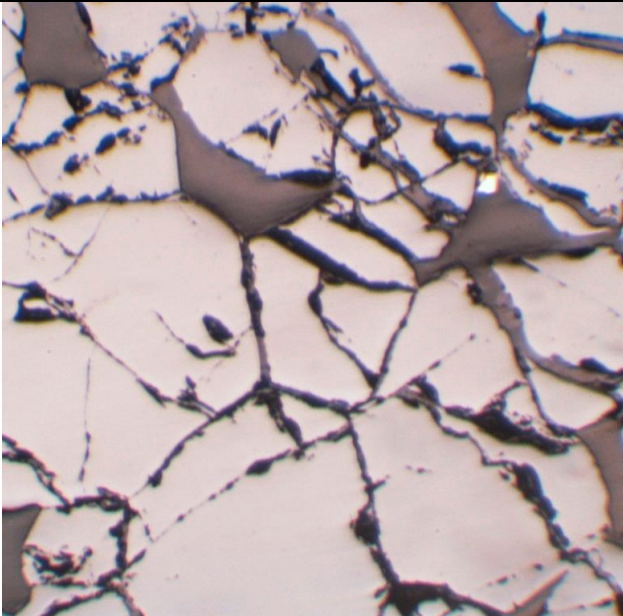


Рисунок 6.19 – Роз'їдання хроміта серпентином по тріщинах катаклаза з виділенням сульфоарсенідів. Зр. 3536/165,5, відбите світло, ув. 120х

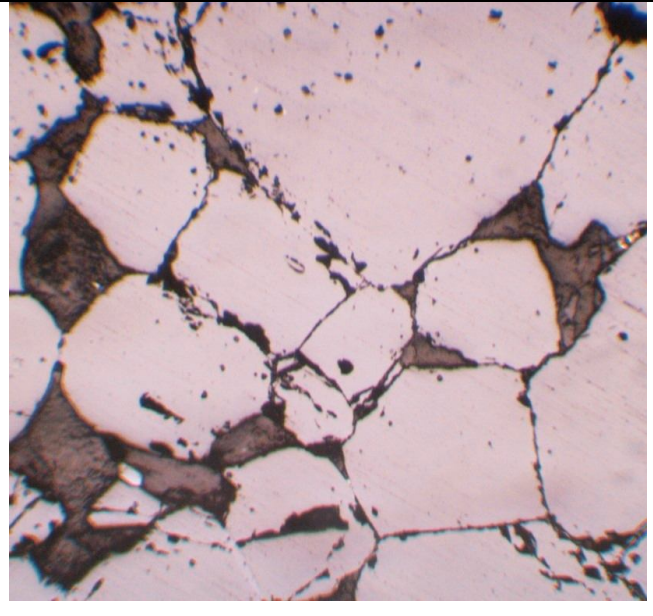


Рисунок 6.20 – Гранобластова і ксеноморфна структура хроміта з елементами перекристалізації. Зр. № 3533/178,5, відбите світло, ув. 140х.

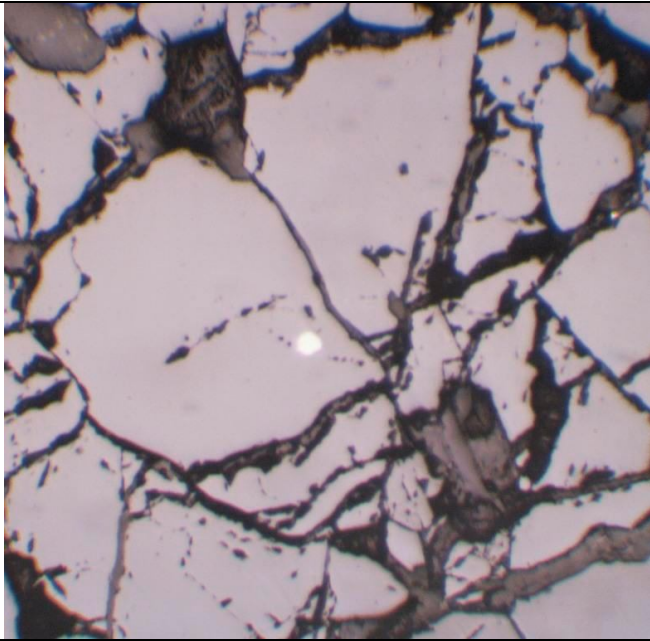


Рисунок 6.21 – Включення округлих зерен високовідбиваючих мінералів в хроміті. Зр. 3536/165,5, відбите світло, ув. 140х.

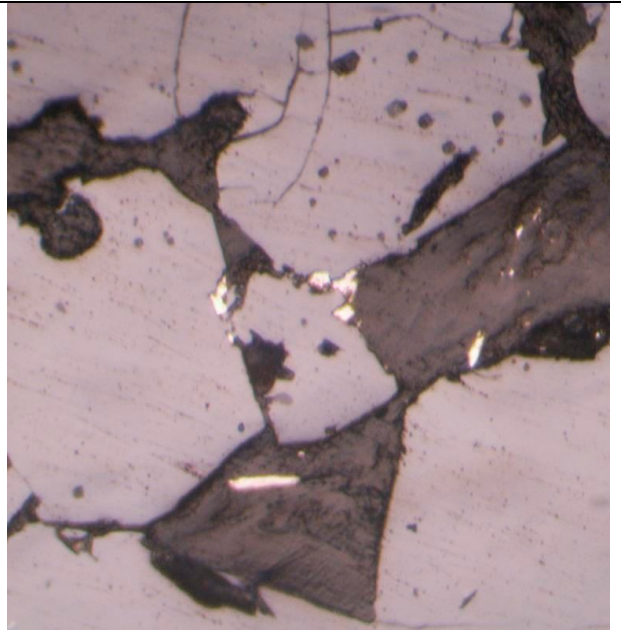


Рисунок 6.22 – Утворення мінералів з високою відбивальною здібністю по краях зерен хроміта и в серпентині. Зр. 3533/178,5, відбите світло, ув. 130х.

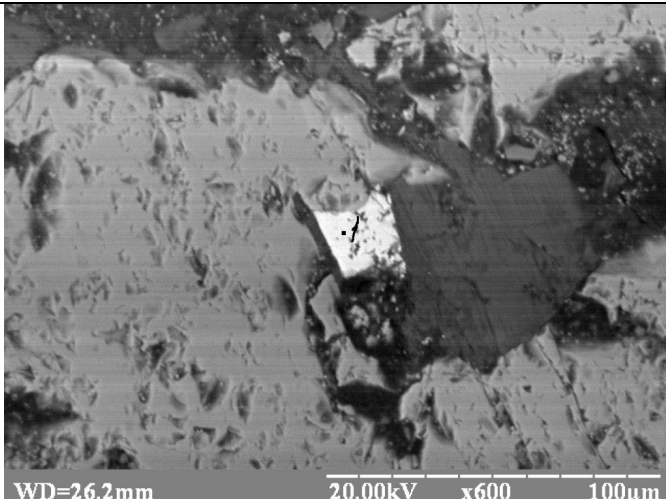


Рисунок 6.23 – Утворення гіпдіоморфного нікеліна на контакті з хромітом. Зр.3533/221,5.

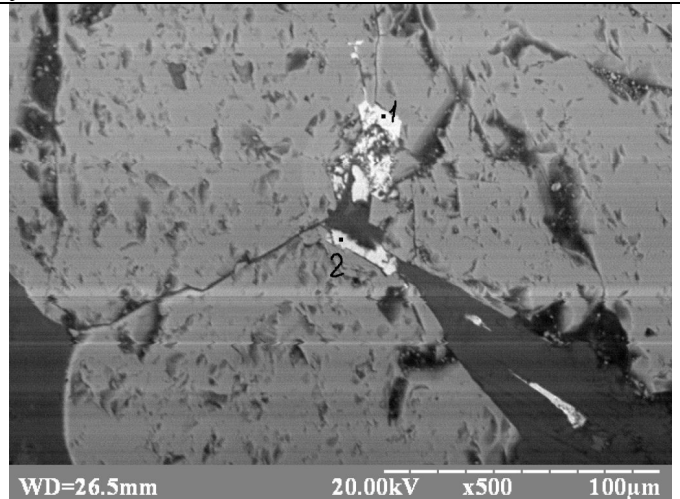


Рисунок 6.24 – Утворення нікеліна в хроміті. Зр.3533/221,5а-1 и 2.

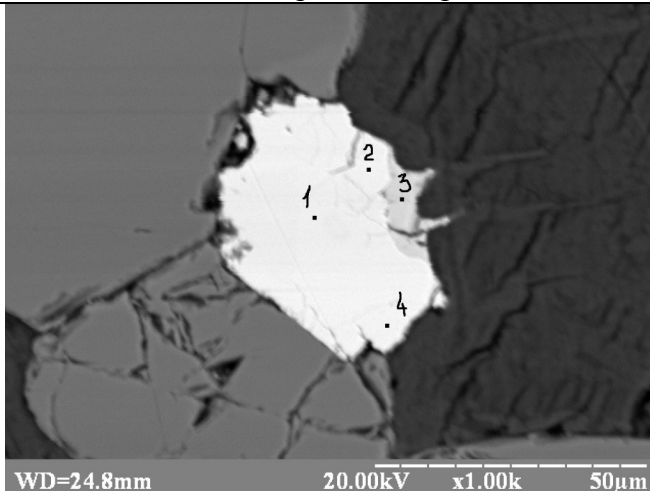


Рисунок 6.25 – Многофазне зерно нікельвміщуючого сульфоарсеніда на контакті з хромі-

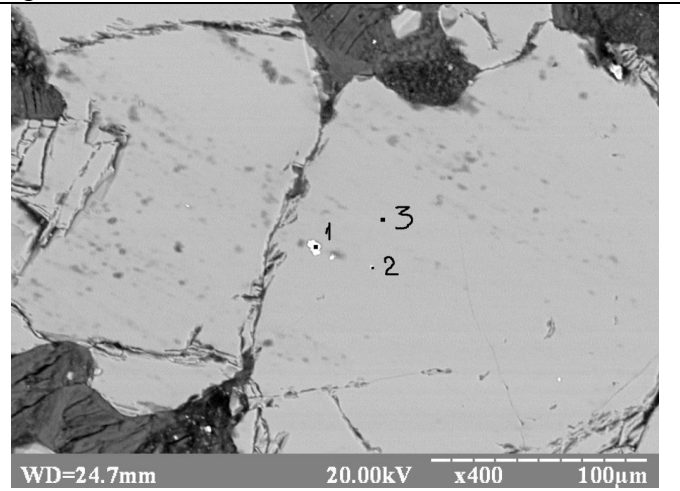


Рисунок 6.26 – Включення самородного срібла з миш'яком та сіркою в-1 и лаурита в-2 в хроміті.

том. Зр.3533/178,5 б-1, 2, 3 и 4.

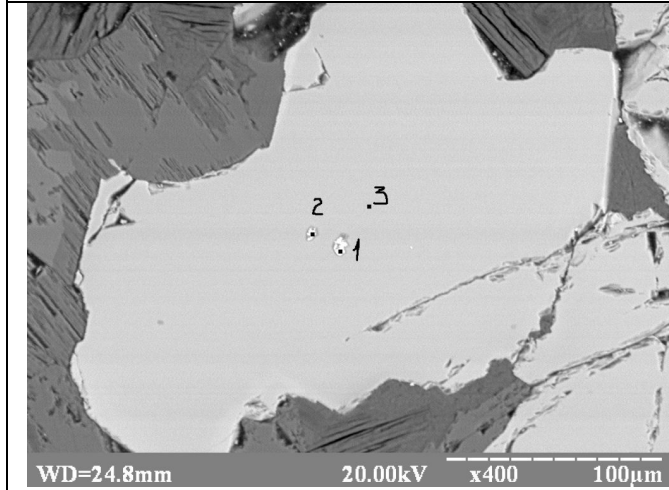


Рисунок 6.27 – Включення самородного срібла з сіркою, рутенієм, ренієм, вісмутом та рідкими землями в хроміті. Зр.3533/178,5 г-1 и г-2.

Зр.3533/178,5 в-1 и в-2.

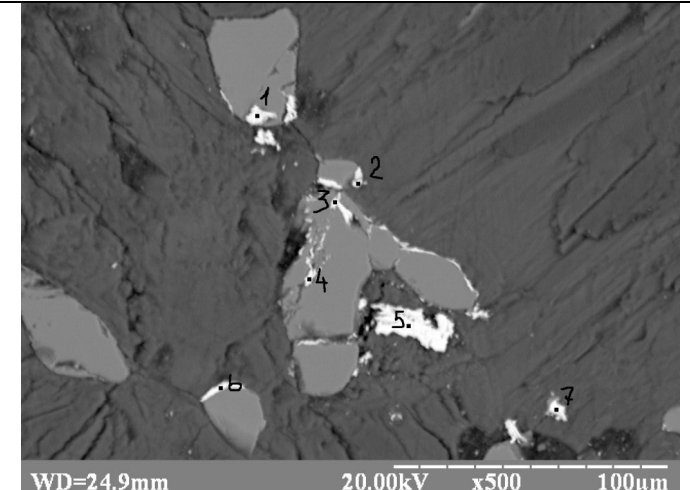


Рисунок 6.28 – Включення самородного срібла з миш'яком та сіркою, рутенієм, рідкими землями, родієм і іттриєм без миш'яка (д-5, д-6, д-7) по краях і тріщинах в хроміті. Зр.3533/178,5 д-1 – д-7.

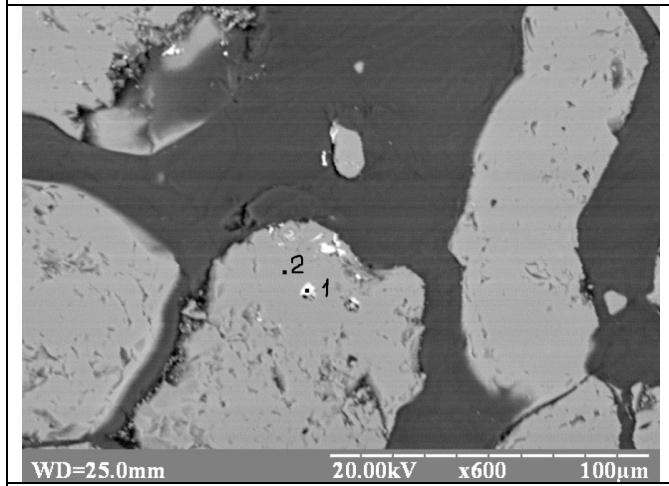


Рисунок 6.29 – Включення самородного срібла з миш'яком, рутенієм, ренієм, вісмутом, ртуттю та рідкими землями в хроміті. Зр.3533/197,5 – 1.

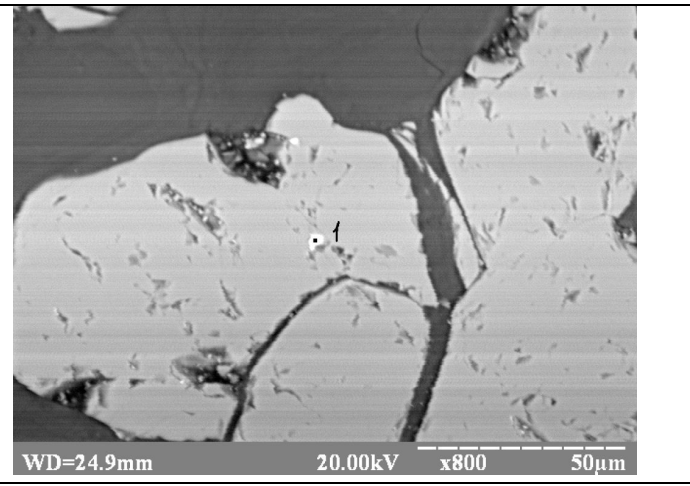


Рисунок 6.30 – Включення самородного срібла з миш'яком (9,18%), міддю (22,92%) та цинком (11,14%) в хроміті. Зр.3533/197,5 б-1.

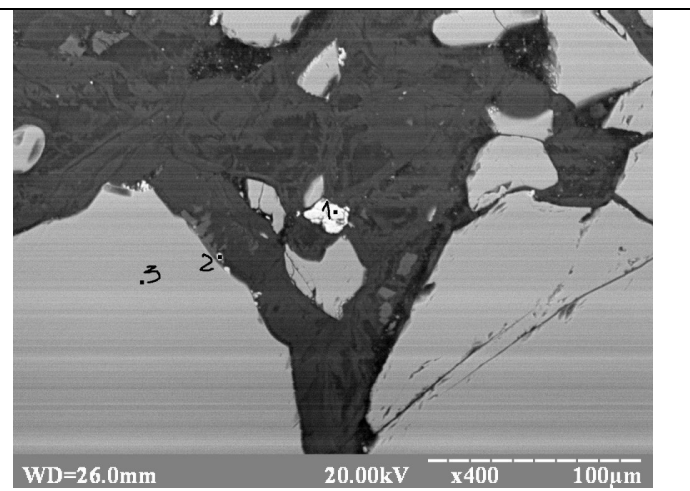
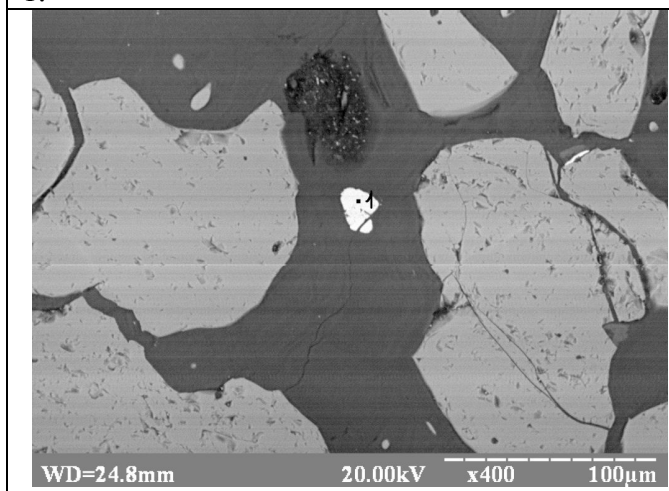




Рисунок 6.31 – Включення гіпідіоморфного зерна нікеліна з сіркою (37,03%), нікелем (46,55%) і ніодимом (12,41%) в серпентині. Зр.3536/166,5 б-1.

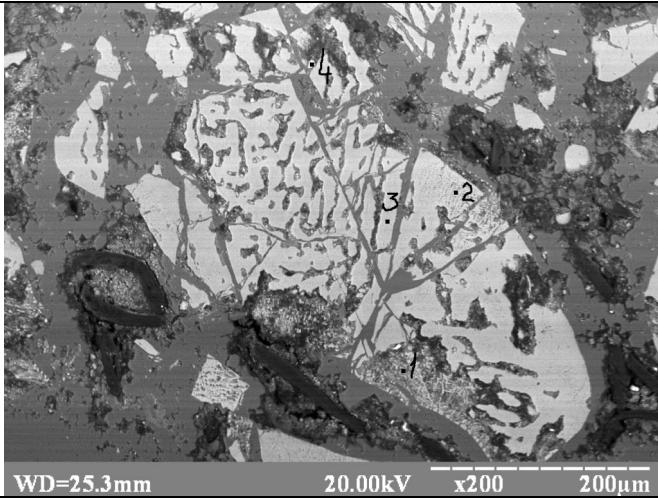


Рисунок 6.33 – Включення в корродованному хроміті високовідбиваючих мінералів з осмієм, ренієм, сріблом, лантаном и церієм. Зр.Ш-10 е-4.

Рисунок 6.32 – Включення ксеноморфного зерна нікеліна з сіркою (35,55%), нікелем (30,98%), залізом (25,55%) і телуrom (3,49%) в серпентині. Зр.3536/166,5 в-1.

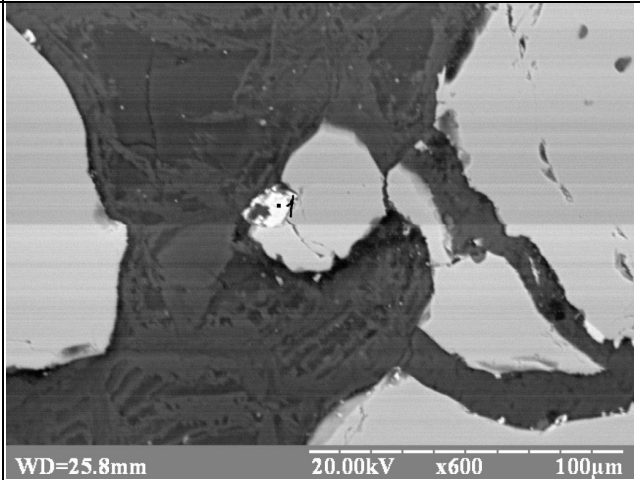


Рисунок 6.34 – Включення ксеноморфного зерна пентландита з вісмутом, сріблом і рідкими землями. Зр.3536/166,5 г.

Таблиця 6.2 – Результати мікроаналіза високовідбиваючих мінеральних фаз із зон проявлення рідкоземельної мінералізації

| Ел<br>ем<br>ент | Вміст елементів в атомних кількостях, % |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                |                     |                     | Ш-10<br>e-4 |       |
|-----------------|---|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|----------------|---------------------|---------------------|-------------|-------|
|                 | 3533/<br>221,5                          | 3533/<br>221,5<br>a-1 | 3533/<br>221,5<br>a-2 | 3533/<br>178,5<br>b-1 | 3533/<br>178,5<br>b-2 | 3533/<br>178,5<br>b-3 | 3533/<br>178,5<br>b-4 | 3533/<br>178,5<br>в-1 | 3533/<br>178,5<br>в-2 | 3533/<br>178,5<br>г-1 | 3533/<br>178,5<br>г-2 | 3533/<br>178,5<br>д-1 | 3533/<br>178,5<br>д-2 | 3533/<br>178,5<br>д-3 | 3533/<br>178,5<br>д-4 | 3533/<br>178,5<br>д-5 | 3533/<br>178,5<br>д-6 | 3533/<br>178,5<br>д-7 | 3533/<br>197,5 | 3536/<br>166,5<br>б | 3536/<br>166,5<br>г |             |       |
| S               | 39.31                                   | 34.61                 | 35.94                 | 2.06                  | 1.10                  | 37.24                 | 1.61                  | 1.69                  | 1.66                  | 2.20                  | 3.10                  | 1.31                  | 1.88                  | 1.70                  | 1.78                  | 1.46                  | 1.70                  | 1.63                  |                | 39.07               | 33.82               | Si          |       |
| As              | 2.0                                     | 4.10                  | 3.97                  | 88.70                 | 90.10                 | 56.89                 | 89.29                 | 7.88                  | 86.08                 |                       |                       | 7.11                  | 10.96                 | 7.85                  | 8.21                  |                       |                       |                       | 9.99           |                     | 2.30                | 6.36        |       |
| Ni              | 56.5                                    | 35.83                 | 37.49                 | 9.12                  | 8.59                  | 5.88                  | 8.87                  |                       |                       | 1.75                  | 1.78                  |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                | 32.99               | 24.79               | Al          |       |
| Cu              |   |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       | 3.83                  | 3.39                  |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                |                     |                     | 1.72        |       |
| Zn              |   |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       | 1.02                  | 0.79                  |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                |                     |                     | Mg          |       |
| Ru              |   |                       |                       | 0.13                  |                       |                       |                       |                       | 12.26                 | 5.24                  | 7.26                  | 4.12                  | 5.01                  | 4.91                  | 5.01                  | 2.66                  | 2.57                  | 2.59                  |                |                     |                     | 1.25        |       |
| Ag              |   | 4.27                  | 3.81                  |                       |                       |                       |                       | 90.44                 |                       | 64.68                 | 51.92                 | 86.44                 | 64.24                 | 67.97                 | 67.14                 | 71.00                 | 68.65                 | 68.34                 | 65.52          |                     |                     | 3.74        |       |
| La              |   |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       | 2.84                  | 3.73                  |                       | 2.34                  | 2.74                  | 2.56                  | 2.91                  | 2.98                  | 4.22                  | 2.99           |                     | 2.61                | 2.62        |       |
| Ce              |   |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       | 3.99                  | 5.41                  |                       | 2.92                  | 3.10                  | 2.77                  | 2.49                  | 3.15                  | 2.90                  | 2.97           |                     | 1.90                | 2.93        |       |
| Pr              |   |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       | 4.39                  | 6.04                  |                       | 3.52                  | 3.26                  | 3.33                  | 2.65                  | 3.28                  | 2.89                  | 2.46           |                     | 1.00                |             |       |
| Nd              |   |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       | 4.87                  | 10.16                 |                       | 4.63                  | 3.87                  | 3.92                  | 3.21                  | 4.05                  | 3.31                  | 2.63           |                     | 2.01                |             |       |
| Re              |   | 4.27                  | 2.93                  |                       |                       |                       |                       |                       |                       | 3.99                  | 4.61                  | 0.22                  | 3.80                  | 3.61                  | 4.23                  | 3.85                  | 4.47                  | 4.07                  |                |                     |                     | 3.35        |       |
| Bi              |   |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       | 1.21                  | 1.81                  | 0.80                  | 0.70                  | 0.99                  | 1.05                  | 2.39                  | 2.41                  | 2.32                  | 5.93           |                     | 1.53                |             |       |
| Y               |   |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       | 3.24                  | 2.26                  | 3.43                  |                |                     |                     |             |       |
| Rh              |   |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       | 4.13                  | 4.47                  | 4.31                  |                |                     |                     | Os          |       |
| Pt              |   | 2.33                  | 2.75                  |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                |                     |                     | 2.37        |       |
| Au              |   | 2.88                  | 1.80                  |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                |                     |                     |             |       |
| Co              |   | 1.16                  | 1.10                  |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                |                     |                     |             |       |
| Cr              | 1.61                                    | 3.29                  | 3.28                  |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                | 0.40                | 1.54                | 16.54       |       |
| Fe              | 0.57                                    | 2.08                  | 2.01                  |                       | 0.22                  | 0.18                  | 0.24                  |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                | 1.28                | 26.23               | 23.36       | 47.42 |
| Mn              |   |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                | 1.04                |                     | 0.94        | 1.75  |
| Hg              |   |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                | 5.19                |                     |             | Ca    |
| Te              |   | 5.19                  | 4.91                  |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                       |                |                     | 4.23                | 1.55        |       |

### 6.3 Пошукові критерії й ознаки

Проведені дослідження під час відсутності детального вивчення на всіх масивах супутньої хромітовому зруденінню корисної мінералізації всеж таки дозволяють у першому наближенні виділити пошукові критерії. Провідними серед них представляються геотектонічні, магматичні, тектонічні, літологічні, метаморфічні, структурні і мінералогічні, а також геохімічні, літогеохімічні, морфологічні і геофізичні ознаки.

**Геотектонічні критерії.** Насамперед, визначають первинно-магматичне нагромадження в ультрабазитах хромшпінелідів, ільменіту, титано-магнетита, вольфраму, благородних і рідкоземельних металів. З цих позицій, найбільш сприятливими умовами є закладення на континентальній або консолідованій корі рифтових зон, глибинних розламів, у межах шовних зон або перетинання меридіональних і ортогональних (північно-західних) довгоживучих тектонічних зон, у межах яких формуються ультрабазити. Первинномагматична спеціалізація по таких масивів обумовлена, очевидно, глибиною зародження первинної магми. Показником спеціалізації ультрабазитів може служити наявність хромітової мінералізації і силікатно-карбонатних порід габброїдної текстури. Внутрішньократонні ультрабазити габброперидотитової формації без скупчень хромітів є малоперспективними на виявлення комплексної мінералізації, у тому числі платиноїдів, рідких земель, вольфраму і титана. У їхніх межах може формуватися (уздовж контактів з породами, що вміщують,) золото-срібний тип мінералізації.

Для формування нікеленосних кор вивітрювання, геотектонічні фактори докладно розглянуті в роботі О.Д. Додатко [69]. Сприятливим для нагромадження серед кор вивітрювання платинометальних покладів і рідкоземельних елементів по типу Хащеватського масиву є багаторазове повторення екзогенних процесів з формуванням, так називаної, зони "керасси" (залозиста кора) і її збереження при наступних тектонічних і денудаційних процесах.

**Магматичні критерії.** У великій мірі визначаються геотектонічними. Сприятливим є формування ультрабазитів магнезіальних і залозистих серій, які відносять-

ся до гіпербазитової або габбро-перидотитової формацій. Неабияку роль для утворення первинних концентрацій хрому і платиноїдів грають процеси диференціації інтрузивних комплексів, яким досить виявлятися на локальних ділянках, а також виділення із силікатної частини якогось обсягу рудної і карбонатної речовини.

**Тектонічні критерії.** Визначають на пізньомагматичному і в по-стмагматичні етапи положення локальних зон підвищеної тріщинуватості, де формуються різні типи автометасоматитів і метасоматитів, вміщуючих мінералізацію благородних і рідкоземельних металів. Як правило, вони мають субсогласне з простяганням масивів закладення. Для Побузьких масивів краще субмеридіональне і північно-північно-західне орієнтування. Більш пізня, субширотна, очевидно сприяє перерозподілові корисної мінералізації з разубожінням раніше сформувавшихся концентрацій. Для формування власне титанових, вольфрамових і золото-срібних рудопроявлень в ультрабазитах сприятливий розвиток зон розсланцювання в екзо- і ендоконтактах масивів, а також на границі олівінвміщуючих різновидів і піроксенітів. Більш пізні тектонічні впливи приводять до підвищення тріщинуватості всього масиву, що сприяє більш ефективному впливові екзогенних процесів при вивітрюванні. З зонами глибинних розламів, що звичайно розвиваються в лежачих боках масивів, зв'язане утворення лінійних кор вивітрювання з нагромадженням екзогенних концентрацій благородних і рідко-земельних металів. Також неотектонічними переміщеннями обумовлене формування сучасного мікроландшафту, у негативних формах якого в корах вивітрювання і балтських пісків формувалися поклади екзогенних руд хрому і титана.

**Літологічні критерії.** Мінералізація платиноїдів, особливо рідких, у меншому ступені золота, переважно локалізується на ділянках, збагачених сульфоарсенідами і хромшпінелідами. При цьому, намічається пряма залежність між вмістом сульфоарсенідів, срібла, рідких земель і платиноїдів. У хромвміщуючих ультрабазитах сприятливі убогі і бідні по вмісті хромшпінелідів поклади, що тяжіють до лежачого боку масивів.

Ультрабазитові тіла, будучи по фізико-механічних властивостях більш пластичними і менш проникними, створюють свого роду екран для метаморфогенних флю-

їдів, що проходять через масив по тектонічно ослаблених зонах. Висячі боки масивів у таких зонах є найбільш сприятливими для виявлення мінералізації благородних металів, особливо при зміні різних по літологічному складу порід. Реліктові тіла ультрабазитів потужністю не менш 50 м також є сприятливими структурами для розміщення мінералізації за умови відсутності інтенсивних низькотемпературних регресивних змін на рівні зеленосланцевої фації. Досить сприятливими для локалізації корисної мінералізації є зони розвитку еулізитів усередині ультрабазитів. Через різницю в механічних властивостях вони виступають сприятливим середовищем для формування підвищеної тріщинуватості і відкладення в ній золото-срібної, іноді з платиноїдами і рідкими землями, мінералізації.

**Метаморфогенні критерії.** Виконують істотну роль у перерозподілі корисної мінералізації. Вплив високотемпературних фацій приводить до вивільнення ільменіту з титаномagnetиту, до виносу платиноїдів і рідких земель з ультрабазитів за їхні межі, розубожінню руд магматичного генезису. Динамотермальний і дислокаційний метаморфізм сприяє перерозподілові корисної мінералізації усередині масивів, утворенню сприятливих для локалізації золото-срібної і платинометальної мінералізації метасоматитів. Особливо продуктивні в цьому відношенні регресивні стадії, що впливають за етапами гранітизації або тектоно-магматичної активізації. Завдяки останній, незалежно від наявності первинно магматичних рудних скупчень, у масивах габбро-перидотитової і гіпербазитової формації можуть сформуватися вторинні гідротермальні-метасоматичні руди.

Таким чином, сприятливим є просторове сполучення в регіональному плані полів розвитку ультрабазитових комплексів і платинометальної мінералізації як магматичного, так і метаморфогенно-гідротермального типу. При цьому, чим більше насиченість на площі ультрабазитів або їхніх реліктів, тим більше перспективно можна оцінювати площу. Для магматичної мінералізації сприятливий розвиток диференційованих і розшарованих інтрузивних комплексів, для метаморфогенно-гідротермального типу площадне поширення субвулканічних тіл ультраосновного складу. Формуванню другого типу мінералізації сприяє зональний високоградієнтний метаморфізм, обумовлений знакоперемінними тектонічними напругами в зем-

ній корі, який досягає умов високих ступіней амфіболітової фації, найбільш сприятливої для гранітизації. Площадний метаморфізм гранулітової фації є несприятливим чинником, особливо якщо відсутні різкі градієнти між субфаціями. Метаморфізм більш низьких ступіней (нижні ступіні амфіболітової, епідот-амфіболітова, зеленосланцева фації) не сприяють спрямованому переносові платиноїдів, а тому не можуть розглядатися як сприятливі передумови.

**Структурні критерії.** Для формування корисної мінералізації сприятливими є зони довгоживучих глибинних розламів, що по-перше сприяють формуванню магматизма ультраосновного складу, по-друге забезпечують на тривалий час підвищений тепловий потік, по-третє, формують зони підвищеної проникності при розущільнюванні, що є каналами для міграції мікроелементів, і зони підвищеного до критичних значень тиску, де відбувається гранітизація порід і мобілізація рудної речовини. Знакоперемінний характер тектонічних напруг у довгоживучих глибинних розламах сприяє розвитку катаклаза, мікромілонітизації, брекчійованню, де спостерігається відкладення рудної речовини. Подібні зони, як правило, мають лінійний характер. Їхнє перетинання сприяє формуванню більш контрастних і багатих по вмісту аномалій.

**Мінералогічні критерії.** Виділення сприятливих мінералогічних критеріїв для мінералізації платиноїдів метаморфогенно-гідротермального типу сполучено з визначеними труднощами в зв'язку з неконтрастним характером встановленого зрудення. Схожість мінерального складу порід, що вміщують, і зон мінералізації не дозволяє виділити типоморфні мінерали, що можуть бути індикаторами зрудення. Разом з тим, виходячи з загальних представлень про моделі метаморфогенно-гідротермального рудоутворення платиноїдів, визначилися деякі мінералогічні ознаки, що побічно можуть указувати на сприятливі передумови для виявлення мінералізації. Серед ультрабазитових комплексів до таких ознак відносяться зони гранітизації, особливо з розвитком граната, що є індикатором підвищеної стресової обстановки. Мінералізація в даному випадку може локалізуватися: 1) на контакті з такими зонами в ультрабазитах, особливо серед хромітової або титаномagnetитової складової, де за рахунок електричного потенціалу відбувається сорбція з розчинів;

2) на продовженні зон гранітизації за межами масивів у граніто-гнейсах, що вміщують, або інших породах, де виявляються ознаки лужного або високовуглецевого метасоматозу; 3) безпосередньо в самих зонах гранітизації, що випробували катаклаз або мікродроблення із супутнім розвитком рудної мінералізації.

У зонах лужного метасоматозу сприятливий розвиток сноповидного силліманіта з тонкорозсіянною рудною вкрапленістю, а також наявність щодо великих метакристаллів апатиту близької до ідіоморфної форми. На потенційні зони локалізації також можуть указувати тверді мінеральні включення. Серед них сприятливими передумовами є розвиток епігенетичних включень титаністої спеціалізації у вигляді голчастого рутилу і пластинчастого ільменіту, особливо при розвитку їх по кристалографічних напрямках у плагіоклазі за рахунок розпаду твердих розчинів, а також наявність монациту в біотиті або кварці.

Як відображення зон високовуглецевого метасоматозу сприятливий розвиток фтористих і боровміщуючих (турмалін, людвігіт) мінералів, а також тонкорозсіянною вкрапленістю шееліта або вольфраміту, арсенідів, галеніту, сфалериту, вісмутита і різних тантало-ніобатів. Досить сприятливими представляються зони розвитку графітизації в ультрабазитах, оконтурюючих їх амфіболітах і основних кристалічних сланцях.

**Екзогенні критерії.** Сприяють формуванню площадних і лінійних кор вивітрювання. Найбільш сприятливий розвиток повного профілю нонтронітової кори вивітрювання, багаторазове поновлення після деякої перерви впливу екзогенних процесів з утворенням зон сильного озалізнення або інтенсивного розвитку залозистих охр. У результаті впливу цих факторів у холодноводних розчинах відбувається перерозподіл (по вертикальному розрізі) первинних концентрацій хроміту з формуванням плащеподібних покладів. При цьому, Au і Pt переважніше накопичуються в зоні охр і обохренних нонтронітів, а Ag і Pd - у зоні карбонатизованих серпентинітів. Промислові концентрації хрому і титана в корах вивітрювання і породах неоген-четвертинного віку, що перекривають, переважніше формуються на ділянках, де в корінних породах відзначається наявність їх аномальних і промислових концентрацій

**Геохімічні ознаки** засновані на вивченні виявлених локальних ділянок підвищеної концентрації екзогенних  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (більш 1%), Ti (більш 0,5%), Ni (більш 0,1%), і встановлених загальних напрямків зміни концентрації корисного компонента, його розподілу по вертикальному і горизонтальному профілях, асоціації елементів із установами головних і другорядних компонентів їхньої зональності. Закономірне збільшення концентрації Cr присвячено до границі кори вивітрювання і відкладень, що перекривають, зі зменшенням вмісту по напрямку від джерела. Вміст Ti контролюється верхніми обр'ями кор вивітрювання і піщано-глинистих відкладень. Положення нікелевого зруденіння визначається зонами структурних охр і нонтронітів, лінійних розламних і приконтактних структур з характерними максимальними вмістами до 4%.

Для хромітоносних масивів по корі вивітрювання встановлена головна геохімічна асоціація Cr-Ti-Ni (Cr-Ni-Ti). Подальші дії дозволяють значно полегшити геометризацию рудних покладів і виконати прогноз ресурсів.

Аналіз якісних характеристик хромітових руд з урахуванням умов формування сучасного профілю кори вивітрювання надалі дозволяє по викладених фактах оцінити особливості генезису хромітових руд у корах вивітрювання.

**Первинна літогеохімічна ознака** (первинні ореоли) шлірова будова хромітових тіл з частим чергуванням багатих і бідних руд на тлі їхньої складної морфології, то доцільним є виділення рудних зон а не окремих тіл. Це дозволяє більш вірогідно геометризувати і оконтурити границі поширення хромітової мінералізації і прогнозувати просторові параметри рудної зони.

**Вторинна літогеохімічна ознака** в межах досліджуваних ультрабазитових масивів виділена по типовим для охристо-нонтронітової кори вивітрювання широко зустрічаємих акцесорних шпінелей і рудоутворюючих хромшпінелідів. Останні, поступово переходять у терригенні відкладення, де навколо рудоносних ультрабазитових масивів хромшпінеліди утворюють механічні потоки розсіювання, пристосовуючись і контролюючись негативними формами палеорельєфа. Площа, ступінь їхньої далекості від корінного джерела і продуктивність прямо залежать від характеристики рельєфу. Для Східно-Липовеньківського, Західно-Липовеньківського, Шкі-



льного і Пушківського масивів установлені широкі язикообразні, рідше віялоподібні ореоли розсіювання в напрямку до долини р.Мокра Деренюха. При проведенні пішохідних геологічних маршрутів у межах Капітанівського, Східно-Липовеньківського і Пушківського масивів попередниками відзначені висипки рідше задерновані делювіально-елювіальні розсипи сильно вивітрилих слабоокислених хромітових руд. Наявність хромшпінелідів у ярово-балковій і річковій мережі, а також інших негативних форм при проведенні детального шліхового випробування є надійною пошуковою ознакою на виявлення потенційного-рудноносного ультрабазитового масиву й екзогенне хромітове зруденіння зокрема .

Окислені хромітові руди в зоні початкових і проміжних продуктів вивітрювання можливо використовувати як пошукову ознаку на корінне залягання хромітових руд при великомасштабних пошуках. При цьому варто враховувати особливості морфології рудних тіл і їхню просторову мінливість.

**Геоморфологічна ознака** здобуває значення за рахунок значної розчленованості поверхні кор вивітрювання ерозійними процесами, що дозволяє прогнозувати по палеодепресіям ділянки підвищеного вмісту хромітів. У свою чергу морфоструктурні переходи такі як зони контактів порід і тріщинуватості і їхнього перетинання, виступають як структурні пастки, локалізуючись у межах охристо-нонтронітових кор, так і поширюючи за границі порід, що вміщують, що також дозволяє застосовувати морфологічні ознаки при пошуках корінного джерела. Геоморфологічні особливості рельєфу палеокори приймають важливе значення при оцінці перспектив територій на хромітове і титанове зруденіння в піщано-глинистих відкладеннях, що перекривають. Широка площадна поширеність хромшпінелідів за межами порід, що вміщують, дозволяє використовувати великомасштабні літохімічні пошуки при оцінці і пошуках родовищ зв'язаних із хромітосними ультрабазитами.

**Структурно-тектонічні локальні ознаки** виділені на основі результатів спостережень у діючих кар'єрах і керні свердловин де відзначено, що в міру наближення руд до корінних порід значення щербисто-глибового матеріалу збільшується і може досягати 50-65%. Другим фактором, що підвищує цей показник, є ступінь окисленості й окремнення руд, що визначається умовами короутворення в конкретній

точці. У більшості випадків окремнення присвячено до зон підвищеної проникності, що формуються у вузлах перетинання різноорієнтованих тектонічно порушених зон, рідше приконтартових частинах порід.

Нами вже відзначена приуроченість хромітоносних масивів до регіональних розламів і рідше їх контроль розривами такого ж оперяючого північно-західного простягання. Приуроченість положення хромітових покладів до однієї зі сторін серпентинітового масиву дозволяє прогнозувати наявність хромітових тіл на суміжних об'єктах. Для Північно-Липовеньківського масиву відзначається закономірна зміна збільшення частоти зустрічальності хромітових тіл з півночі на південь з північно-західним орієнтуванням геохімічних аномалій. Для Східно-Липовеньківського масиву хромітове зруденіння характерно на південно-східній частині уздовж північно-східного борта. На Капітанівському масиві поклади хромітів максимально сконцентровані в центральній і південній частині масиву, уздовж південно-західного борта, осягаючи на 100- 300 м при крутому субвертикальному падінні.

**Геофізичні пошукові ознаки.** Корінне зруденіння хромітів представлено вкрапленими різновидами бідних руд, що формують тіла шлірової будови і рідше шароподібні поклади субвертикального залягання, що характеризуються слабконтрастними щільнісними і магнітними властивостями щодо серпентинітів, що вміщують, і околорудних амфібол-піроксенітових порід. Тому типові граві- і магнітометричні дослідження, як правило, малоефективні.

За результатами проведених магнітних і гравіметричних з'йомок на Східно-Липовеньківському масиві і детальних електророзвідувальних робіт з покрівлі кори вивітрювання в кар'єрі Шкільний установлено, що просторова приуроченість до рудних інтервалів зон пористості (разуущільнення), що представлені тріщинуватими зонами окремнених і озалізнених, геофізичними методами визначається з великою достовірністю. У свою чергу, неможливість виділення дрібних локальних розривних порушень і рудних тіл у межах серпентинітового масиву по наявності традиційних великих градієнтів гравітаційного і магнітного полів з бічними зсувами осей аномалій  $\delta$  і  $\Delta T_a$  їхніх розривів або різкого загасання, що викликано фізичними властивостями озалізненої кори вивітрювання, широко розвитий як по хромітвміщуючим уль-

трабазитам, так і по оконтурюючих їх амфіболітах. При заляганні малопотужних серпентинітів (до 100 м) серед гранітоїдних утворень вони не виділяються мінімумами сили ваги, а поширюються в межах нормального тла. При контакті з високозалізистими породами, такими як залізо-кременисті утворення в лінійних корах вивітрювання, тіла хромітів і серпентиніти в цілому не виявляються в магнітному полі.

Величина швидкості проходження пружних хвиль залежить від твердості зв'язку порід, де максимальні скости 7 км/з характерні для кристалічних монолітних утворень, а мінімальні для уламкових і піщаних порід 0,3-2,6 км/с. У зв'язку з тим, що розчленовування осадового чохла і кори вивітрювання неможливо, то ці породи поєднуються в єдиний структурний поверх із середньою швидкістю поширення пружних хвиль 0,7-1,5 км/с. Різкі стрибки швидкостей відзначаються на границі кори і кристалічного фундаменту з 1,5-2,6 до 7 км/з, причому в тріщинуватих зонах швидкість поширення пружних хвиль збільшується зі зменшенням тріщинуватості на рівні 2,8-4,7 км/с.

Для локалізації виявлення і нових зон, можливо більш широко використовувати нетрадиційну для ультрабазитів сейсморозвідку. Однак слід враховувати, що чітка розмежувальність осадового чохла і рудоносної кори вивітрювання неможлива в силу широкого розвитку тріщинних і контактних зон, що повсюдно заповнені або пухким матеріалом, або карбонат-кременистими утвореннями, що мають низькі швидкості поширення пружних хвиль. Залягаючі вище контрастної заломлюючої границі осадові відкладення і кора вивітрювання являє собою градієнтне середовище, де відбуваються поступове зростання швидкості подовжніх хвиль і слабких заломлюючих границь не фіксуються. При значних потужностях однорідних по складу глинистих відкладень (більш 20м) і літологічно витриманих кор фіксується слабка заломлююча границя. Але при цьому неможливо оцінити потужність кори через перекриття діапазонів швидкості пружних хвиль. Серпентиніти Побужжя характеризуються, як найбільш легкі породи від 2 до 2,7 г/ см<sup>3</sup> у порівнянні з гнейсами, що вміщують, і гранітами, середнє для яких дорівнює 2,7 і 2,6 г/ см<sup>3</sup> відповідно.

Нонтронітові породи площадного характеру характеризуються швидкостями 3,5-3,6 км/с, а зони з 3,8 км/с зв'язані з розвитком лінійних кор вивітрювання на ко-

нтакті серпентинітів і порід, що вміщують. Для площ розвитку біотитових гнейсів швидкість 3,7 км/с і серпентинітів з тілами масивних хромітів 3,3 км/с, а вміщуючих гранітоїдів більш 4,2 км/с.

Наявність низьких менш 3-4 км/с швидкостей поширення подовжніх пружних хвиль може розглядатися в якості непрямой пошукової ознаки на виявлення ультра-базитових тіл.

Попередніми роботами доведена ефективність комплексу площадних гравіметричних і магніторозвідувальних робіт масштабу 1:10000 з використанням комплексів автоматичної обробки даних для виявлення ділянок поширення порід основного й ультраосновного складів перспективних на силікатний нікель і хромітове зрудення.

Неоднорідність літологічного складу і фаціальна мінливість з невитриманістю потужностей визначає складність геоелектричного розрізу кори вивітрювання. По електричному опорі різні кори вивітрювання подібні (дресвяна кора 50-100, кварц-каолініт-монтмориллонітова 10-50, нонтронітова 10-30 Ом.м) тому вона фіксується єдиним геоелектричним горизонтом, часто включаючи і вишележачі глини.

При проведенні великомасштабних площадних або профільних зйомок із кроком 10-20 м, для хромітового зрудення доцільним є виділення локальних позитивних гравіметричних і знакоперемінних високоградієнтних магнітних аномалій по периферії базит-ультрабазитових ділянок. При розбивці геофізичних профілів впливає особлива увага приділяти напрямкові їхнього орієнтування для запобігання пропуску можливих рудних зон між профілями. Для умов Побужжя оптимальними є профілі північно-східного орієнтування вкrest простягання ультрабазитових масивів.

Таблиця 6.3— Непрямі геофізичні пошукові ознаки

|                          |                    |                                     |   |
|--------------------------|--------------------|-------------------------------------|---|
| Магнітометрія<br>ΔT, нТл | Гравіметрія<br>δga | Електророзвідка<br>ВЕЗ, СЕП<br>Ом.м | Сейсморозвідка<br>КМПВ (прудні, про-<br>дольно пружні) км/с |
|--------------------------|--------------------|-------------------------------------|---|

|  |  |  |  |
|--|--|--|--|
| Овалоподібні площадні аномалії кристалічних базит-ультрабазитів<br>1000-2500 | Знакоперемінні області, границі<br>від - 0,10 до +0,25 | Кора вивітрювання (глини) 10-30 кристаллических базит-ультрабазитів<br>1000-3000 | Зони контактів і тріщинуватості 2-4<br>Границя кори вивітрювання кристалічного фундаменту<br>1,3-2,6 |
|--|--|--|--|

Практика застосування комплексу гравімагнітних і електророзвідувальних методів при геологоз'яомочних і пошуково-оцінних роботах масштабу 1:25000 у межах південно-західної частини Українського щита дозволила з достатньою точністю локалізувати базит-ультрабазитові комплекси.

Комплексування перерахованих методів з доповненням сейсморозвідкою на масивах ультрабазитів дозволяє виділити кілька геофізичних пошукових ознак:

1. Магнітні аномалії - чітко фіксують:

а) границі базит-ультрабазитів із вміщуючими гранітоїдами;

а) зони розвитку екзогенного окремнення й озалізнення, що просторово і генетично зв'язані з приконтактними областями базит-ультрабазитів і порід, що вміщують, або розвинуті по лінійних зонах тектонічного дроблення;

2. Гравітаційні аномалії - позитивної амплітуди, границі контактів порід:

б) зони окремнення й озалізнення в серпентинитових масивах просторово присвячені до розущільнених границь пачок і серій зближених лінзовидно-лінійних тіл хромітових руд або приконтактним зонам порід;

в) зони розвитку латеритів "зона залозистих капелюхів" серпентинитів і високожелезистих амфибол-пироксенитових різностей порід лінійної і майданної кори вивітрювання.

3. Аномалії ВЭЗ, СЭП підвищеного удаваного опору.



## ВИСНОВКИ

У результаті проведених досліджень вдалося виконати практично всі намічені польові роботи й у динаміці відпрацьовування хромітових руд простежити, задокументувати, сфотографувати і прив'язати до координатної мережі всі точки документації в гірських виробках. Завдяки отриманому доступові до керна свердловин на Східно-Липовеньківському, Південно-Капітанівському і Пушковському масивах, у кар'єрах Західній і Шкільний, а також на Південно-Західній ділянці Західно-Липовеньківського масиву вдалося в площадному варіанті оцінити особливості просторового поширення хромітового зруденіння, супутньої титанової, вольфрамової мінералізації і каолінових кор вивітрювання з проявами рідкоземельних елементів. Використання геофізичних методів сприяло визначенню контурів поширення ультрабазитів і місця розташування корінного хромітового зруденіння, що було розкрито гірськими виробками. Виконане шліхове опробування дозволило уперше виявити ознаки вертикальної і горизонтальної зональності хромітової мінералізації в корі вивітрювання і довести наявність процесів його перерозподілу. Отримані дані дозволили зробити попередні наукові висновки.

1. Хромітоносні ультрабазити Побузького рудного поля сформовані до піку прогресивного метаморфізму, а тому разом з вміщуючими породами зазнали значних змін. Власне серпентиніти представляють собою ксеноліти ультрабазитів, що під впливом метаморфізму гранулітової і амфіболітової фації частково перетворені в амфіболіти, плагіоклаз-амфіболові кристалічні сланці і сірі гнейси. Хромітове зруденіння в серпентинітах виконувало роль своєрідного буфера для тектоно-метаморфічних змін, завдяки якому залишаються ксеноліти ультрабазитів.

2. Сучасна будова тіл ультрабазитів, досліджена на Західно-Липовеньківському, Шкільному, Східно-Липовеньківському і Пушківському масивах, являє собою окремі серпентинітові масиви складної конфігурації, що оконтурюються амфіболітами і плагіоклаз-амфіболовими кристалічними сланцями і розсікаються синметаморфічними дайками апліт-пегматоїдних гранітів. Межі ультрабазитових масивів чітко оконтурюються за даними магніторозвідки і радіометрії.

3. Хромітове зруденіння більш розповсюджене в корах вивітрювання, чим у корінних породах, завдяки формуванню первинних ореолів розсіювання і перевідкладення хроміту на ділянках тимчасових водотоків .

4. Морфологія рудних тіл і якість руд залежить від:

- віддаленості від корінних руд,

- умов рельєфу і мікроландшафту древньої поверхні палеокори.

- на прикладі Східно-Липовеньківського масиву відпрацьована методика відображення поширення хромітових руд і супутньої мінералізації в 3D моделях.

5. Хромітове зруденіння в гіпербазитах Середнього Побужжя має полігенетичний характер і формувалося починаючи з ранньомагматичного до заключних стадій пізньомагматичного етапу, включаючи метасоматоз. У наступному руди піддавалися високоградієнтному метаморфізму і катаклазу з формуванням високозалізистого хромпікотита й алюмохроміта, що в цілому на всіх масивах привело до усереднення складу хроміту зі зниженням у ньому вмісту  $Cr_2O_3$  до 43-48 %. Під впливом екзогенних процесів по корінних рудах формувалися серед нонтронітових кор вивітрювання і неоген-четвертинних відкладень плащеподібні лінійно-витягнуті поклади в негативних формах мікроландшафту природно збагачена екзогенна хромітова руда.

6. Платинометальна мінералізація тяжіє до ранньомагматичних і метасоматичних руд, а також сполучена з зонами тектонічних напружень, де розвиваються процеси брекчіювання і низькотемпературного діафтореза (серпентинізація й окварцювання). В останніх переважає рутеній-іридієва спеціалізація з утворенням вторинних сульфоарсенідних та інтерметалічних фаз.

7. Титанова мінералізація сполучена з розвитком у крайових частинах масивів амфіболітів і плагіоклаз-амфіболових кристалічних сланців, що утворилися по габброїдним породам. Вона представлена ільменіт-магнетитовою мінеральною асоціацією, що по ряду ознак може бути віднесена до ранньомагматичного генезису. У балтських пісках неоген-четвертинного віку на кожному масиві сформувалися убогі титанвміщуючі розсипи, що можуть становити промисловий інтерес при супутньому відпрацьовуванні хромітових і силікатно-нікелевих руд.



8. Вольфрамова мінералізація представлена шеелітом і тяжіє до зон розвитку амфіболітів і, почасти, силікатно-карбонатних порід, має ознаки накладеної мінералізації. Разом з титановою мінералізацією поширена серед балтських пісків неоген-четвертинного віку і може становити промисловий інтерес ( $W$  0,01-0,1%) при побіжному відпрацюванні.

9. Золото-срібна мінералізація тяжіє до тектонічно порушених зон як усередині, так і на периферії гіпербазитових масивів, і в промислових концентраціях виявлена серед вторинних кварцитів, еулізитів і скарноїдів, що містять убогу сульфідну мінералізацію. По ряду ознак може бути віднесена до метаморфогенно-гідротермального генезису малосульфідної золото-кварцевої формації. У корах вивітрювання з них формуються елювіально-делювіальні розсипи.

11. Встановлена рідкоземельна мінералізація в породах рами на контакті з гіпербазитами, що тяжіє до зон розвитку лужних метасоматитів уздовж тектонічних порушень північно-північно-західного напрямку, що збігається з напрямком простягання Капітанівського глибинного розламу. У хромітових рудах за допомогою мікроаналізу серед зон тектоно-метасоматичних змін та брекчування також встановлена срібно-рідкоземельна мінералізація з ренієм, рутенієм, родієм, осмієм, нікелем, вісмутом, іноді ртуттю, що підтверджує карбонатитовий генезис гіпербазитових масивів та пов'язаної з ними корисної мінералізації.

Практична цінність дослідження полягає у виділенні різних морфогенетичних типів хромітових рудних тіл у корах вивітрювання, з якими пов'язані хроміти різної якості та промислової призначеності. Отримані уявлення про будову хромітових руд у корах вивітрювання допоможуть в інтерпретації даних бурової розвідки на нових родовищах, на новому обгрунтованому рівні сприятимуть більш точнішому проведенню геометризації рудних тіл та підрахунку запасів.

По титановій мінералізації на прикладі Східно-Липовеньківського родовища підраховані геохімічні ресурси металевого титану, які в межах кори вивітрювання амфіболітів та балтських пісків неоген-четвертинного віку складають 9,1 тис.т. Зруднення представлено легкозбагачувальним ільмінітом та титаномагнетитом, що має важливе значення при супутній розробці родовища. Сумісно з титаном в концентрат

виділяється вольфрам у формі шеєліта, а в хвості збагачення кварцовий пісок зі середнім модулем крупності, який може широко використовуватися у будівництві. Розповсюдження титанової мінералізації із вольфрамом виявлено на усіх масивах хромітоносних гіпербазитів, що вказує на значний промисловий потенціал.

На Східно-Липовеньківському родовищі по новим даним бурової та гравіроздавки розраховані прогнозні ресурси хромітового зруднення на глибину 200м, котрі по категоріям  $C_2+P_1+P_2$  складають 3,84 млн. т хромітової руди, що майже у 3 рази перевищує попередні оцінки.

По каоліновій корі вивітрювання, яка розвинута по вміщуючим гіпербазитові масиви породам, в межах Південно-Західного та Центрального участків підраховані запаси високоякісних первинних каолінів, які по категорії  $B+C_1+C_2+P_1$  складають 7,9 млн.т та 29,4 млн т з якісними показниками, вищими ніж каолін Присянівського та Глуховецького ГЗКів. У нижніх частинах каолінової кори вивітрювання виявлена зона мінералізації рідкоземельних елементів також можуть мати практичне промислове значення, так як в окремих пробах (св.24к, 27 к) вміст Y, La та Ce перевищує мінімальні промислові кондиції.

## ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Реддер Э. Ликвация силикатных магм // Эволюция изверженных пород. –М.: Мир, 1983. – С.24-61.
2. Маракушев А.А. Вопросы рудоносности гипербазитов // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. – С.3-23.
3. Варлаков А.С. Новая версия происхождения расслоенных габбро-гипербазитовых интрузий платформ // Петрография на рубеже XXI века. Т. I: Материалы II Всероссийского петрографического совещания. – Сыктывкар, 2000. –С.26-27.
4. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. –М.: Наука, 1969. –112 с.
5. Д. Е. Савельев, Е. А. Бажин Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа 2003. Материалы VII Межрегиональной геологической конференции.
6. Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала. – Свердловск. 1966. –234с.
7. Фоминых В.Г., Хвостова В.П. О платиноносности дунитов Урала //Доклады АН СССР. 1970. т.191. №2.
8. Иванов О.К., Рудашевский Н.С. Состав оливина и хромшпинелидов дунитов Платиноносного пояса Урала // Минералы месторождений Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. –С. 16-35.
9. Thayer T.P. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag district, Turkey // Econ. Geol. 1964. V. 59. P. 1497-1524.
10. Bai, W.-J., Zhou, M.-E (1989) The types and characteristics of the basic and ultrabasic rocks from China. Bull. Inst. Geol. Chin. Acad. Geol. Sci. (Chinese) No. 20: P. 51-74.
11. Wang, H., Bai, W.-J. (1983) Chromite deposits from China (Chinese). Beijing: Sci. Publ. House; 35 p.
12. Zhou M.-F., Robinson P.T., Malpas J., Li Z. Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (southern Tibet): implications for melt - rock interaction and chromite segregation in the upper mantle // J. Petrology. 1996. V. 37. P. 3-21

13. Arai S., Yurimoto H. Podiform chromitites of the Tari-Mi-saka ultramafic complex, southwestern Japan, as mantle-melt interaction products // *Econ. Geol.* 1994 V. 89. P. 1279–1288.

14. Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Захарин Ф.М. Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса. *Литосфера*, 2007. – № 3. –С. 28-65.

15. Иванов О.К., Рудашевский Н.С. Состав оливина и хромшпинелидов дунитов Платиноносного пояса Урала // *Минералы месторождений Урала*. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. – С. 16-35.

16. Павлов Н.В., Григорьева-Чупрыкина И.И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. – М.: Наука. 1973. –199 с.

17. Перевозчиков Б.В. КамНИИКИГС, г. Пермь – 2000г.

18. Alapieti, T. T. 2002. Platinum-group element mineralization in layered intrusions of northern Finland and the Kola Peninsula, Russia. In: Cabri, L. J. (editor) *The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum group elements*. CIM, Special volume 54, P. 507–546.

19. Тареева О.К. Минеральные типы прибрежно-морских россыпей зарубежной Азии и их коренные источники // *Минералогия и геохимия россыпей*. –М.: Недра, 1992. –С. 23–49.

20. Смирнов А.Н., Иванова А.М. Информационный банк данных по россыпным полезным ископаемым шельфовых областей России (концепция, структура) // *Россыпи и месторождения кор выветривания – объект инвестиций на современном этапе: (тез. докл. X Междунар. совещания)*. РАН, –М.: 1994.— 196 с.

21. Айнемер А.И., Коншин Г.И. Россыпи шельфовых зон Мирового океана. –Л.: Недра, 1982. –263 с.

22. Hunter, H.W. 1975: Source of detrital chromite in northwest Nelson (note). *New Zealand journal of geology and geophysics* 18: P. 511–513.

23. Morgan, P.G.; Henderson, J. 1919: Chrome iron ore, mica and tungsten ore in New Zealand. *New Zealand journal of science and technology* 2: P. 43–50.

---

24. Zhou M.-F., Robinson P.T., Malpas J., Li Z. Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (southern Tibet): implications for melt - rock interaction and chromite segregation in the upper mantle // *J. Petrology*. 1996. V. 37. P. 3-21.
25. Россыпные месторождения России и других стран СНГ. –М.: Науч. мир, 1997. –480 с.
26. Flint, D.E., J.F. de Albear, P.W. Guild 1948: Geology and chromite deposits of the Camaguey district, Camaguey Province, Cuba. - *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 954-8, 63 p.
27. Осипенко А. Б., Сидоров Е. Г., Костоянов А. И., Толстых Н. Д., Хромититы гипербазитовых массивов п-ова Валижген, Корякия: геология рудных месторождений, –М.: Том 44. – № 1. – 2002. – С. 77-92
28. Каневский А.Я., Фомин А.Б. Хромитоносные гипербазиты Среднего Побужья//*Сов. Геология*, 1973. – № 12. – С.115-124.
29. Лебедев Ю.С. Минералогия и генезис коры выветривания гипербазитов Среднего Побужья. – К.: Наук. Думка, 1965. – С. 120.
30. Виноградов А.П., Додатко А.Д. О латеритном характере и времени формирования коры выветривания на Побужье//*Коры выветривания на территории УССР*. – К.: Наук. Думка, 1971. – Ч. 1. – С. 36 – 42.
31. Геология, минералогия и условия образования коры выветривания ультрабазитов в южной части Среднего Побужья/ Додатко А.Д., Древин А.Я. и др.//*Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений*. – К.:Наук. Думка, 1971. – № 2. – С. 230 – 239.
32. Вадимов Н.Т., Жалдак А.И., Шунько В.И. Геологическая карта Среднего Побужья. – Фонды УГУ, 1951.
33. Каневский А.Я. Отчет о результатах поисков хромита в Среднем Побужье за 1964-66 гг.– Киев, 1966.
34. Корниенко П.К. Поиски силикатного никеля в площадных корах выветривания в Побужском рудном районе 1989-94гг. – Геологический отчет.– Правобережная ГРЭ ГГП Севукргеология. – Фурсы, 1996.

35. Шевчишин И.И., Пияр Ю.К., Усенко И.С. отчет по обобщению материалов поисковых работ Побужской экспедиции за 1951-1958 гг. и составлению предварительной прогнозной карты на никель района Среднего Побужья. – Киев, 1961.

36. Дупляк М.Н. Оценка прогнозных ресурсов силикатно-никелевых руд в площадной коре выветривания Восточно-Липовеньковского участка. – Фурсы, 1991.

37. Костюченко В.С., Выходцев Н.К., Зюльцле В.В. Геолого-экономическая оценка сырьевой базы хромитовых руд Среднего Побужья. Отчет ГСО-37 за 1992-1993 гг. – Киев, 1993.

38. Костюченко В.С., Зюльцле В.В., Выходцев Н.К. Геологическое строение и полезные ископаемые Среднего Побужья (отчет за 1984-1990 гг.) – Киев, 1990.

39. Кузьменко С.М., Андреев Ю.Н. Поиски золота на участке Демов Яр (Среднее Побужье) в Голованевском районе Кировоградской области. Отчет Побужской ГРП за 1884-1988 гг. – Киев, 1988.

40. Лепигов Г.Д. Отчет по теме Составление детальных геолого-прогнозных карт м-ба 1:50000 и крупнее на сульфидные никелевые руды по перспективным участкам Белоцерковского мегаблока за 1986-1988 гг. – Киев, 1988.

41. Гамар П.Г., Гребнев В.К. Поиски никеля в Среднем Побужье, Голованевская зона. Отчет по работам за 1986-1989 гг.– Киев, 1989.

42. Гинтов О.Б. Перспективная оценка северо-западной и центральной части Украинского щита на силикатный никель по геолого-геофизическим данным (отчет Ятранской геофизической партии, 68/69–71). – Киев, 1972.

43. Федоров А.В., Ликарчук Н.В., Выходцев Н.К. Отчет о результатах комплексных геофизических и геохимических исследований по постановке основы для глубинного геологического картирования м-ба 1:200 000 на площади листа М-36-XXXI за 1981-1984 г. – Киев, 1984.

44. Сержин В.И. Результаты комплексных геофизических исследований по оценке перспектив поисков никелевых руд в Побужском никеленосном районе. – Киев 1968.

45. Байкарович Н.М. Результаты опытно-методических сейсморазведочных работ, направленных на решение гидрогеологических задач в условиях Украинского щита. Отчет геофизической партии 95/69-71 КГКЭ. – Киев, 1971.

46. Булах А. Г., Иванников В.В. Проблемы минералогии и петрологии карбонатов. –Л.: Изд-во Ленинградского Ун-та, 1984. – 244 с.

47. Исаенко М.П., Боришанская С.С., Афанасьева Е.Л. Определитель главных минералов руд в отраженном свете. Учебн. Пособие для вузов. – м.: Недра, 1986. –382 с.

48. Just J, Feather C.E. Tucekite, a new antimony analogue of hauhecornite// Miner. Magazin.-1978.-V.42.-P.21-22.

49. Каневский А.Я. Химические составы горных пород докембрия Среднего Побужья (Украинский щит). - К.: Наук.думка, 1997. - 300 с.

50. Гурулев С.А. Условия формирования основных расслоенных интрузий. - М.: Наука, 1983. - 284 с.

51. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. – М.: Мир, 1966. – 451 с.

52. Інструкція з класифікації ДКЗ хром 2002

53. Лепігов Г.Д., Василенко А.П. Капітанівське родовище нікелевих і хромітових руд// Мінеральні ресурси України. – 1996. – № 4. – С. 36 - 42.

54. Evidence for the emplacement of ca. 3.0.Ga mantle-derived mafic-ultramafic bodies in the Ukrainian Shield /S.S.Gornostayev, S.E.Popovchenko et al.//Precambrian Research. –2004. –V.132. –P.349-362.

55. Иванов О.К. Критерии различия мантийных и коровых ультрамафитов // Геодинамические условия формирования, геохимические аспекты генезиса базитов и гипербазитов.-Иркутск, 1990. –С. 70-74.

56. Лазаренков В.Г., Иванов О. Скоробогатов И.Н. Новая оценка перспектив промышленной платиноносности зональных ультрамафитовых массивов платиноносного пояса Урала // Платина России. – М.: АО «Геоинформмарк», 1994. – С. 103-108.

57. Выявление закономерностей распространения, форм нахождения, факторов концентрирования и перспектив извлечения элементов группы платины в месторождениях хромитовых руд Украинского щита: Отчет о НИР / НГАУ/; Руководитель А.Д. Додатко. - № ГР 0197УО16032. – Днепропетровск, 2000. – 328 с.

58. Фомин А.Б. Геохимия ультрабазитов юго-западной части украинского щита. –К.: Наук. Думка, 1979. – 228 с.

59. Каневский А.Я., Фомин А.Б. Хромитоносные гипербазиты Среднего Побужья//Сов. Геология, 1973. – № 12. – С. 115-124.

60. Методические рекомендации по применению Классификации запасов и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (хромовые руды). –М, 2007.

61. Коннов В.Г. Морфогенетические типы коры выветривания Деренюхского ультрабазитового массива на Среднем Побужье / Коннов В.Г., Лихов В.Н, Тульчинская Л.М., Каневский А.Я. // Геологический журнал. – 1980. – Т. 40, № 1. – С. 122 – 127.

62. Патент України на винахід «Спосіб збагачення бідних хромітових руд» №90336 від 26.04.2010р.

63. Перков Е.С. Морфологические особенности хромитовой минерализации в корах выветривания ультрабазитов Среднего Побужья / Перков Е.С., Поповченко С.Е.//Науковий вісник НГУ. – 2010. – № 9 – 10. – С. 9 – 14.

64. Поповченко С.Е. Эндогенные карбонатно-силикатные породы (карбонаты), их генезис и номенклатура/Поповченко С.Е., Воеводин В.Н., Шукайло Л.Г.//Отечественная геология.–2006. – №6. – С.104 – 106.

65. Металлические и не металлические полезные ископаемые Украины. Т. 1. Металлические полезные ископаемые / [Гурский Д. С., Есепчук К. Е. и др.] – К.: Изд-во «Центр Европы» – 2005. – 785 с.

66. Гриненко В.И. Хром Казахстана / Гриненко В.И., Поляков О.И., Гасик М.И. и др.. – М.: Металлургия, 2001. – 416 с.

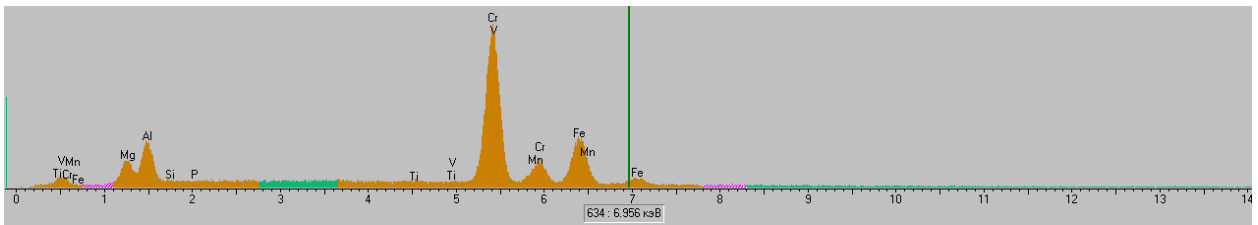
67. Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей / Билибин Ю. А.; –М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 472 с.



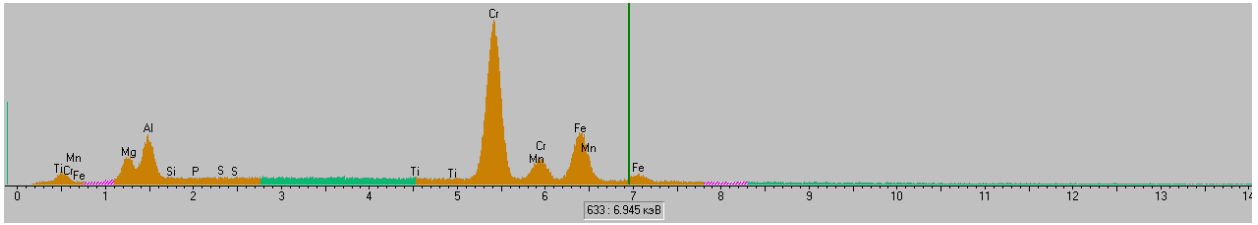
68. Визначення металогенічної спеціалізації та закономірностей розповсюдження карбонат-ультраосновного магматизма в докембрії : Звіт про НДР / НГУ/; Керівник С.Є.Поповченко. – № ГР 0107U000380. – Дніпропетровськ, 2008. – 254 с.

69. Геология, минералогия и условия образования коры выветривания ультрабазитов в южной части Среднего Побужья / Додатко А.Д., Древин А.Я. и др.// Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. –К.: Наук.думка, 1971. – №2. – С.230-239.

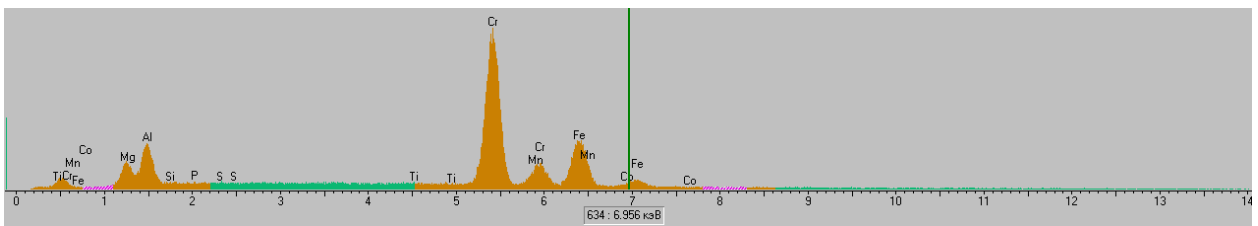
Спектри  
мікроаналіза хроміту і високовідбиваючих мінералів



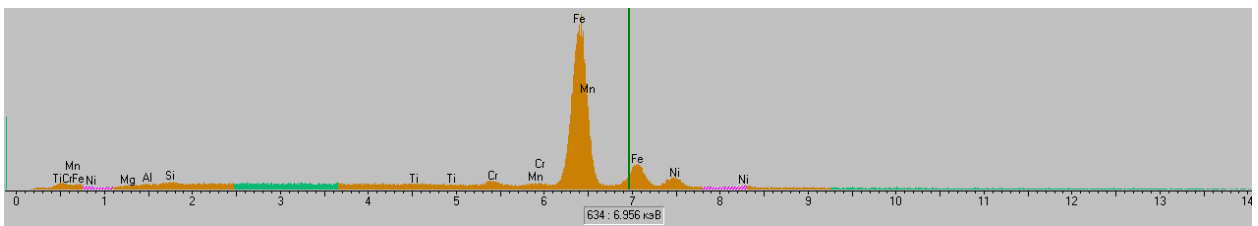
25-1.spe



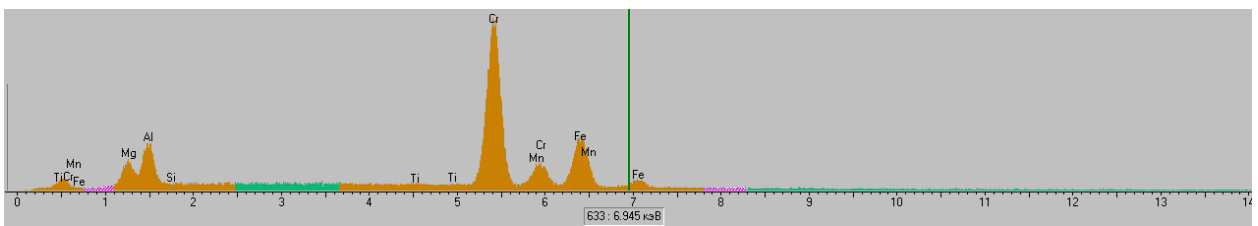
25-2p.spe



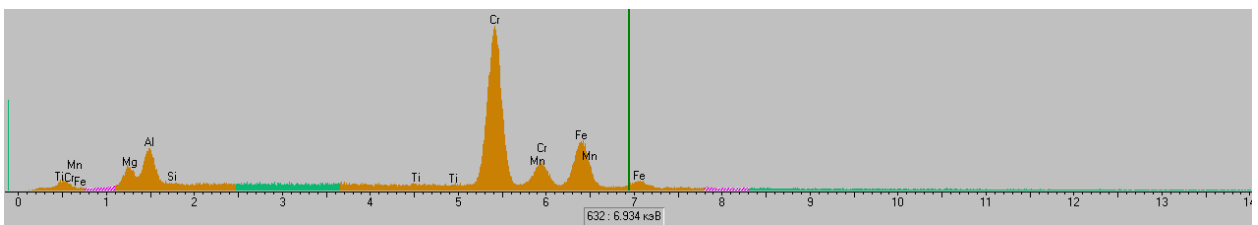
25-3co.spe



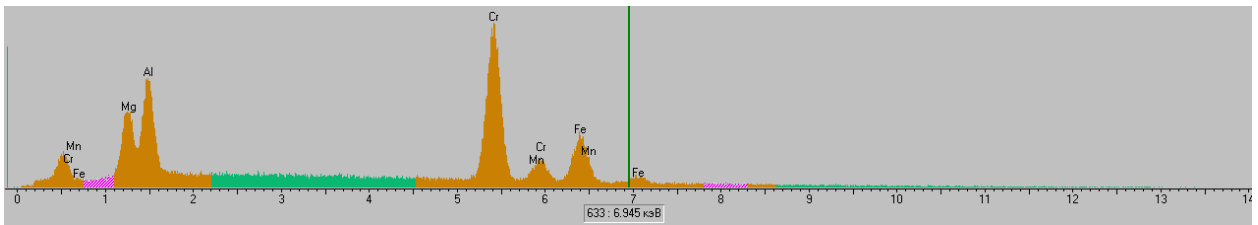
25a-1.spe



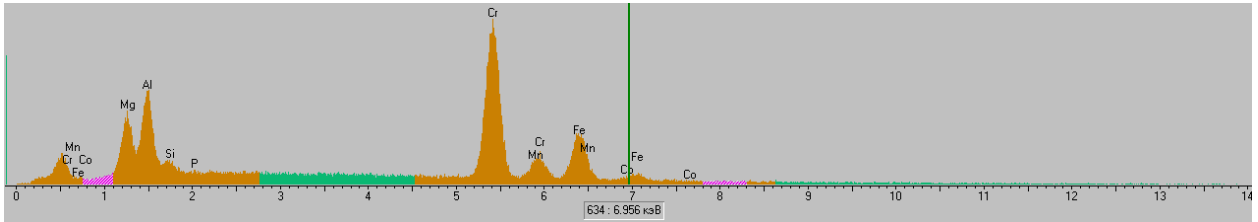
25a-2.spe



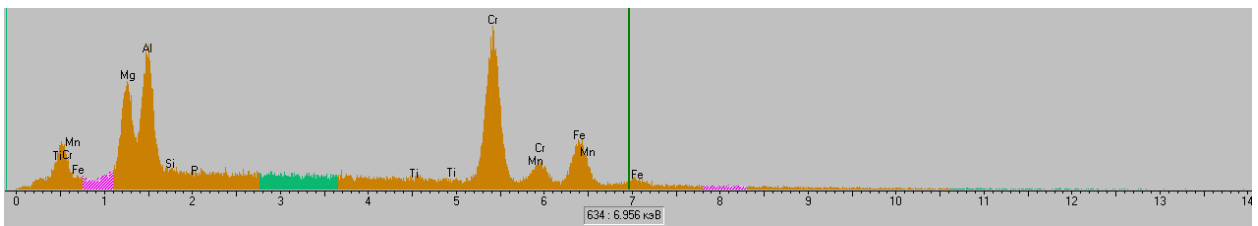
25a-3.spe



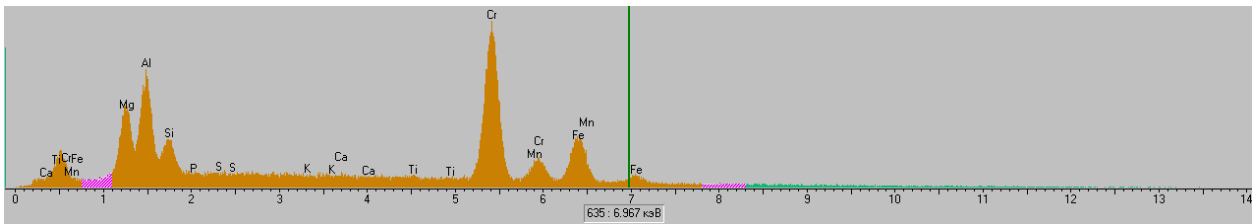
3-14-1.spe



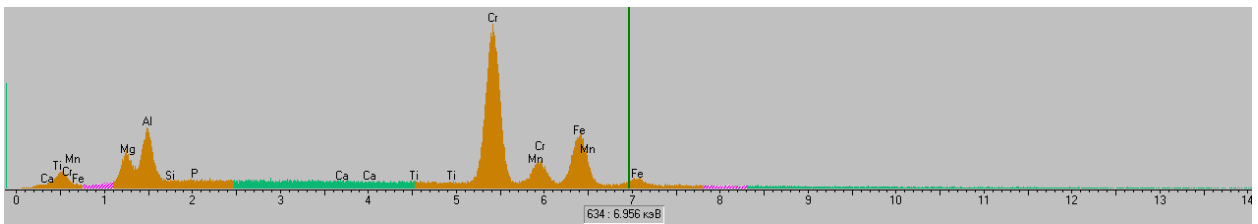
3-14-2.spe



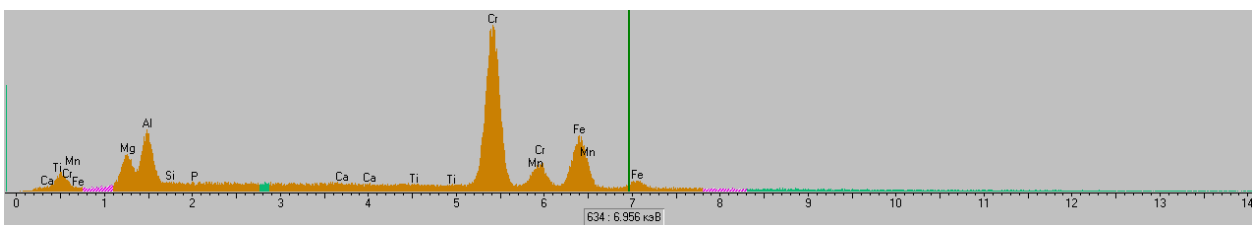
3-14a-1.spe



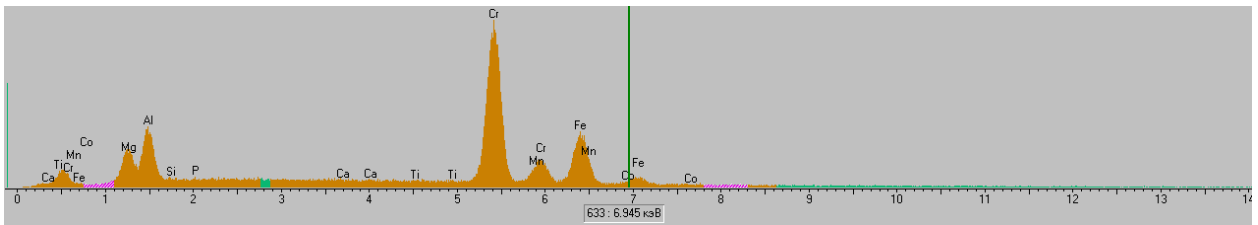
3-14a-2.spe



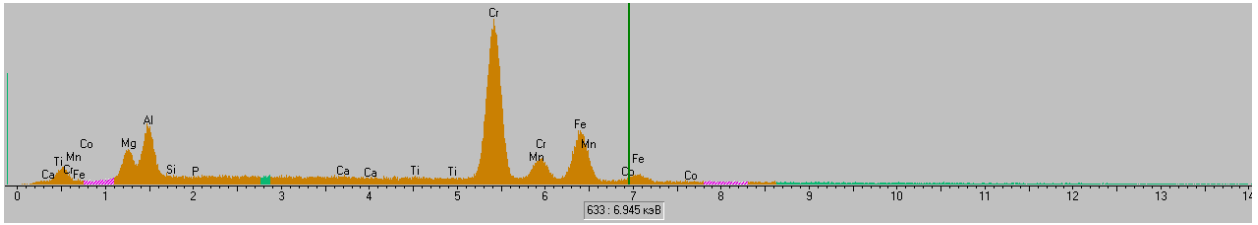
m-14-1.spe



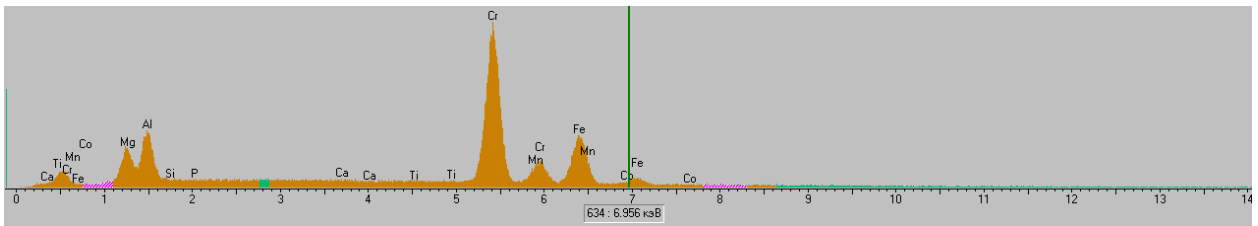
m-14-2.spe



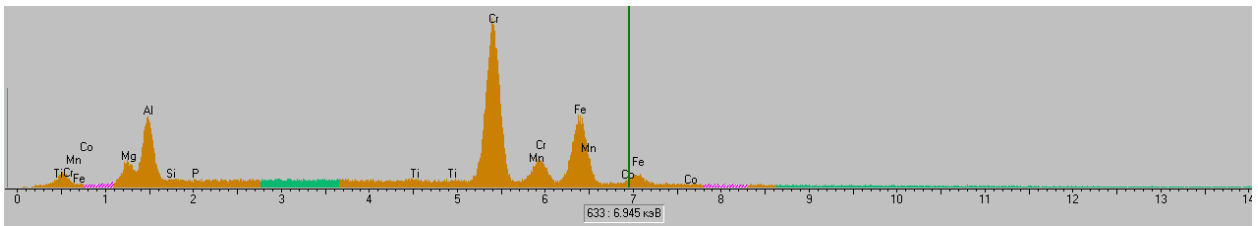
33-14a-1.spe



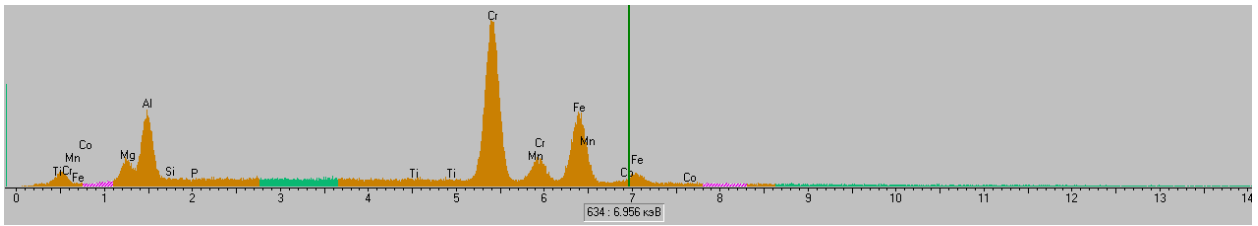
33-14a-2.spe



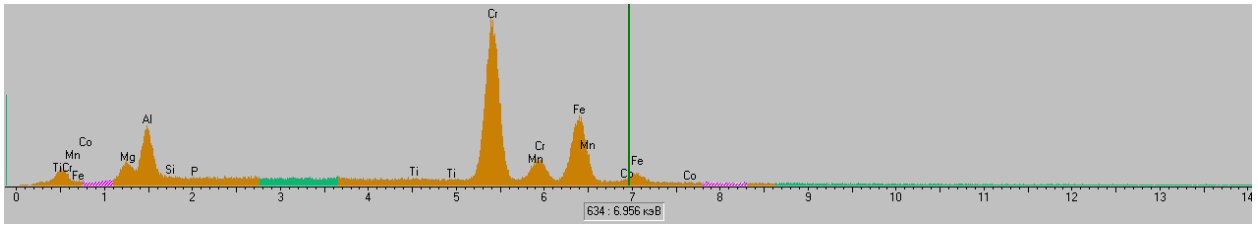
33-14a-3.spe



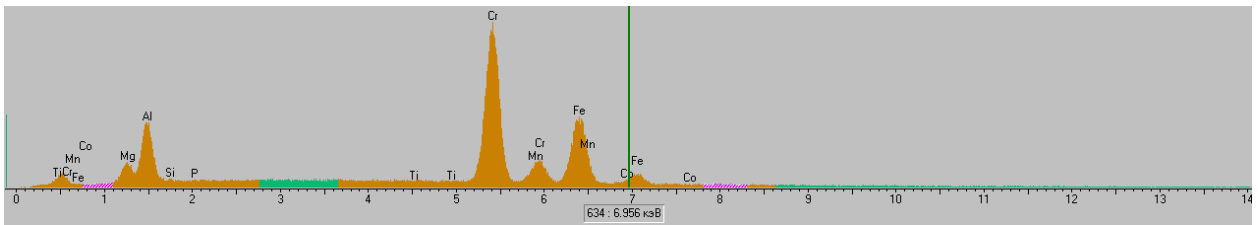
3533-178.5-1.spe



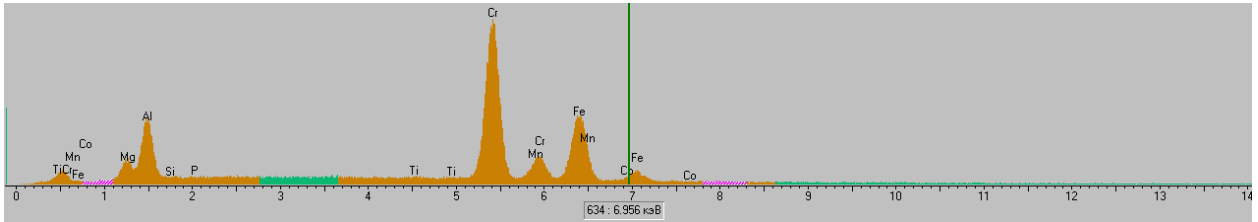
3533-178.5-2.spe



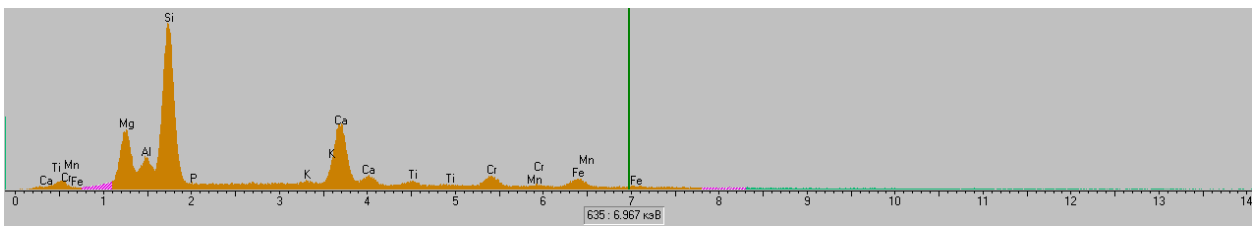
3533-178.5-3.spe



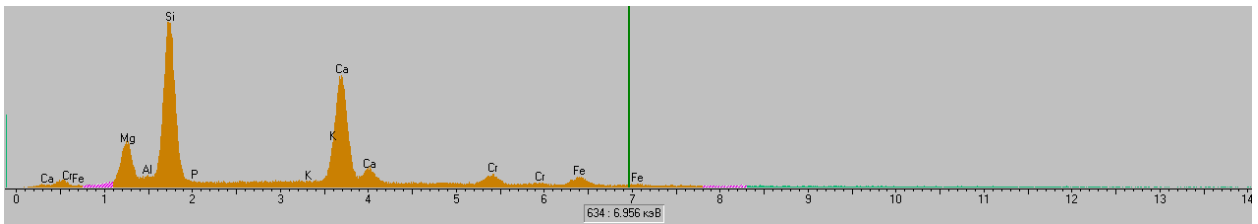
3533-178.5a-1.spe



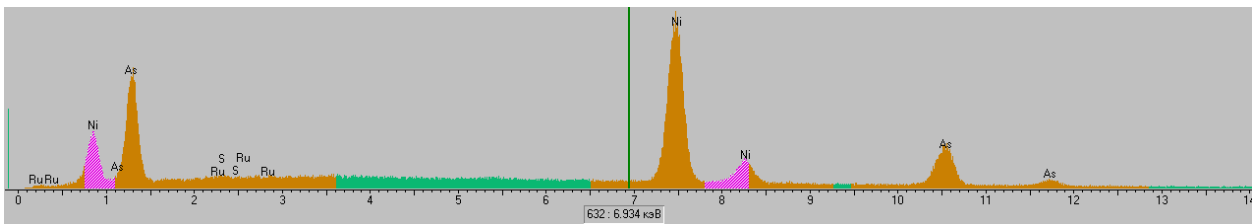
3533-178.5a-2.spe



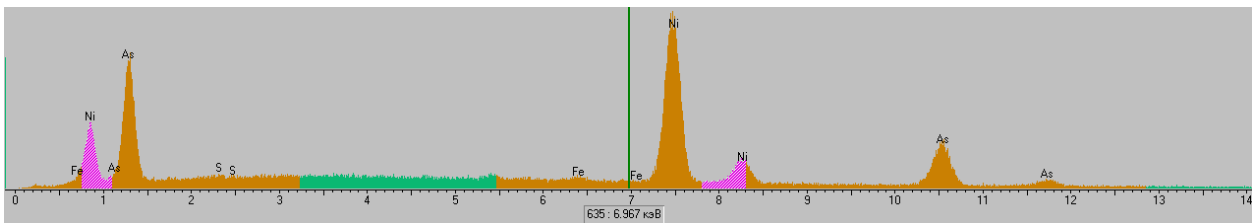
3533-178.5a-3.spe



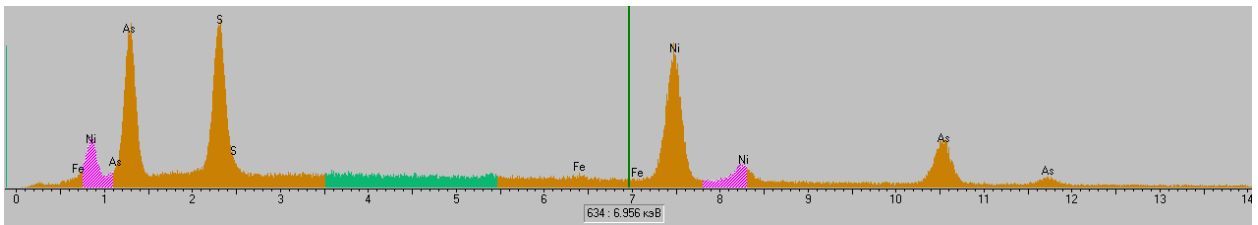
3533-178.5a-4.spe



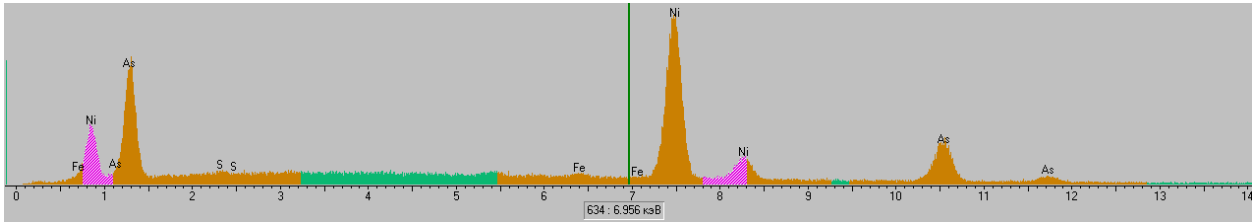
3533-178.5b-1.spe



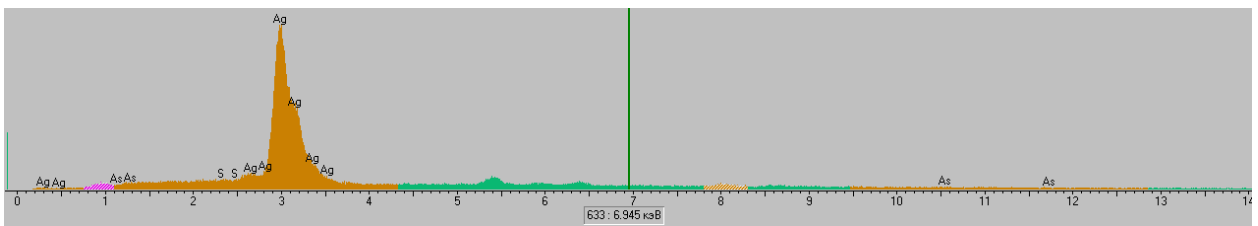
3533-178.5b-2.spe



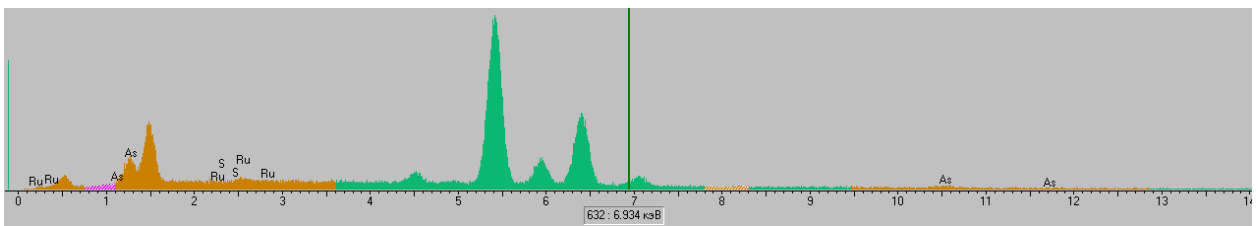
3533-178.5b-3.spe



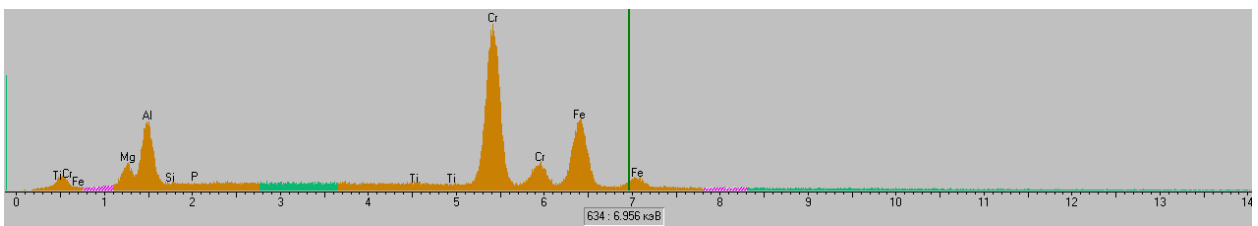
3533-178.5b-4.spe



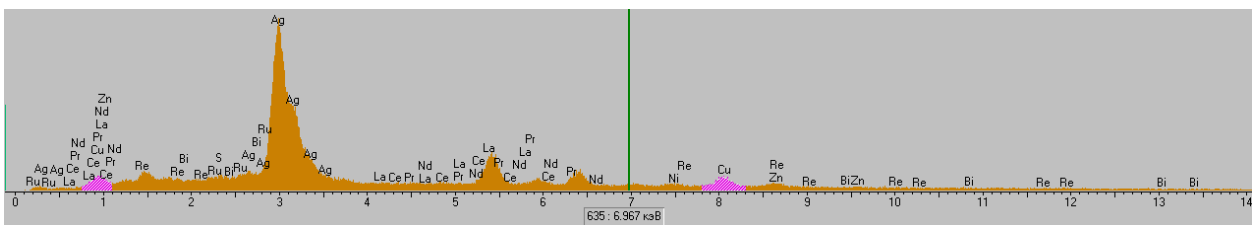
3533-178.5B-1.spe



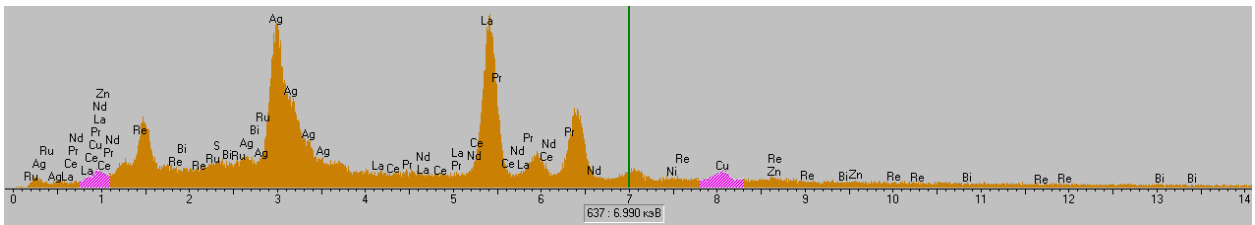
3533-178.5B-2.spe



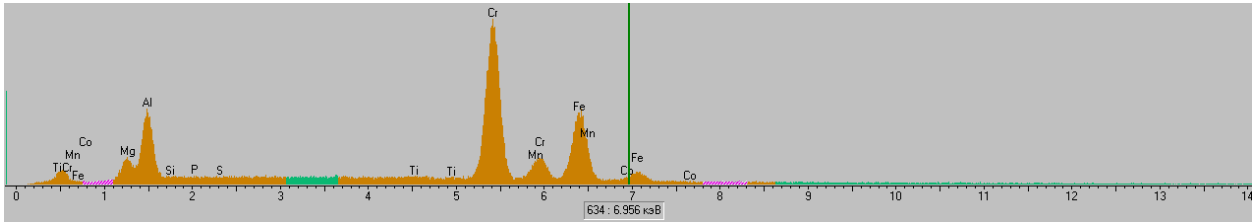
3533-178.5B-3.spe



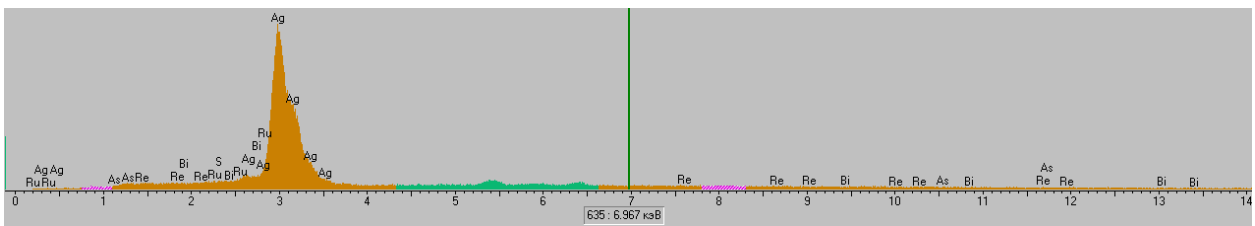
3533-178.5r-1.spe



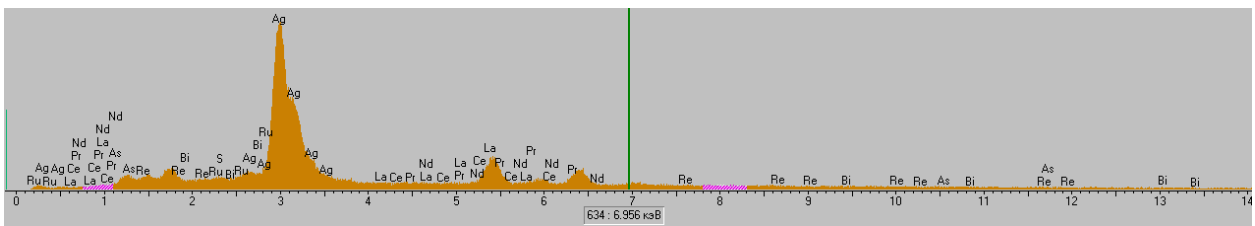
3533-178.5Г-2.spe



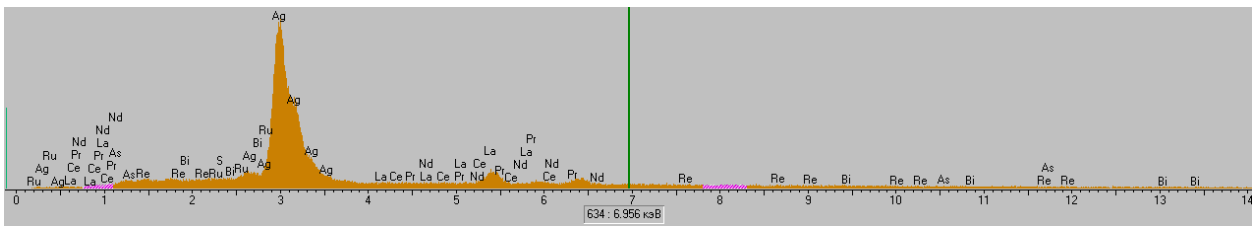
3533-178.5Г-3.spe



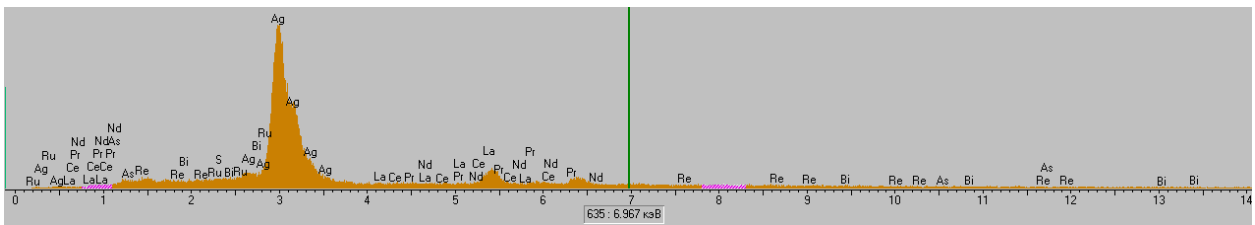
3533-178.5Д-1.spe



3533-178.5Д-2.spe

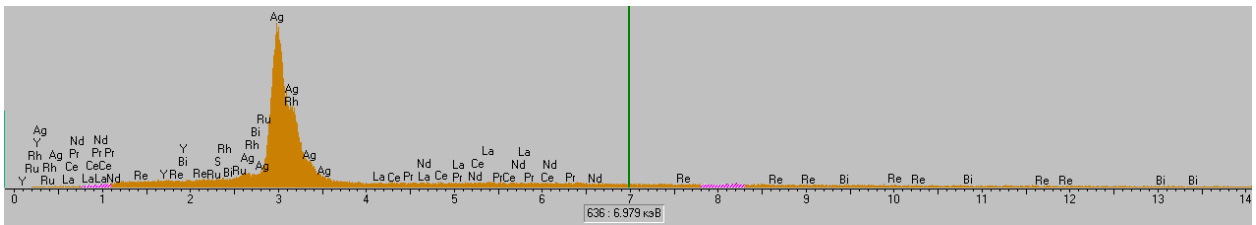


3533-178.5Д-3.spe

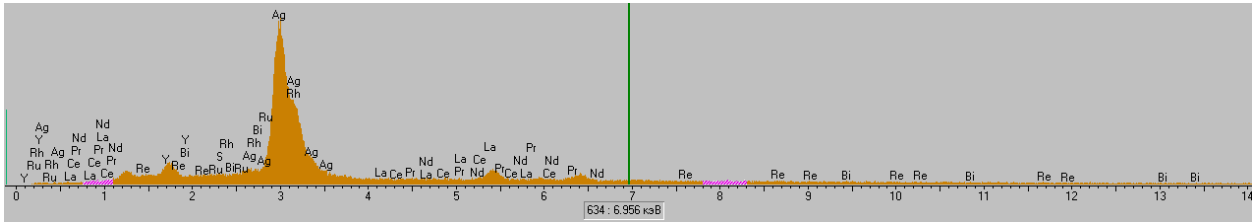


3533-178.5Д-4.spe

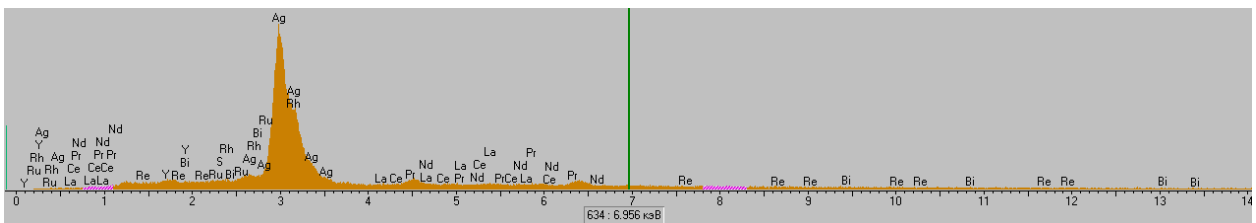




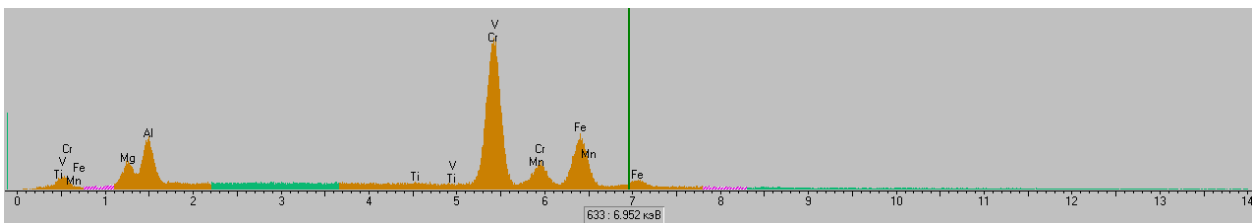
3533-178.5д-5.spe



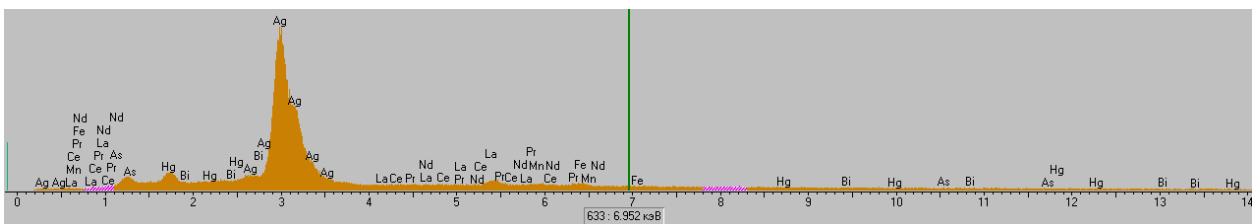
3533-178.5д-6.spe



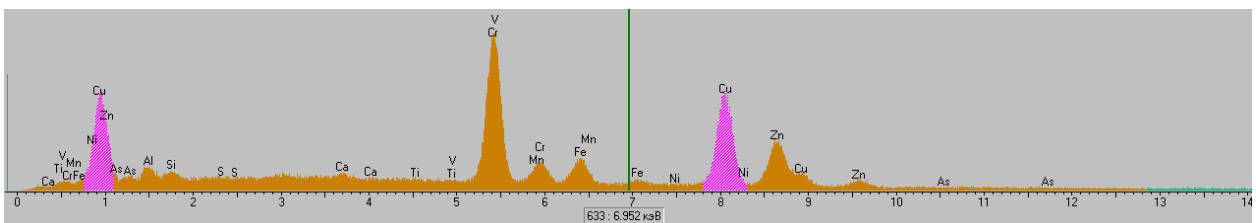
3533-178.5д-7.spe



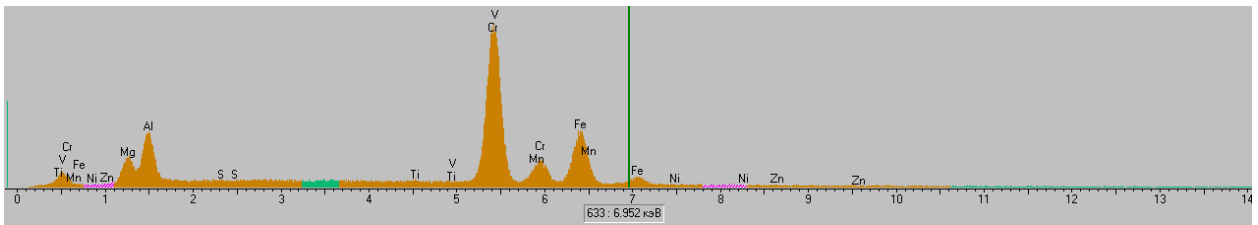
3533-197.5-1.spe



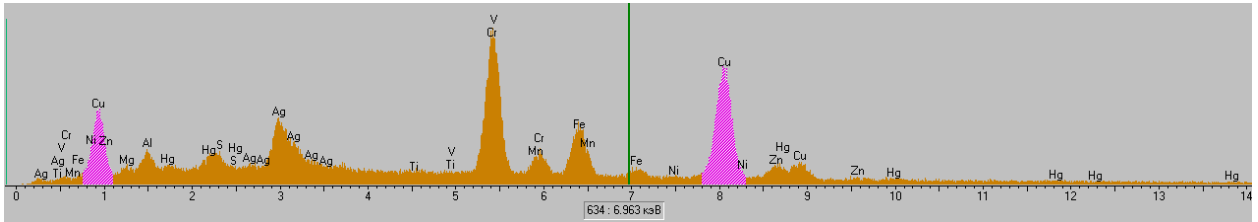
3533-197.5-2.spe



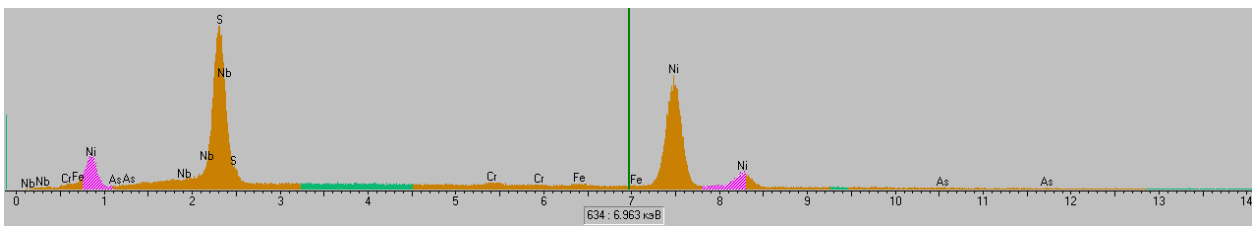
3533-197.5a-1.spe



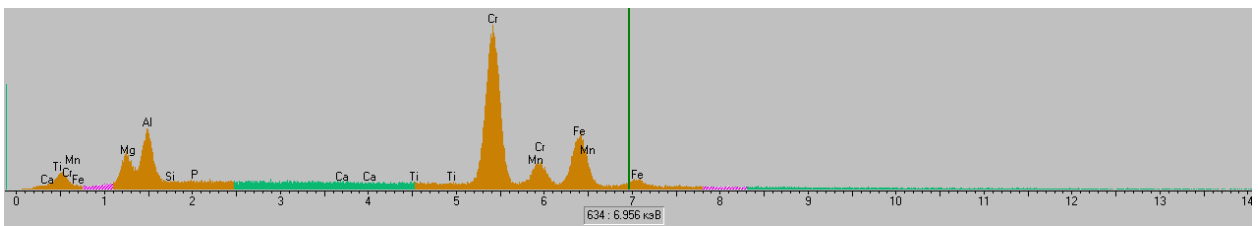
3533-197.5a-2.spe



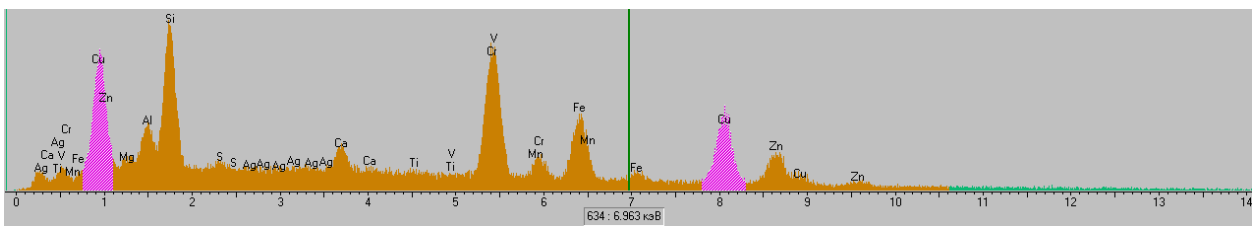
3533-197.5b-1.spe



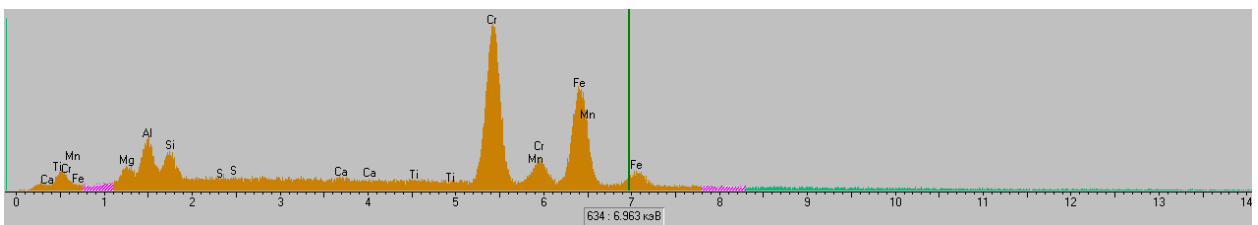
3533-197.5b-1.spe



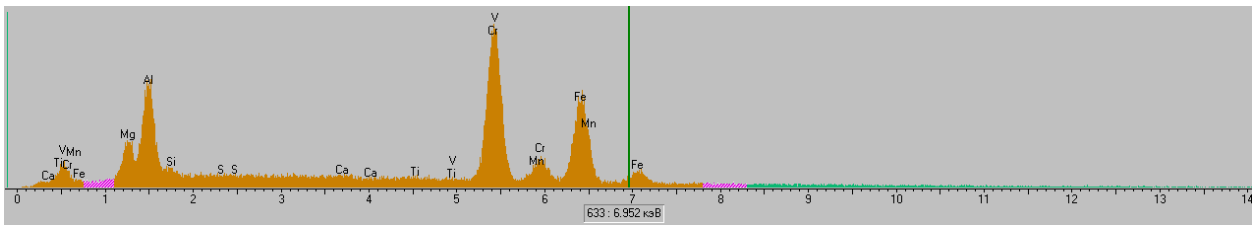
ш-4-1.spe



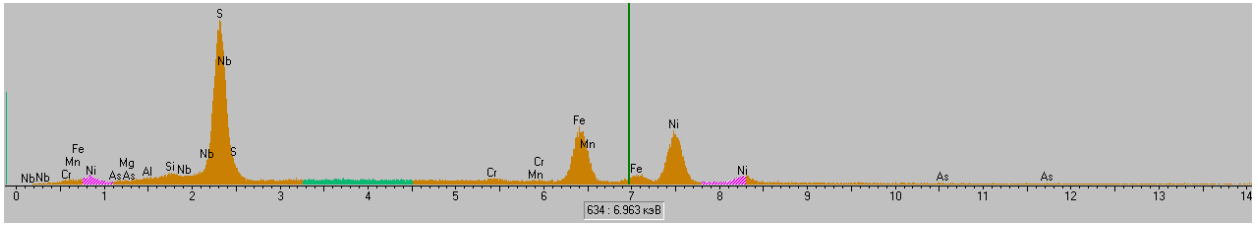
ш-10-1.spe



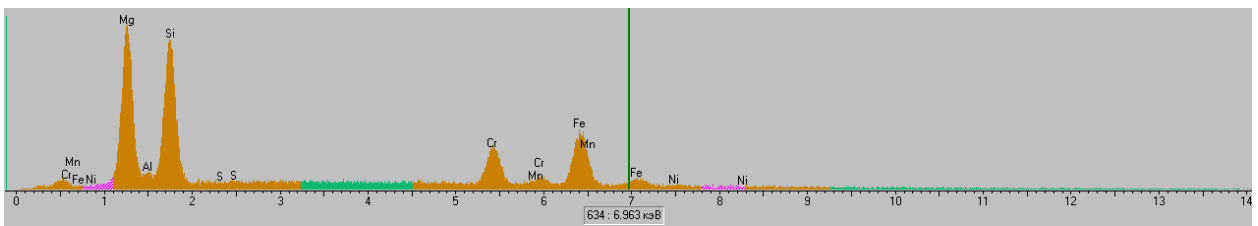
ш-10-2.spe



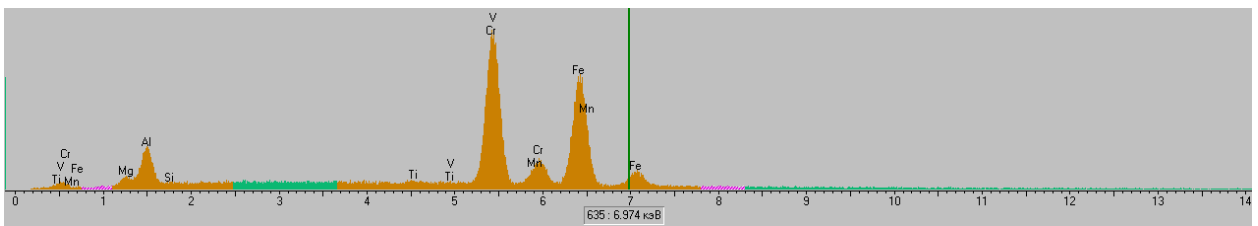
III-10a-1.spe



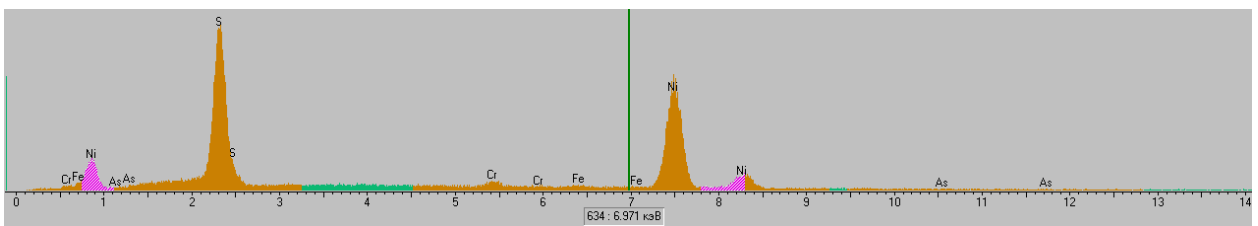
3536-166,5-1.spe



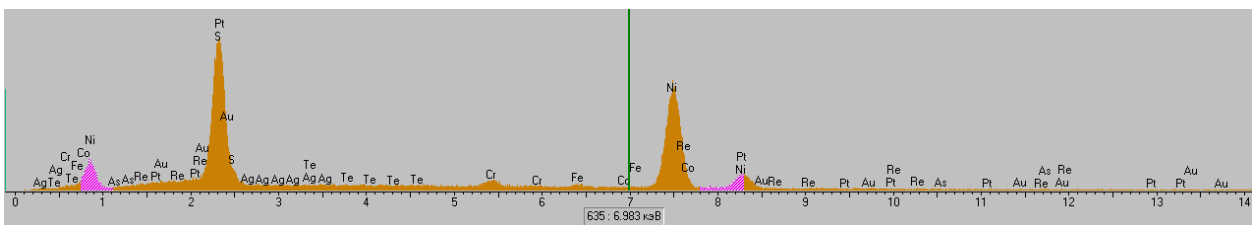
3536-166,5a-1.spe



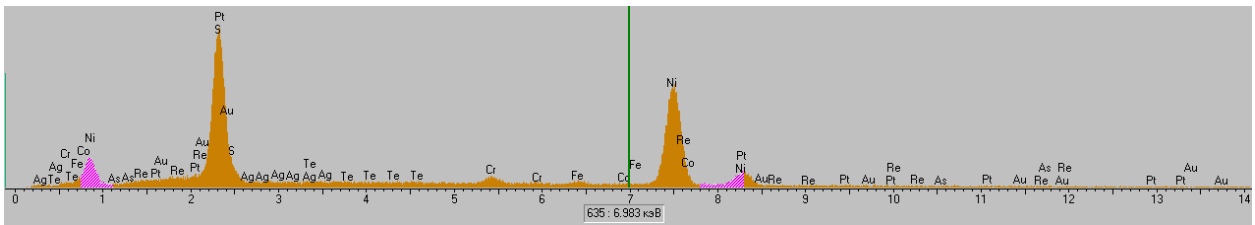
3536-166,5a-2.spe



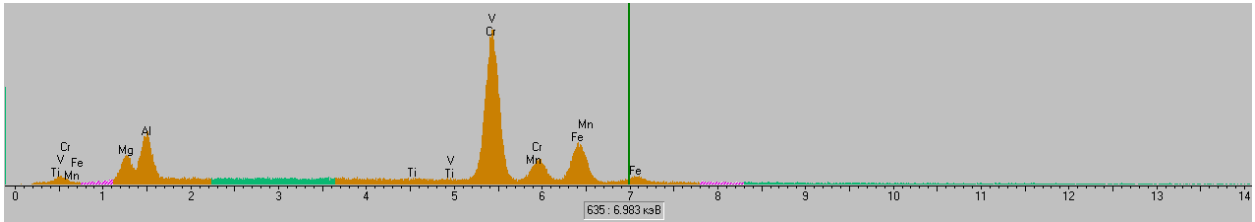
10-1.spe



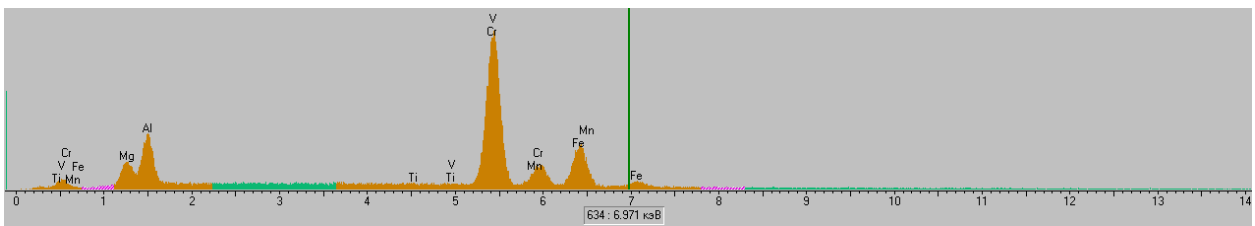
10a-1.spe



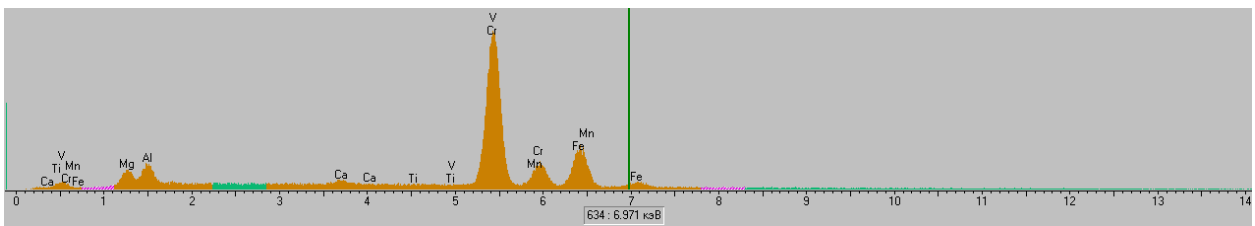
10a-2.spe



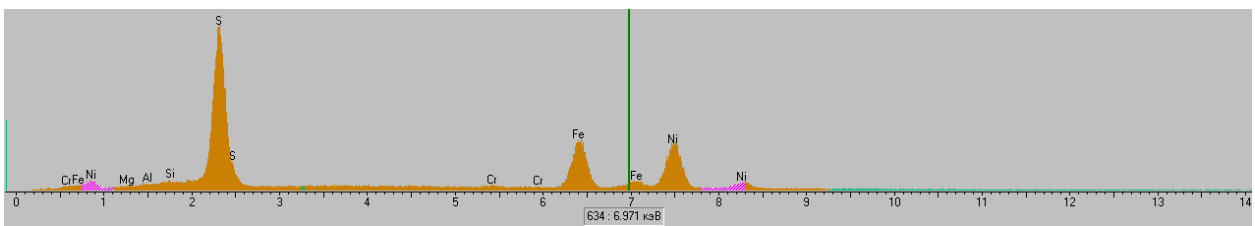
10b-1.spe



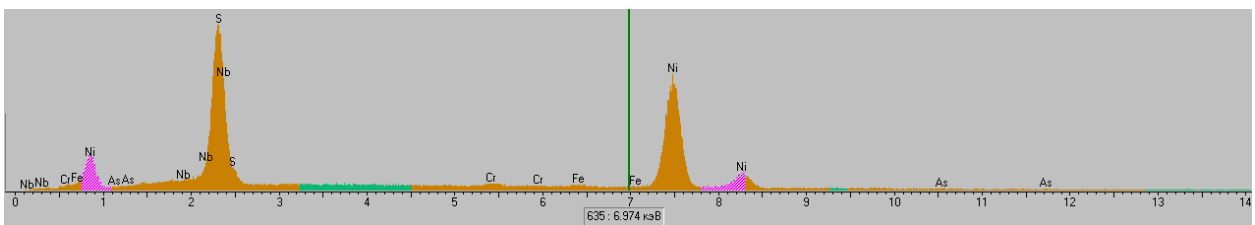
10b-2.spe



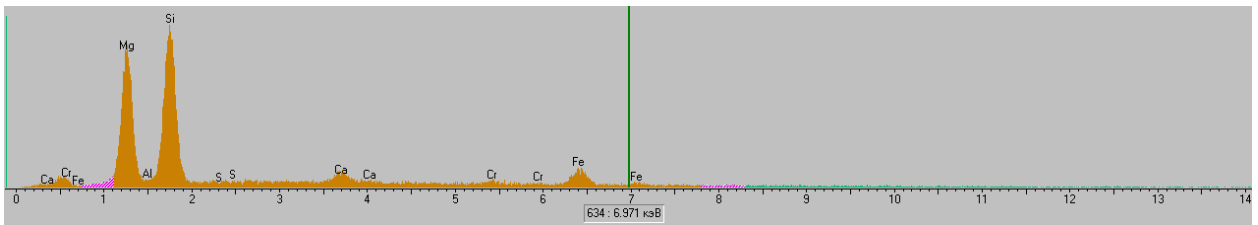
10b-3.spe



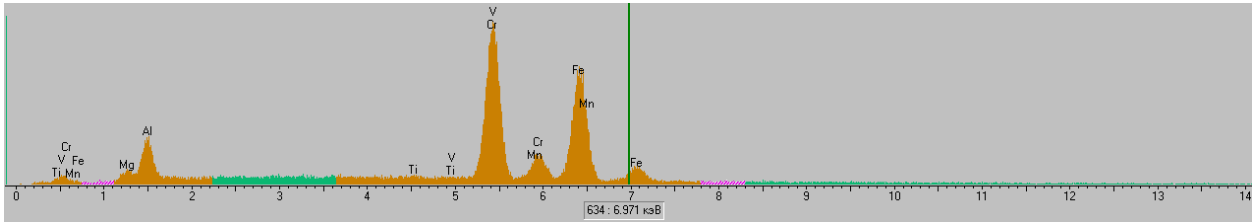
3536-166,5b-1.spe



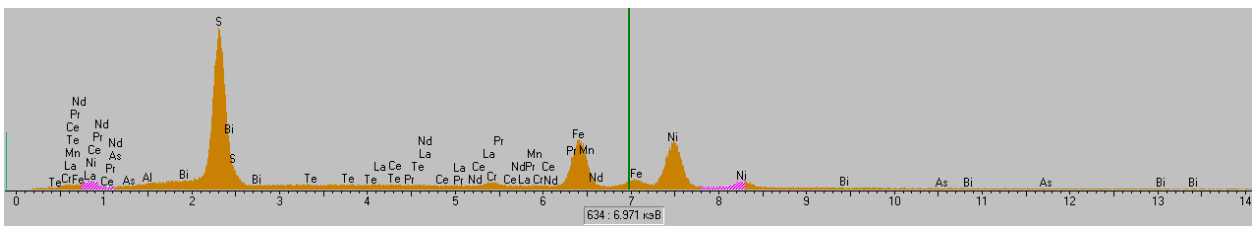
3536-166,5B-1.spe



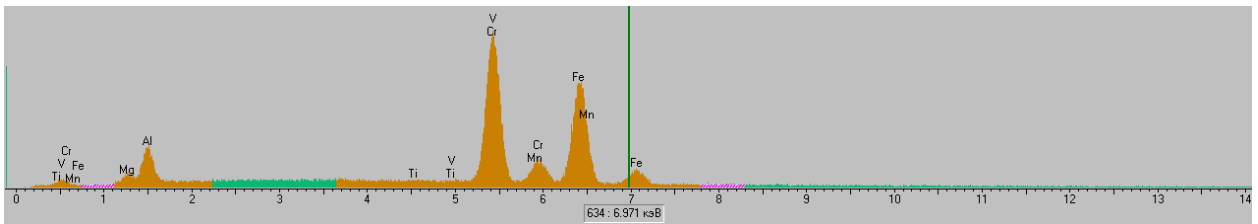
3536-166,5B-2.spe



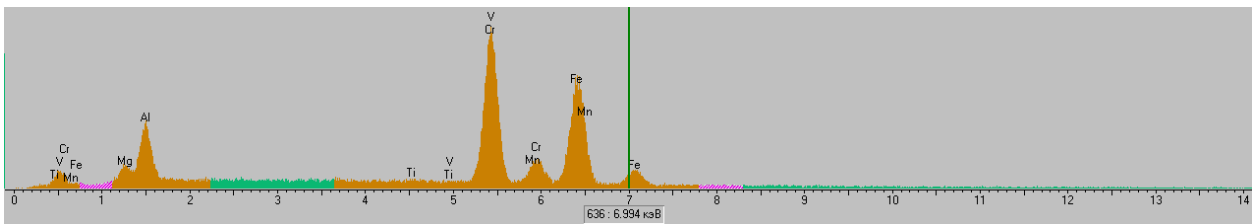
3536-166,5B-3.spe



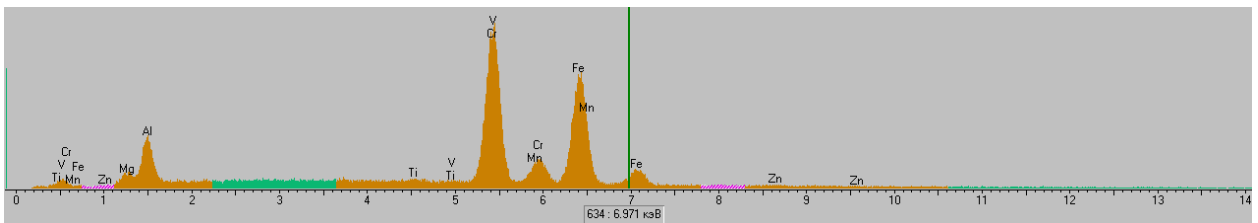
3536-166,5Г-1.spe



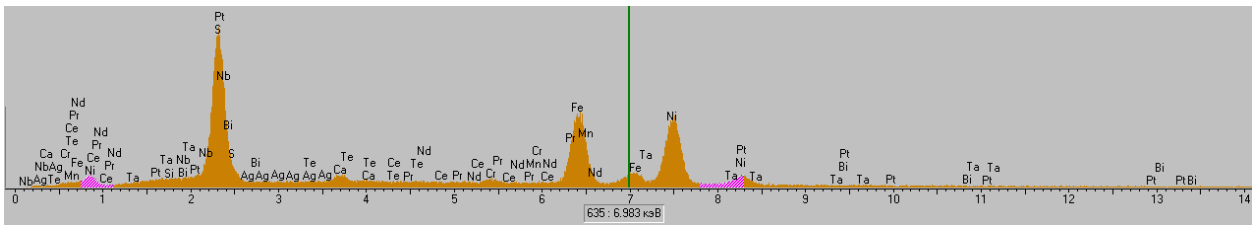
3536-166,5Д-1.spe



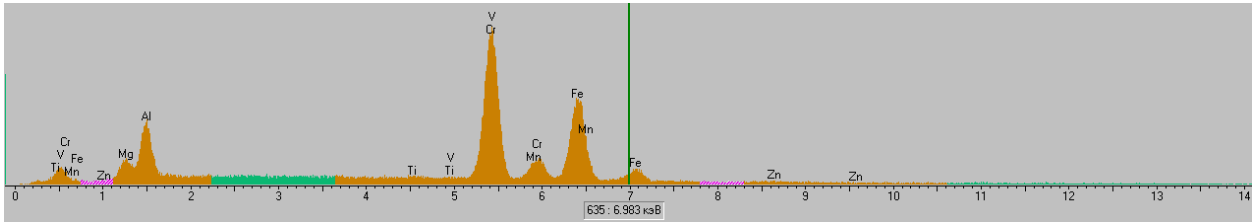
3536-166,5Д-2.spe



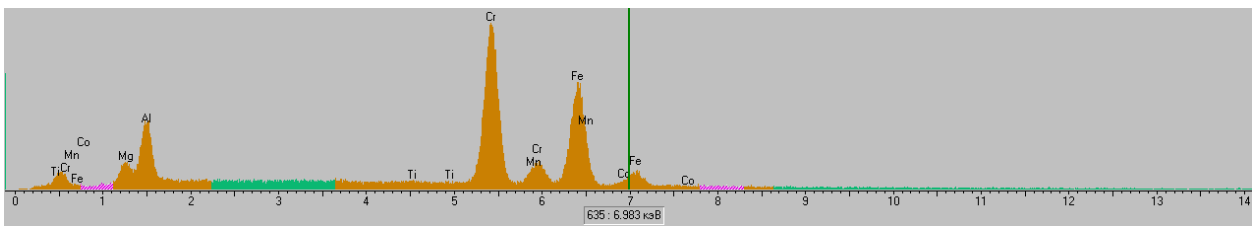
3536-166,5е-1.spe



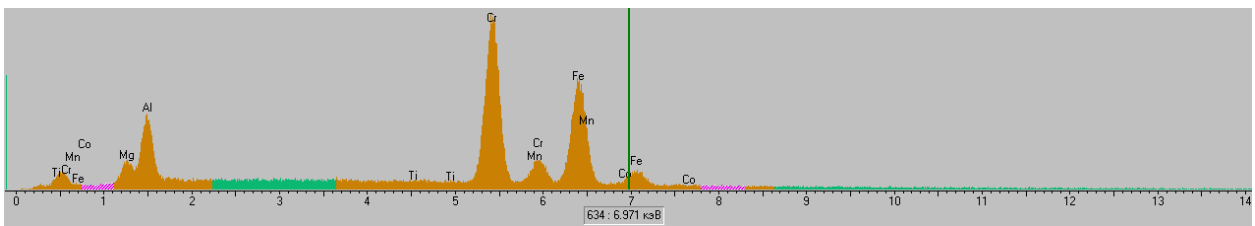
3536-166,5e-2.spe



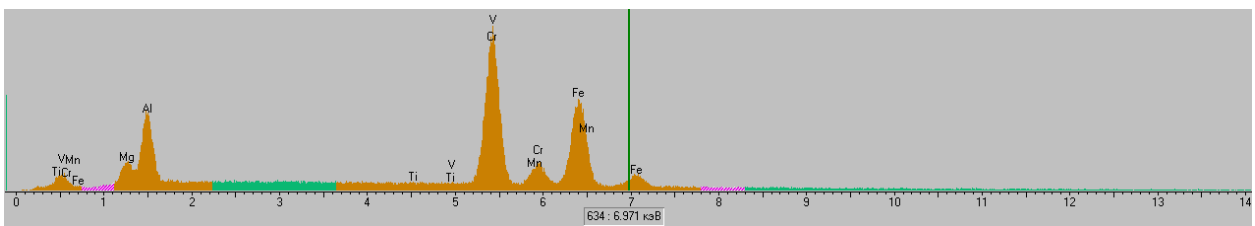
ш-10б-1.spe



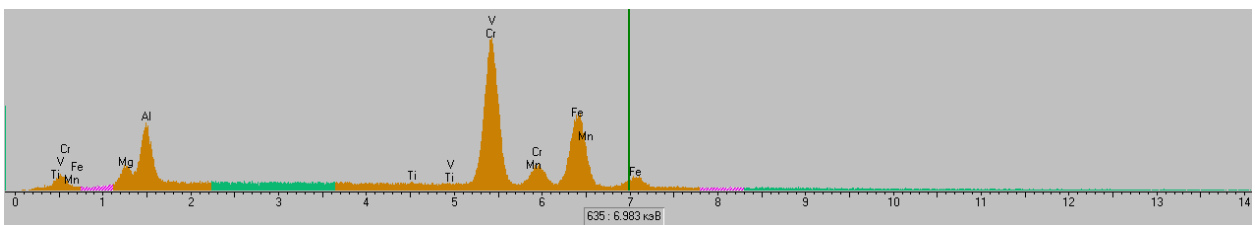
ш-10б-2.spe



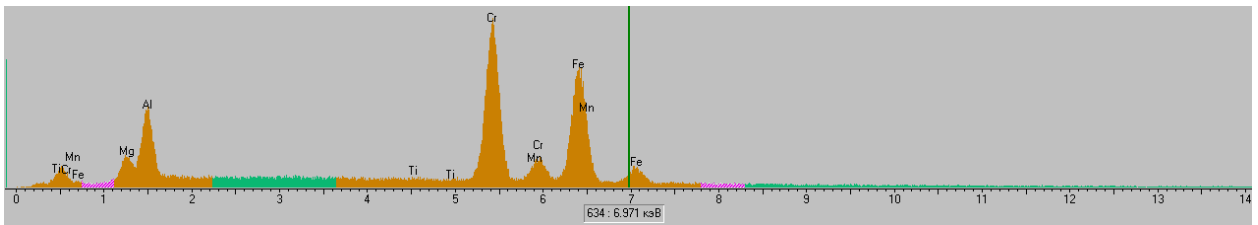
ш-10б-3.spe



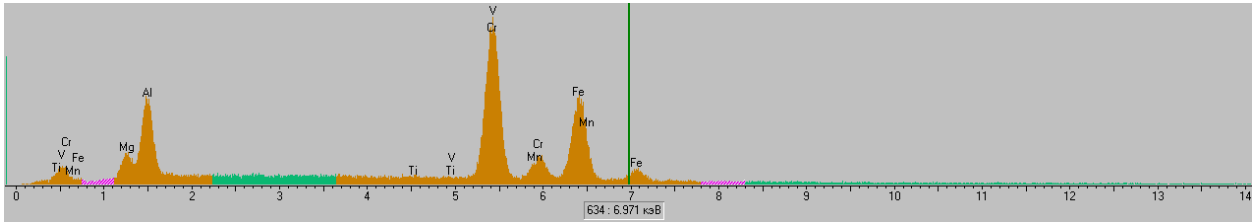
ш-10в-1.spe



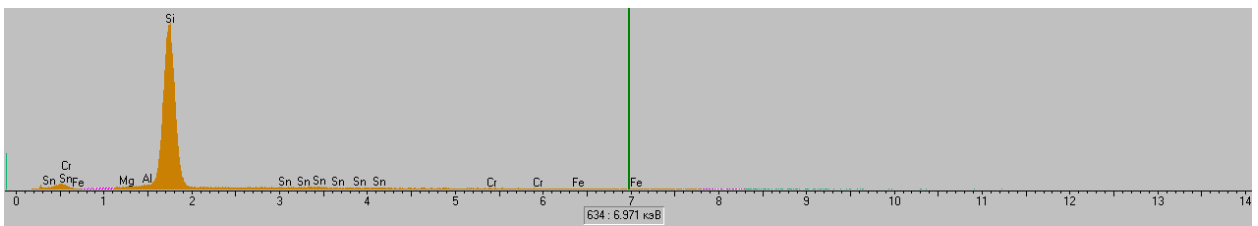
ш-10в-2.spe



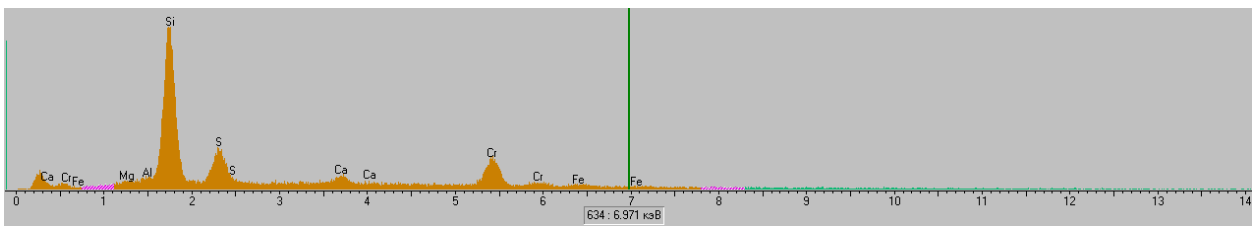
ш-10г-1.spe



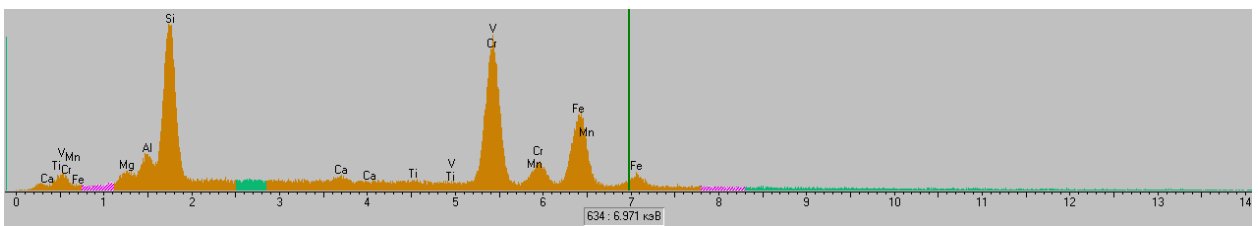
ш-10г-2.spe



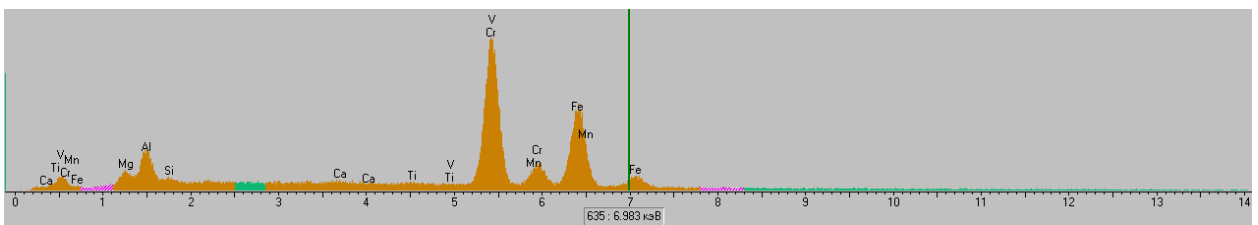
ш-10г-3.spe



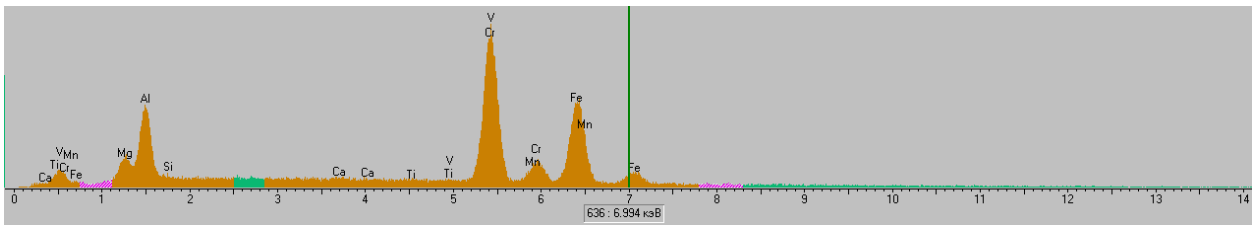
ш-10д-1.spe



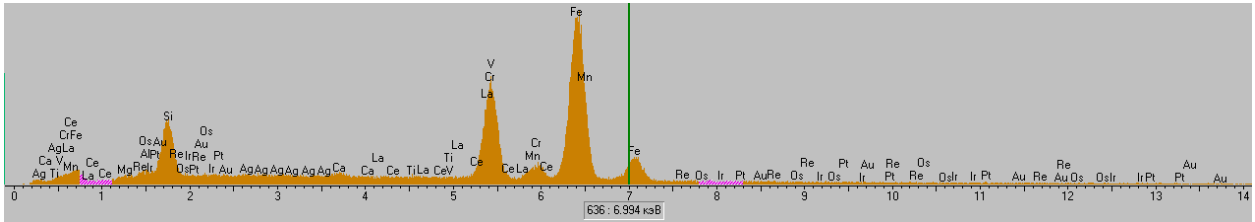
ш-10е-1.spe



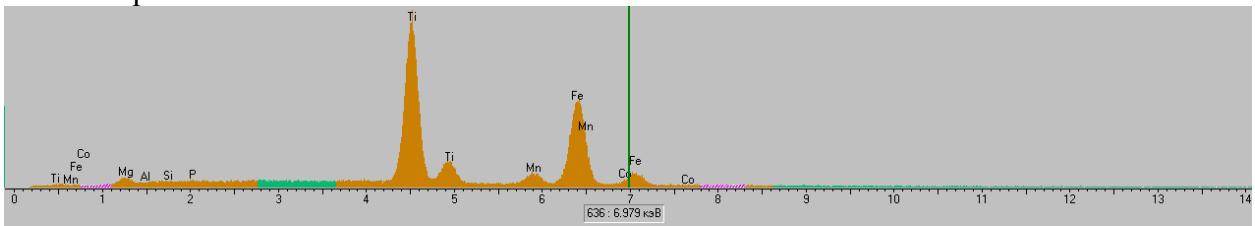
ш-10е-2.spe



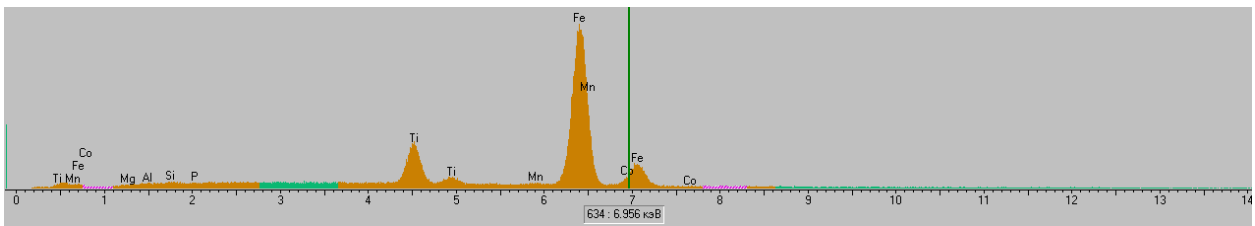
III-10e-3.spe



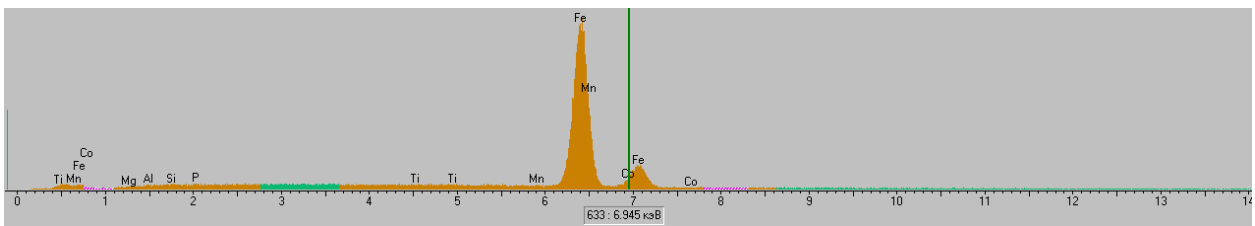
III-10e-4.spe



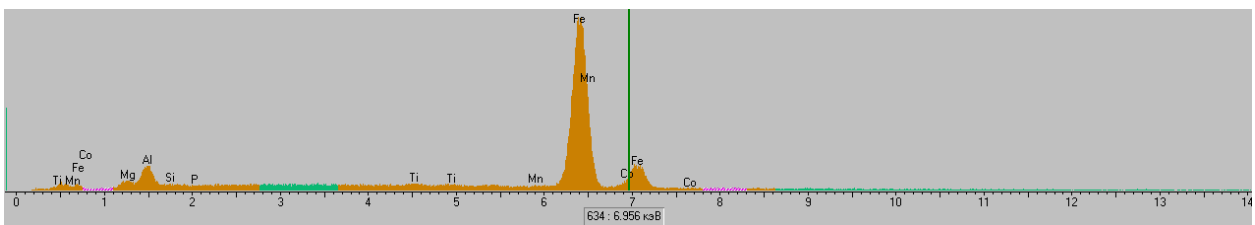
III-13-1.spe



III-13-2.spe



III-13a-1.spe



III-13a-2.spe



## Додаток Б

### ВИТЯГ З ПРОТОКОЛУ №2

засідання Ради за науковим напрямком «Технології прогнозування, пошуку та розвідки корисних копалин»

м. Дніпропетровськ

21 грудня 2010 р.

**ПОРЯДОК ДЕННИЙ:** Розгляд та затвердження звітів з держбюджетної тематики Ради з наукового напрямку «Технології прогнозування, пошуку та розвідки корисних копалин»

**ПРИСУТНІ:** голова Ради, декан геологорозвідувального факультету, доктор геологічних наук, професор Приходченко В.Ф., заступник голови, завідувач кафедри загальної геології, кандидат геологічних наук Хоменко Ю.Т., секретар – доктор геологічних наук Рузіна М.В., завідувач кафедри гідрогеології та інженерної геології, доктор технічних наук, професор Садовенко І.О., професор кафедри загальної геології, доктор геологічних наук Баранов П.М., керівник Центру аналітико-технологічних досліджень, кандидат геолого-мінералогічних наук, провідний науковий співробітник Поповченко С.Є.

**СЛУХАЛИ:** повідомлення наукового керівника теми ГП-423

«Закономірності формування корисної мінералізації в хромітоносних ультрабазитах (на прикладі Побузького рудного поля Українського щита)» провідного наукового співробітника Поповченка С.Є. У доповіді повідомлено про основні наукові та практичні результати виконаних досліджень у 2011 р.

В обговоренні взяли участь професор Садовенко І.О., професор Приходченко В.Ф., професор Баранов П.М., професор Рузіна М.В.

**УХВАЛИЛИ:**

1. Робота по держбюджетній темі виконана в повному обсязі згідно з календарним планом та технічним завданням на 2011 р.
2. Науково-технічний рівень НДР відповідає сучасному рівню світових розробок та державній програмі «Платина України», галузевій програмі «Оцінка платиноносності ультрабазитів Українського щита».
3. Робота актуальна, має фундаментальний характер і комплексний підхід.

4. Наукові результати:

4.1. Хромітове зруденіння в гіпербазитах Середнього Побужжя має полігенетичний характер і формувалося починаючи з ранньомагматичного до заключних стадій пізньомагматичного етапу, включаючи метасоматоз. У наступному руди піддавалися високоградієнтному метаморфізму і катаклазу з формуванням високозалізного хромпікотита й алюмохроміта, що в цілому на всіх масивах привело до усереднення складу хроміту зі зниженням у ньому вмісту  $Cr_2O_3$  до 43-48 %. Під впливом екзогенних процесів по корінних рудах формувалися серед нонтронітових кор

вивітрювання і неоген-четвертинних відкладень плащеподібні лінійно-витагнуті поклади в негативних формах мікрорандшафту природно збагачена екзогенна хромітова руда.

4.2. Платинометальна мінералізація тяжіє до ранньомагматичних і метасоматичних руд, а також сполучена з зонами тектонічних напружень, де розвиваються процеси брекчіювання і низькотемпературного діафореза (серпентинізація й окварцювання). В останніх переважає рутеній-іридієва спеціалізація з утворенням вторинних сульфоарсенідних та інтерметалічних фаз.

4.3. Титанова мінералізація сполучена з розвитком у крайових частинах масивів амфіболітів і плагіоклаз-амфіболових кристалічних сланців, що утворилися по габброїдним породам. Вона представлена ільменіт-магнетитовою мінеральною асоціацією, що по ряду ознак може бути віднесена до ранньомагматичного генезису. У балтських пісках неоген-четвертинного віку на кожному масиві сформувалися убогі титанвміщуючі розсипи, що можуть становити промисловий інтерес при супутньому відпрацьовуванні хромітових і силікатно-нікелевих руд.

4.4. Вольфрамова мінералізація представлена шеелітом і тяжіє до зон розвитку амфіболітів і, рідше, до силікатно-карбонатних порід, та має ознаки накладеної мінералізації. Разом з титановою мінералізацією поширена серед балтських пісків неоген-четвертинного віку і може становити промисловий інтерес (W 0,1-0,1%) при супутньому відпрацьовуванні.

4.5. Золото-срібна мінералізація тяжіє до тектонічно порушених зон як у середині, так і на периферії гіпербазитових масивів, і в промислових концентраціях виявлена серед вторинних кварцитів, еулізитів і скарноїдів, що містять убогу сульфідну мінералізацію. По ряду ознак може бути віднесена до метаморфогенно-гідротермального генезису малосульфідної золото-кварцевої формації. У корах вивітрювання з них формуються елювіально-делювіальні розсипи.

4.6. Встановлена рідкоземельна мінералізація в породах рами на контакті з гіпербазитами, що тяжіє до зон розвитку лужних метасоматитів уздовж тектонічних порушень північно-північно-західного напрямку, що збігається з напрямком простягання Капітанівського глибинного розламу. Утворилася, очевидно синхронно зі становленням апліт-пегматоїдних мікроклінових гранітоїдів і має гідротермальний генезис.

## 5. Практичне значення

Полягає у виділенні різних морфогенетичних типів хромітових рудних тіл у корах вивітрювання, з якими пов'язані хроміти різної якості та промислової призначеності. Отримані уявлення про будову хромітових руд у корах вивітрювання допоможуть в інтерпретації даних бурової розвідки на нових родовищах, на новому обґрунтованому рівні сприятимуть більш точнішому проведенню геометризації рудних тіл та підрахунку запасів.

По титановій мінералізації на прикладі Східно-Липовеньківського родовища підраховані геохімічні ресурси металевого титану, які в межах кори вивітрювання амфіболітів та балтських пісків неоген-четвертинного віку складають 9,2 тис.т. Зруднення представлено легкозбагачуваним ільменітом та титаномангнетитом, що має важливе значення при супутній розробці родовища. Сумісно з титаном в концентрат

виділяється вольфрам у формі шееліта, а в хвості збагачення кварцовий пісок зі середнім модулем крупності, який може широко використовуватися у будівництві. Розповсюдження титанової мінералізації із вольфрамом виявлено на усіх масивах хромітоносних гіпербазитів, що вказує на значний промисловий потенціал.

На Східно-Липовеньківському родовищі по новим даним бурової та гравірознавчої розраховані прогнозні ресурси хромітового зруднення на глибину 200м, котрі по категоріям  $C_2+P_1+P_2$  складають 3,84 млн. т хромітової руди, що майже у 3 рази перевищує попередні оцінки.

По каоліновій корі вивітрювання, яка розвинута по вміщуючим гіпербазитові породи масивам, в межах Південно-Західного та Центрального участків підраховані запаси високоякісних первинних каолінів, які по категорії  $B+C_1+C_2+P_1$  складають 8,2 млн.т та 29,4 млн т з якісними показниками, вищими ніж каолін Просяновського та Глуховецького ГОКів. У нижніх частинах каолінової кори вивітрювання виявлена зона мінералізації рідкоземельних елементів також можуть мати практичне промислове значення, так як в окремих пробах (св. 27 к) вміст Y, La та Ce перевищує мінімальні промислові кондиції.

#### 6. Цінність результатів для навчально-наукової роботи

По матеріалами вивчення Східно-Липовеньківського родовища виконана та успішно захищена дипломна робота (А.В.Поповченко). Зразки руд та гірських порід передано в навчальні колекції кафедри мінералогії та петрографії, загальної та структурної геології, геології та розвідки корисних копалин. По матеріалам роботи аспірантом Є.С. Перковим готується кандидатська дисертація. Матеріал по темі готується для передачі на кафедру ГіРРКК для виконання лабораторних робіт по геохімії та для підрахунку запасів нікелю та хрому.

7. Виконавці: штатні 3, сумісники 3

8. Опубліковано 10 наукових робіт та отримано 1 патент на винахід.

9. У звіті немає авторських свідоцтв та звісток, що мають державну таємницю. Результати можуть бути опубліковані у відкритій печаті.

10. Результати, які одержані, можуть бути використані у галузі металогенічних досліджень.

11. Заключний звіт по темі ГП-423 затвердити.

Голова Ради

Приходченко В.Ф.

Секретар

Рузіна М.В.

## РЕЦЕНЗИЯ

Заключительного отчета по НИР ГП-423

«Закономерности формирования полезной минерализации в хромитоносных ультрабазитах (на примере Побужского рудного поля Украинского щита)»

Авторы: С.Е.Поповченко, Е.С. Перков и др.

Рецензируемый отчет состоит из Введения, 6 разделов, Перечня ссылок, Заключения и текстовых Приложений.

Отчет выполнен в срок и в соответствии с требованиями технического задания.

Во Введении охарактеризованы основания постановки НИР, их содержание, охарактеризованы основные направления исследований. Особое внимание уделено необходимости изучения сопутствующей полезной минерализации, распространенной в хромитоносных ультрабазитах, и отражению их генетических особенностей, рассмотрению условий залегания хромитов в никеленосных нонтронитовых корах выветривания, представляющие собой комплексные и наиболее экономически выгодные в Украине источники хрома.

Первый раздел посвящен обоснованию выбора объектов для исследований, методик проведения полевых, лабораторно-аналитических и камеральных исследований по хромитоносным гипербазитовым массивам Среднего Побужья. Изложены методические принципы компьютерного моделирования (3D визуализация). Большое внимание уделено описанию использованных геофизических методов исследований и принципам обработки полученных с их помощью данных. Детально рассмотрены методы камеральных исследований и обработки геологических материалов.

Второй раздел посвящен анализу литературных данных по хромитоносным месторождениям и рудопроявлениям мира. Детально рассмотрены условия залегания, параметры зон хромитового оруденения, варианты строения и морфологии рудных тел, вариации в составе хромита в зависимости от типа оруденения, взгляды на гене-

зис и промышленное значение. Отдельно в обзоре уделено внимание экзогенным типам хромитового оруденения как в корах выветривания, так и переотложенного типа в аллювиальных и прибрежно-морских россыпях. Также приведен достаточно обширный материал по сопутствующей хромитовому оруденению полезной минерализации, из которой ведущее значение имеет платинометальная и титановая, иногда с ванадием, минерализация.

Целесообразным является представление в отчете достаточно мелких подробностей, которые необходимы в дальнейшем для проведения сопоставительного анализа и решения ряда задач по выяснению и обоснованию промышленной ценности как хромитового оруденения, так и всевозможной сопутствующей минерализации. Вместе с тем необходимо отметить, что раздел содержит достаточно много недостаточно хорошо читаемых рисунков. Отсутствует и некоторая упорядоченность или однотипность изложения при описании генетических типов хромитовых месторождений.

В третьем разделе детально рассмотрены условия залегания и параметры зон хромитового оруденения в наиболее перспективных гипербазитовых массивах Побужского рудного района. Материал приводится из фондов Правобережной ГЭ и Побужского ферроникелевого комбината. Полученные уточненные данные по распространению полезной минерализации в Побужском рудном районе позволяют создать более полное представление о геологическом строении и сопоставить его с другими промышленными хромитовыми месторождениями и рудопроявлениями мира. Описаны геология и основные варианты строения и морфологии рудных тел, а по некоторым массивам их вариации в составе хромита в зависимости от типа оруденения.

Четвертый раздел посвящен изложению результатов исследований по основным хромсодержащим массивам Среднего Побужья. В нем приведена авторская интерпретация геологии хромитового оруденения в коренных породах, детально рассмотрены параметры, варианты строения и морфологии рудных тел. Приведены также данные по авторской интерпретации геофизических исследований, полученных в ходе проведения полевых работ самостоятельно и совместно с КП «Севукргеоло-

гия». По данным детальной буровой разведки на Восточно-Липовеньковском и Южно-Капитановском массивах приведены расчеты по прогнозным запасам хрома, титана и платиноидов.

Пятый раздел является наиболее интересен с точки зрения новизны, так как отображает особенности строения и распространения хромитовой минерализации в коре выветривания и за ее пределами. Интересным и немало- важным является пространственное представление положения рудных зон в коре выветривания. В корах выветривания ультрабазитов наиболее распространены вторичные хромитовые руды экзогенного генезиса. Морфология их рудных тел и качество руд зависит от удаленности от коренных руд, условий рельефа и микроландшафта древней поверхности палеокоры. Исходя из поставленных задач в разделе в достаточном объеме рассмотрены никеленосные коры, с которым связаны рудопроявления хрома, опущены коры основных и кислых пород, в результате чего создается впечатление «однобокости».

Выделенные различные морфогенетические типы хромитовых руд в корах выветривания характеризуют различные по качеству руды и отображают их генезис. Представления о строении и распространении хромитовых руд являются основой для дальнейших поисков и разведки на других месторождениях и могут использоваться в качестве поисковых признаков, а также для обоснования и более точной геометризации рудных тел при подсчете запасов.

Установленные авторами признаки вертикальной и горизонтальной зональности в распределении хромита в корах выветривания убедительно подтверждают наличие механизмов его перераспределения, однако нуждаются в расширении фактического материала за счет проведения более детальных систематических исследований.

Заслуживает внимания и сделанный впервые авторами вывод о существовании в корах выветривания четырех морфогенетических типов хромитового оруденения в корах выветривания, который наглядно проиллюстрирован на фотографиях из бортов карьеров Западный и Школьный. Раскрытие механизмов их формирования является одной из важнейших задач исследования как в теоретическом, так и в практи-

ческом плане. Рассмотренная в отчете сопутствующая минерализация убедительно показывает на необходимость дальнейшего ее изучения.

В шестом разделе приведены данные детальных микроскопических исследований с микроанализом различных морфологических разновидностей хромита и высокотражающих минералов. На основе полученных результатов минералогических исследований авторами сделан вывод о многостадийности формирования хромитового оруденения и о карбонатитовом генезисе всей встречаемой в пределах гипербазитовых комплексов полезной минерализации, с чем отчасти можно согласиться.

В Заключении авторы приводят основные научные и практические результаты исследования. В целом, по отчету авторам сделаны критические замечания, которые необходимо учесть при продолжении исследований по тематике. Рецензируемый заключительный отчет можно принять с оценкой «хорошо».

Заведующий сектором исследований фанерозоя  
ДООУкрГГРИ, кандидат геолого-минералогических наук

В.Л. Стефанский